UNIVERSITÀ DELLA CALABRIA
Dipartimento di SCIENZE DELLA TERRA

Università degli Studi della Calabria

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra XIX ciclo

Settore Scientifico Disciplinare
GEO/01 *Paleontologia e Paleoecologia*

LE BIOCOSTRUZIONI A CORALLI ERMATIPICI DEL MIOCENE SUPERIORE DELLA CALABRIA SUD-OCCIDENTALE (VIBO VALENTIA, PALMI, RC): IMPLICAZIONI PALEOAMBIENTALI E DIAGENETICHE

Dott. Carmen Romano

TRIENNIO 2003-2006

Università degli Studi della Calabria

Facoltà di Scienze Matematiche Fisiche e Naturali

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra XIX ciclo

Settore Scientifico Disciplinare
GEO/01 Paleontologia e Paleoecologia

LE BIOCOSTRUZIONI A CORALLI ERMATIPICI DEL MIOCENE SUPERIORE DELLA CALABRIA SUD-OCCIDENTALE (VIBO VALENTIA, PALMI, RC): IMPLICAZIONI PALEOAMBIENTALI E DIAGENETICHE

RELATORE
Prof. Franco Russo

CORRELATORI
Prof. Claudio Neri
Prof. Antonio Russo
Prof. Jaroslaw Stolarski

DOTTORANDO
Dott. Carmen Romano

COORDINATORE
Prof. Salvatore Critelli

TRIENNIO 2003-2006

Alla metà della mia anima

Per sempre. ……….

INDICE

Capitolo 1 1
INTRODUZIONE
Capitolo 2 4
IL MIOCENE NEL BACINO DEL MEDITERRANEO
2. 1. Contesto geologico del Miocene nell'area mediterranea 4
2. 2. Situazione paleogeografica e distribuzione delle scogliere mioceniche 6
2. 3. Differenti tipi di biocostruzioni del Miocene superiore e problematiche ad esse associate 9
2. 3. 1. Zonazione e facies di scogliera 10
2. 3. 2. Biodiversità della fauna corallina 13
2. 3. 3. Differenti morfologie delle colonie coralline e modelli di zonazione 15
2. 3. 4. Le scogliere "aberranti" del Mediterraneo occidentale 18
2. 4. Ciclicità nella deposizione dei carbonati miocenici 19
Capitolo 3
LA DIAGENESI 22
3. 1. La diagenesi nei carbonati 22
3. 1. 1. Processi diagenetici 23
3. 1. 2. Ambienti diagenetici 24
3. 1. 3. Dolomitizzazione 27
3. 2. La diagenesi dei biocristalli carbonatici nei coralli: i cambiamenti neomorfici aragonite- calcite 33
Capitolo 4
INQUADRAMENTO GEOLOGICO 36
4. 1. Il Miocene in Calabria 36
4. 1. 1. I lavoro storici 36
4. 2. Introduzione all'inquadramento geologico delle aree di studio 41
4. 2. 1. La successione miocenica della zona di Vibo Valentia(Monte Poro) 42
4. 2. 2. Il reef di Vibo Valentia e sezione campionata nella cava vicino all'aeroporto 48
4. 2. 3. Inquadramento geologico dell'area di Palmi 51
4. 2. 4. Cenni storici e caratteristiche geologico-sedimentarie delle biocostruzini carbonatiche dell'area di Palmi 55
Capitolo 5
MATERIALI E METODI 60
Capitolo 6
ANALISI AL MICROSCOPIO OTTICO ED AL SEM 68
6. 1. Osservazioni al microscopio ottico dei campioni di Vibo Valentia 68
6. 2. Osservazioni al SEM dei campioni di Vibo Valentia 76
6. 3. Trasformazione neomorfica aragonite- calcite in funzione della temperatura: prova sperimentale 84
6. 3. 1. Trattamento termico 86
6. 4. Osservazioni al microscopio ottico dei campioni di Palmi 91
6. 5. Osservazioni al SEM dei campioni di Palmi 96

Capitolo 7 101
SISTEMATICA
7. 1. Considerazioni sulla sistematica della fauna corallina e di alcune faune associate 101
Genere Porites LINK, 1807 103
Porites calabricae 105
Genere Tarbellastraea ALLOITEAU, 1952 107
Tarbellastraea reussiana 108
Genere Siderastraea DE BLAINVILLE, 1830 112
Siderastraea crenulata 113
Genere Solenastrea MILNE-EDWARDS & HAIME, 1848 116
Solenastrea desmoulinsi 117
Genere Arutella BONADUCE, RUGGIERI & RUSSO, 1987 118
Arutella saheliensis 119
Genere Pokornyella OERTLI, 1956 120
Pokornyella italica 121
Capitolo 8
CONCLUSIONI 124
8. 1. Posizione cronostratigrafica, considerazioni paleoambientali e paleoecologiche 124
8. 2. Facies, materia organica e diagenesi 128
Ringraziamenti 131
Bibliografia 132

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

La presenza di numerose scogliere mioceniche nel Mediterraneo era stata documentata dai paleontologi già alla fine dell'ottocento. Chevalier (1961) con i suoi rigorosi studi sulle faune a coralli, la conoscenza di queste biocostruzioni per l'area occidentale e centrale del Mediterraneo. Negli anni 70 si svilupparono numerose ricerche a carattere sedimentologico e metodologico principalmente su buildups del Miocene superiore e, subordinatamente, del Miocene medio. Studi petrologici e sedimentologici iniziarono nel 1970 (Permanyer e Esteban, 1973; Montenat, 1975; Dabrio, 1974, 1975; Buchbinder, 1975, 1979; Pedley, 1976, 1979; Esteban e Permanyer, 1977; Alvarez et al., 1977; Pagnier, 1977; Armstrong et al, 1977; Esteban et al., 1977a, b; Catalano, 1979; Esteban, 1979. 1980a; Rouchy, 1979), soprattutto per il Miocene Superiore e per alcune scogliere di Miocene Medio. Queste ricerche erano principalmente orientate verso l'interpretazione delle facies e delle geometrie deposizionali per poter inquadrare le biocostruzioni del Miocene superiore nell'ambito della "Crisi di salinità messiniana". Esteban (1979) in un ampio ed elegante lavoro di sintesi propose un modello generale per i reefs del Miocene superiore dell'area mediterranea occidentale e centrale. In seguito numerosi studiosi di diverse scuole europee hanno ulteriormente ampliato le ricerche sia nei reefs mediterranei del Miocene superiore (Bossio et al., 1978, 1981; Santiesteban, 1981; Rouchy 1982a,b; Rouchy et al., 1982a, 1986; Esteban, 1980a, b; Esteban e Giner, 1980; Esteban et al., 1982a, b; Buxton e Pedley, 1989; Grasso e Pedley, 1988, 1989; Sant Martin, 1990; Saint Martin e Rouchy, 1990; Pomar et al., 1983; Braga e Martin, 1988; Martin et al., 1989; Martin e Braga, 1990; Rouchy e Saint Martin, 1992) sia di quelli del Miocene medio del Mar Rosso (Rouchy, 1979, 1982a, b; Rouchy et al., 1982b, 1983; Purser et al.,1987; Monty et al., 1987; James et al., 1988; Montenat et al., 1988; Burchette, 1988). Più beantemente le ricerche sui reefs miocenici mediterranei hanno affrontato anche problematiche di stratigrafia sequenziale e di geochimica isotopica insieme a studi quantitativi delle microfacies carbonatiche (Franseen, 1989; Goldstein et al., 1990; Pomar, 1991, 1993; Pomar e Ward, 1996; Oswald, 1992; Follows, 1992; Saint Martin et al., 1992; Buchbinder et al., 1993; Franseen e Mankiewicz, 1991; Franseen et al., 1993; Cornée et al., 1994).
Nel presente lavoro vengono descritti ed interpretati biocostruzioni carbonatiche del Miocene superiore affioranti in Calabria meridionale. Lo scopo principale di questa indagine è quello di descrivere ed interpretare le varie associazioni di organismi biocostruttori e di elaborare,

per la prima volta per questi affioramenti, un quadro sedimentologico, diagenetico e paleoambientale.

Questi complessi di scogliera affiorano come unità isolate lungo le coste della Calabria sud-occidentale nelle vicinanze dell'aeroporto di Vibo Valentia, e nei pressi dell'abitato di Palmi (RC).

Le motivazioni che hanno portato allo studio di queste strutture recifali si possono riassumere in tre punti: la loro cruciale collocazione temporale e geografica, la oligotipicità dei biocostruttori e la loro importante storia diagenetica. Per quanto riguarda il primo punto si può sottolineare che pochi studi esistono sulle scogliere mioceniche nell'area centrale del Mediterraneo e soprattutto sulle biocostruzioni affioranti nell'Italia meridionale ed in particolare in Calabria. Tra questi studi bisogna prima di tutto ricordare il raffinatissimo lavoro di sistematica portato a termine da Chevalier agli inizi degli anni '60, che tuttavia non prende in considerazione gli aspetti sedimentologici e stratigrafici. È opportuno citare i lavori infine di Pedley e Grasso (1994) e Grasso et al. (1996) sui terreni miocenici in Calabria, studi a carattere prettamente stratigrafico. L'età di queste biocostruzioni (Miocene superiore) le colloca in una fase pre-evaporitica, e di conseguenza amplifica l'interesse alla comprensione dei meccanismi che hanno controllato l'evoluzione di questi reefs e dei mutamenti climatici che ne hanno innescato la crescita. Poco prima della "Crisi di salinità" è nota la drastica riduzione dei generi di organismi costruttori, e la loro completa scomparsa durante la *crisi*.

Un ulteriore elemento di particolare interesse scientifico che caratterizza queste biocostruzioni carbonatiche del Miocene superiore è la presenza più o meno ubiquitaria di una componente terrigena non trascurabile. Maggiore spazio ed importanza è stato dato allo studio diagenetico delle comunità coralline che ha messo in luce il diverso comportamento dei coralli in base alle diverse microstrutture.

Il presente lavoro di tesi affronterà dunque, i vari aspetti stratigrafici, sedimentologici, diagenetici e paleontologici con lo scopo finale di inquadrare questi reefs miocenici nel loro ambiente di sedimentazione, e successivamente la loro storia diagenetica. Quest'ultimo aspetto è stato trattato con particolare attenzione, cercando di correlare le microfacies e l'evoluzione diagenetica. Il presente lavoro che si articola in otto capitoli.

Il primo capitolo tratta l'articolazione delle fasi della ricerca.

Nel secondo capitolo viene esposto il quadro generale della distribuzione dei complessi di scogliera, nell'area mediterranea. Tale inquadramento generale sulle costruzioni a coralli mioceniche del bacino del Mediterraneo, risulta indispensabile per poter inserire le unità carbonatiche studiate in un contesto spazio-temporale coerente.

I diversi eventi diagenetici, a cui sono state sottoposte queste biocostruzioni carbonatiche, viene discusso nel terzo capitolo, in cui viene discusso anche un esperimento di simulazione diagenetica. Nel quarto capitolo illustra l'inquadramento geologico delle aree di studio, ed il rilevamento degli affioramenti e nelle aree limitrofe.

Il quinto capitolo descrive il materiale e i metodi di studio.

Lo studio delle sezioni sottili attraverso vari metodi di analisi, da una visione completa di ciò che accade alle strutture dei coralli; perciò si è dovuti ricorrere ad una campionatura mirata.

La prima fase consiste nel prelevare dagli affioramenti colonie dei diversi generi dalle caratteristiche macroscopicamente visibili. Per ognuna di queste colonie sono state effettuate tre sezioni sottili in modo che si potesse avere una sezione per ogni parte della colonia, con particolare riguardo alla campionatura e lo studio con sezioni " stratigrafiche" delle colonie di esacoralli.

Nel sesto capitolo vengono studiate le microfacies dei corpi biocostruiti, le loro microstrutture e l'analisi semiquantitative dei rapporti tra i vari costruttori.

Il settimo capitolo è dedicato alla paleontologia sistematica della fauna a coralli e si è tentato anche di descrivere le faune e le flore associate.

Nell'ultimo e ottavo capitolo si discute la storia diagenetica e la ricostruzione paleoambientale delle biocostruzioni.

CAPITOLO 2

IL MIOCENE NEL BACINO DEL MEDITERRANEO

2. 1. Contesto geologico del Miocene nell'area mediterranea

Durante tutto il Miocene medio il clima era sostanzialmente caldo, fino a quando ci fu un brusco raffreddamento nel Miocene superiore sfociato in una glaciazione che colpì l'emisfero settentrionale. Tra i 10-5 M.a., la distribuzione delle zolle assumeva le somiglianze di un mosaico che a tratti poteva ricordare la distribuzione attuale anche se spostata di circa 1-3° di latitudine. Il Mediterraneo confinava con l'Oceano Atlantico incorniciato da catene montuose in sollevamento. Il Mediterraneo orientale, era connesso con il Mare Egeo e con la Paratetide tramite uno stretto a nord del sistema orogenetico alpino. Lo sviluppo di scogliere a coralli in molte zone poco profonde dell'antica area mediterranea, e di una vegetazione subtropicale, era l'espressione di un clima globale caldo. Durante il primo Tortoniano, nella provincia centrale del Mediterraneo, in contrasto al recente lavoro di Brachert et al., 2006, vengono a formarsi delle vere scogliere e delle strutture isolate composte principalmente da comunità di *Porites* e *Tarbellastraea*, mentre la crescita è documentata bene nell'area occidentale ed orientale del Mediterraneo. Questo disegno biogeografico associato alla bassa diversità dei coralli costruttori di scogliera, generalmente fa pensare che rifletta una posizione del Mediterraneo al limite settentrionale della cintura globale dei coral reefs.
Risulta anche documentato che il Mediterraneo orientale fu colpito ripetutamente da monsoni. Comunque facendo un confronto tra l'attuale situazione con la paleogeografia, si può stabilire che ci sarebbe stata una influenza data dall'Oceano Atlantico che dominò sulle condizioni atmosferiche, e sulle teleconnessioni e i modelli di circolazione delle acque oceaniche del Mediterraneo orientale (Brachert et al., 2006).
Le prime fasi del raggiungimento dell'attuale configurazione del Mar Mediterraneo avvennero nella prima parte del Miocene (circa 16 Ma), quando la convergenza tra Africa ed Eurasia chiuse la porta orientale della Tetide (Esteban, 1996). Il Mar Mediterraneo era quindi predisposto ad un bilancio negativo del livello del mare subendo così una crisi della circolazione marina (fig.2.1). Si assiste così alla chiusura di quei canali che fino al Paleogene lo mettevano in comunicazione con l'oceano Atlantico e l'oceano Indiano.

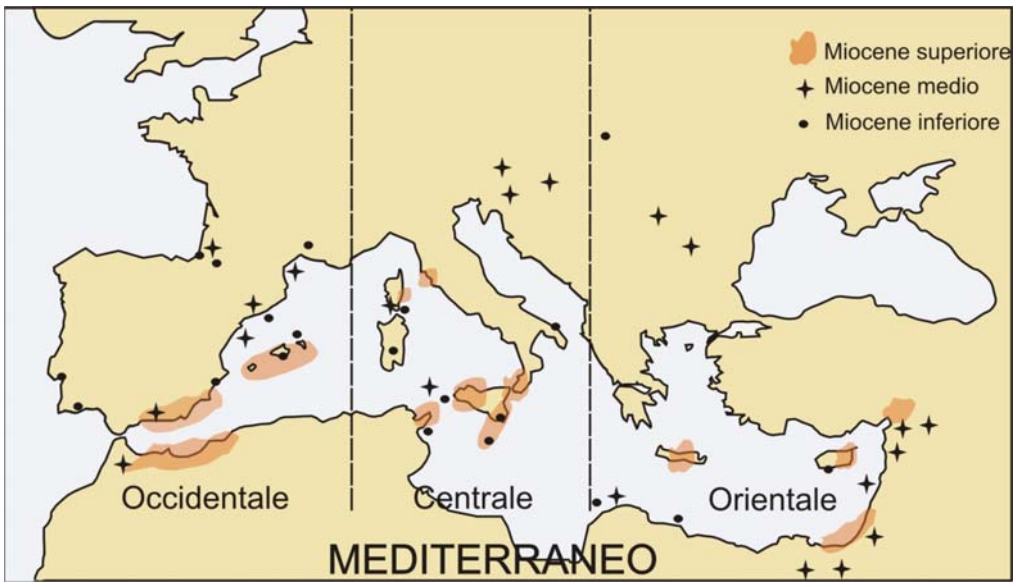


Fig. 2. 1. Distribuzione dei coral reef nelle tre Province dell'area mediterranea (tratto da Esteban, 1996)

Durante la maggior parte del Paleogene, l'Europa fu un mare epicontinentale con estesi arcipelaghi emergenti corrispondenti ai crescenti sistemi Alpini e canali poco profondi che durante i periodi di mare alto permettevano il perdurare di condizioni francamente marine. L'intensificazione di questi movimenti orogenetici durante il tardo Eocene-Oligocene diedero inizio all'emersione di molte zolle nell'Europa centrale, con diffusi bacini ristretti e lacustri, producendo il più importante trend paleogeografico che dominò il Miocene. La storia sedimentaria del Miocene comprende tre supercicli: TB1 Chattiano- Aquitiano, TB2 Burdigaliano, Langhiano e Serravalliano e TB3 dal Tortoniano/Attuale (Haq et al., 1987), rispettivamente superciclo inferiore, medio e superiore. Per ovvie ragioni di nostro interesse risulta il terzo superciclo che viene ulteriormente suddiviso in A (Miocene superiore) e B (Pliocene- Quaternario). Nel terzo superciclo (A) si assiste al semi isolamento del Mediterraneo collegato ad ovest con l'Atlantico attraverso un complesso di arcipelaghi e canali poco profondi che durante i periodi di highstand permettevano il perdurare di condizioni francamente marine (Esteban et al., 1996). Durante il Messiniano le comunicazioni con l'Atlantico furono ripetutamente ridotte dall'effetto combinato del sollevamento tettonico, abbassamento del livello marino accumulo di sedimento e variazione climatica. Ciò portò alla deposizione di unità evaporitiche intercalate tra i sedimenti marini in vaste aree del Mediterraneo (Ryan et al.. 1973; Hsü et al., 1973, 1977: Adams et al., 1977; Cita, 1982; Rouchy, 1982a, b; Cita & McKenzie, 1986; Benson et al., 1991). Il bacino del Mediterraneo viene gradualmente ad assumere quelle caratteristiche fisiografiche che oggi lo contraddistinguono, trasformandosi cioè in un mare semi isolato, con una geochimica delle acque ed un'idrologia particolari e ospitante una fauna corallina con caratteristiche molto peculiari.

2. 2. Situazione paleogeografica e distribuzione delle scogliere mioceniche

Solo da pochi anni è stato affrontato lo studio delle biocostruzioni a coralli, ma ciò è subito risultato di grande interesse a causa della particolare evoluzione che il bacino del Mediterraneo si trova a subire in corrispondenza di questo periodo.
Durante il Miocene le biocostruzioni coralline mediterranee, anziché scomparire, come successe per latitudini analoghe, subiscono un progressivo spostamento verso sud di quello che erano i limiti della propria distribuzione (Esteban, 1996) fig. 2.2., mettendo inoltre in evidenza caratteri, in termini di biodiversità della fauna corallina, forma e dimensioni delle colonie, ecc. che le rendono sostanzialmente differenti sia dalle biocostruzioni appartenenti a periodi antecedenti (ad esempio le scogliere oligoceniche della Penisola Salentina: Bosellini F. & Russo, 1992), sia dalle biocostruzioni attualmente osservabili in corrispondenza dei mari tropicali.

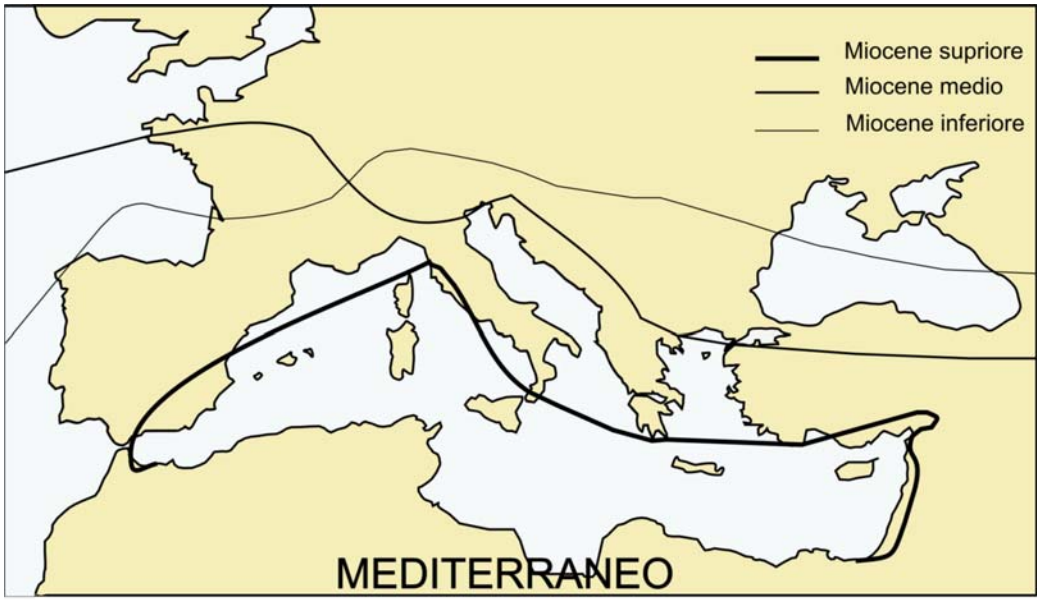


Fig. 2. 2. Spostamento del limite della distribuzione delle scogliere durante il Miocene nel Mediterraneo (tratto da Esteban, 1996)

Le biocostruzioni a coralli nell'area Mediterranea appaiono in modo significativamente sincrono. Molte di queste sono concentrate nell'Aquitiano, Langhiano e nel tardo intervallo Tortoniano-Messiniano. Questa situazione è legata ad un innalzamento eustatico di secondo ordine del livello marino.
Tutto ciò porta allo studio dei rapporti esistenti tra evoluzione climatica, geochimica delle acque e conseguente adattamento delle faune marine a grande scala. Mentre si deve aggiungere a ciò la grande varietà di condizioni geologiche ed ecologiche tipiche delle coste

all'interno del bacino del Mediterraneo, sulle quali le scogliere mioceniche si impostarono e si svilupparono.

Ad accrescere poi l'attenzione degli studiosi vi sono altri motivi, legati soprattutto all'età relativamente recente di tali scogliere. Il primo di questi è rappresentato dall'ottima conservazione e dall'eccezionale esposizione che in alcuni casi esse presentano (sono da ricordare gli affioramenti della Spagna sud orientale), a cui è possibile applicare con notevole approssimazione i modelli ecologici scaturiti dall'osservazione delle attuali piattaforme carbonatiche tropicali e sub tropicali.

II secondo superciclo, TB2, che va dall'Aquitaniano superiore fino alla fine del Serravalliano, vede una interruzione praticamente totale della connessione marina fra la zona mediterranea e il dominio indo - pacifico (limite Aquitaniano - Burdigaliano) a seguito della collisione fra la placca araba e quella turca. Le conseguenze di questo avvenimento risultano profonde sia da un punto di vista biologico che ecologico. La fauna marina mediterranea si trova infatti a rimanere divisa da quella che fin da allora risultava essere la zona con più alta biodiversità di tutto il pianeta, con un conseguente impoverimento nel numero dei generi e delle specie coralline. Ulteriore effetto di questo fenomeno è il passaggio, in corrispondenza della zona orientale della Paratetide, da condizioni francamente marine ad un ambiente di tipo salmastro, mentre nella Paratetide centrale le caratteristiche del bacino rimangono sostanzialmente inalterate grazie ai collegamenti con il Mediterraneo occidentale. Tale evoluzione strutturale, che vede inoltre un'accelerazione dei processi orogenetici alpini, viene accompagnata da un globale raffreddamento del clima e da un conseguente abbassamento del livello medio del mare (Barron & Keller, 1982). In questo periodo le facies carbonatiche sono quantitativamente ridotte e rappresentate esclusivamente dalle cosiddette "rhodalgal units" (Carannante et al., 1988). Il clima torna poi a riscaldarsi in corrispondenza del Burdigaliano superiore fino a quasi tutto il Langhiano e il miglioramento delle condizioni ambientali porta ad un rifiorire delle comunità di scogliera. La diversità della fauna corallina in questo periodo diventa più ridotta anche se vengono a formarsi scogliere abbastanza rappresentative come quelle del Mar Rosso, Israele, del deserto occidentale egiziano, Spagna orientale, sud - est della Francia, Corsica e delle zona centrale della Paratetide (Chevalier, 1961; Permanyer & Esteban, 1973; Orszag-Sperber & Pilot, 1976; Buchbinder et al., 1993; Pisera, 1996; Purser et al.. 1996). Le condizioni climatiche tornano poi a deteriorarsi durante il Serravalliano. originando nella maggior parte del Mediterraneo un clima temperato, con il conseguente impoverimento della rigogliosa fauna subtropicale e la scomparsa quasi totale delle scogliere coralline (Rögl et al., 1978; Demarcq, 1984, 1985). L'ultimo superciclo, TB3, comprende il periodo di tempo che va dal Serravalliano superiore / Tortoniano fino all'attuale; nell'ambito

del Mediterraneo esso viene però separato in una prima fase tardo miocenica (TB3A) ed in un secondo ciclo Plio - Quaternario (TB3B). La fine del Serravalliano è segnata da un abbassamento del livello marino estremamente rilevante, che coincide con il sollevamento della placca araba e di quella turca. In questo periodo abbiamo un'abbondante presenza di comunità di scogliera, il cui limite settentrionale fa però registrare un marcato spostamento verso sud a causa del deterioramento delle condizioni climatiche: le biocostruzioni si trovano quindi distribuite nella zona compresa fra il Marocco settentrionale e il sud ovest della Spagna, fino verso le isole Baleari, la Sardegna e la Toscana; riappaiono in Puglia e Calabria, delimitando una fascia che comprende Sicilia, Malta, Creta, Turchia meridionale, Cipro e Israele (Esteban, 1996). Dalla fine del Tortoniano fino al Messiniano inferiore si registra praticamente un bassissimo grado di biodiversità tanto che le biocostruzioni appartenenti a questo periodo possono considerarsi monogeneriche. Il fenomeno della chiusura delle connessioni con l'oceano porterà, proprio nel Messiniano ad un prosciugamento quasi totale del Mediterraneo, che verrà ridotto ad un insieme di bacini evaporitici ipersalini separati fra di loro da lingue di terra più o meno estese (Ryan et al.. 1973; Hsü et al., 1973, 1977: Adams et al., 1977; Cita, 1982; Rouchy, 1982a, b; Cita & McKenzie, 1986; Benson et al., 1991). L'ultimo ciclo Plio - Quaternario si apre infine con una brusca trasgressione marina che porta le acque dell'Atlantico ad invadere l'area mediterranea fino alle regioni del Ponto e del Caspio, con un conseguente radicale cambiamento delle condizioni ambientali. Non si registra in questo periodo la presenza di scogliere coralline e l'attività di biocostruzione è relegata a mounds generati da coralli aermatipici e ad estesi accumuli di alghe corallinacee (Chevalier, 1961). La situazione paleogeografica del bacino del Mediterraneo durante il Miocene superiore ricorda molto l'attuale configurazione della distribuzione delle terre emerse in questa area (Esteban et al., 1996). Ciò aiuta la comprensione di quelli che furono i rapporti tra tettonica, clima che influenzarono la distribuzione delle diverse biocostruzioni di quel tempo. La particolare collocazione del Mediterraneo infatti fa sì che le principali caratteristiche ambientali vengano regolate in maniera differente rispetto agli altri bacini oceanici (Hopkins, 1985): la circolazione termoalina è legata al tasso di evaporazione anziché al raffreddamento nelle zone polari, l'apporto di acque continentali gioca un ruolo fondamentale, mentre la mancanza di una stratificazione legata alla profondità porta ad una notevole circolazione verticale stagionale. In aggiunta a tutto ciò, i complessi sistemi montuosi ai margini del bacino tendono ad imprimere alle correnti d'aria una direzione preferenziale (Flos, 1985), il che causa in alcune zone, quali il Golfo di Lione, l'Adriatico settentrionale e il mare Egeo, frequenti tempeste e forti venti nel periodo invernale e primaverile. La concomitanza di tutti questi fattori fa dunque sì che lungo alcune coste si registrino intensi apporti di acque ricche

di nutrienti, sia legati a risalita da zone più profonde che provenienti dai corsi d'acqua continentali e questo fenomeno, assieme ad una temperatura localmente più bassa, può avere inibito nei tempi passati la crescita e lo sviluppo della fauna corallina ermatipica. In tal modo potrebbe quindi venir spiegata nel Miocene l'assenza di scogliere in aree quali il nord est della Spagna, la Francia meridionale e l'Adriatico settentrionale; inoltre la prevalente direzione di propagazione verso sud o sud est che le biocostruzioni mediamente mostrano nelle altre zone del Mediterraneo potrebbe essere messa in relazione alla difficoltà da parte di queste ad accrescersi in presenza di venti freddi provenienti da nord (Esteban, 1996).

2.3. Differenti tipi di biocostruzioni del Miocene superiore e problematiche ad esse associate

Nel Miocene superiore del Mediterraneo, in base alla fisiografia delle piattaforme carbonatiche e ai meccanismi deposizionali, possiamo individuare diversi tipi di scogliere. La maggioranza di queste sono rappresentate da scogliere a frangia (Esteban, 1979), sviluppatesi direttamente sul substrato roccioso e con lagune di retroscogliera ridottissime o addirittura assenti, che vengono ad impostarsi su conoidi costiere attive. In tal caso esse consistono in “patch” discontinui, che evidenziano un andamento generalmente arcuato ma che può mostrare una grande molteplicità di forme e geometrie in funzione della morfologia del corpo sedimentario su cui si trovano ad impostarsi (Santisteban, 1981; Santisteban & Taberner, 1983). Frequenti risultano anche i complessi costituiti esclusivamente da "patch" sparsi e discontinui. In particolare in questi contesti i coralli assumono forme di crescita che sono influenzate molto dal substrato su cui si impostano, ma anche in funzione della sedimentazione terrigena silicoclastica a cui l'ambiente si trova sottoposto (Santisteban, 1981; Saint Martin, 1990). Le barriere coralline vere e proprie, risultano essere decisamente rare: anche nel caso di biocostruzioni di dimensioni particolarmente rilevanti, infatti la struttura rappresenta in genere il prodotto di diverse e successive sovrapposizioni di scogliere a frangia. Per questo motivo diventa a volte difficoltoso applicare la terminologia classica che distingue scogliere a frangia e barriere coralline, tanto che alcuni autori (Saint Martin, 1990) preferiscono parlare più genericamente di “platform reef complex”.

2.3.1. Zonazione e facies di scogliera

Se si prende in considerazione un complesso di scogliera a frangia ideale, è possibile individuare al suo interno una zonazione che da terra verso mare mette in evidenza le seguenti facies (fig. 2.3.) (Esteban, 1979, 1996).

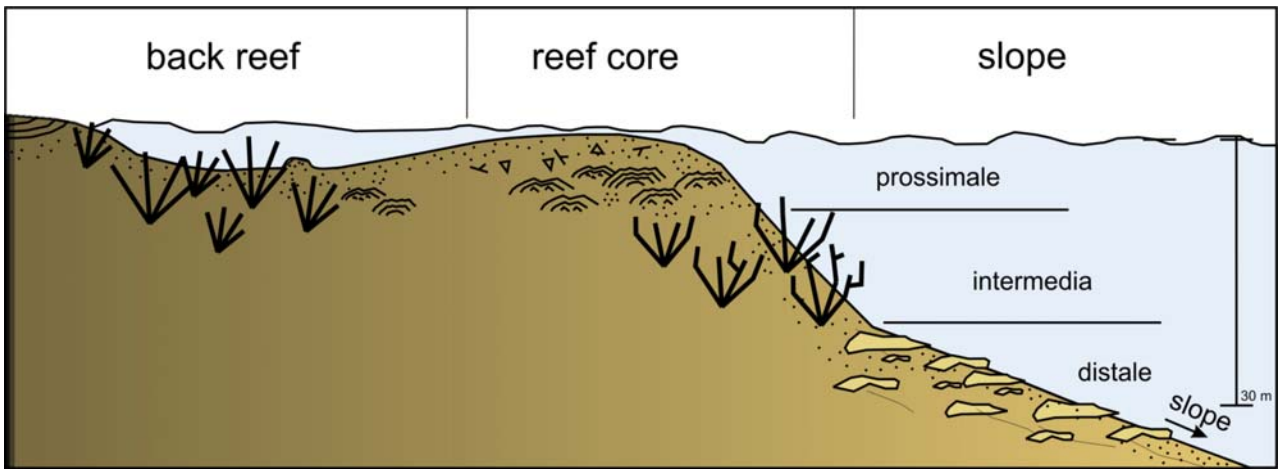


Fig. 2. 3. Zonazione di scogliera di Esteban, 1996

FACIES DI "BACK REEF" (retroscogliera). Qualora presente, la laguna di retroscogliera è caratterizzata da accumuli a prevalenti foraminiferi bentonici (miliolidi, peneroplidi e alveolinidi) assieme a barre oolitiche, alghe corallinacee, livelli costituiti da resti di molluschi, "coral knobs"e "patch reefs" formati dai generi *Porites, Tarbellastrea* e *Siderastrea;* oltre ad una facies fango - sostenuta con gasteropodi, stromatoliti e tracce di radici di mangrovie (Esteban, 1979). A volte possono essere presenti accumuli a foraminiferi planctonici rimaneggiati (Santisteban, 1981). Nelle località dove la laguna di retroscogliera risulta ben sviluppata, i relativi sedimenti lasciano gradualmente posto verso mare alla biocostruzione vera e propria "reef core", mentre verso terra essi terminano sfociando progressivamente in depositi terrigeni silicoclastici con granulometrie che vanno dal silt fino ai conglomerati. Questo viene generalmente indicato col termine di "Marginal Terrigenous Complex", che può raggiungere centinaia di metri di spessore, a seconda delle località, mostra differenti rapporti con le formazioni di scogliera: esso può terminare direttamente a ridosso del "reef core" e in zone di intensa sedimentazione si può trovare mescolato alla facies corallina. Esso può risultare completamente assente e in tal caso le scogliere si trovano direttamente impostate su rocce vulcaniche, metamorfiche, o su di un substrato sedimentario più antico.
FACIES DI "REEF CORE" (fronte di scogliera). La facies che caratterizza il nucleo della scogliera è rappresentata da una impalcatura rigida, biocostruita "framework", che

lateralmente sfuma in livelli di origine bioclastica. Generalmente ha uno spessore di circa 20-30 m e molteplici sono gli organismi che concorrono alla formazione e stabilizzazione di tale struttura. Predominanti fra questi sono i coralli del genere *Porites*, in associazione o meno con altri coralli ermatipici quali *Tarbellastrea, Solenastrea* (= *Paleoplesiastrea), Siderastrea*, che comunque rimangono di solito quantitativamente subordinati. Importanti per il consolidamento del "framework" corallino sono poi alghe corallinacee, briozoi, foraminiferi incrostanti, vermetidi, serpulidi, oltre alla presenza di strutture stromatolitiche e incrostazioni di cemento micritico o fibroso. Gli spazi che intercorrono fra le varie parti della biocostruzione si trovano ad essere riempiti da un sedimento bioclastico le cui componenti principali sono rappresentate in genere da resti di echinodermi, bivalvi, gasteropodi, foraminiferi bentonici, crostacei, ecc. Le strutture che più frequentemente si rilevano sono del tipo framestone, bafflestone, boundstone e rudstone. Importante è anche la presenza di organismi perforanti, (vedi foto) quali molluschi litofagi, spugne ed alghe, i quali mostrano le tracce della propria attività nella quasi totalità delle facies di scogliera. Per quello che riguarda la geometria interna, il "reef core" può presentarsi come una struttura massiva, oppure mostrare delle complesse architetture generate da livelli, strati o "mounds" variamente giustapposti fra di loro. Nel caso in cui la formazione di scogliera si trovi associata ad un'intensa sedimentazione terrigena, essa presenta in genere un andamento stratificato, con livelli detritici che interrompono la biocostruzione, per poi venire successivamente ricolonizzati dalla fauna corallina (Braga & Martin, 1988; Martin et al., 1989). Ciò è ben registrato negli affioramenti di Vibo Valentia. In diversi affioramenti della Spagna meridionale si possono inoltre osservare le cosiddette geometrie a "spur and grooves", rappresentate da una successione di speroni rocciosi intervallati da canali; oppure caratterizzate da contrafforti di dimensioni molto più ampie sempre separati fra di loro da avvallamenti più o meno profondi. Queste ultime conformazioni tendono però a venir considerate più come il prodotto di un'attività erosiva o di una

Foro causato da organismi perforatori

fratturazione sindeposizionale piuttosto che legate alla crescita e allo sviluppo della biocostruzione stessa (Esteban & Giner, 1977; Santisteban, 1981).

FACIES DI "SLOPE" (avanscogliera). La scarpata di scogliera è caratterizzata da clinostratificazioni generate dall'apporto di materiale proveniente dalla biocostruzione, che mettono in collegamento la zona del margine con le profondità del bacino. Questi depositi mostrano in media uno spessore di 60-80 metri, che a volte può raggiungere e superare i 200 (Esteban et al., 1977; Dabrio et al., 1981; Santisteban, 1981). In funzione della distanza dal margine si distinguono una zona di "slope" prossimale e una distale, ciascuna caratterizzata da proprie particolarità. In corrispondenza dello slope prossimale i vari livelli sedimentari fanno registrare una pendenza di oltre 20°-30°, uno spessore relativamente elevato ed una granulometria grossolana (da brecce a sabbie). Come si è detto, la composizione è in relazione diretta con la fauna di scogliera: è presente infatti una facies grano-sostenuta caratterizzata da frammenti a coralli, alghe corallinacee, abbondante *Halimeda,* molluschi, vermetidi, briozoi e serpulidi, oltre a di grani scheletrici provenienti probabilmente dalle zone di retroscogliera (miliolidi, peneroplidi, ecc.). Allontanandosi dal margine lo spessore dei livelli tende a diminuire, così come la granulometria del sedimento e l'inclinazione della stratificazione; è questa la zona di slope distale, caratterizzata da strutture fango - sostenute, bioclasti maggiormente micritizzati ed una presenza più o meno accentuata di foraminiferi plantonici. Gradualmente questa facies tende infine a sfumare in sedimenti tipici di maggiori profondità, quali marne, sabbie torbiditiche, ecc. (Mankiewicz, 1996; Franseen & Mankiewicz, 1991; Franseen et al., 1993; Franseen & Goldstein, 1996). In corrispondenza dello slope prossimale è inoltre possibile individuare la presenza di grossi blocchi rocciosi distaccatisi dal margine di scogliera, che si possono rinvenire fino a due chilometri di distanza da quest'ultima e che possono essere facilmente confusi con strutture a "patch" (Esteban & Giner, 1980; Santisteban, 1981).

Molte associazioni di organismi colonizzano questa zona e risultano estremamente importanti nel consolidamento del sedimento bioclastico di slope. Si hanno infatti bioerme ad *Halimeda* (Mankiewicz, 1988; Braga et al., 1996b; Martin et al., 1997), mounds e incrostazioni di varia entità generate da coralli aermatipici, alghe corallinacee, foraminiferi incrostanti, gorgonie, idrozoi, serpulidi, vermetidi, ecc. (Rouchy, 1980; Bordet et al., 1982; Rouchy et al., 1986; La Chapelle, 1988; Barrier et al., 1990).

Le strutture sedimentarie caratterizzanti la facies di slope possono acquisire una grande importanza stratigrafico -sequenziale. Gli affioramenti più estesi e meglio preservati mostrano infatti, attraverso analisi di tipo sismico, complicate strutture legate alla progradazione del complesso di scogliera, fenomeno che può avvenire in diverse fasi, attraverso processi di

aggradazione, progradazione in fase di highstand, downstepping e progradazione in fase di lowstand (fenomeni di retrogradazione sembrano essere molto meno comuni). Le varie geometrie che così si vengono a creare rispondono a cicli di oscillazione ad alta frequenza del livello marino (del 4°, 5° e 6° ordine), rendendo possibili in questo modo approfonditi studi di carattere stratigrafico (Pomar 1991, 1993; Pomar et al, 1994, 1996).

2.3.2. Biodiversità della fauna corallina

Come si è già avuto modo di accennare, le scogliere del Miocene superiore del Mediterraneo sono da considerare in larga parte praticamente monogeneriche. Nonostante ciò, è possibile individuare al loro interno la presenza di vari generi corallini diversi da *Porites,* in alcuni casi anche in numero rilevante. Sulla base di queste differenze in termini di biodiversità è stata elaborata una principale distinzione delle biocostruzioni, che ne prevede la suddivisione in due distinti tipi (Esteban 1978, 1979). Il tipo "A" risulta caratterizzato da diversi generi rappresentati da più di 5-15 specie (di norma le principali sono 2-4) associate ad una fauna relativamente ricca di echinodermi, molluschi, alghe rosse, briozoi e foraminiferi. Il tipo "B", si presenta invece nettamente dominato da un singolo genere (normalmente *Porites,* qualche volta *Tarbellastrea*) mentre i rimanenti generi, quando presenti, risultano quantitativamente subordinati. La morfologia delle colonie in quest'ultimo caso si presenta prevalentemente ramificata, con forme laminari particolarmente diffuse alla base della biocostruzione. La fauna associata è analoga a quella delle scogliere di tipo "A" ma molto meno abbondante e con esemplari di dimensioni più ridotte. Esiste poi una categoria intermedia, denominata "AB", che presenta una sola specie corallina dominante (a volte due) ma con una fauna associata simile a quella delle scogliere di tipo "A"; per questo motivo alcuni autori (Rouchy et al., 1986) distinguono globalmente tre diversi tipi di scogliere anziché due.
Sebbene vi sia una generale convergenza nel riconoscere questa differenziazione, non tutti invece concordano sui motivi ecologici che vi starebbero alla base, tanto è vero che la discussione rimane tuttora sostanzialmente aperta. Secondo Esteban (1979) questa situazione sarebbe legata ad una differenza di età; le scogliere di tipo "A" apparterrebbero al Tortoniano o al Messiniano inferiore, mentre quelle di tipo "B" al Messiniano. Altri autori (Santisteban, 1981) si discostano invece nettamente da questa generalizzazione, mettendo in relazione tale distinzione non tanto ad un "trend" generale quanto a fattori locali quali ad esempio il tasso di sedimentazione. In questo senso un apporto detritico non particolarmente intenso tenderebbe a favorire una maggiore diversità fra i coralli, mentre una sedimentazione troppo elevata inizierebbe ad esercitare una certa selezione, permettendo la sopravvivenza solamente di

quelle poche specie caratterizzate da una maggiore tolleranza (soprattutto *Porites*). Un eccesso nell'apporto sedimentario condurrebbe infine alla completa scomparsa della fauna corallina.

Un'altra classificazione delle scogliere coralline tardo mioceniche è dovuta a Saint Martin (1990); il quale studiando gli affioramenti dell'Algeria e del Marocco, individua e distingue quattro maggiori gruppi basati su biodiversità, geometria e articolazione dei corpi biocostruiti:

1. formazioni ad elevata biodiversità con andamento stratificato, assenza di piattaforme bordanti o slope (scogliere a frangia o legate a rilievi topografici sommersi);
2. scogliere a frangia sempre ad elevata biodiversità ma dotate di slope;
3. "patch" e lenti con predominanza di *Porites* e *Tarbellastrea* e abbondanti alghe corallinacee;
4. scogliere esclusivamente a *Porites*, con marcata progradazione e rilevanti accumuli ad *Halimeda*.

2.3.3. Differenti morfologie delle colonie coralline e modelli di zonazione

Sulla base di osservazioni eseguite su affioramenti delle isole Baleari è stata elaborata da parte di Esteban (1979, 1996) e Pomar et al. (1983) una zonazione delle scogliere basata in modo particolare sulle differenti morfologie che le colonie coralline in funzione della profondità. In questo senso, partendo dalla zona più prossima alla laguna interna e spostandosi verso mare, vengono distinte cinque differenti fasce (fig. 2.3.):
RETROSCOGLIERA: colonie di forma massiva, sostituite nella facies più propriamente di laguna da morfologie ramificate dotate di "stick" molto sottili.
CRESTA DI SCOGLIERA: rappresentata da una breccia corallina resa stabile da alghe corallinacee, colonie coralline incrostanti, assieme a morfologie più massicce che si trovano generalmente troncate alla sommità.
AVANSCOGLIERA PROSSIMALE (profondità massima 10 m): colonie soprattutto di forma massiva e colonnare.
AVANSCOGLIERA INTERMEDIA (profondità massima 20 m): colonie a cespuglio dotate di "stick" lunghi e sottili e intercalate da tasche di sedimento.
AVANSCOGLIERA DISTALE (profondità massima 30 m): colonie prevalentemente laminari, foliacee, a volte dotate di corte protrusioni verticali "finger-like" in corrispondenza della superficie superiore. In tutte queste zone *Porites* risulta essere il genere predominante, a volte sostituito *Tarbellastrea*, molto più raramente da *Siderastrea.*
I differenti modi di crescita da parte dei diversi generi di coralli, risultano legate essenzialmente alla profondità, in primo luogo, l' idrodinamismo, la luminosità ma anche la temperatura, la salinità, gli apporti sedimentari e l' ossigenazione. Quindi le morfologie ramificate tipiche della laguna e della parte intermedia dell'avanscogliera possono essere messe in relazione alla necessità di una crescita in tempi rapidi (eventualmente per sottrarsi a fenomeni di sedimentazione rilevanti), associati dalla possibilità di non dover sottostare a regimi idrodinamici particolarmente elevati. Al contrario invece, le morfologie incrostanti della cresta di scogliera, così come le forme massicce e colonnari dell'avanscogliera superiore, risultano legate alla esigenza di dover resistere al violento impatto del moto ondoso. L'accrescimento laminare tipico delle colonie più profonde (parte inferiore dell' avanscogliera) sembra invece rappresentare un adattamento alla scarsa luminosità di quelle zone, che costringerebbe il corallo a sviluppare al massimo la propria superficie per intercettare la maggior quantità di luce possibile (Graus & Macintyre, 1976; Fricke &

Schuhmacher, 1983; Grasso e Pedley, 1988, 1989; Saint Martin, 1990; Insalaco, 1996; Bosellini F., 1998).

Altri fattori possono poi risultare fondamentali nel caratterizzare la zonazione delle colonie lungo il profilo di una scogliera possono essere l'originaria morfologia del substrato, il rapporto esistente fra il ritmo di crescita della scogliera e la velocità di oscillazione relativa del livello del mare, l'esistenza e la rilevanza di associazioni incrostanti atte a irrobustire il "framework" corallino. Per questo motivo tale modello di zonazione, nonostante offra un'importante chiave di lettura utilizzabile con successo in vari tipi di studi, non rappresenta altro che una generalizzazione non rigidamente applicabile in ogni situazione e contesto. Molte scogliere del Miocene superiore infatti non rispecchiano questa schematizzazione, mettendo in evidenza varianti che se ne possono discostare anche in modo rilevante. Un esempio in questo senso è rappresentato da una zonazione molto più semplice, caratterizzata da colonie di *Porites* (a volte *Tarbellastrea)* di tipo ramificato, con "stick" molto lunghi, consolidati per mezzo di espansioni orizzontali addensate verso la base. L'insieme di queste colonie tende poi a formare bordature, lamine e morfologie a cespuglio (Esteban et al.. 1977, 1978, 1982a, b; Esteban & Giner, 1980; Dabrio et al., 1981). In tal caso la possibilità di accrescimento di sottili morfologie ramificate in zone ad alto idrodinamismo risulta assicurata dall'esistenza di queste particolari lamine orizzontali, oltre che dalla presenza di spesse incrostazioni di origine algale e micritica e dalla resistenza offerta dal sedimento che si trova a riempire lo spazio fra una colonia e l'altra (Esteban, 1996).

In altre zone del Mediterraneo si possono poi osservare scogliere dotate di una zonazione che costituisce un'ulteriore variante rispetto ai casi precedenti. Si tratta di biocostruzioni che evidenziano la presenza di una fascia a colonie massicce profonda, sormontata da una zona a morfologie ramificate; quest'ultima collocata immediatamente al di sotto della cresta di scogliera e caratterizzata da una profondità massima non superiore ai 10 m, nel nostro caso si può ben notare nell'affioramento di Palmi (fig. 2. 4.).

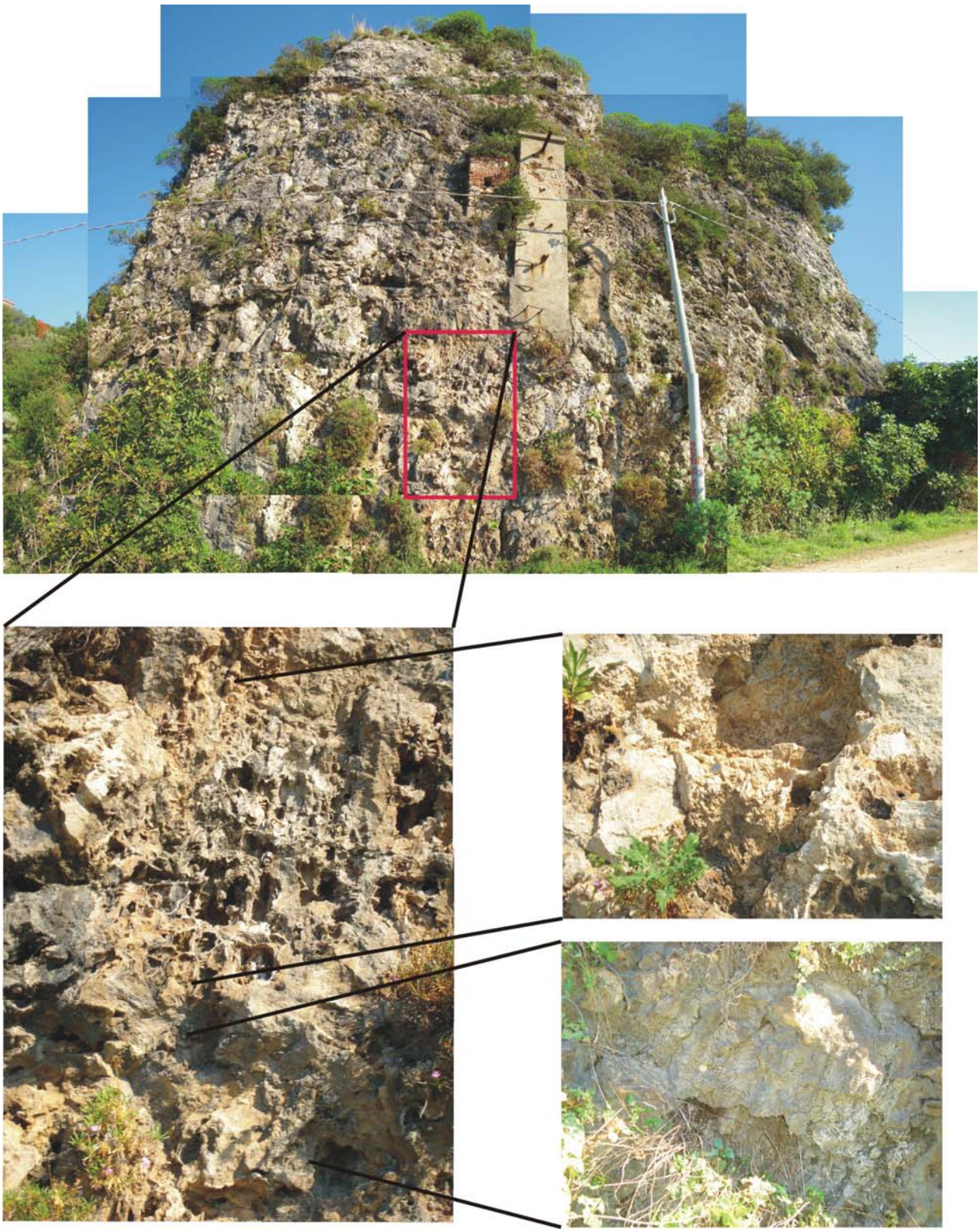


Fig. 2.4. Affioramento di località Petrosa, Palmi (RC), particolare in basso delle colonie ondulate che vanno a terminare verso l'alto con colonie ramificate.

La presenza di una facies a morfologie ramificate nella zona superficiale della biocostruzione può venire in questo caso spiegata attraverso varie ipotesi: un' innalzamento brusco del livello marino, un aumento della quantità di nutrienti, l'instaurarsi di episodi ad alta sedimentazione.

Qualunque sia il fattore (o la combinazione di fattori) che innesca questo genere di fenomeno, il perdurare di queste forme delicate in corrispondenza di zone ad alto idrodinamismo risulta però sempre accompagnato e reso possibile dalla presenza di abbondanti incrostazioni di vario genere, costituite in primo luogo da associazioni microbialitiche assieme ad alghe corallinacee e foraminiferi incrostanti. Esempi in questo senso sono rappresentati dalle scogliere a frangia della Spagna sud orientale (Dabrio et al., 1981; Santisteban, 1981; Riding et al., 1991a, b), dell'Algeria (Saint Martin, 1990) e da alcune biocostruzioni sparse fra Sicilia, Malta e Lampedusa (Pedley 1979, 1996b; Grasso & Pedley, 1989).

Infine i coralli che si sviluppano in zone sottoposte a sedimentazione terrigena mostrano una più ampia varietà di morfologie: a lama, aggregati conico - ramificati, forme botroidali, ecc. In questi ambienti diventa decisamente più difficile tracciare una zonazione che abbia un valore generale e le uniche tendenze che si possono notare (spostandosi gradualmente da mare verso terra) consistono in una diminuzione delle dimensioni delle colonie, un aumento delle espansioni laminari nella parte inferiore delle colonie massive e ramificate, assieme ad una progressiva predominanza delle forme ramificate (Bossio et al., 1978, 1981; Grasso & Pedley, 1988,1989; Saint Martin, 1990).

2.3.4. Le scogliere "aberranti" del Mediterraneo occidentale

Sono infine da segnalare delle biocostruzioni coralline che per le caratteristiche che presentano non possono venir inserite all'interno di alcun modello di zonazione sopracitato, né paragonate con nessuna delle biocostruzioni che caratterizzano gli attuali mari tropicali e subtropicali. Sono scogliere oligotipiche (predominanza di *Porites,* localmente associato a *Tarbellastrea)* che risalgono esclusivamente al Messiniano inferiore e che si trovano localizzate in corrispondenza della zona occidentale del Mediterraneo. Esse vengono indicate con la sigla "BB" (Esteban, 1996) ed in sostanza i motivi che le distinguono e le rendono così particolari sono sintetizzati nei seguenti punti (Esteban et al., 1977; Esteban, 1978, 1979):

1. notevoli dimensioni: con una progradazione di circa 3 chilometri e uno spessore di 200 metri costituiscono una rarità nell'ambito delle scogliere monospecifiche. Si discostano nettamente dalla tendenza che, nel corso del Miocene, vede accompagnare ad una graduale diminuzione della biodiversità una riduzione delle dimensioni dei complessi di scogliera (Wells 1956; Heckel, 1974; Chevalier, 1961).
2. la particolarissima morfologia delle colonie di *Porites*, che presentano ramificazioni con “stick” estremamente sottili (1-3 cm) e di una lunghezza decisamente insolita

(oltre 4 m, in alcuni casi fino a 7) (Santisteban, 1981). Presenza, all'interno del "Complesso Carbonatico Terminale" ad esse sovrapposto, di stromatoliti con morfologia domiforme di dimensioni eccezionali (fino a 8 m di diametro) e caratterizzate da una fauna associata estremamente impoverita (Esteban & Giner, 1977; Rouchy, 1979, 1982a, b).

3. altra caratteristica particolare, anche se non esclusiva di questo singolare tipo di biocostruzioni, è rappresentata dalla notevole quantità di incrostazioni micritiche laminate, accompagnate da una quantità variabile di alghe corallinacee e foraminiferi incrostanti ad avvolgere e ricoprire le colonie coralline (Dabrio et al.. 1981). Varie sono le dinamiche a cui i diversi autori fanno risalire la comparsa di questo tipo di biocostruzioni: la globale "crisi" messiniana, con un sostanziale abbassamento della temperatura ed un aumento della salinità (ma sempre entro i limiti di condizioni marine "normali"), oltre ad un incremento di materia organica e nutrienti, avrebbe operato una selezione a vantaggio dei coralli ermatipici più resistenti *(Porites* in particolare); selezione eventualmente accentuata dall'apporto di acque più fredde di provenienza atlantica. Tale situazione avrebbe inoltre avvantaggiato il fiorire di comunità microbialitiche in grado di generare strutture stromatolitiche di dimensioni rilevanti (Esteban et al., 1977; Esteban, 1978, 1979). Altri autori invece (Santisteban, 1981; Saint Martin, 1984; Pedley, 1987a, b), rilevando come queste variazioni nella biodiversità siano legate esclusivamente al Mediterraneo occidentale, fanno entrare in gioco fattori di carattere più locale, quali la morfologia del substrato, il tasso di subsidenza, l'apporto sedimentario, ecc.

2.4. Ciclicità nella deposizione dei carbonati miocenici

La sedimentazione carbonatica nel periodo miocenico è il risultato delle variazioni globali del livello marino. In corrispondenza del "lowstand" iniziale si ha una sedimentazione di tipo terrigeno, che costituisce la base per lo sviluppo delle piattaforme rodalgali. Questo tipo di sedimentazione non favorisce però il proliferare di organismo costruttori (Pedley, 1976; Bosence & Pedley, 1982; Saint Martin, 1984). In corrispondenza della trasgressione e all'inizio dell'highstand è poi possibile notare all'interno delle scogliere una fauna corallina ben diversificata, con la produzione di "mounds", strutture a pinnacolo, stratificazioni e "patch". In associazione troviamo elementi appartenenti alla facies rodalgale assieme ad abbondanti molluschi, ostreidi e briozoi (Braga et al.. 1996a, b). In queste fasi di transizione risultano, molto comuni gli ambienti che presentano una sedimentazione mista carbonatico -

terrigena, dando luogo ad intercalazioni all'interno delle biocostruzioni che tendono poi a diminuire man mano che queste iniziano a progradare. Nei casi in cui predomini un'aggradazione in senso verticale, alla base del complesso possiamo trovare strutture a mounds e a pinnacolo, mentre nella zona retrostante comune è la presenza di ampie lagune accompagnate da morfologie a “patch”. Al termine della fase di highstand si assiste poi ad una diminuzione delle intercalazioni terrigene, mentre i mounds e i pinnacoli si trovano ad essere amalgamati all'interno del complesso di scogliera che tende ad evolversi verso una progradazione più accentuata. Frequenti sono in questa fase le biocostruzioni a frangia, con lagune di retroscogliera ridotte o del tutto assenti; mentre sensibile risulta la diminuzione della biodiversità all'interno dei coralli e della fauna associata. Con il proseguire della diminuzione del livello marino le scogliere tendono infine ad assumere una configurazione in offlap, fenomeno accompagnato fra l'altro da una ulteriore diminuzione del numero delle specie e dalla comparsa di abbondanti depositi ad *Halimeda.*

Altra facies presente all'interno di tali sequenze deposizionali è quella stromatolitica (Esteban, 1996), con scarse incrostazioni algali e tracce di organismi perforanti (Riding et al., 1991a), mentre molto più abbondante risulta la presenza di gasteropodi del genere *Cerithium*. Queste formazioni possono mostrare a loro volta al proprio interno un andamento ciclico, con livelli stromatolitici ricoperti da patch a *Porites*. La presenza di questi corpi durante il Miocene sembra essere compatibile con una grande molteplicità di ambienti diversi ma risulta sensibilmente più accentuata in corrispondenza delle trasgressioni e nelle prime fasi di highstand, laddove si instaurano condizioni di eutrofizzazione decisamente sfavorevoli per la sopravvivenza dei coralli. Questa alternanza ciclica fra formazioni rodalgali, scogliere coralline, *Halimeda* e stromatoliti viene spiegata attraverso l'elaborazione di un modello (Esteban, 1988, 1996; Martin & Braga, 1994) che considera quale di meccanismo fondamentale il succedersi delle fasi climatiche, assieme alla periodica ingressione all'interno del bacino del Mediterraneo di acque provenienti dall'Atlantico e dotate di differenti caratteristiche fisico - chimiche. Le formazioni rodalgali in particolare vengono messe in relazione al passaggio climatico da un periodo glaciale ad uno a temperatura più mite, momento caratterizzato da rilevanti precipitazioni. Questo fatto porterebbe ad una diminuzione della salinità e ad un aumento della quantità di nutrienti provenienti dall'apporto di acque continentali. Di conseguenza le acque mediterranee, rese in tal modo meno dense, darebbero luogo ad una circolazione di scambio con l'Atlantico, con la loro fuoriuscita a livello superficiale e l'ingresso di acque oceaniche più profonde e ricche di nutrienti. In questo modo si verrebbe quindi a creare un ambiente sfavorevole alla colonizzazione corallina ma particolarmente adatto alla fauna tipica della facies rodalgale e al fiorire di comunità

microbialitiche. Durante invece i periodi interglaciali il clima mediterraneo tenderebbe a diventare di tipo arido o semiarido, per cui tale circolazione avverrebbe con modalità inversa: con l'ingresso cioè di correnti atlantiche povere in nutrienti a livello superficiale e l'uscita di acque profonde dal bacino Mediterraneo. L'aumento dell'evaporazione, della salinità e il decremento delle sostanze nutrienti in corrispondenza dello strato marino più superficiale condurrebbero quindi ad un più favorevole sviluppo da parte delle scogliere coralline. Stando alle osservazioni di campagna compiute nell'area del Mediterraneo occidentale (Esteban et al., 1996), questo, meccanismo avrebbe dunque funzionato in maniera intermittente, con un periodo correlate alle sequenze deposizionali del 4° ordine, alternando ciclicamente condizioni adatte ad ospitare la facies rodalgale, di scogliera, ad *Halimeda* e stromatolitica. Nel caso in cui però i fattori sopracitati si trovino combinati in maniera tale da causare una prolungata e totale interruzione dei collegamenti fra i due bacini, si passerebbe da condizioni evaporitiche, con un semplice incremento della salinità, ad una vera e propria “crisi” ipersalina, evento verificatosi appunto in corrispondenza della fine del Messiniano inferiore. Importante per capire a fondo le dinamiche di questi avvenimenti è poi il ruolo giocato dalla sedimentazione terrigena clastica (Esteban, 1996); in questo senso la funzione dell'apporto detritico può essere duplice: in un primo caso semplicemente passiva, andando a costituire il basamento sul quale le biocostruzioni trovano la possibilità di attecchire; in alternativa invece, quando la sedimentazione rappresenta un processo che perdura durante la crescita delle scogliere, può rivestire un ruolo attivo andando ad interessare in vario modo la struttura, geometria e composizione del "framework" corallino, fino a determinarne la scomparsa in caso di apporti detritici massicci e continuati. Anche questa dinamica possiede comunque una sua ciclicità, legata alle fasi climatiche, che vede in corrispondenza dei periodi umidi una prevalenza della sedimentazione terrigena e viceversa, in concomitanza di fasi più aride, una situazione maggiormente favorevole alla crescita delle scogliere coralline.

CAPITOLO 3

LA DIAGENESI

3. 1. La diagenesi dei carbonati

La diagenesi dei sclerotessuti è un fenomeno che inizia immediatamente dopo la loro formazione ed alcune volte quando gli organismi di cui fanno parte sono ancora in vita (Dullo, 1986.).

L'aragonite, che costituisce una fase mineralogica instabile di carbonato di calcio alle condizioni di temperatura e pressione ambientali, forma numerosi scheletri di metazoi marini, fossili e viventi. Durante la diagenesi precoce l'aragonite si trasforma, in tempi relativamente brevi, in calcite, fase stabile del carbonato di calcio. Dullo (1986), in un significativo lavoro sperimentale, ha dimostrato che nell'arco di tempo di poche ore al contatto di acqua a 40° l'aragonite si trasforma in calcite. Kennedy & Hall (1967), in un ampia ed articolata ricerca sulla preservazione dell'aragonite in svariati gruppi fossili, hanno riconosciuto la presenza di questa fase mineralogica in numerosi fossili del Terziario; in particolare in bivalvi, gasteropodi, scaphopodi, nautiloidi, coralli e ed otoliti. Questo tipo di preservazione avviene normalmente in litologie a bassa permeabilità come, per esempio, argille o marne e può coinvolgere anche altri gruppi tassonomici più antichi come ammoniti e fragmoconi di belemniti. Numerosi studi hanno riconosciuto il ruolo inibitore della materia organica nei processi diagenetici; ciò sembra dovuto in primo luogo all'effetto diaframma che i resti organici forniscono nei riguardi dei fluidi. L'aragonite scheletrica naturale, oltre a contenere la materia organica dispersa, solubile ed insolubile, contiene anche vari elementi minori in soluzione solida, come per esempio Sr e Ba.

La formazione di scheletri calcarei nei metazoi avviene secondo un meccanismo di biomineralizzazione controllata: i cristalli di aragonite si accrescono su un "*template*" di materia organica insolubile attratti dalle polarità di aminoacidi acidi come la timina e chimosina (Lowenstam and Weiner, 1983). Tale meccanismo fa si che in genere gli sclerotessuti contengano una significativa quantità di materia organica, che, nei fossili, subisce fenomeni diagenetici con la frammentazione delle macromolecole: Tali resti tuttavia permangono a costituire un importante ostacolo al flusso dei liquidi diagenetici.

E' quindi evidente, almeno per ciò che riguarda i processi di fluidodinamica negli sclerotessuti, che la ricristallizzazione argonite→calcite è fortemente rallentata dalla presenza di resti di materia organica dispersi nell'aragonite. Studi sperimentali hanno dimostrato che la trasformazione aragonite-calcite, in assenza di fluidi non avviene.

3. 1. 1. Processi diagenetici

Una delle caratteristiche che distingue i carbonati da altri tipi di sedimenti è la loro labilità chimica e mineralogica: essi sono soggetti, dal momento della loro deposizione, a fenomeni diagenetici, cioè a trasformazioni ad alterazioni di varia natura.
I principali processi diagenetici sono: dissoluzione, cementazione, trasformazioni neomorfiche e dolomitizzazione (fig. 3.1).

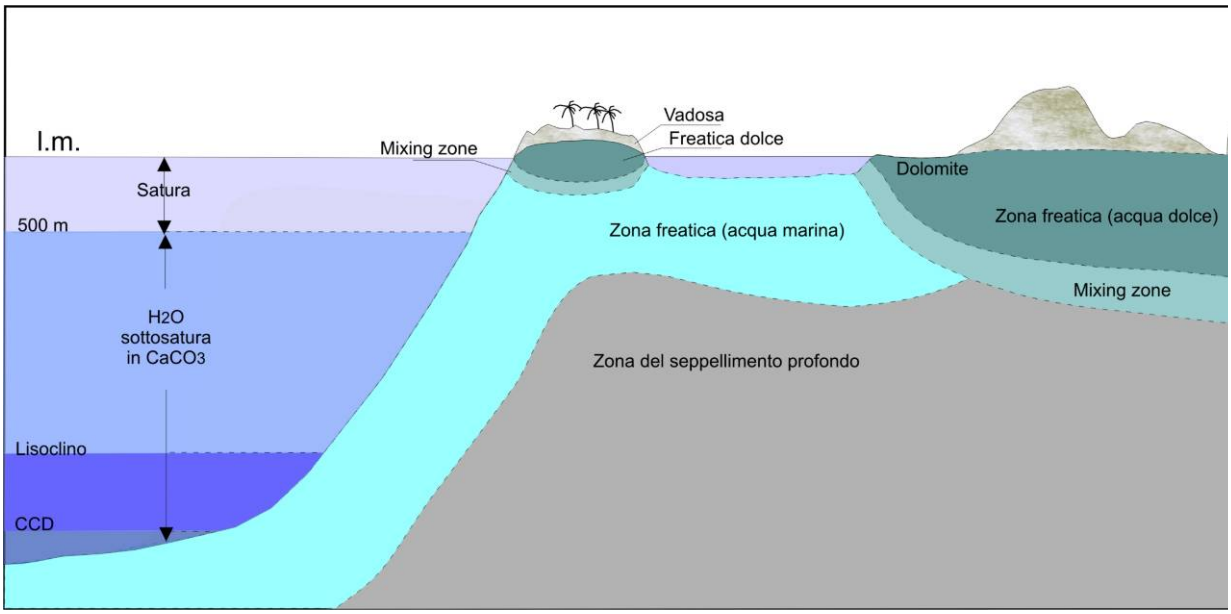


Fig. 3. 1. Ambiente diagenetico dei sedimenti carbonatici (Bosellini, 1996), modificato.

Dissoluzione

Si verifica principalmente in acque marine profonde o in condizioni sub-aeree, in presenza di acque meteoriche. Anche durante il seppellimento profondo si può creare della porosità mediante dissoluzione di grani e cementi, ma questo processo è piuttosto raro.

Cementazione

Questo fenomeno, che ha i riflessi geologici più importanti, provoca la precipitazione di cristalli nelle varie cavità di un sedimento o di una roccia, si verifica su larga scala ed assai velocemente se originari sedimenti carbonatici marini vengono a contatto con acque meteoriche. Sul fondo del mare, di norma, i carbonati non cementano se non in condizioni assai particolari e solo localmente. Anche nel sottosuolo profondo, il forte costipamento porta a progressiva riduzione di porosità, con dissoluzioni e successive precipitazioni di cemento.

Trasformazioni neomorfiche

Il termine neomorfismo è stato introdotto da Folk e Land (1975) per indicare tutti i processi che implicano la trasformazione di un minerale nel suo polimorfo o la semplice modificazione nell'abito cristallino dello stesso minerale. Nel primo caso si parla di inversione (per esempio la trasformazione di aragonite in calcite), nel secondo caso, quando la mineralogia originaria rimane inalterata, si ha la ricristallizzazione. I sedimenti carbonatici che attualmente si accumulano nelle basse acque tropicali sono costituiti in grande prevalenza da aragonite e Mg-calcite, mentre quasi tutte le rocce carbonatiche, dal Precambriano al Cenozoico, consistono di calcite o di dolomite.

Il processo neomorfico può verificarsi anche negli attuali bassi fondali tropicali. Tenendo anche conto delle accertate variazioni composizionali dei carbonati nel passato geologico, risulta evidente che larga parte dei calcari devono aver subìto processi neomorfici che ne hanno trasformato i caratteri mineralogici originari.

3. 1. 2. Ambienti diagenetici

Il chimismo delle acque presenti in superficie o nel sottosuolo è il fattore chiave nel processo diagenetico. Le acque possono essere marine, meteoriche o connate, cioè residenti da lungo tempo nel sottosuolo profondo. I sedimenti carbonatici, dopo essersi depositati, sono soggetti a interagire; con i vari fluidi presenti nelle differenti condizioni ambientali, e ognuna di queste reazioni lascia una traccia, un segnale diagenetico tipico che può essere ricondotto ai differenti ambienti diagenetici.

In sintesi, essi sono: 1- il fondo marino e la sottostante (poche decine di metri) zona freatica, caratterizzati dalla presenza di acque marine normali; 2- la fascia della battigia, bagnata da acque miste, sia marine che dolci; 3- l'ambiente meteorico, che può essere suddiviso nelle zone vadosa e freatica di acqua dolce e nella sottostante mixing zone, dove si incontrano acque dolci e salate; 4 - il sottosuolo profondo dove i sedimenti o le rocce sono impregnati di acque originariamente marine, ma poi modificate dai vari processi fisici e chimici operanti in profondità.

La storia diagenetica di un sedimento carbonatico può quindi essere tracciata in relazione alla sua permanenza in tali ambienti diagenetici, tenendo però sempre presente che tali ambienti non sono nettamente separati o delineati.

Il fondo marino

I carbonati sui fondali marini sono interessati da una varietà di processi chimici e biologici, tra cui i più importanti sono la dissoluzione, la cementazione e l'infestazione biologica.
La dissoluzione si verifica al di sotto di uno spessore variabile di acqua satura rispetto alla calcite e all'aragonite. Il processo aumenta progressivamente di intesità con l'aumento della profondità. Si ritiene che il 75÷95% dei carbonati pelagici venga disciolto dopo la deposizione (Broecker, 1974; Adelseck e Berger, 1975).
La cementazione è un fenomeno grandemente favorito dalla turbolenza dell'acqua e dalla immobilità del sedimento: condizioni che sono tipiche delle cavità di scogliera esposte a mare aperto. I fanghi lagunari sono raramente litificati a causa della continua bioturbazione e delle generali condizioni riducenti e stagnanti dell'acqua.
Sul fondo dei bassi mari tropicali, l'aragonite e la Mg-calcite rimangono inalterate. Sono segnalati rari casi di ricristallizzazioni e inversioni di Mg-calcite in aragonite. È invece chiaramente documentato che, in acque profonde, l'aragonite e la Mg-calcite si trasformano in calcite. Pare che fattori favorevoli siano l'assenza o quasi di sedimentazione e la conseguente prolungata esposizione all'acqua marina, tutte condizioni presenti nei seamount o alla base delle scarpate. Schlager e James (1978) hanno dimostrato che questi fenomeni neomorfici si verificano al di sotto del termoclino e presumibilmente sono controllati anche dalla temperatura delle acque. Infatti, nel termoclino sono comuni i cementi Mg-calcitici, che perdono progressivamente il magnesio nelle sottostanti acque più fredde (Füchtbauer e Hardie, 1976).
Le particelle carbonatiche che giacciono sul fondo del mare sono spesso infestate da una varietà di organismi perforanti ed endolitici che li riducono a dimensioni di particelle fangose. Le alghe, azzurre e verdi, agiscono principalmente nella parte superiore della zona fotica, fino a profondità di 70 m circa (Budd e Perkins, 1980), mentre i batteri si rinvengono fino a profondità abissali (Friedman et al., 1971). L'infestazione sembra particolarmente attiva dove i sedimenti sono piuttosto immobili, specialmente nelle lagune o, più in generale, all'interno delle piattaforme.
L'azione perforante dei microrganismi endolitici produce sui grani uno strato micritico (*micrite envelope*, Bathurst, 1975), costituito di Mg-calcite o aragonite microcristallina.
L'azione perforante si esplica anche a grande scala attraverso l'azione di invertebrati di maggiori dimensioni (spugne, bivalvi, vermi policheti).

L'ambiente meteorico

L'intensità e il tipo delle reazioni prodotte dalla diagenesi meteorica dipendono dal clima e dalla mineralogia granulometria, porosità e permeabilità del sedimento. In condizioni climatiche calde e con abbondanti piogge, la diagenesi procede rapidamente e intensamente mentre nelle regioni aride i sedimenti rimangono a lungo inalterati. La capacità di dissoluzione dell'acqua dolce dipende principalmente dalla presenza di CO2, è conseguentemente dalla presenza o meno di copertura vegetale.

L'ambiente diagenetico meteorico può essere suddiviso in varie zone idrologiche, contraddistinte da processi e prodotti diagenetici diversi.

La zona vadosa è la zona di penetrazione verticale dell'acqua sotto il controllo della gravità. A seconda delle dimensioni dei pori e delle fratture, l'acqua può percolare e infiltrarsi lentamente o rapidamente.

La superficie freatica (water table) separa la zona vadosa dalla sottostante zona freatica; essa costituisce il livello in cui la pressione idrostatica è uguale alla pressione atmosferica.

La lente freatica è la zona dove il terreno è completamente impregnato di acqua dolce. Il suo spessore massimo sotto il livello del mare è di circa quaranta volte l'altezza della superficie freatica sullo stesso livello del mare.

La mixing zone è la zona salmastra dove si mescolano acqua dolce e acqua salata. È di grande interesse geologico, perché è ritenuta da vari ricercatori un luogo in cui si può verificare un'estesa dolomitizzazione.

La zona freatica profonda è costituita da acque sotterranee quasi ferme o comunque con flusso assai lento.

Ambiente di seppellimento profondo

Nell'ambiente di seppellimento profondo, la pressione e la temperatura diventano sempre più elevate e le acque interstiziali si arricchiscono di Sali; tali condizioni favoriscono una serie di processi che tendono a di ridurre la porosità mediante il costipamento e la cementazione. Tra i processi dominanti in questo tipo di diagenesi vi sono il costipamento fisico (meccanico) con la conseguente espulsione dell'acqua interstiziale, il costipamento chimico (la cosiddetta pressione-soluzione), la cementazione, la dolomitizzazione, varie reazioni chimiche indotte dalla temperatura e, infine, l'alterazione e la maturazione della materia organica con produzione di acidi organici e idrocarburi.

Tutti i processi diagenetici del sottosuolo profondo sono controllati dalla pressione e dalla temperatura. Con l'aumento della temperatura precipitano più facilmente vari tipi di cementi e si hanno reazioni mineralogiche che liberano acqua di cristallizzazione. L'acqua interstiziale

presente nel sottosuolo profondo è molto salata (200÷300‰). Anche la composizione chimica di questa acqua è diversa rispetto a quella dell'acqua marina: è fortemente impoverita di K^+, Mg^{++}, $^{--}SO_4$ (solo leggermente di Na^+) e considerevolmente arricchita di Ca^{++}.
I cementi di seppellimento profondo sono costituiti da calcite ferrosa (più di 500 ppm di ferro ferroso) arricchita in Mn (più di 100 ppm). Generalmente questi cementi sono privi o contengono soltanto tracce di Sr, ed hanno una composizione isotopica impoverita in $\delta^{18}O$. Il carattere ferroso e manganesifero deriva dal fatto che tali cementi precipitano da acque interstiziali riducenti ed anossiche, al contrario delle acque meteoriche prossime alla superficie che sono normalmente ben ossigenate. Tali cementi, che accrescono piuttosto lentamente presentano una tessitura a drusa con cristalli di dimensioni superiori alle decine di microns. I cementi calcitici tardivi precipitano a temperature tra 50 e 150 °C, con salinità del 10÷100% e a profondità varianti da poche centinaia di metri a diversi chilometri.

3. 1. 3. Dolomitizzazione

La conversione di aragonite o calcite ($CaCO_3$) in dolomite [$MgCa(CO_3)_2$] richiede una fondamentale trasformazione chimica e mineralogica che implica l'introduzione nel sistema di una massiccia quantità di magnesio.
La dolomite non precipita in quantità apprezzabile negli ambienti attuali; essa è nella maggior parte dei casi di origine secondaria, sia nei sedimenti recenti che nelle rocce antiche. La maggior parte delle dolomie è quindi un minerale secondario prodotto dalla trasformazione di un precursore di carbonato di calcio (Bosellini, 1996). Il processo si può sintetizzare come segue: i fluidi dolomitizzanti importano ioni Mg, dissolvono i minerali precursori, precipitano dolomite ed esportano Ca insieme a Sr e agli isotopi stabili ^{13}C e ^{18}O. Tutto ciò richiede un grande flusso di fluidi; è stato calcolato (Land, 1983), che per dolomitizzare completamente un metro cubo di un tipico sedimento carbonatico (6.3 mol % $MgCO_3$ e 40% di porosità) richiede una quantità di acqua marina pari a 807 volte il volume della porosità. La dolomite si forma attualmente nei seguenti ambienti: piane sopratidali ipersaline, i fondali di alcuni particolari laghi di acqua dolce, in cavità e grotte bagnate da peculiari sorgenti di acqua dolce, ma principalmente in ambiente di seppellimento attraversato da fluidi schizoalini. I paramentri che controllano questo processo sono la temperatura, la composizione e concentrazione ionica dei fluidi. Folk e Land, (1975) hanno dimostrato che la maggior parte delle reazioni dolomitizzanti possono essere spiegate in maniera molto semplice per mezzo di un diagramma che mette in relazione la salinità rispetto al rapporto Mg/Ca relativo al fluido (fig. 3.2).

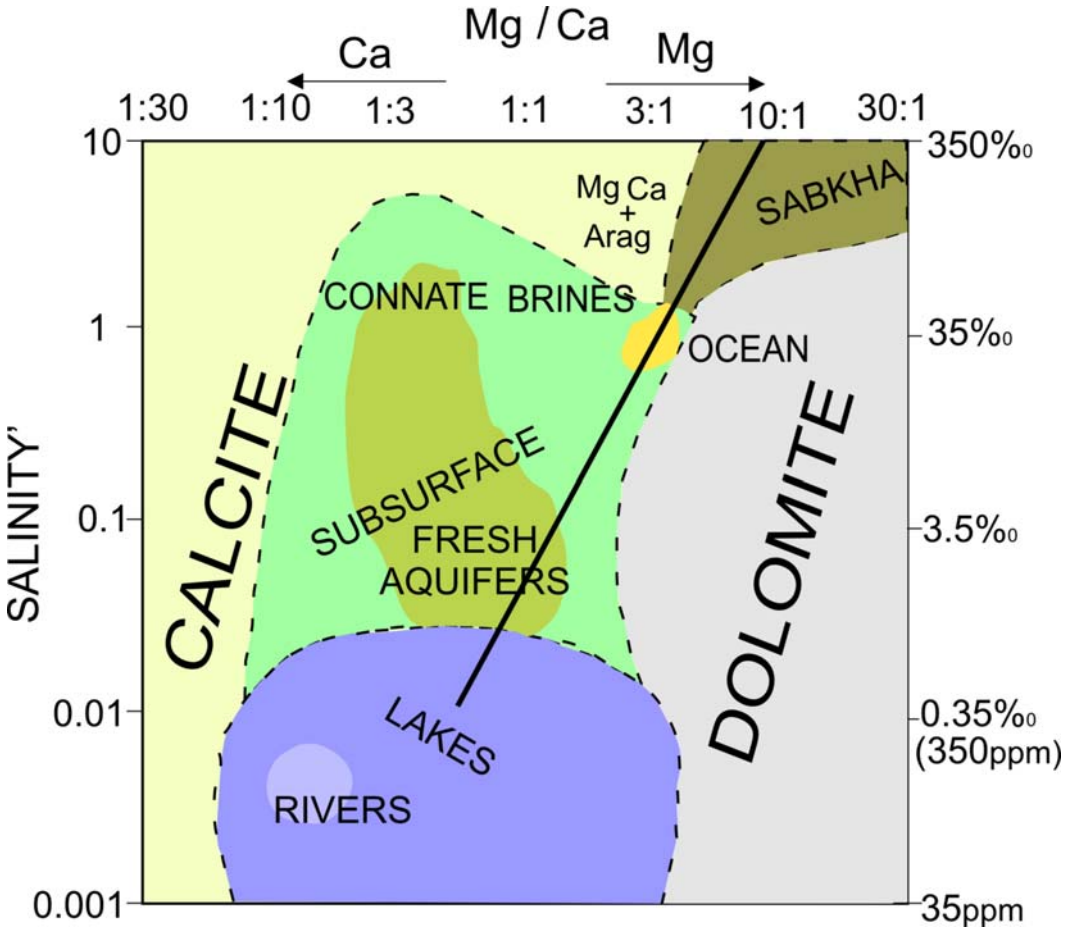


Fig. 3.2 Diagramma della formazione di dolomite da calcite in base alla salinità ed al rapporto tra Mg/Ca, da Scoffin, 1987.

Negli ambienti ipersalini per la precipitazione della dolomite il rapporto Mg/Ca deve variare nell'intervallo 5:1, 10:1. Negli ambienti marini normali il valore del rapporto si aggira attorno al 3:1. Infine negli ambienti di acqua dolce e negli ambienti di acqua dolce a bassa salinità, la dolomite si può formare con un rapporto Mg/Ca relativamente basso (1:1). In conclusione con l'abbassarsi della salinità la struttura ordinata della dolomite si forma più facilmente (Scoffin, 1987). Baker e Kastner (1981), hanno mostrato che la dolomitazzione è ritardata o addirittura inibita, a seconda della concentrazione, dallo ione SO_4^{2-}. L'aragonite è meno sensibile a questo effetto rispetto alla calcite. Essi dimostrarono inoltre che in natura la dolomite si può formare soltanto in bassissime concentrazioni di SO_4^{2-}. I seguenti processi possono ridurre la concentrazione ionica di SO_4^{2-} fino a livelli che permettono la formazione della dolomite:

1. riduzione microbica (sedimenti ricchi di materia organica);
2. precipitazione del fosfato di calcio (sabkha);
3. acque schizoaline.

L'ammoniaca prodotta durante la riduzione dello SO_4^{2-} può rilasciare Mg^{2+}, contribuendo all'aumento Mg/Ca che a sua volta favorisce la formazione della dolomite.

In generale è possibile distinguere una *dolomitizzazione precoce* o sindeposizionale e una *dolomitizzazione tardiva* o metasomatica. La dolomitizzazione precoce può verificarsi in condizioni sopratidali, mediante la concentrazione capillare (Shinn *et al.,* 1965), il pompaggio evaporitico (Hsü e Schneider, 1973; McKenzie, 1981) e il pompaggio tidale (Carballo *et al.,* 1987), che sono i tipici meccanismi che operano nelle *sabkha* e contribuiscono alla formazione di crostoni dolomitici nelle piane sopratidali. I sedimenti dolomitici di queste aree tidali sono dolomie microcristalline associate a laminazioni algali e a varie strutture da essiccamento quali *fenestrae, birdseyes, tepee.*

Un altro tipo di dolomite primaria, probilmente molto più frequente, è stata riconosciuta da recenti studi effettuati nel laboratorio di geomicrobiologia dell'ETH di Zurigo sulla fossilizzazione dei microbi in sedimenti carbonatici (di Lagoa Vermelha) attuali. Le ricerche hanno dimostrato che batteri posssono essere coinvolti nella precipitazione della dolomite, infatti la loro attività metabolica solfato-riducente è correlata con la comparsa di orizzonti di dolomite. Essi producendo un aumento di alcalinità inducono la rimozione del solfato, che è un inibitore della formazione della dolomite. Le nuove condizioni ambientali insieme ad un incremento della disponibilità del magnesio innescano il processo di mineralizzazione della dolomite Van Lith Y. (2003). Tali risultati sono stati recentemente confermati per carbonati triassici norici da Mastandrea et al., 2006. Gli autori hanno dimostrato che microbialiti stromatolitiche sono state depositate direttamente in dolomite primaria, secondo un processo di biomineralizzazione indotta.

La dolomitizzazione tardiva cancella le tessiture originarie della roccia e produce dolomie cristalline, in genere grossolane. Nelle dolomie di questo tipo prevalgono grandi cristalli idiomorfi, tessiture saccaroidi e i romboedri zonati. La frequente presenza della cosiddetta *saddle dolomite*, una dolomite con abito cristallino insellato che si forma a temperature relativamente elevate (60÷150 °C) (Radke e Mathis, 1980; Gregg e Sibley, 1984; Wilson, 1989) testimonia l'importanza dei processi termali nella genesi delle dolomie metasomatiche. Condizioni necessarie per la dolomitizzazione tardiva sono tempi sufficientemente lunghi e grandi quantità di fluido dolomitizzante, stimate in migliaia o milioni di volte il volume dei pori della roccia da dolomitizzare. Vari sono i modelli presi in considerazione per la circolazione dei fluidi in grado di trasportare il magnesio necessario per la dolomitizzazione. Essi, anche se sono in parte superati dalla dimostrazione che molte dolomitizzazioni appaiono primarie, vanno comunque citati perché certamente esistono numerosi fenomeni di dolomitizzazione secondaria pervasiva e distruttiva.

Modello salmastro o modello Dorag (Badiozamani, 1973; Land, 1973)

Detto anche della *mixing zone* costiera. Secondo questo modello, acque salmastre derivate dalla miscela di acque salate e dolci sarebbero in grado di dolomitizzare efficacemente (fig. 3.3).

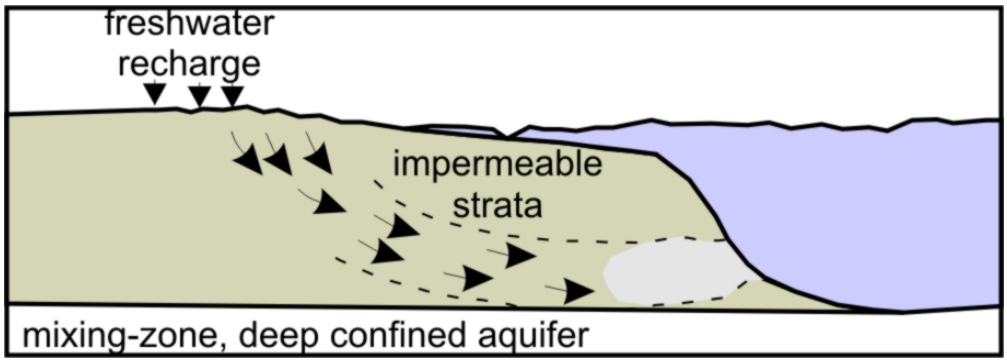


Fig.3.3. Ambienti di dolomitizzazione, *Modello salmastro o modello Dorag.* in parte dopo Land, (1985), modificato.

Rilievi positivi (*atolli*, *buildups*), la cui emersione consente l'instaurarsi di lenti di acqua dolce sotterranea, possono essere aree di potenziale dolomitizzazione. Infatti, al margine di queste lenti, la miscela con la normale acqua marina può interessare successioni calcaree sempre più potenti se opera qualche meccanismo (subsidenza, variazioni eustatiche del livello marino, ecc.) capace di mobilizzare detti acquiferi salmastri attraverso la massa calcarea.

Riflusso (Adams e Rhodes, 1960; Simms e Hardie, 1983; Simms, 1984)

Dense salamoie ipersaline concentratesi nella parte interna di lagune, banchi o piattaforme situate in regioni a clima arido, ristagnando sul fondo, tenderebbero a rifluire verso il mare percolando lentamente attraverso i sedimenti sottostanti, dolomitizzandoli (fig. 3.4.).

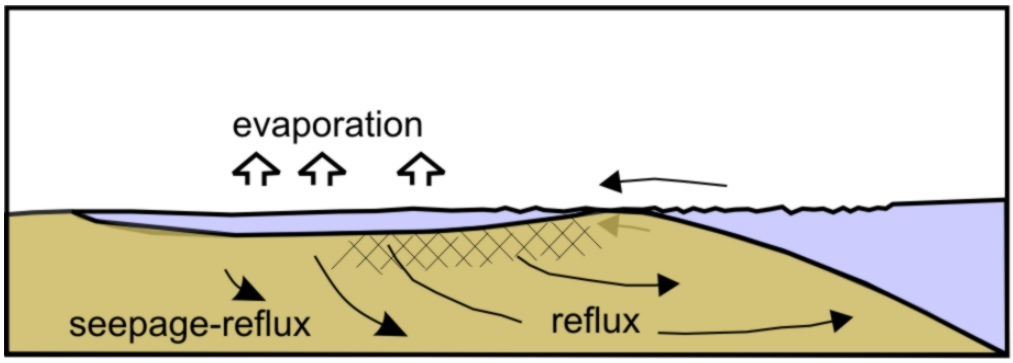


Fig.3.4. Modello di dolomitizzazione, illustrante il meccanismo del riflusso, in parte dopo Land, (1985), modificato.

Flussi indotti dalla topografia (Garven e Freeze, 1984; Garven, 1985; Gregg, 1985)

È stato dimostrato che una variazione del carico idraulico può produrre flussi regionali di notevole volume. Un sollevamento di origine tettonica, ad esempio, potrebbe innescare flussi laterali pervasivi, dalle zone topograficamente più elevate verso quelle più depresse, con conseguente dolomitizzazione dei sedimenti e delle rocce attraversate (fig. 3.5.).

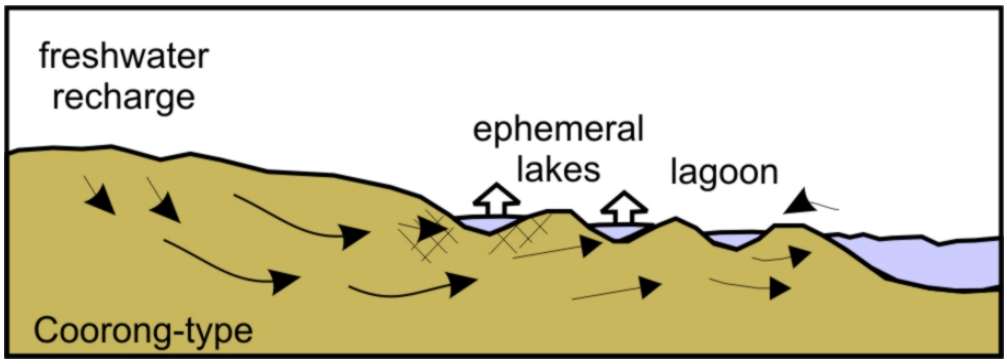


Fig.3.5. Modello di dolomitizzazione, illustrante il meccanismo del movimento del flusso idotto dalla topografia, in parte dopo Land, (1985), modificato.

Flussi indotti dal costipamento (Jodry, 1969; Mattes e Mountjoy, 1980)

È stato proposto che il costipamento dei depositi bacinali possa costringere l'acqua interstiziale a muoversi lateralmente, penetrando nelle più porose rocce dei fianchi delle scogliere, dei banchi e delle piattaforme carbonatiche in generale. La dolomitizzazione interesserebbe solo le parti periferiche di tali elementi (fig. 3.6).

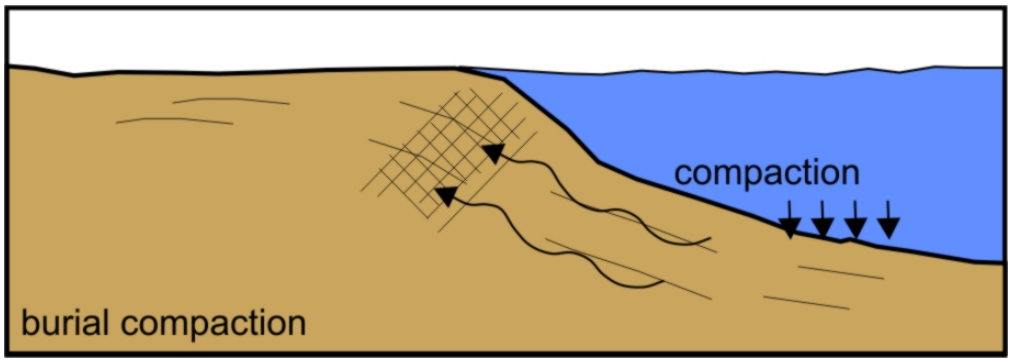


Fig. 3.6. Modello di dolomitizzazione, illustrante il meccanismo del movimento flusso indotto dal costipamento, in parte dopo Land, (1985), modificato.

Movimenti convettivi (Elder, 1965; Norton e Knight, 1977; Wilson et al., 1990)

È stato osservato che in sistemi geotermali naturali i fluidi si muovono secondo una coppia di celle convettive, mentre le isoterme disegnano una sorta di fungo o *thermal plume.* Sapendo che l'equilibrio dolomite-calcite dipende dalla temperatura e che il suo aumento favorisce considerevolmente la dolomitizzazione, risulta evidente che la circolazione idrotermale nel sottosuolo può essere un meccanismo dolomitizzante di estrema efficacia.

Il movimento convettivo si verifica anche a temperature relativamente basse, quando la normale acqua marina penetrando all'interno di una massa carbonatica, quale potrebbe essere un atollo, un *buildup* o una piattaforma, aumenta progressivamente di temperatura finche è forzata a salire verso l'alto.

Tra i criteri generali che possono servire a interpretare l'origine di una massa dolomitica occorre prima di tutto conoscere, cioè cartografare, la geometria del corpo dolomitico e del suo fronte. Queste informazioni possono essere usate per generare ipotesi di lavoro sul flusso dei fluidi. Successivamente, dati geochimici, quali composizione isotopica ed elementi in traccia, possono servire a predire le vie di flusso, mentre le inclusioni di fluido forniscono dati sulla composizione e la tempertura del fluido. Infine, i caratteri petrografici, quali cementi o presenza della già citata dolomite a sella, possono dare ulteriori indicazioni sui tempi, i modi e la natura del processo dolomitizzante (fig. 3.7.).

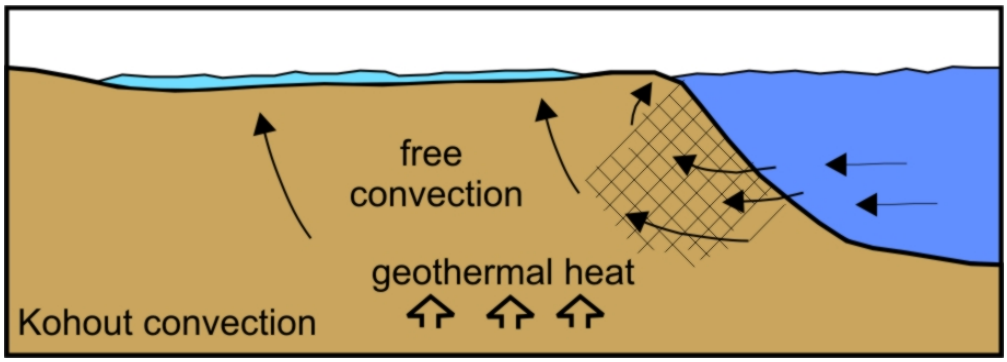


Fig. 3.7. Modello di dolomitizzazione, illustrante il meccanismo dei movimenti convettivi dei fluidi dolomitizzanti, in parte dopo Land, (1985), modificato.

.

3. 2. La diagenesi dei biocristalli carbonatici nei coralli: i cambiamenti neomorfici aragonite- calcite

La diagenesi coinvolge gli scheletri aragonitici dei coralli sia durante la vita, sia, in modo più consistente dopo la morte delle colonie. Tale fenomeno opera inizialmente alla scala delle micro ed ultra-strutture, ed in seguito agisce alla macroscala interessando le intere colonie o addirittura comunità di biocostruttori più vaste.

Lo scheletro delle scleractine, come tutti gli sclerotessuti, è costituito dall'intima associazione tra cristalli di aragonite e materia organica in fase solubile ed insolubile nei confronti dell' acqua. Si tratta dunque di una struttura complessa e formata da due componenti di cui una soltanto è mineralizzata. La componente mineralizzata è costituita da un insieme di cristalliti aragonitici disposti in modo sferulitico o a *jet eau* a formare una struttura tridimensionale. Da un punto di vista puramente morfologico Gladfelter (1982) riconobbe il ruolo spazio/temporale nei processi di crescita degli scleractinia a formare

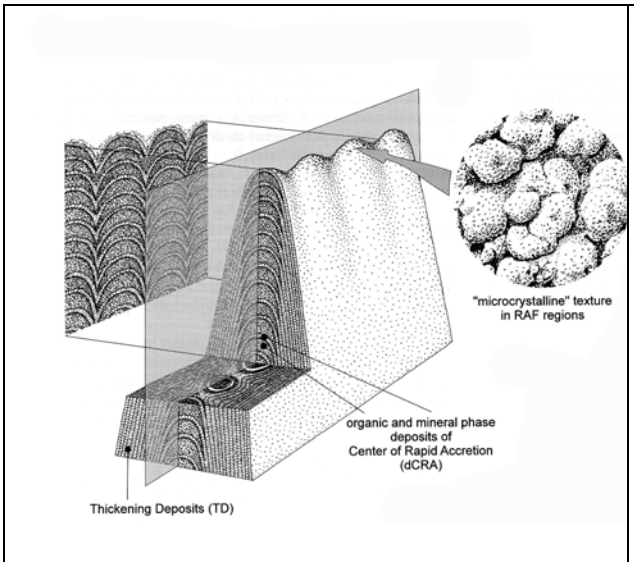


Fig. 3.8. Centri di calcificazione o dCRA, da Stolarski, 2003.

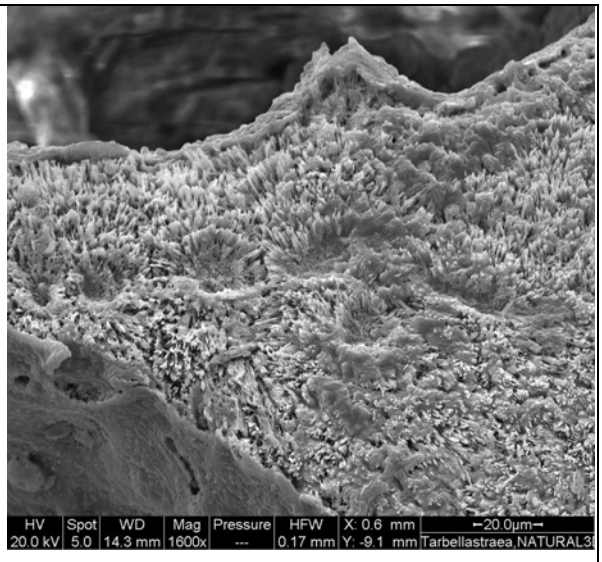


Fig. 3.9. Disposizione dei cristalli di aragonite in scleractinia attuale.

una struttura tridimensionale. Tuttavia tale interpretazione a carattere puramente geometrico fu successivamente modificata da Le Tissier (1991) che, riconoscendo due zone ectodermatiche di secrezione scheletrica fornì una base istologica più aderente alla realtà biologica (centri di calcificazione e fibre cristalline). Tra i più rilevanti lavori riguardanti la composizione mineralogica e geochimica dei centri di calcificazione è da ricordare un elegante lavoro di Cuif & Sorauf (2001) sui processi di biomineralizzazione e diagenesi negli scleractinia. Essi riconobbero per primi le tracce dei vari stadi di crescita delle fibre cristalline aragonitiche, e le chiamarono biocristalli policiclici riconoscendone la natura composita di

cristalli biologici. Inoltre in tale studio fu analizzata anche la componente organica solubile riconoscendone la composizione in amminoacidi e zuccheri.

Stolarski (2003) ha rinominato i centri di calcificazione come centri di rapido accrescimento riconoscendo il ruolo di tali strutture come sorgente primaria di biomineralizzazione in aragonite negli scleractinia (fig. 3.8., 3.9.).

Le dimensioni delle fibre cristalline nei dCRA oltre ad essere piuttosto equidimensionali sono estremamente piccole, generalmente inferiori al micron (Perrin, 2004). I dCRA sono estremamente ricchi di materia organica, ciò è dimostrato dal colore scuro in luce trasmessa e dal colore brillante (verde o giallo) in epifluorescenza. I centri di rapido accrescimento controllano il processo di crescita del corallo e sono caratterizzate da una disposizione trasversale a micro-scala. La taglia, la geometria e la disposizione nelle tre dimensioni dei centri di calcificazione e delle fibre cristalline, che si dipartono dai centri stessi e che costituiscono la struttura scheletrica nel suo insieme, sono specifiche per ogni taxa (Perrin, 2004).

La diagenesi precoce nelle scleractinie opera inizialmente nelle parti più vecchie delle colonie ancora in vita. La prima fase della diagenesi, che procede pochi anni dopo la secrezione dello scheletro, è in grado di agire nelle condizioni ambientali di vita. In questo primo stadio, iniziano i cambiamenti microstrutturali, anche se i processi diagenetici sono fortemente rallentati dalla presenza della materia organica insolubile che avvolge i cristallini aragonitici. La diagenesi precoce produce inoltre nuove generazioni di cristalliti aragonitici, che crescono in continuità mineralogica con il substrato a formare fasce omogenee, e variazioni nei centri di calcificazione con parziale dissoluzione dei piccoli cristalli che li compongono (Perrin, 2004). Essa inoltre agisce anche sulle fibre aragonitiche mature attraverso lo sviluppo di microinclusioni osservabili in sezione ultra sottile. In una seconda fase la diagenesi precoce produce alterazioni nelle fibre cristalline delle aree più giovani delle colonie con l'alterazione della loro tessitura. Queste alterazioni sono spesso associate ad una ricristallizzazione in aragonite secondaria, che inizia dai margini esterni degli scheletri muovendo verso l'interno degli scheletri. La ricristallizzazione avviene attraverso un processo di dissoluzione-precipitazione simultanea a scala micrometrica, essa, pur lasciando inalterata la mineralogia, produce cambiamenti tessiturali. Il processo di ricristallizzazione è probabilmente innescato dalla degradazione biologica della matrice organica insolubile ed è controllato da vincoli termodinamici causati dalla diminuzione dell'energia libera con la variazione delle dimensioni dei cristalli (Perrin, 2004).

Tali processi di diagenesi precoce rendono non affidabili misurazioni sugli isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno variazioni (Perrin, 2004).

Il successivo stadio dei processi di diagenesi è caratterizzato da fenomeni di dissoluzione differenziale che procede non più simultaneamente ai fenomeni di precipitazione. Ciò comporta la formazione di cavità secondarie spesso suturate da cementazione successiva producendo pseudomorfi di calcite privi di informazioni microstrutturali e geochimiche. L'avanzamento della dissoluzione include la totale scomparsa di porzioni di cemento come attestano i grandi vuoti dentro le croste di cemento e o tra sovrapposti strati di cemento. La dissoluzione di Mg-calcite è legata alla diagenesi meteorica durante il periodi di esposizione. La creazione di vuoti dentro gli strati di Mg-calcite è dovuto alla rimozione meccanica del carbonato di calcio precedentemente alterato, un processo dovuto all'azione di acque marine.

CAPITOLO 4

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

4.1. Il Miocene in Calabria

4. 1. 1. I lavori storici

In passato diversi autori descrissero le successioni mioceniche affioranti nelle diverse località calabresi.
Cortese (1859) asserisce che le tre grandi divisioni di Miocene inferiore, medio e superiore possono essere ben attribuite al Miocene Calabrese. L' Autore descrive inoltre la formazione gessoso-solfifera calabrese come una zona di passaggio dal Terziario Medio al Superiore e denomina tale formazione "Mio-Pliocene" in quanto essa appare sempre accompagnata dal Miocene Superiore e dal Pliocene Inferiore. Alla base di tale formazione sono presenti spesso marne a fogliettate silicee, o tripoli che rappresentano la parte più alta del Sarmatiano, e al tetto invece si rinvengono conglomerati o marne bianche rappresentanti il Pliocene più antico. La parte più bassa della formazione è costituita dal calcare siliceo concrezionato: le varietà del calcare consistono nell'essere più o meno bucherellato o più o meno compatto e asciutto. Nel calcare si trovano delle lenti o straterelli di marne compatte bianco-giallastre intervallati da argilla più verdognola. Continuando a descrivere i vari depositi che costituiscono la serie Mio-Pliocenica l'autore parla di un calcare a coralli, che dubitativamente ascrive allo stesso orizzonte del calcare siliceo, asserendo che lo si rinviene direttamente posato sulle rocce cristalline e in prossimità del calcare siliceo. Esso si trova anche nei dintorni di Vibo Valentia e Palmi (dove sono situate le nostre areee di studio). Secondo Cortese (1859) la fauna dei molluschi riconduce il calcare verso il Pliocene mentre Seguenza, 1880 asseriscono che il calcare in questione sarebbe Tortoniano perché appare essere sottostante al Messiniano. Posteriormente al calcare siliceo e al minerale solfifero si ritrovano i gessi e le argille che lo accompagnano: gli uni e le altre rappresentano moltissime varietà litologiche.
Nicotera (1959), nel rilevamento geologico del versante settentrionale del Monte Poro, riscontra una coltre di formazioni sedimentarie incise profondamente da corsi d'acqua a regime torrentizio fino a raggiungere, in alcuni tratti, il substrato cristallino.
Le formazioni sono di età compresa tra il Miocene medio e il Quaternario con facies che oscillano da depositi di transizione (litorale, lagunare e forse anche d'estuario o deltizio) a depositi neritici, fino al limite inferiore di questa zona, con fasi di facies euxinica.
Queste formazioni sono suddivisibili in più cicli sedimentari:

1. Il primo ciclo inizia con una trasgressione nel Miocene Medio e si chiude con una trasgressione nel Messiniano (definito dall' Autore Pontico);
2. Un secondo ciclo, di durata molto più limitata, si riallaccia in immediata successione al primo e si svolge praticamente tutto nel Pliocene inferiore.

A questi due cicli principali seguono poi i cicli Quaternari.

Per quanto riguarda le formazioni sedimentarie del Miocene medio (per Nicotera, 1959, il Tortoniano è Miocene medio), l'Autore distingue i seguenti termini:

- Conglomerati irregolari di ciottoli cristallini vari, con cemento sabbioso grossolano:

la trasgressione miocenica è marcata molto spesso da un livello di ciottoli di dimensioni notevoli, prevalentemente di rocce granodioritiche e solo sporadicamente di rocce scistoso-cristalline, frammisti caoticamente a materiale sabbioso grossolano della stessa natura dei ciottoli. Questi conglomerati irregolari, senza alcun accenno di stratificazione presentano per lo più spessori esigui. Non sempre però questa formazione marca la trasgressione miocenica: in diversi punti infatti questi conglomerati mancano del tutto e la serie miocenica ha inizio con uno dei termini successivi che verranno descritti in seguito :

- Conglomerati stratificati di ciottoli prevalentemente granodioritici, alternati a lenti e a strati di sabbia lievemente argillose grigio-verdastre;

Ai conglomerati precedenti fanno seguito dunque sedimenti che mostrano per lo più una stratificazione regolare. In questi conglomerati si rinvengono intercalazioni stratiformi o lenticolari lievemente argillose, di esiguo spessore e grana molto grossolana nei livelli più bassi, più frequenti e più spesse man mano che si sale verso l'alto, fino a prevalere sui livelli conglomeratici passando così alla formazione successiva.

- Sabbie lievemente argillose ed argille sabbiose grigio-verdastre,talvolta fossilifero con grosse Ostreidi e Cerizi, con alternanze di strati sabbiosi grossolani grigi o giallastri (formazione contenente i livelli lignitiferi);

I conglomerati regolarmente stratificati passano superiormente e lateralmente, attraverso termini a granulometria decrescente, in argille e sabbie lievemente argillose di color grigio-verdastro con frequenti intercalazioni ritmiche di strati sabbiosi più grossolani di colore grigio o giallastro. Molto spesso la formazione delle argille sabbiose grigio-verdastre è intercalata in una formazione di arenarie poco coerenti grigiastre o giallastre che assumono in genere potenze e sviluppi molto più rilevanti nei livelli a tetto delle argille sabbiose. Nelle argille sabbiose grigio-verdastre si rinvengono inoltre macrofossili e degli accumuli di lignite.

- Arenarie poco coerenti grigiastre o giallastre, fino a sabbie sciolte arkosiche, a grana variabile e scarsamente fossilifero
- Arenarie giallastre o grigiastre semicoerenti a grana variabile, in grossi banchi alternati a strati di medio spessore di arenarie ben cementate e riccamente fossilifero a Clypeatri, Terebratule, Pettinidi ed Heterostegine. Calcari detritico-organogeni.

Il passaggio a queste formazioni, dalle argille sabbiose grigio-verdastre, risulta in genere graduale; meno frequentemente tale passaggio è marcato da qualche sottile livello conglomeratico, di pochi centimetri di spessore, costituito da minuti ciottoletti in prevalenza granodioritici.Una caratteristica di tale formazione è l'abbondanza di macrofossili e macroforamniferi, spesso localizzati in determinati livelli mediamente potenti e fortemente cementati. Associati e spesso intercalati alla formazione in esame , si rinvengono due varietà di calcari di natura detritico-organogena.

Una prima varietà è costituita da banchi orizzontali di media potenza, di calcari bianchi a lumachella e altri detriti di fossili ben cementati; l'altra varietà è rappresentata da banchi di calcari essenzialmente coralligeni la cui potenza complessiva può superare i 10 metri: a volte, questi banchi coralligeni affiorano direttamente adagiati sul substrato cristallino, a muro delle arenarie fossilifero oppure possono essere intercalati nelle sabbie e arenarie semicoerenti. Queste biocostruzioni in accordo anche con considerazioni stratigrafiche, rappresentano il prodotto di oscillazioni eustatiche di bassa ampiezza che hanno preceduto il generale abbassamento del livello del Mediterraneo durante la "Crisi di Salinità Messiniana" (Grasso et al., 1996).

Nicotera (1959) afferma che le formazioni appartenenti al Miocene superiore si differenziano nettamente dai sedimenti del Miocene medio per una grande uniformità litologica in senso laterale, denotando un ambiente di sedimentazione molto più ordinato e tranquillo. Esse sono caratterizzate da una pressoché completa mancanza di sedimenti terrigeni grossolani e dall'assenza assoluta di macrofossili mentre presentano frequenti livelli molto ricchi in microfossili. Tali formazioni sono in perfetta concordanza e continuità stratigrafica e rappresentano la chiusura del ciclo sedimentario miocenico. Le formazioni appartenenti al Miocene superiore vengono così descritte:

-Argille marnose grigio azzurrastre, in sottili straterelli contenenti spesso frustoli vegetali e noduli calcitici, talvolta con qualche strato o lente di lignite, passanti spesso verso l'alto a marne fogliettate silicee(tripoli);

-Calcari concrezionati silicei, di color bianco-giallognolo, a volte lievemente marnosi e con sottili intercalazioni argillose grigio- giallastre o verdastre.

Tutta la serie di sedimenti attribuibili al Miocene superiore raggiunge al massimo una potenza complessiva di una settantina di metri circa e si può suddividere in due orizzonti con facies litologica nettamente distinta: un primo orizzonte, inferiore, di sedimenti prevalentemente argillo-marnosi e di marne fogliettate silicee di tipo 'tripoli' , ed un secondo orizzonte, sovrastante, di calcari concrezionati silicei. Questi due orizzonti non si rinvengono però sempre tutti e due: laddove si rinviene l'orizzonte argillo-marnoso inferiore è sempre presente superiormente il livello di calcari concrezionati silicei, ma non viceversa. In alcuni punti, cioè, i calcari concrezionati silicei costituiscono gli unici rappresentanti della serie miocenica superiore la quale inizia perciò direttamente con questa formazione, il che può forse stare ad indicare una parziale eteropia di facies ed è anche indirettamente, una conferma della limitata profondità del bacino di sedimentazione.

Infine l'autore asserisce che tanto sulle formazioni del Miocene superiore che, direttamente, su quelle del Miocene medio, si rinvengono trasgressivi alcuni lembi di formazione del Pliocene inferiore. Queste formazioni sono rappresentate da:

-Marne bianche a foraminiferi("trubi");argille azzurre;

-Sabbie grigiastre e giallastre.

Il Miocene trasgressivo calabrese secondo Selli, 1957 ha una grande uniformità e può essere così schematizzato (fig. 4.1.):

- substrato costituito da terreni cristallini e metamorfici o più raramente da argille scagliose;

-arenarie e conglomerati a stratificazione incrociata di origine continentale. Tale orizzonte può sia raggiungere una potenza fino ad oltre 200 metri e sia mancare completamente;

- trasgressione;

- formazione delle molasse quarzose a Clypeaster, Lithotamnium, Ostrea, ecc. con conglomerati predominanti alla base. Lo spessore varia da un minimo di 15 metri ad oltre 150 metri;

- formazione delle marne grigio-argillose: queste, nella parte inferiore della serie, contengono rare e sottili intercalazioni sabbiose (strati sporadici di qualche centimetro o al massimo 1-2 decimetri di spessore). Sono frequenti anche intercalazioni di marne vetuminose il cui spessore varia da 90 a 200 metri circa;

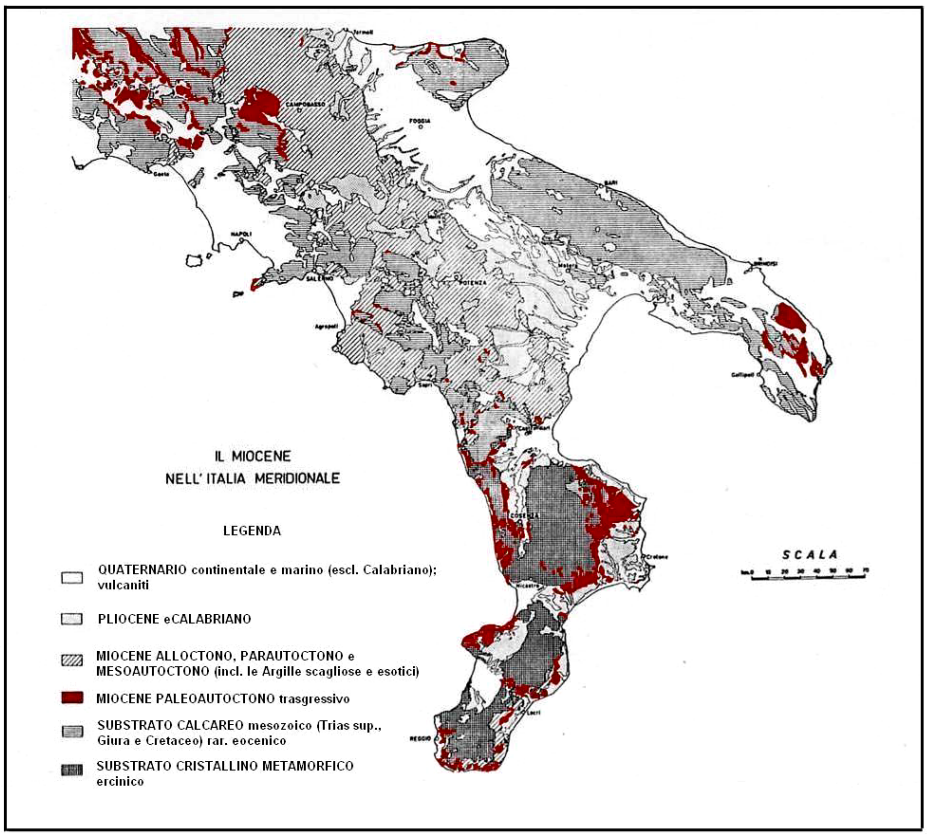


Fig.4.1.Depositi miocenici in Calabria. Da SELLI (1957)

Secondo Ogniben (1973) nei depositi miocenici della Calabria si possono distinguere tre successioni trasgressive di differente età. La successione più antica, affiorante a Stilo e ad Antonimia, inizia con livelli oligo-miocenici, trasgressivi sul cristallino e sui calcari mesozoici. Nella Calabria settentrionale, sul calcare mesozoico il Miocene trasgressivo è rappresentato dalla Formazione Calcarenitica di Cerchiara e dalla formazione del Bifurto, riferita da Selli (1957) al Burdigaliano. La successione più recente comprende dal basso: arenarie e conglomerati (formazioni di S.Nicola); argille marnose(formazione del Ponda) e Serie Solfifera, con tripoli,calcare di base e gessi. L'autore riferisce tale formazione all'intervallo Tortoniano-Messiniano, mentre Selli (1957), all'intervallo Elveziano-Messiniano. Ogniben (1960) asserisce che quest'ultima successione è postorogena rispetto alla messa in posto delle Falde Calabridi mentre sopporta il complesso delle Falde Crotonidi.

Gli affioramenti delle formazioni tortoniane, sempre secondo lo stesso autore, sono diffusi su gran parte della regione calabrese, e rappresentano lembi residui di una coltre molto più estesa e continua. Le formazioni messiniane mostrano numerose variazioni di facies e di spessore e sono rappresentate anche da depositi marini, oltre che dalle tipiche evaporiti.

4.2. Introduzione all'inquadramento geologico delle aree in studio

Come già detto, il materiale studiato proviene da corpi biocostruiti di età miocenica superiore, localizzati in due diverse aree della Calabria tirrenica, e precisamente nei dintorni di Vibo Valentia e nella zona di Palmi (RC) (fig. 4.2.).

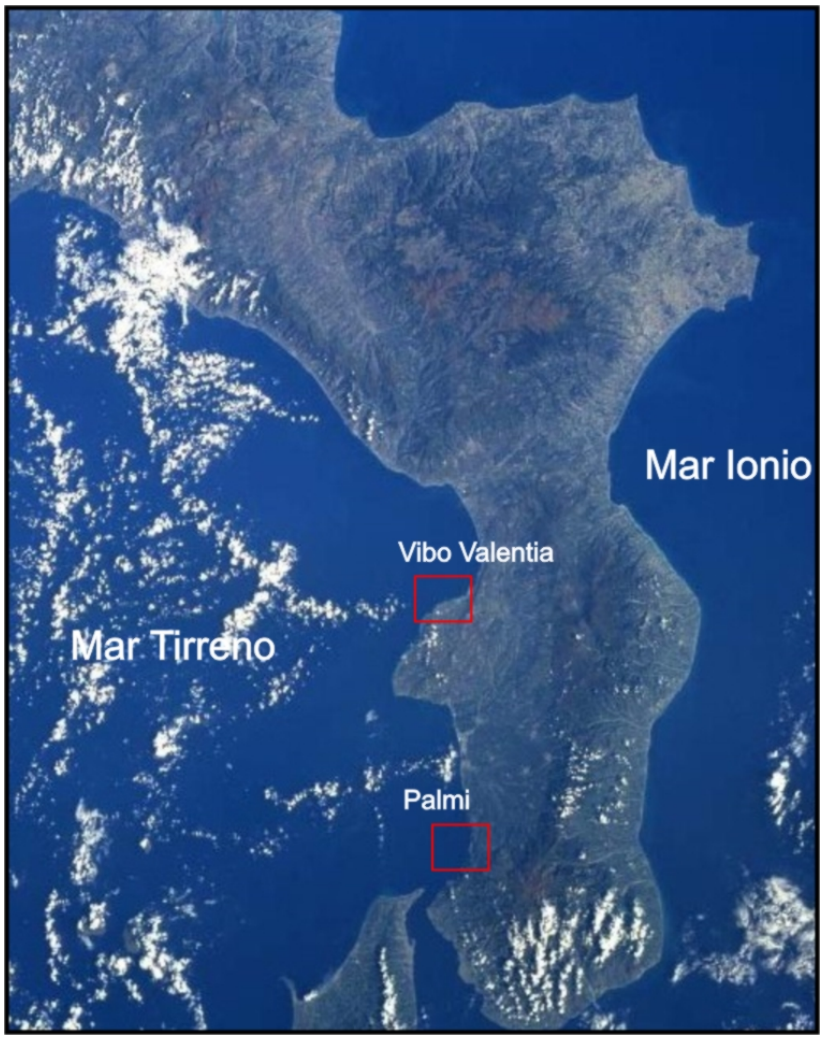
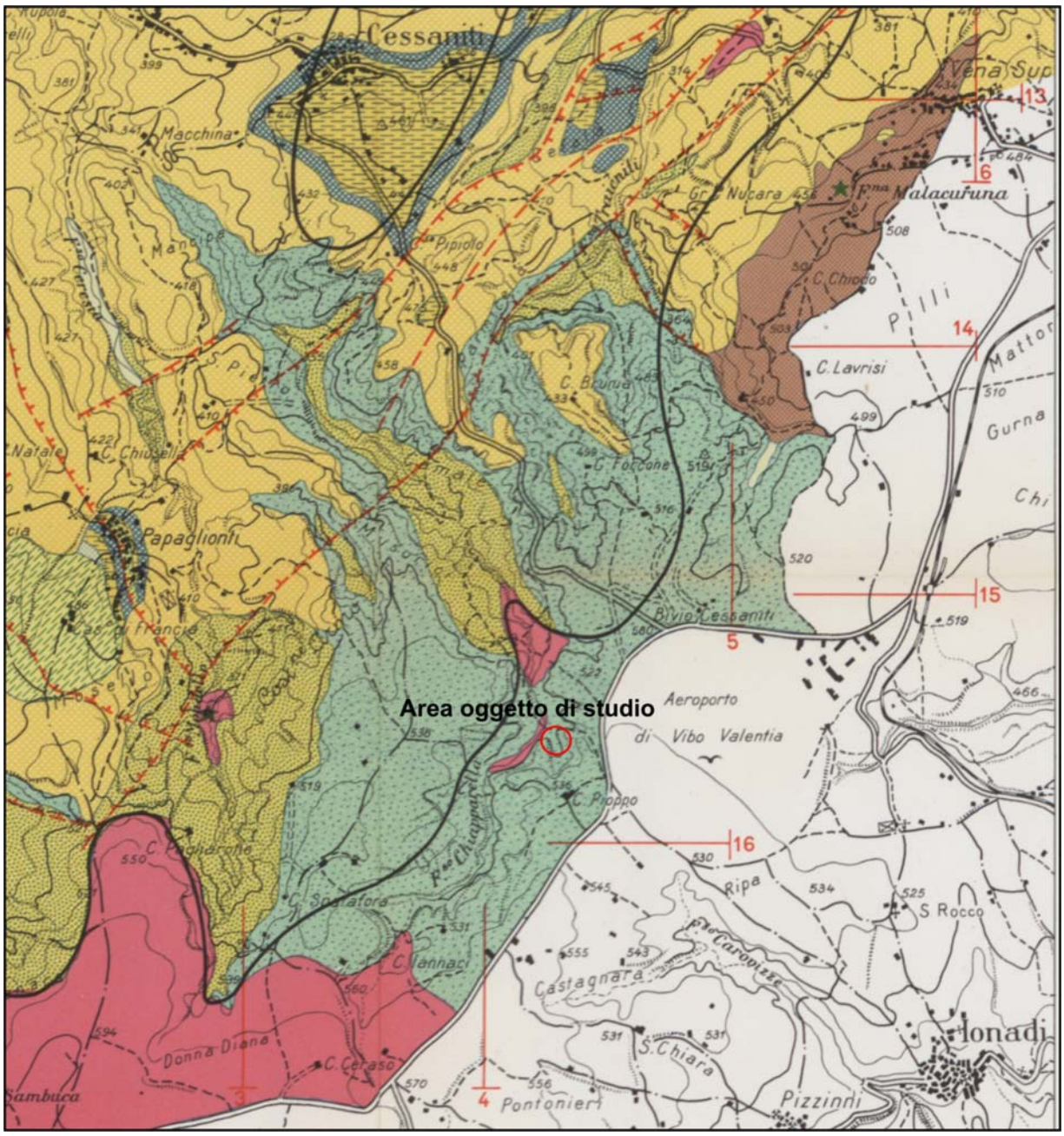


Fig. 4.2. Localizzazione aree di studio

In questo capitolo viene fornita una sintesi delle conoscenze stratigrafiche sulle due aree, allo scopo di meglio inquadrare le cosiddette scogliere "messiniane" nel loro contesto geologico. Tale sintesi riprende le conoscenze contenute nella letteratura storica, reinterpretandole alla luce dei nuovi dati acquisiti da ricercatori dell' Università della Calabria (Guido et al., 2005; Neri et al., 2005; Romano et al., 2005).

4. 2.1. La successione miocenica della zona di Vibo Valentia (Monte Poro)

L'area oggetto di studio è situata nel foglio 241 III SE "Vibo Valentia" della Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25000, pubblicati negli anni 1958 - 1959 a cura della Cassa per il Mezzogiorno (Fig. 4.3.).



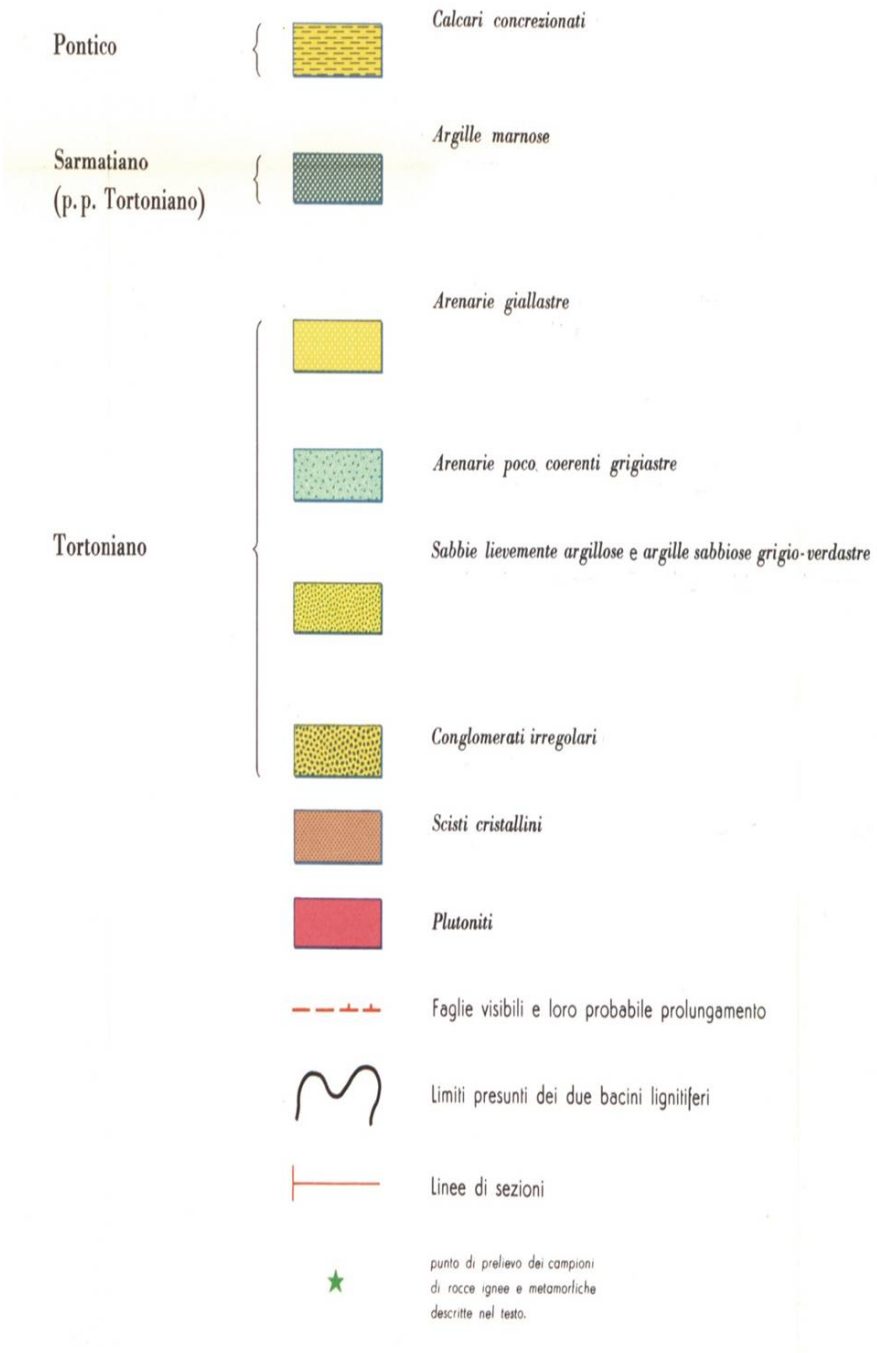


Fig. 4. 3. Carta geologica dell'ubicazione dell'area oggetto di studio, Nicotera (1959)

Il substrato cristallino eroso e localmente (ma non sempre) quasi peneplanizzato è ricoperto in trasgressione da una successione sedimentaria costituita da depositi sia terrigeni che carbonatici

Queste formazioni sono di età compresa fra il Miocene superiore (Tortoniano) ed il Quaternario e sono suddivisibili in più cicli sedimentari. La nostra attenzione si concentrerà sui depositi del Miocene superiore, già studiati e cartografati da Nicotera (1959), che stabilì per quest'area una stratigrafia in gran parte tuttora valida.

La successione stratigrafica dei dintorni di Vibo verrà qui descritta sulla base del lavoro storico di Nicotera, con le integrazioni ed revisioni basate sulle ricerche recenti, in gran parte ancora in corso.

1) conglomerati e brecce a clasti di basamento, poco elaborati e mal classati, in livelli metrici lateralmente discontinui;

2) argille nere con ostreidi (Crassostrea gryphoides (Schlotheim), Barbera & Tavernier, 1987; 1990) e Cerithium sp., associate ad arenarie poco cementate, talora con moderata componente pelitica; le arenarie aumentano di importanza verso l'alto di questa unità e sono in genere sterili o poco fossilifere.

Secondo la revisione di Neri et al. (2005); queste "sabbie" (che corrispondono alle cd. "*Arenarie poco coerenti grigiastre … a grana variabile e scarsamente fossilifere* di Nicotera, 1959) sono caratterizzate da strutture deposizionali quali stratificazione incrociata bisensoriale, indicativa di controllo tidale sulla sedimentazione.

Le faune ad inverterbrati di questa unità sono estremamente povere e poco diversificate, con Cerizi, Ostreidi, Ostracodi, in qualche caso gasteropodi dulciacquicoli (Esu & Girotti, com. pers.) e compaionono in genere nelle intercalazioni argillitiche, mentre le sabbie sono praticamente sterili o al massimo contengono frammenti rimaneggiati e talora non classificabili di gusci di molluschi.

Dal punto di vista paleoambientale, questo intervallo può essere interpretato come un complesso lagunare piuttosto articolato, con frequenti apporti di acque dolci e con aree riparate e pressocchè impaludate dove si depositavano le argille: non va dimenticato che nell'area sono presenti modesti livelli lignitiferi, che in passato sono stati sfruttati semi-artigianalmente, e la cui estensione è stata cartografata da Nicotera (1959). Le sabbie che dominano la metà superiore dell'unità possono corrispondere a depositi di delta tidale (*flood tidal delta*) e di barra di marea ed occupavano sicuramente aree più aperte del complesso lagunare.

Lo spessore dell'unità può variare da un massimo di una trentina di metri fino a zero sugli alti di basamento, dove l'unità successiva (3, arenarie e sabbie marine fossilifere) si sovvrappone direttamente alle rocce cristalline.

3) Arenarie poco cementate, talora praticamente rappresentate da sabbie sciolte, grigie e giallastre con un ricco contenuto fossilifero (Echinidi, Bivalvi, Gasteropodi, Brachiopodi, macroforaminiferi bentonici, denti di pesci, resti di mammiferi marini e continentali,

*ecc.).*Il contatto con la sottostante unità 2 è netto, marcato da una superficie erosiva e da un lag grossolano, con caratteristiche variabili da luogo a luogo: può essere costituito da gusci rimaneggiati di *Crassostrea* o da grossi ciottoli e/o blocchi di basamento, spesso incrostati da serpulidi e balani. Immediatamente sopra il limite compaiono macrofaune francamente marine ricche in *Clypeaster* ssp. Il contatto tra le unità 2 e 3 è stato interpretato da Neri et al. (2005a e b) come una superficie di *shoreface ravinement,* che porta i depositi francamente marini di spiaggia sommersa (unità 3) a sovrapporsi a diverse facies, più o meno aperte o ristrette, del complesso lagunare (unità 2). L'unità è suddivisa, almeno nella sua parte inferiore, in una serie di banchi plurimetrici, piuttosto massicci per bioturbazione, con fantasmi di strutture deposizionali di alta energia, particolarmente La tematica deposizionale

4) Argille marnose grigio-azzurre, in sottili straterelli contenenti spesso frustoli vegetali e noduli calcitici, talvolta con qualche strato o lente di lignite, passanti spesso verso l'alto a marne fogliettate silicee (tripoli) di spessore circa di una quarantina di metri.

A tetto delle arenarie fossilifere tortoniane, in perfetta concordanza stratagrafìca, fanno seguito, ma non sempre, delle argille più o meno marnose di colore grigio-azzurrastro, sottilmente stratificate in straterelli di qualche centimetro di spessore, lievemente micacee. In queste argille si trovano disseminati frequenti noduletti calcitici dall'aspetto pulverulento o terroso, inoltre spesso si rinvengono abbondanti frustoli e resti vegetali.

In taluni punti queste argille marnose passano gradualmente verso l'alto in marne fogliettate silicee (tripoli) di colore grigio-giallastro, molto soffici, porose e leggere: questi livelli di tripoli non assumono però mai spessori rilevanti.

Complessivamente questa formazione presenta spessori molto variabili da punto a punto, raggiungendo al massimo una potenza di una quarantina di metri, ma spesso riducendosi a spessori di qualche metro appena, fino a mancare del tutto per cui si passa direttamente dalle arenarie fossilifere tortoniane ai calcari concrezionati silicei. Sovente il passaggio dalle arenarie fossilifere tortoniane ai calcari concrezionati è marcato unicamente da alternanze di sottili straterelli sabbioso-argillosi con intercalati dei banchi di calcari concrezionati chiari, a volte lievemente marnosi.

In taluni punti, nelle argille marnose finemente stratificate e fogliettate, si rinvengono dei sottili banchi e lenti di lignite molto argillose, di color bruniccio, con uno spessore massimo di qualche decimetro; i livelli a lignite si alternano a straterelli argillosi di analogo spessore per una potenza complessiva di una cinquantina di centimetri al massimo.

5) Calcari concrezionati silicei, di color bianco-giallognolo, a volte lievemente marnosi e con sottili intercalazioni argillose grigio-giallastre o verdastre (Nicotera, 1959).

Calcare evaporitico bianco-giallastro, talora arenaceo, con sottili intercalazioni di argille e silt; corrisponde nella nomenclatura attuale al "Calcare di base" della successione messiniana.

All'orizzonte argillo-marnoso precedente e spesso, come abbiamo accennato, direttamente a tetto delle arenarie fossilifere, fanno seguito dei depositi calcarei di origine chimica costituiti essenzialmente da calcari concrezionati silicei. Questa formazione presenta una giacitura in bancate orizzontali, o solo lievemente ondulate, con una potenza complessiva molto variabile da punto a punto: spessori dell'ordine di grandezza massimo di 65 metri si rilevano per gli affioramenti che si estendono in prossimità della costa nella zona di C. Lapa e presso gli abitati di S. Leo e Briatico, mentre nelle zone più meridionali della area rilevata, presso Cessaniti e nei piccoli lembi residui sparsi qua e là nella tavoletta di Mileto, si notano degli spessori massimi di qualche diecina di metri ma molto spesso si tratta di piccole placche per lo più non cartografabili. Intercalati in questa formazione si rinvengono degli straterelli di marne grigiastre e giallastre, od anche di argille verdastre, spesso capricciosamente arricciati, i quali determinano nell'insieme dell'orizzonte calcareo una stratificazione molto grossolana in bancate potenti circa due metri.

Dal punto di vista litologico questa formazione presenta diverse varietà caratterizzate in genere dall'essere più o meno bucherellate o più o meno compatte. Dai fronti di taglio freschi delle moltissime cave esistenti nella zona, questi calcari si presentano di color bianco-giallognolo, sono per lo più lievemente marnosi; spesso si mostrano finemente cariati con noduletti lapidei a volte costituiti da minuti elementi quarzosi o da rocce cristalline.

6) Depositi post-messiniani*: Marne bianche a foraminiferi («Trubi»); argille azzurre.*

Sia sulle formazioni del Miocene superiore che, direttamente, su quelle del Miocene medio, si rinvengono trasgressivi alcuni lembi di formazioni del Pliocene inferiore.

Queste formazioni del Pliocene sono rappresentate da marne argillose di color bianco-giallastro, a volte lievemente sabbiose, in strati dello spessore medio di 20 centimetri, alternate a strati di argille marnose di color bianco-giallastro.

La trasgressione sulle formazioni precedenti non molto appariscente; le marne plioceniche si adagiano infatti, quasi in perfetta concordanza, tanto sui calcari concrezionati silicei quanto sulle arenarie fossilifere. Il passaggio dalle formazioni è solo in taluni punti marcato da qualche livello conglomeratici di esiguo spessore, costituito da ciottoli di modeste dimensioni, di calcari concrezionati in un cemento sabbioso a grana media; altre volte, invece, la

trasgressione è marcata semplicemente da un livello arenite, piuttosto grossolano a tratti, essenzialmente calcarea.

4. 2. 2. Il reef di Vibo Valentia e sezione campionata nella cava vicino all'aeroporto

La Penisola di Capo Vaticano a nord del bacino di Gioia presenta affioramenti di reef. Numerose cave nei dintorni della città di Vibo Valentia mostrano locali successioni costituite da sabbie silicoclastiche a stratificazione incrociata con *Clypeaster altus*, bivalvi e occasionali sparse ossa di Cetacei. Alla cava dell'aeroporto, le sabbie contengono molluschi, *Clypeaster altus* ed alghe corallinacee. Esse sono coperte da c. 15 m di reef carbonatico (fig. 4.3.). Il maggiore reef carbonatico contiene un minimo di cinque specie di scleractinia inclusi i *Porites*, *Tarbellastraea* e *Paleoplesiastraea*. Il reef si assottiglia rapidamente a sud est alla fine della cava dove l'associazione di coralli è dominata da rodoliti e forme ondulate di *Porites*, echinoidi, *Lithophaga* e bivalvi, gasteropodi inclusi i *Conus* e buchi di spugne Grasso et al.,1996.

Fig. 4.4. Panoramica della cava nei pressi dell'aeroporto militare di Vibo Valentia

La successione campionata è caratterizzata alla sua base da una breccia coralligena di circa 3 metri di spessore. Per 5 m abbiamo un'arenaria grossolana che si imposta sul primo livello a breccia in discordanza erosiva. In essi sono presenti *Clipeaster*, bivalvi e gasteropodi, e ricco anche in frammenti di coralli. Segue il corpo biocostruito con uno spessore massimo di circa 30 metri. Il reef al top termina con una superficie paleocarsica sulla quale poggiano sabbie marine del Pliocene contenenti gusci di molluschi marini. Dopo una copertura di alcuni

metri segue una unità arenitica marina con echinidi, brachiopodi e briozoi dello spessore di circa 8-10 metri (fig. 4.5.).

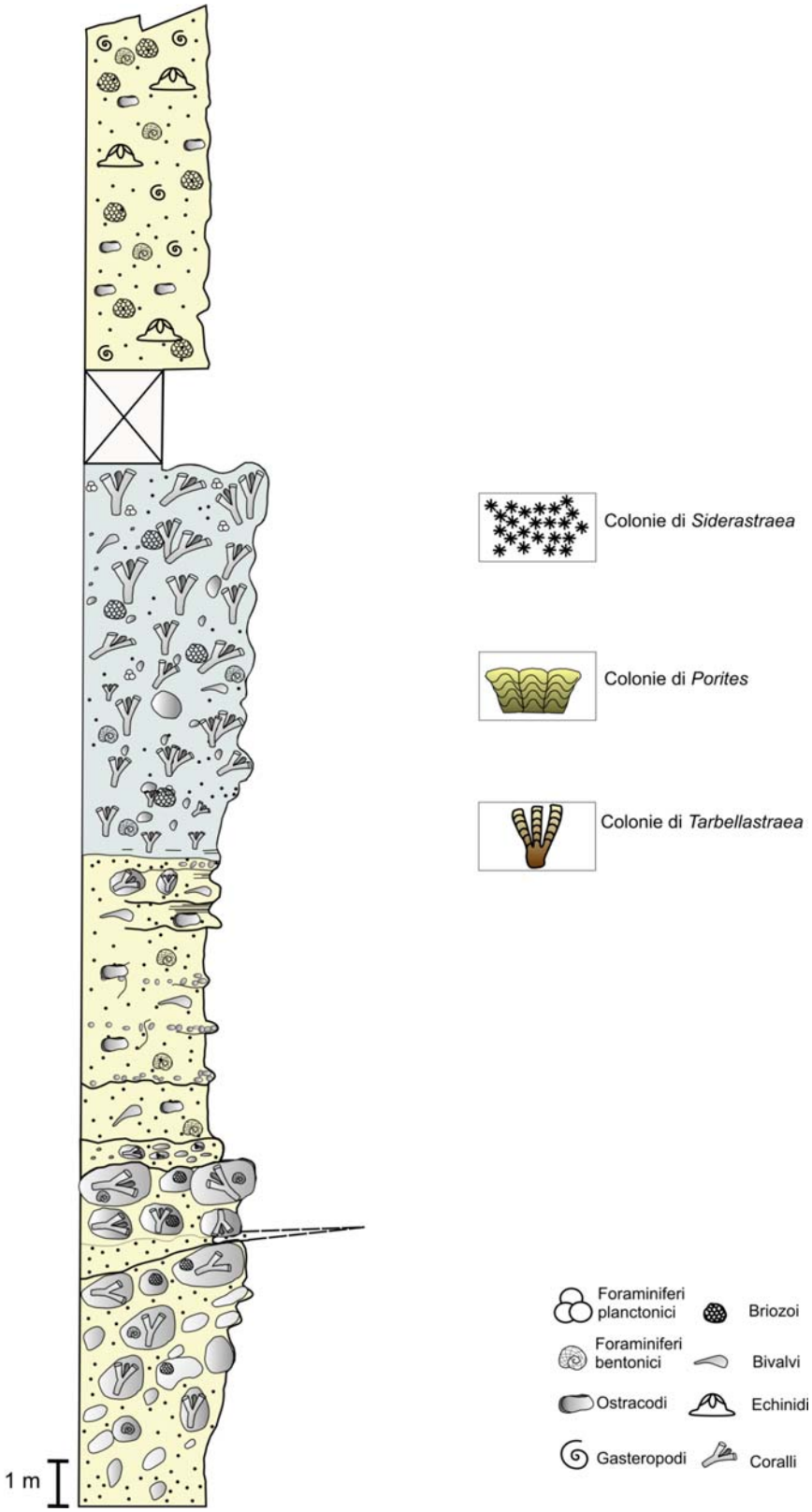
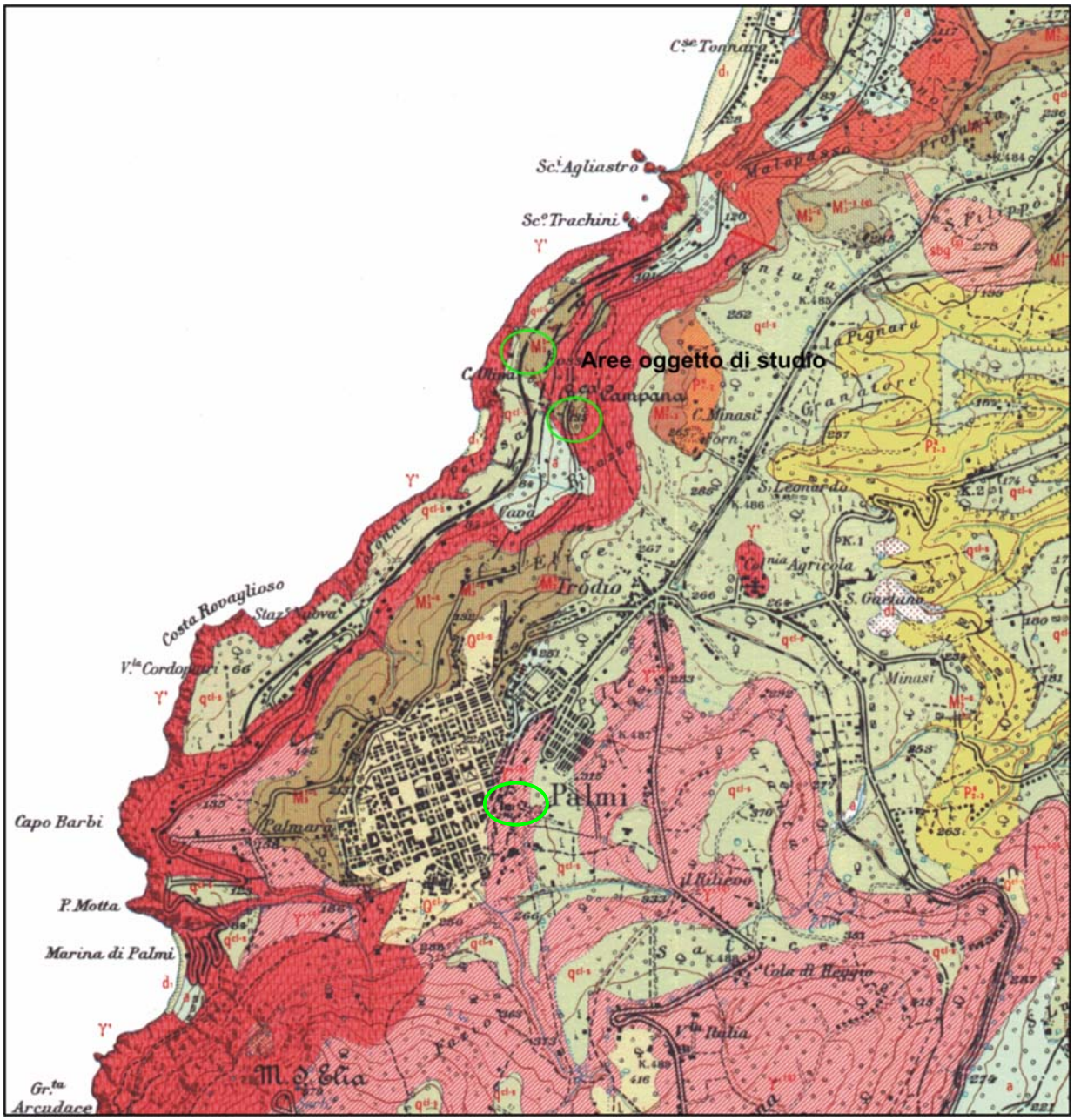


Fig. 4.5. Colonna stratigrafica della sezione campionata a Vibo Valentia

Il framework primario è costituito da *Porites calabricae,* e subordinatamente *Tarbellastraea reussiana, Siderastraea crenulata* ed *Solenastraea* sp., ed in queste colonie sono presenti alghe rosse sia come incrostanti le colonie sia come frammenti isolati. Le alghe rosse incrostanti al microscopio sono ben visibili nei loro tipici strati. Esse hanno la funzione di dare una solidità al framework. Questa associazione sedimentaria è visibile in una cava. In base alle caratteristiche tipiche delle scogliere coralline, essa può essere definita tale per alcune caratteristiche particolari. Nella morfologia tipica delle scogliere troviamo un retroscogliera, la vera e propria biocostruzione ed una scarpata di scogliera.

4. 2. 3. Inquadramento geologico dell'area di Palmi

Il territorio di Palmi, costituisce un promontorio degradante verso il Tirreno, costituito da un basamento Paleozoico fortemente sollevato da sistemi di faglia normale su cui poggia in discordanza una successione sedimentaria del Tortoniano-Pliocene (fig. 4.6.).



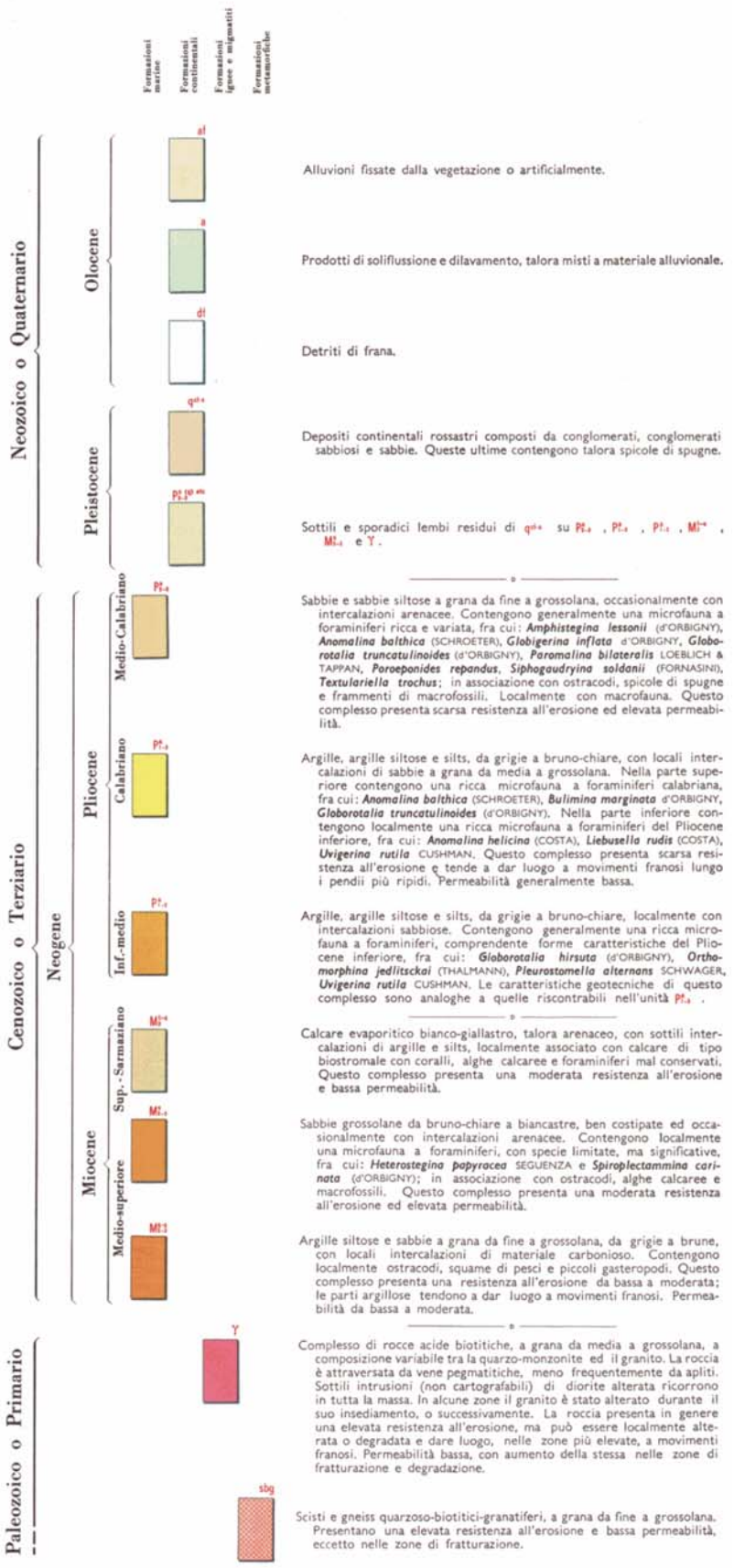


Fig. 4.6. Carta geologica ed ubicazione dell'area oggetto di studio. Casmez (1971)

Il basamento cristallino nell'area, è caratterizzato da gneiss, anfiboliti e micascisti dell'Unità dell'Aspromonte, affioranti in maniera discontinua nei pressi di Bagnara Calabra e Seminara, intrusi da rocce intrusive erciniche dominatamente a composizione granodioritica e tonalitica e più limitatamente granitica. Le rocce intrusive hanno, nell'area di Palmi, una maggiore continuità areale rispetto agli gneiss e costituiscono la maggior parte delle pareti del promontorio costiero tra Bagnara Calabra e la parte costiera di Palmi. Queste rocce plutoniche si estendono anche verso l'interno lungo una fascia compresa tra Melicucca e Seminara. In contatto stratigrafico discordante sulle rocce intrusive e metamorfiche poggia una successione sedimentaria d'origine marina-costiera ed alluvionale-torrentizia d'età tortoniana – recente.

1) Rocce del Basamento. Le rocce metamorfiche e plutoniche che costituiscono il promontorio di Palmi da un punto di vista tettonostratigrafico appartengono all'Unità dell'Aspromonte (Bonardi et al., 1979) una delle unità tettoniche principali del settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano (Amodio Morelli et al., 1976). Tale struttura è costituita da migmatiti tonalitiche con minori varianti granodioritiche, quarzodioritiche e dioritiche. A sud di M.te Sant' Elia le migmatiti-tonalitiche sono associate a formare talora un'alternanza, tanto da simulare una parastratificazione, ad una serie gneissico-migmatitica costituita da paragneiss migmatitici biotitico-muscovitico e a luoghi granatiferi, con minori intercalazioni di paragneiss, gneiss anfibolitici ed anfiboliti, gneiss leucocratici, marmi e felsca-silicatici e quarziti gneissiche. All'interno di quest'area sono presenti filoni potenti sino a 2-3 m di apliti e pegmatiti ricchi in muscovite. Le migmatiti tonalitiche contegno con incidenza variabile gneiss biotitico-anfibolici e graniti. Esse sono costituite da plagioclasi+biotite+quarzo,+/-anfibolo, +/-K/feldspato, +/-epidoto, +/-titanite e come minerali accessori apatite, opachi, rutilo, zircone più rari muscovite e scapolite. Hanno grana medio-grossa e tessitura da massiva a orientata con una evidente isorientazione dei minerali femici. La struttura è blastica eterogranulare, caratterizzata da grandi metablasti a plagioclasi zonati. Gli gneiss biotitico-anfibolici sono rocce di colore scuro a grana minuta a media e tessitura da massiva a orientata eteroblastica mediamente evoluta. La paragenesi è data da plagioclasi, biotite, anfibolo, quarzo, epidoti e titanite, con minerali accessori opachi, apatite e zircone e talora muscovite e Kfeldspato. Le anfiboliti e gneiss anfibolici sono di colore verde a verde scuro con
paragenesi hbl+pl+qz+bi+/-ti con accessori comuni opachi, epidoti, granati e zircone.
I graniti sono costituiti da quarzo, k-feldspato, plagioclasi, biotite e muscovite con accessori epidoti, apatite Fe-Ti ossidi e zircone. Hanno struttura cataclastica eterogranulare con maggiori individui di microclino e subordinatamente di plagioclasi contornati da quarzo

microgranulare o
nastriforme e da lamine micacee stirate e sfrangiate. Le pegmatiti sono rocce a grana grossa e struttura eterogranulare, costituite da plagioclasi, K-feldspato, quarzo, biotite, e muscovite con minerali accessori di epidoti, apatite, e opachi.

2) *Copertura sedimentaria*. La copertura sedimentaria affiornate lungo tutto il promontorio di Palmi è costituita da due distinte successioni sedimentarie. La successione più antica di età compresa tra il Tortoniano ed il Pliocene inferiore affiora lungo tutta l'area con grande continuità. Si tratta di depositi caratterizzati da areniti da medie a molto grossolane e ruditi con ciottoli di dimensione centimetrica da moderatamente a fortemente cementate. Le arenarie presentano spesso
associazioni a macrofossili costituiti da frammenti di gasteropodi, bivalvi ed echinidi. Queste passano lateralmente e verticalmente a corpi lenticolari discontinui di calcari biostromali, molto caratteristici, costituti da lamellibranchi, coralli, alghe ed ostracodi del Tortoniano superiore. I calcari biostromali passano verso l'alto ad una roccia carbonatica, cartografata della carta geologica ufficiale scala 1:25.000 con lo stesso simbolo, ma di aspetto e genesi completamente diversa. Si tratta di un calcare pulvirulento, di colore giallo, vacuolare e con lenti e livelli pelitici-marnosi di colore giallo, verde-azzurro descritto localmente come "calcare evaporitico". La successione sedimentaria Tortoniano-Messiniano si chiude lungo una superficie irregolare, di discontinuità stratigrafica, spesso caratterizzata da evidenze di erosione, con un contatto netto con isolati e piccoli lembi di marne (Fm. dei Trubi) affioranti poco a sud di Seminara e poco a nord di Palmi di ambiente marino.

Al tetto delle marne della Formazione dei Trubi e delle unità litostratigrafiche più antiche, lungo una superficie d'erosione irregolare è spesso interrotta da dislocazioni connesse a faglie recenti, segue una seconda successione sedimentaria trasgressiva. La successione è caratterizzata da un conglomerato rossastro d'origine fluviale, costituito da ciottoli provenienti dal basamento metamorfico e plutonico, immersi in una matrice sabbiosa-pelitica e seguita in continuità da depositi sabbiosi marino-costieri che s'interdigitano a peliti d'origine marina. Le peliti affiorano estesamente all'interno della Valle del Torbido è contengono una ricca fauna planctonica a foraminiferi di età Pliocenica (*Orbulina universa*, *Globigerinoides rube*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinoides ruber elengatus*, *Globigerina inflata*, associate a *Planulina ariminensis*, *Sphaeroidina sp*., *Cassidulina laevigata* e *Globorotalia inflata*).
La successione plio-pleistocenica si chiude verso l'alto con una superficie netta e o erosiva che delimita un intervallo stratigrafico caratterizzato da depositi d'origine continentale di

colore da rossastro a bruno-scuro, costituiti da suoli e paleo-suoli e sedimenti d'origine alluvionale-torrentizia.

4. 2. 4. Cenni storici e caratteristiche geologico-sedimentarie delle biocostruzioni carbonatiche dell'area di Palmi

Lembi di biocostruzioni carbonatiche del Tortoniano superiore/ Messiniano affiorano nei dintorni di Palmi e morfologicamente costituiscono un costone degradante sulla costa tirrenica sopra il basamento cristallino o sulla prima unità tortoniana silicoclastica (fig. 4.7.).

Fig. 4.7. Affioramenti in località Rocca Campana e via Petrosa, Palmi (RC)

Questi lembi di biocostruzione a coralli contenenti associazioni a *Tarbellastraea*, *Porites*, *Palaeoplesiastraea*, *Favites* e alghe calcaree eteropiche a biolititi poggiano sulla successione conglomeratici-arenacea tortoniana o direttamente sul basamento cristallino gneissico-plutonico. La biocostruzione costituisce affioramenti caratteristici nelle località di Rocca Campana, Via Petrosa, San Filippo e dentro il centro abitato di Palmi. Oltre alla Carta Geologica della Calabria della Cassa per il Mezzogiorno alla scala 1:25.000 (Casmez, 1971) che riporta questi lembi di depositi carbonatici (anche se accorpati in una unica unità

litostratigrafica con i soprastanti calcari evaporitici) lavori specifici sulla biocostruzione carbonatica sono segnalati sin dagli inizi degli anni sessanta. Chevalier (1961) per primo riconosce e segnala la presenza di biocostruzioni a coralli del Miocene superiore lungo il margine tirrenico della Calabria tra cui segnala i tipici affioramenti di Palmi e di Vibo Valentia. In questo lavoro Chevalier, dettagliando due distinte successioni a Rocca Campana e a Palmi, distingue sette specie di coralli hermatipici includendo i due generi dominanti di *Porites* e *Tarbellastraea*. Secondo Chevalier, la sezione stratigrafica della biocostruzione a Rocca Campana, è compresa tra le quote 125 m e 75 m s.l.m. e si estende per circa 3 km verso nordest. Sul basamento cristallino poggiano lembi di conglomerati a ciottoli cristallini e areniti contenenti frammenti di rodoliti algali. La biocostruzione consiste di carbonati bioclastici a grana fine contenenti sparsi coralli, principalmente *Porites* associati a pectinidi. Verso l'alto la biocostruzione prosegue con livelli di colonie a *Porites*. Al tetto della successione, la biocostruzione è troncata da una ben definita superficie di troncatura paleocarsica.

La seconda successione descritta da Chevalier (1961) nell'area considerata è quella che affiora dentro l'abitato di Palmi a quote tra 150 m e 250 m s.l.m. ed ha uno spessore complessivo di circa 8 metri. La successione è simile a quella descritta per la sezione di Rocca Campana. La biocostruzione ha una tipica morfologia a domo, e all'interno i carbonati sono ricchi di colonie di *Porites* e *Tarbrellastraea* con singole colonie che superano il metro di diametro. Gli strati carbonatici della sezione di Palmi sono sovente brecciati e interpretati da Chevalier come tipici di base di scarpata della scogliera (Facies di Reef Talus). In questa sezione sono evidenti filoni sedimentari sia nella biocostruzione che nel basamento cristallino riempiti da micrite e biocalcareniti. Chevalier (1961) inoltre segnala un ulteriore affioramento di biocostruzione al piede della scarpata di faglia del Monte Sant'Elia (alle quote di 150m e 75m s.l.m.) costituito da brecce e *wackestones* contenenti *Porites* e *Tarbrellastraea* associati a gasteropodi ed echinidi. Sul lato rialzato della faglie di Monte Sant'Elia la biocostruzione è dislocata e sollevata fino alla quota di 480m s.l.m. Altri affioramenti minori sono segnalati da Chevalier (1961) in località San Filippo a circa 230 m s.l.m., dove la biocostruzione, quando preservata dall'erosione, raggiunge uno spessore di circa 10 m ed è costituita da *wackstones* e *packstones* a *Porites* e *Tarbrellastraea*. In quest'area la biocostruzione è stratigraficamente sormontata da depositi prevalentemente pelagici, costituiti da marne e peliti di mare profondo (Formazione dei Trubi del Pliocene inferiore).

Successivamente, Pedley & Grasso (1994) e Grasso et al. (1996) dettagliano ulteriormente gli affioramenti delle biocostruzioni carbonatiche dell'area di Palmi insieme agli altri affioramenti peri-tirrenici di biocostruzioni di Vibo Valentia, di Capo Vaticano e di Capo

Milazzo. In entrambi i lavori Pedley & Grasso (1994) e Grasso et al. (1996) usano questi tipici affioramenti di biocostruzioni carbonatiche peri-tirrenici per ricostruire la paleogeografia, i paleoambienti e la frammentazione tettonica dell'area peritirrenica siculo-calabra a partire dal Tortoniano superiore. Nello specifico per l'area di Palmi, Pedley & Grasso (1994) e Grasso et al. (1996) inquadrano la successione sedimentaria della biocostruzione nel quadro eustatico generale dell'area peritirrenica, dove ad uno stadio di basso eustatico prima della costruzione della scogliera carbonatica, a cui è associata la deposizione delle sabbie e conglomerati silicoclastiche caratteristiche di un ambiente marino-marginale segue un graduale sollevamento generale del livello marino. Questo stadio di sollevamento eustatico sarebbe testimoniato da onlap costieri con deposizione di sabbie silicoclastiche e il ristabilire di condizioni marine idonee alla colonizzazione di coralli e delle principali comunità faunistico-floristiche. Questo breve periodo di perturbazione eustatica è interpretato dagli Autori come il preludio alla graduale crisi climatica del Messiniano nel Mediterraneo. Nell'area di Palmi, l'innesco della crisi di salinità è rappresentata dai calcari brecciati evaporitici anche se nell'area non segue la vera e propria successione sedimentaria evaporitica. Il ristabilirsi delle condizioni eustatiche normali è testimoniato nell'area dalla deposizione delle marne e peliti pelagiche della Formazione dei Trubi durante il Pliocene.
La successione, di 40 m, campionata a Rocca Campana, (fig. 4.8.) si imposta sul basamento cristallino. La base è costituita da sabbie grigie con un grado di litificazione notevole a laminazione piano-parallela a basso angolo per c.a. 1m. Per circa 1.50 m abbiamo un discreto livello a sabbie un po' politiche, e verso l'alto mostrano degli evidenti segni di bioturbazione (fig. 4.9).
Inoltre all'incirca verso 1.10 m dalla base è ben evidente una tasca di riempimento con dei sedimenti rossi (peliti e granuli paraconglomeratici). Per 3 m segue una sabbia grossolana con ciottoli spigolosi contenenti Qz e bioclasti contenenti briozoi, bivalvi, con fratture spesso riempite da incrostazioni carbonatiche associate ad una frattura relativamente tardiva. Man mano che saliamo verso l'alto diminuisce il terrigeno e prende piede la biocostruzione. Per i successivi 4 m si passa a prevalenti blocchi eterometrici con prevalenza di colonie di *Tarbellastraea*, *Porites*, in matrice di calcarenite ibrida, contenente fossili (modelli interni di bivalvi e gasteropodi), alghe corallinacee. Seguono 3m di calcarenite, calcirudite e colonie di coralli anche se non è stato possibile seguire con continuità la sezione, per vie della vegetazione. Quindi ci siamo basati sull'osservazione di spot. Per i restanti 17 m c.a. si possono osservare colonie di *Tarbellastraea* e di *Porites*.

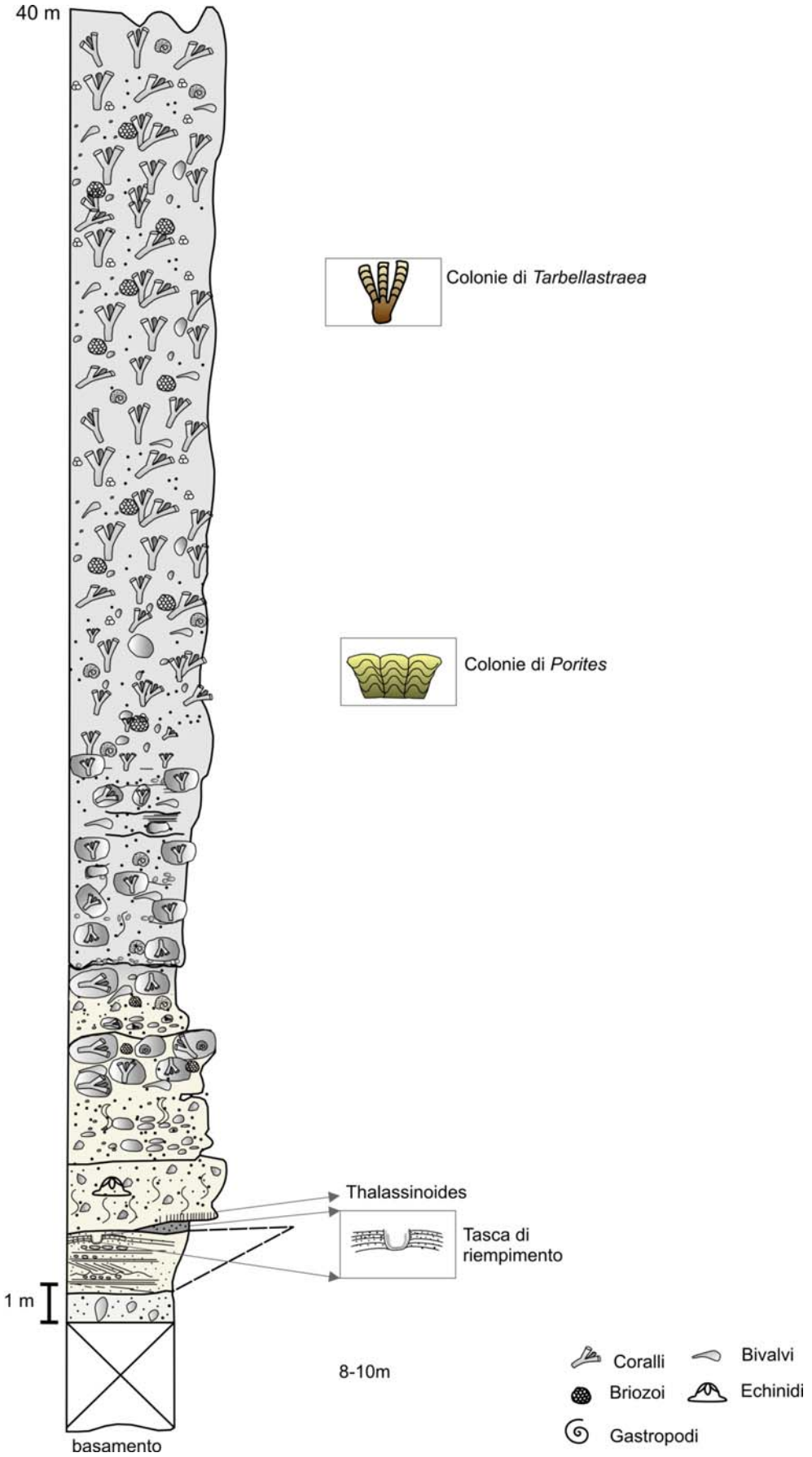


Fig. 4.8. Colonna stratigrafica della sezione campionata a località Rocca Campana, Palmi (RC)

La biocostruzione al top termina con una superficie paleocarsica.

Fig. 4.9. Bioturbazioni

Non è stato possibile in campagna definire i depositi che stanno al tetto della biocostruzione, a causa della copertura vegetale, dei numerosi uliveti e a causa dei muri di sostegno effettuati lungo le strade percorribili.

CAPITOLO 5

MATERIALI E METODI

Il materiale esaminato consiste principalmente di coralli di scleractinia, attuali (*Cyphastrea serailia, Porites sp.* e *Siderastraea savignana*) e fossili (*Porites calabricae, Tarbellastraea reussiana, Siderastraea crenulata* e *Solenastraea desmoulinsi*).
La facies analizzate sono state campionate attraverso lo studio di diversi affioramenti che si rinvengono lungo le coste meridionali calabresi e precisamente nelle località in pressi di Vibo Valentia e di Palmi (RC). L'inquadramento geologico dell'area è stato discusso ampiamente nei capitoli precedenti.
In particolare sono state misurate tre sezioni, campionate e studiate rispettando le loro caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche.
A causa delle caratteristiche degli affioramenti oggetto di questo lavoro, il metodo comunemente usato per lo studio delle scogliere fossili (il metodo del quadrato, Plot techniques) non è stato possibile applicarlo, mentre quello della linea continua (Line intercept transect), con un'analisi quantitativa effettuata con il metodo della linea per un totale di duecento campi di osservazione della lunghezza di 10 cm, ha fornito i seguenti risultati per i generi costruttori: 60% *Porites*, 30% *Tarbellastraea*, 7% *Siderastraea* e 3% *Solenastraea*.
In alternativa a ciò sono state effettuate delle misurazioni e delle campionature lungo una linea verticale di 30 metri (fig. 5.1.) per tutti gli afforamenti; mentre per quanto riguarda l'affioramento di Palmi in località Petrosa ciò non è stato effettuato a causa dell' impossibilità ed impraticabilità della parete verticale di circa 40 metri.

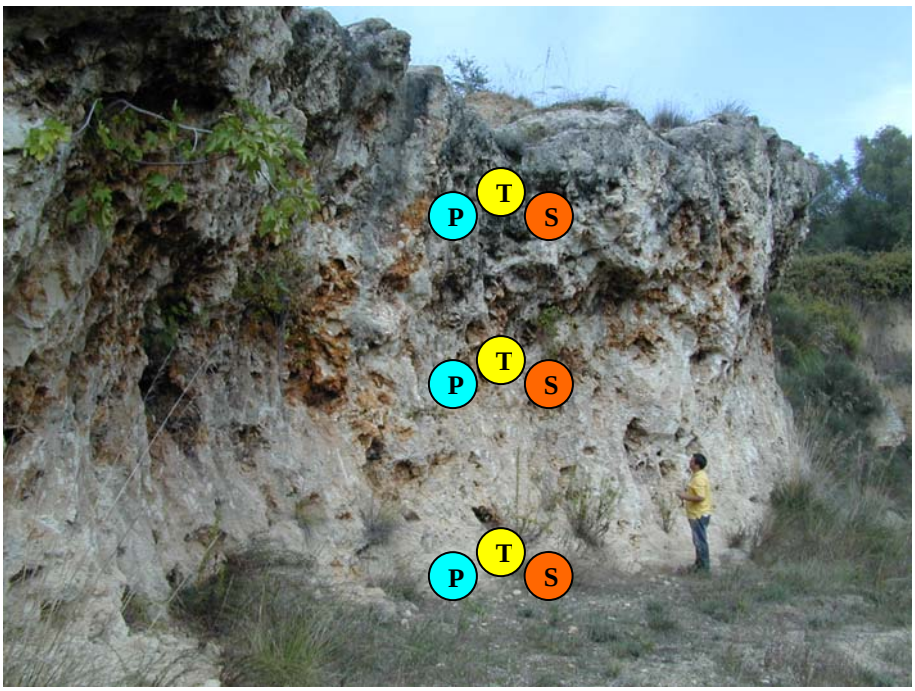


Fig. 5.1. Biocostruzione affiorante nei pressi dell'aeroporto militare di Vibo Valentia, campionature lungo una linea verticale: P= *Porites*, T= *Tarbellastraea*, S= *Siderastraea*.

Oltre ad aver seguito una linea verticale di campionature, sono state eseguite per quanto riguarda l'affioramento di Vibo e di Palmi (località Petrosa), delle campionature lungo una linea orizzontale come precedentemente accennato (fig. 5.2.).

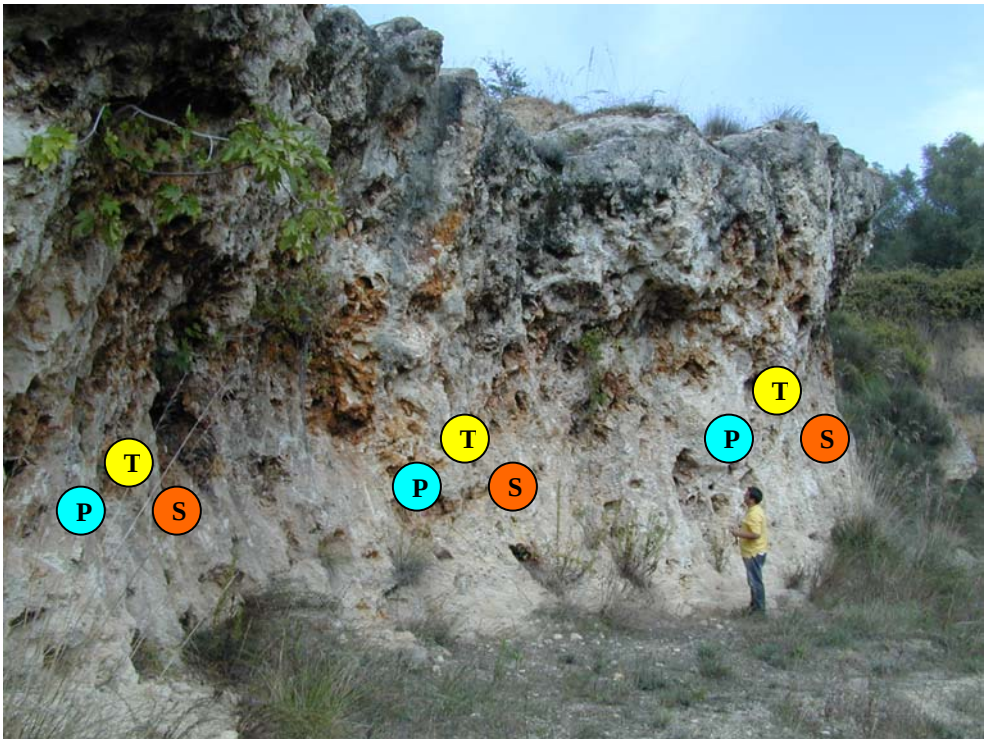


Fig. 5.2. Biocostruzione affiorante nei pressi dell'aeroporto militare di Vibo Valentia, campionature lungo una linea orizzontale: P= *Porites*, T= *Tarbellastraea*, S= *Siderastraea*.

Durante le misurazioni, oltre a mettere in evidenza una stima quantitativa della densità di biocostruzione, è stata operata un'identificazione a livello generico della fauna corallina, prendendo nota della morfologia di accrescimento delle colonie.

Sono stati prelevati accuratamente per ogni campionatura, quando questo è stato possibile, degli esemplari di *Porites*, *Tarbellastraea* e *Sidereastraea*. Ogni colonia è stata tagliata in tre parti (fig. 5.3.) al fine di verificare le variazioni degli scheletri nella stessa colonia.

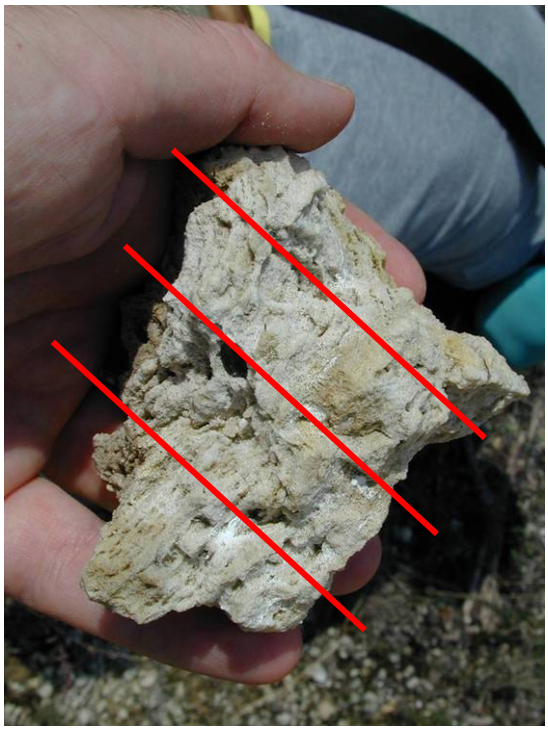


Fig. 5. 3. Colonia di *Tarbellastraea reussiana* tagliata in tre parti.

Queste tre sezioni sono ubicate:

1. Sezione nei pressi dell'aeroporto militare di Vibo Valentia (VV). Campioni dal VV1- VV15, prelevati nelle sabbie, nella breccia coralligena e dalla biocostruzione vera e propria (fig. 5.4.), più i campioni siglati come VV_1J, VV_2J, VV_J3 e VV_J4 che sono stati prelevati lungo un segmento orizzontale che rappresenta parte della linea utilizzata per la valutazione quantitativa del contributo dei quattro taxa biocostruttori.
2. Sezione nei pressi dell'abitato di Palmi (RC). Campioni dal RC1- RC8, prelevati nelle sabbie, nella breccia coralligena e dalla biocostruzione vera e propria (fig.5.5.).
3. Sezione nei pressi della Stazione di Palmi (RC). Campioni dal VP1 - VP3, prelevati dalla biocostruzione.

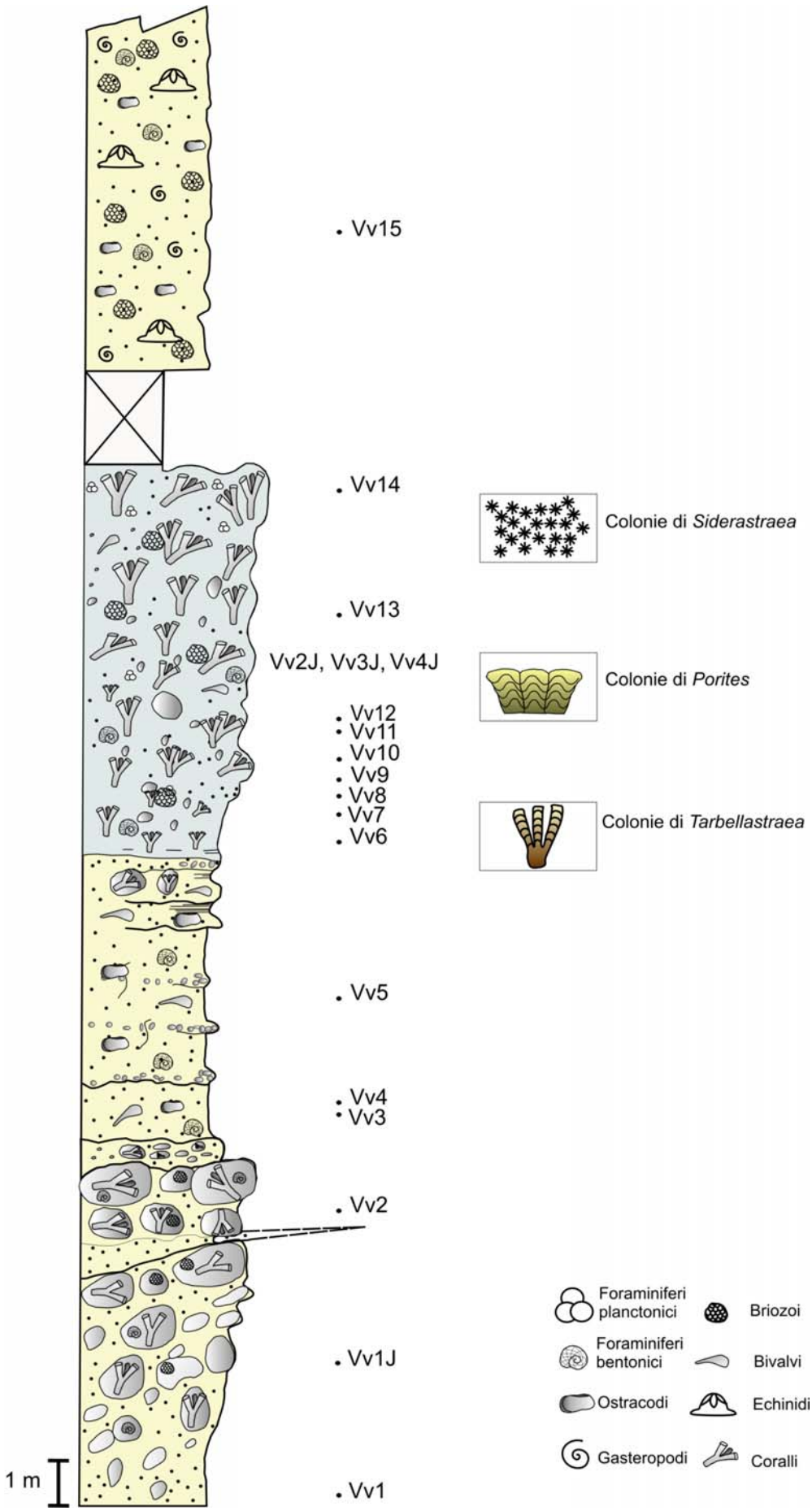


Fig. 5.4. Colonnina stratigrafica dell'affioramento nei pressi dell'aeroporto militare di Vibo Valentia.

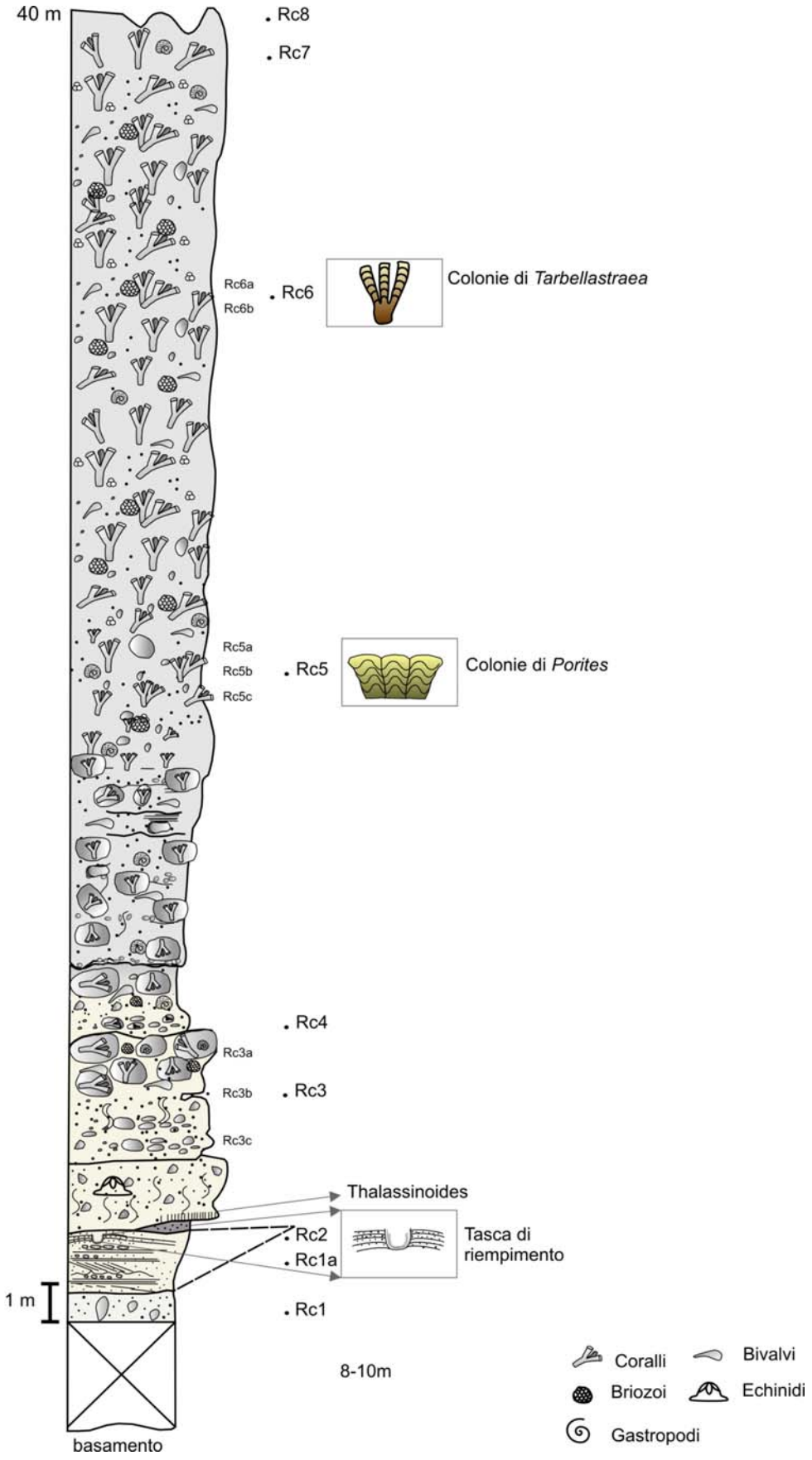


Fig. 5.5. Colonnina stratigrafica di Rocca Campana.

Quattro diversi generi di coralli sono stati identificati sulla base delle osservazioni macroscopiche sul campo e analisi di microfacies. Inoltre questi tipi di facies che generalmente caratterizzano le biocostruzioni del Miocene superiore, possono essere studiate più in dettaglio, fornendo dati sulla architettura e sulla struttura della biocostruzione (distribuzione, forma, stima qualitativa della densità del framework, forme di crescita, crescita delle strutture), componenti biotici (composizione tassonomica e relativa abbondanza di costruttori, forme di crescita, e fauna associata), e sedimenti di intra-reef (tessitura e struttura). Il principale criterio utilizzato per la selezione del materiale fossile è stato il loro stato di preservazione valutato in affioramento. Le specie inizialmente selezionate sono state tagliate secondo una particolare logica lungo l'asse verticale di crescita delle colonie, in modo da poter valutare poi, con accurate analisi, le variazioni delle percentuali degli elementi chimici e la variazione della quantità di frazione silicoclastica contenuta in ogni colonia. Sono state fatte 60 sezioni sottili per quanto riguarda le colonie di coralli ed il terrigeno, e quattro lavati per l'estrazione degli ostracodi. In seguito, le sezioni sottili sono state osservate sotto un microscopio ottico per individuare la presenza di alcune caratteristiche che molto comunemente ricorrono nei fossili di coralli, e per la valutazione e comprensione dell'originaria mineralogia. Dopo aver individuato al microscopio ottico i punti di maggiore interesse sulle sezioni sottili, queste sono state osservate al SEM al fine di effettuare delle microanalisi per valutare l'alterazione diagenetica degli scheletri. La distribuzione degli elementi minori (specialmente Sr, Mg) contenuti negli scheletri e nei cementi è usato come via di identificazione dell' aragonite organica preservata.

Apparecchiatura **-** Le sezioni lucide ed i singoli ostracodi, sono stati analizzati ed osservati con un comune microscopio a luce trasmessa.

Sezioni lucide, attaccate e non attaccate sono state investigate utilizzando, per quanto riguarda il lavoro svolto nell' Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, Varsavia, Polonia, al TLM (Trasmitted Light Micrscope)

NIKON SMZ800 Stereo Microscopio

OLYMPUS BX40 Microscopio

Philips XL-20 SEM

EDS Energy Dispersive Spectroscopy (EDS) sono state eseguite su Philips XL-20 scanning microscope in coppia con l' **EDS detector ECON 6**, system **EDX-DX4i**.

Per quanto riguarda il lavoro svolto presso l'Università della Calabria, Dipartimento di Scienze della Terra sono stati utilizzati:

Microscopio Elettronico a Scansione (*SEM: Scanning Electron Microscope*) che è un FEG (Field Emission Gun) **Quanta 200F** della ***FEI/Philips*** equipaggiato con un sistema di

microanalisi a raggi X (*EDS*: *Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) con detector a cristallo Si/Li modello **GENESIS-4000 della EDAX**.

Le analisi chimiche (EDS) puntuali o areali, sono realizzate sulla superficie del campione. L'analisi quantitativa, ottenuta mediante sistema interno di correzione denominato ZAF, fornisce risultati espressi in percentuale in peso (Wt%) o in moli (At%) degli elementi o dei corrispondenti ossidi

Le condizioni strumentali di acquisizione delle immagini sono le seguenti:

- EHT= 20 KV
- Type of signal: SE (Secondary Electron image), BSE (Back-Scattered Electron)
- Image matrix 1024X800
- WD= 10 mm

Mentre per le analisi EDX le condizioni strumentali di acquisizione sono

- EHT= 20 KV
- Tilt= 0.0 degree
- Take-off= 32.1 degree
- WD= 25mm
- Detector Type= SUTW (Super Ultra Thin Window)
- Live Time= 100 sec

Per le osservazioni in fluorescenza sono state utilizzate sezioni sottili non coperte al fine di mettere in evidenza la distribuzione della materia organica (Dravis and Yurewicz, 1985; Machel et al., 1991; Neuweiler and Reitner, 1995; Russo et al., 1997). La fluorescenza è stata indotta da una lampada a vapore Hg, accoppiata ad un microscopio Axioplan II imaging (Zeiss), dotato di un'ampia gamma di filtri (BP 436/10 nm/LP 470 nm per la luce verde; BP 450-490 nm/LP 520 nm per la luce gialla).

Tecniche di preparazione **–** Preparazione al SEM: le sezioni lucide sono state attaccate per 10 secondi in 0.1 % di acido formico, e poi risciacquati con acqua distillata ed asciugati con aria secca. Dopo essersi asciugati, i campioni sono stati messi sugli stabs con nastro biadesivo e metallizzati con film di platino e di grafite.

Specie attuali e provenienza **–** Sono state utilizzate per l'esperimento e per il confronto con le specie attuali:

Cyphastrea serailia (Forskål, 1775)

Papua Nuova Guinea, Madang, Nagada Harbor

Fringing Reef around Director's Residence

coll. Bert Hoeksema (05 June 1992)

USNM 93729
[Stolarki's collection, Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, Polonia numero: R-SCL68]

Porites sp. [?*Porites lobata* Dana, 1846]
French Polynesia, Takapoto Island, pochi metri di profondità
coll. Therese LeCampion (ca. 1980)
[Stolarki's collection, Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, Polonia numero: R-SCL79]

Siderastraea savignyana M. Edw. & Haime, 1850
Arabian Sea, Gulf of Kutch, , pochi metri di profondità
coll. Dhiru Pandey (13.02.1999)
[Stolarki's collection, Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, Polonia numero: R-SCL80].

CAPITOLO 6

ANALISI AL MICROSCOPIO OTTICO ED AL SEM

6. 1. Osservazioni al microscopio ottico dei campioni di Vibo Valentia

L'affioramento di Vibo Valentia è caratterizzato, come si è già discusso nei capitoli precedenti, da un livello di breccia corallina che potrebbe avere origine dallo smantellamento della biocostruzione. Qui le colonie non sono in posizione di vita e presentano un aspetto farinoso. Le osservazioni in campagna, i campioni a mano ed anche le sezioni sottili, mostrano negli interstizi delle cavità della biocostruzione, la presenza di sedimento terrigeno della taglia del silt/sabbia. Il sedimento terrigeno, molto ricco di foraminiferi bentonici, presenta anche una certa quantità di planctonici.
L'analisi quantitativa effettuata con il metodo della linea per un totale di duecento campi di osservazione della lunghezza di 10 cm, ha fornito i seguenti risultati per i generi costruttori: 60% *Porites*, 30% *Tarbellastraea*, 7% *Siderastraea* e 3% *Solenastraea*.
Un'analisi semiquantitativa in campagna ha permesso di riconoscere le diverse categorie funzionali. Il maggior numero di organismi incrostanti appartiene alle alghe rosse, foraminiferi e briozoi. Gli intrappolatori sono costituiti dalle colonie stesse di coralliti in particolare *Porites*. Sono da notare numerosi organismi perforatori come bivalvi (*Pholas*) e spugne. Tra gli abitatori della comunità citiamo in ordine di importanza i seguenti taxa: briozoi, echinidi, alghe rosse e bivalvi.
Dalle arenarie poco cementate sono stati prelevati tre campioni (VV_1,VV_3, VV_5) per verificare la possibilità di estrarre microfossili significativi. E' stata raccolta una ricca fauna ad ostracodi, di cui sono state determinate due specie di una certa rilevanza biostratigrafica (*Aruthella saheliensis* e *Pokornyella italica*) (fig. 6.1). Esse suggeriscono un'età Tortoniano superiore/Messiniano inferiore, intervallo di tempo attribuito al piano Saheliano, unità cronostratigrafica mai formalizzata ed oggi in disuso.

Per i campioni VV_2 e VV_2J, è stato necessario l'inglobamento per preparare delle sezioni sottili. In esse sono evidenti i piccoli clasti non arrotondati della taglia della sabbia (fig. 6.2). in essi sono presenti dei foraminiferi.

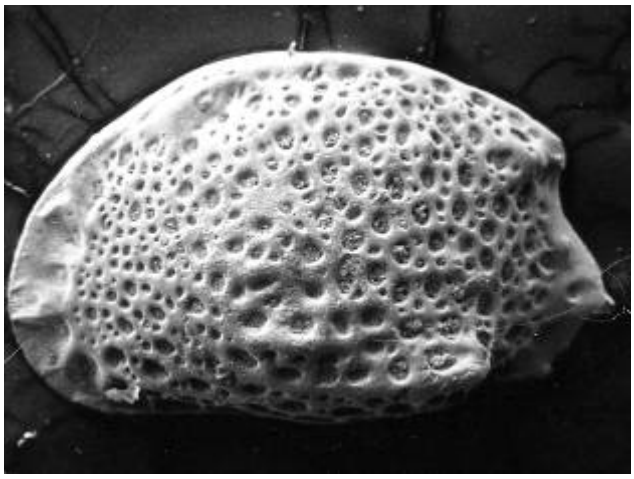


Fig. 6.1. Campione VV_3. *Pokornyella italica*

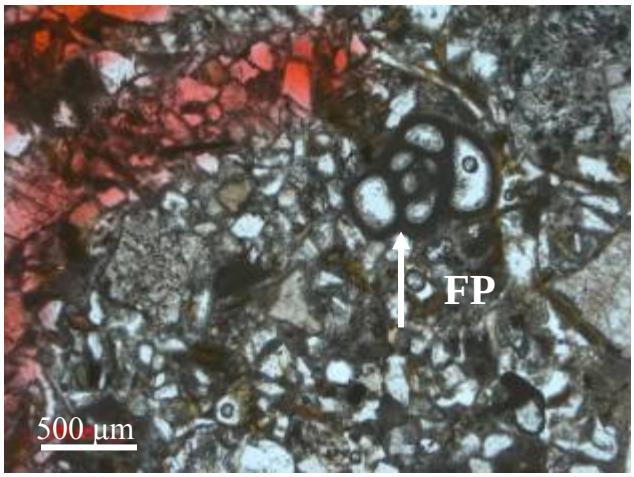


Fig. 6.2. Campione VV_2. foraminifero planctonico **FP**

Il campione VV_5 è una sezione obliqua di colonia di *P. calabricae*, il campione presenta delle incrostazioni microbialitiche che sembrano significative di uno stazionamento subacqueo prolungato prima del seppellimento. In tale campione sono presenti dei foraminiferi attribuiti al genere *Heterostegina* e forme non determinate di incrostanti (figg. 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7).

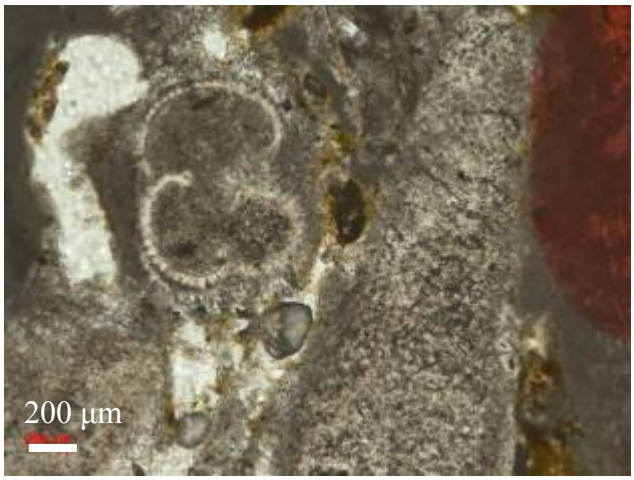


Fig. 6.3. Campione VV_5. Foraminifero planctonico

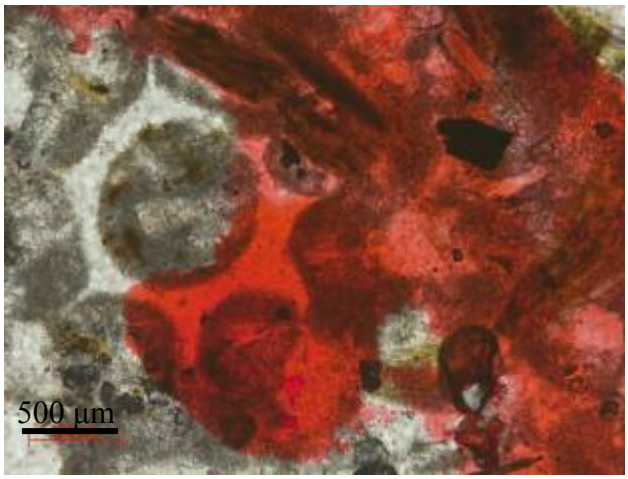


Fig. 6.4. Campione VV_5. Foraminifero bentonico, specie *Lingulina costata* (Tort.-Plioc.inf.)

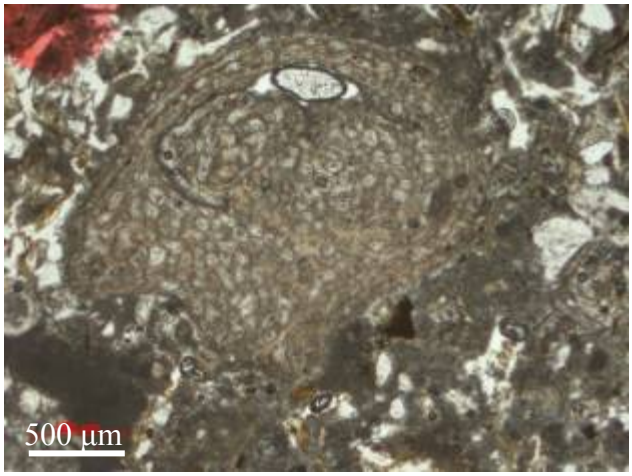


Fig. 6.5. Campione VV_5. Briozoo ?

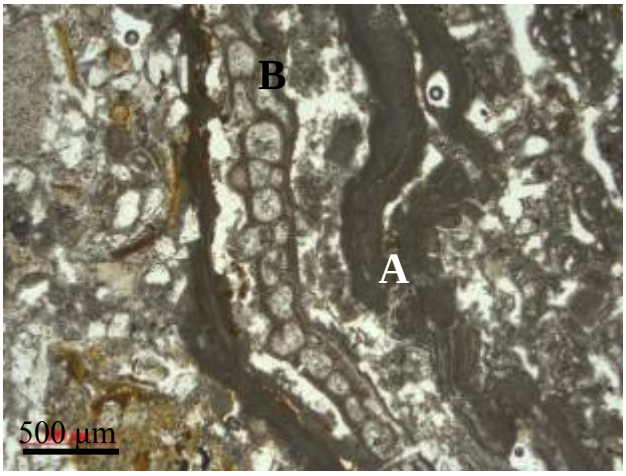


Fig. 6.6. Campione VV_5. Briozoi **B** ed alghe rosse incrostanti **A**

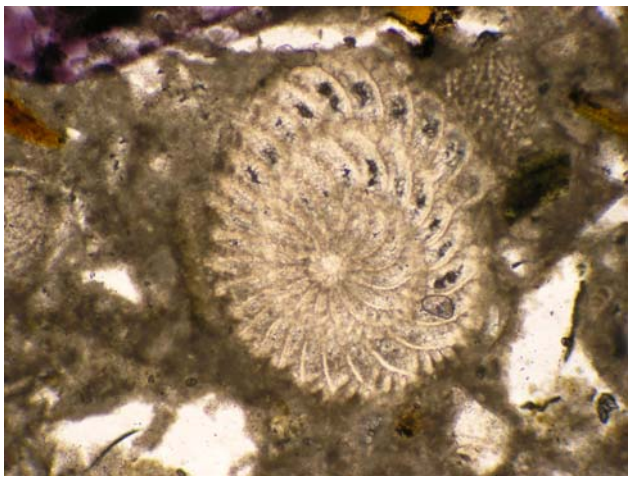


Fig. 6.7. Campione VV_5. *Elphidium sp.*

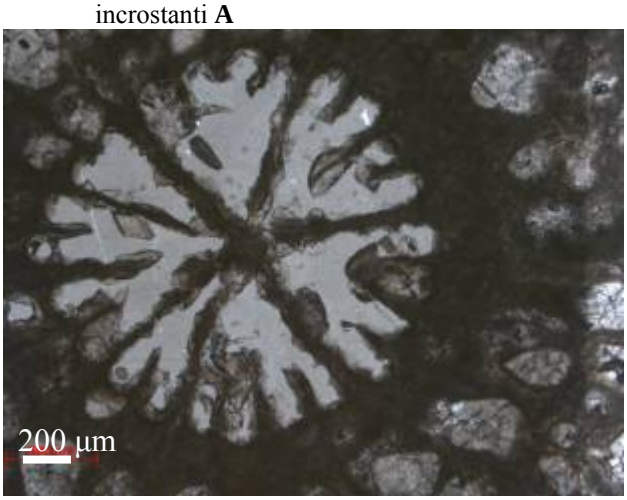


Fig. 6.8. Campione VV_6. Sezione trasversale di calice di *T. reussiana*

Dal campione VV_6 sono state effettuate quattro sezioni sottili: VV6_*Tarb.* Riguarda la sezione trasversale di *T. reussiana*, VV6_*Sid.* riguarda la sezione trasversale di *S. crenulata* e due VV_6 di arenarie. La sezione di *T. reussiana* (fig. 6.8), mostra le incrostazioni algali ai bordi del corallite. E' in questo caso evidente il ruolo di rafforzamento delle alghe rosse nei riguardi dell'impalcatura delle colonie(fig. 6.11.). Inoltre sono presenti dei microfossili appartenenti al genere *Heterostegina*, foraminiferi bentonici (figg. 6.9, 6.10) ed incrostanti.

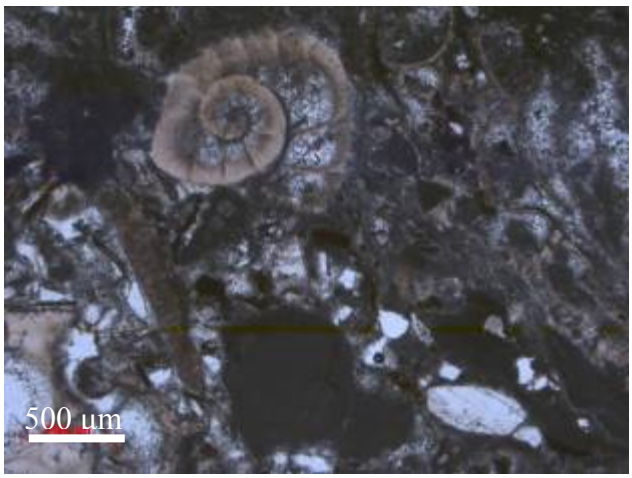


Fig. 6.9. Campione VV_6. Foraminifero bentonico

Fig. 6.10. Campione VV_6. Foraminifero? Briozoo?

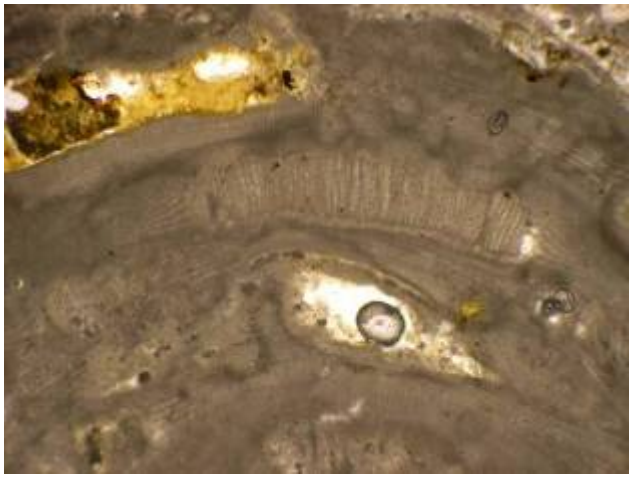


Fig. 6.11. Campione VV_6. Alghe rosse incrostanti.

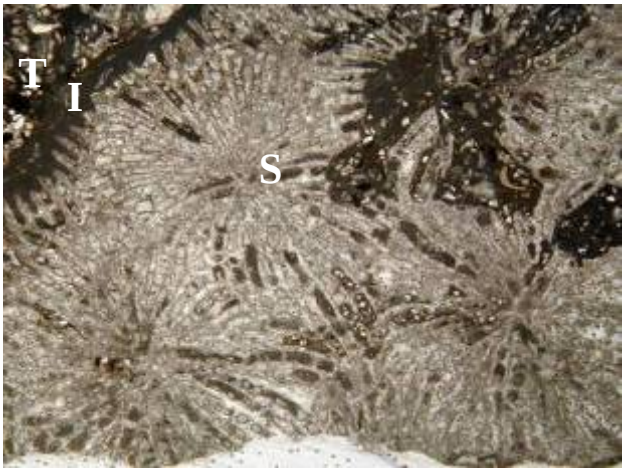


Fig. 6.12. Campione VV_6. Colonia di *S. crenulata* **S**, incrostazioni **I** terrigeno **T**

Nel secondo preparato è osservabile una sezione trasversale di *S. crenulata*, dove alla periferia dei calici appare una banda scura fortemente epifluorescente e quindi molto ricca di materia organica. Le cavità intracoloniali appaiono riempite da sedimento terrigeno (fig. 6.12).
Nella sezione VV_7 sono osservabili sezioni fortemente oblique di calici di *P. calabricae*, tale geometria impedisce la distinzione dei calici stessi(fig. 6.13). Anche in questo preparato sono presenti lamine incrostanti nettamente più sottili.
Il campione VV_8 è una sezione artificialmente consolidata di arenaria poco cementata. Nella sezione sono osservabili alcuni dei principali organismi abitatori della scogliera e cioè echinidi, bivalvi, foraminiferi bentonici ed alghe rosse (figg. 6.14, 6.15, 6.16).

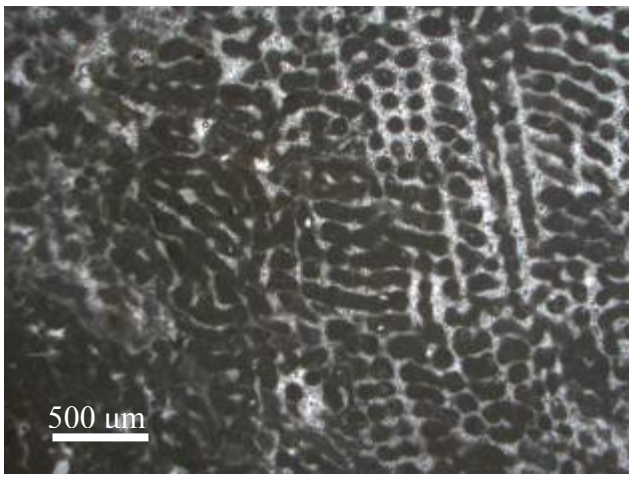


Fig. 6.13. Campione VV_7. Sezione trasversale di *P. calabricae.*

Fig. 6.14. Campione VV_7. Valva di bivalve

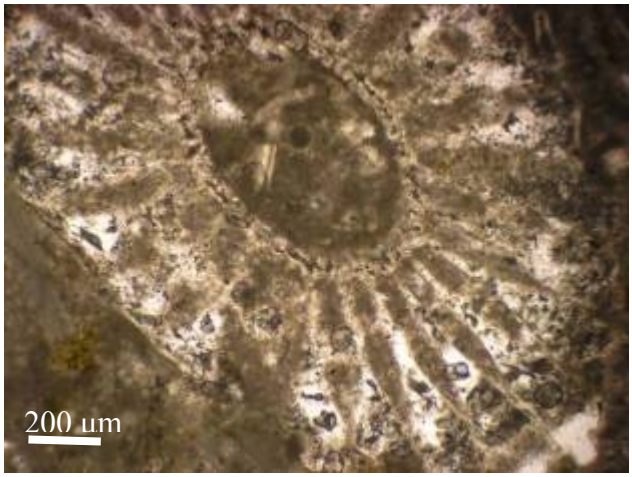


Fig. 6.15. Campione VV_7. Radiolo di echinide

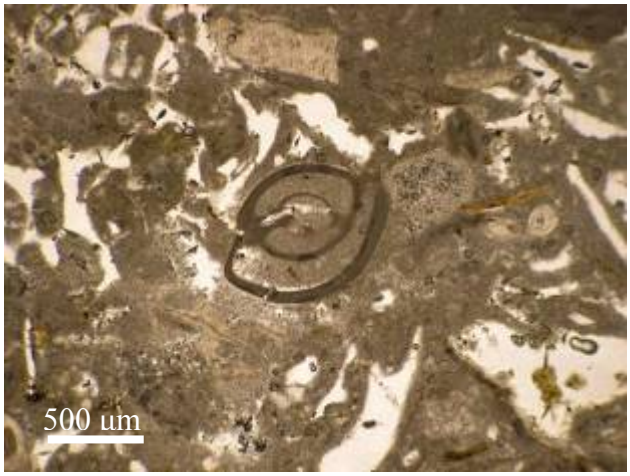


Fig. 6.16. Campione VV_7. Foraminifero bentonico, *Quinqueloculina sp.*

Il campione VV_9, particolarmente ricco di briozoi, presenta anch'esso delle sottili lamine incrostanti.

Dal campione VV_10 sono state effettuate due sezioni di colonie di *P. calabricae* che presentano bande incrostanti spesse, anche in questo caso il riconoscimento dei calici è molto difficoltoso, (fig. 6.17).

La sezione del campione VV_11 illustra una sezione trasversale di colonia di *P. calabricae* in cui sono osservabili delle bande chiare e scure che dovrebbero riflettere alternanze stagionali di accrescimento (fig. 6.18), Brachert et al. (2006).

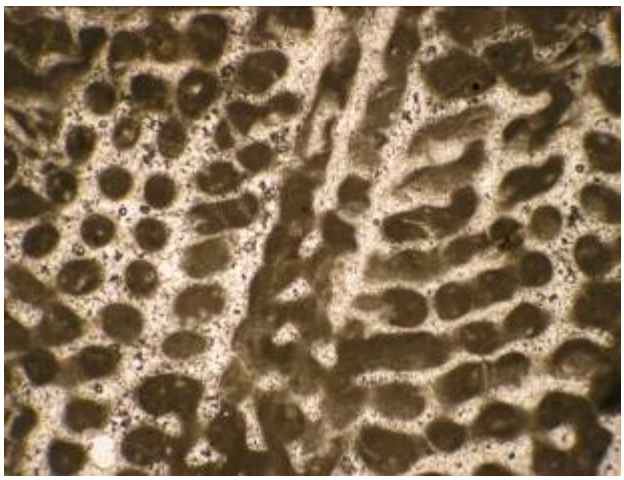


Fig. 6.17. Campione VV_10. Sezione trasversale di corallite di *P. calabricae*

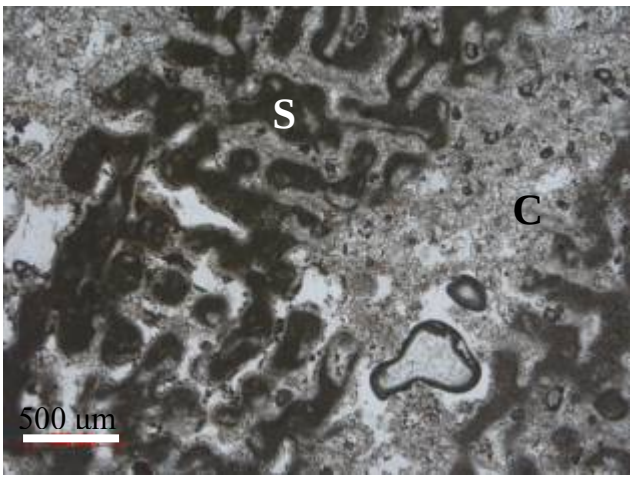


Fig. 6.18. Campione VV_11. Sezione trasversale di *P. calabricae* in cui si notano un'alternza di **C** bande chiare e **S** scure

Il campione VV_12 è molto ricco di sedimento silicoclastico con foraminiferi bentonici, briozoi, subordinatamente planctonici ed una piccola colonia di *Solenastrea desmoulinsi* (figg. 6.19, 6.20, 6.21).

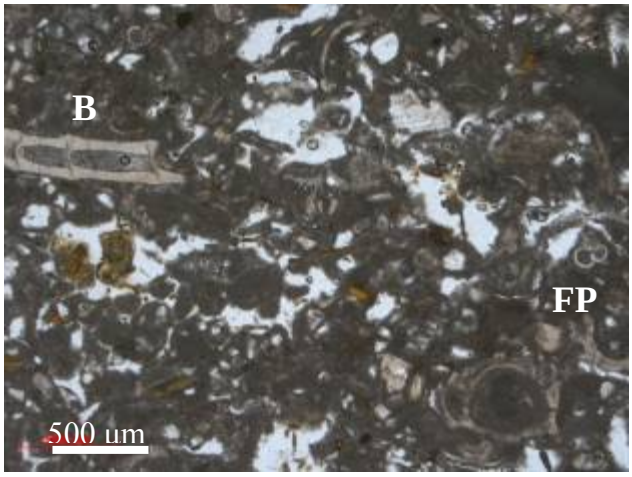


Fig. 6.19. VV_12. Grainstone/packstone a briozoi **B** e foraminiferi planctonici **FP**

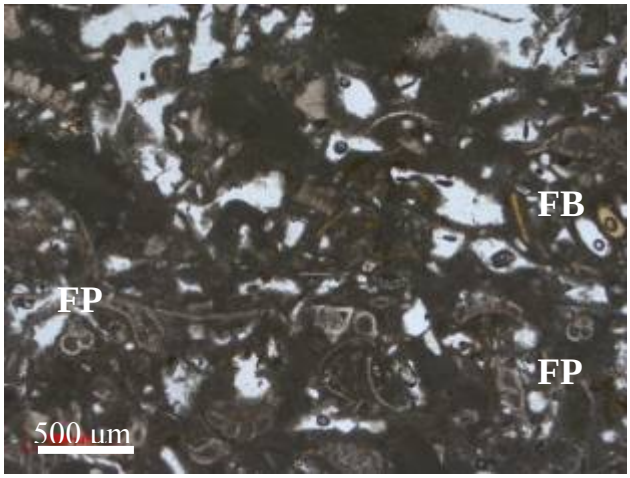


Fig. 6.20. VV_12. Grainstone/packstone a foraminiferi bentonici **FB** e foraminiferi planctonici **FP**

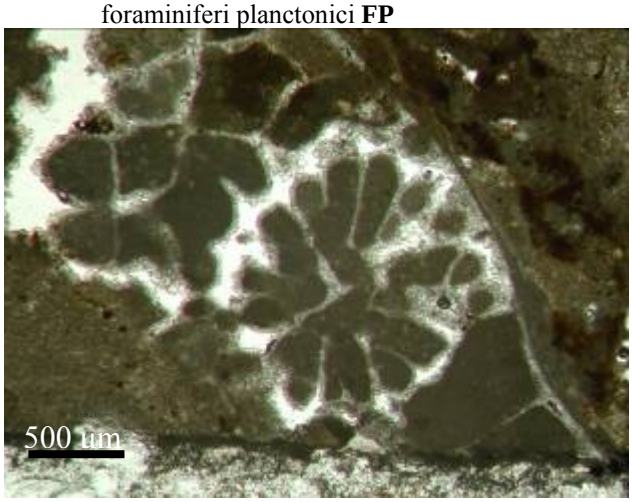


Fig. 6.21. VV_12. Sezione trasversale di corallite con coenosteum di *S. desmoulinsi*

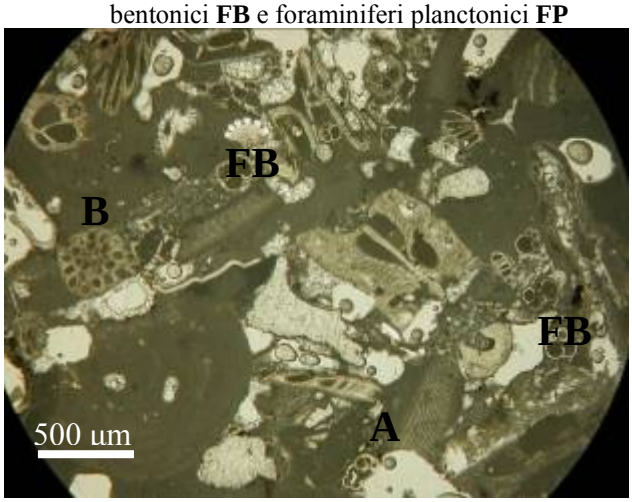


Fig. 6.22. VV_13. Wackestone ad alghe **A**, foraminiferi bentonici **FB** e briozoi **B**

Significativamente diverso è il campione VV_13 (*wackestone*), caratterizzato dalla presenza di oltre molti grani scheletrici, anche da micrite (fango). Ciò significa che l'idrodinamismo dell'ambiente di sedimentazione è cambiato, si tratta molto probabilmente di una zona di retroscogliera con poca energia che permetteva ai fanghi carbonatici di decantare e sedimentare (fig. 6.22).
Dal campione VV_14 sono state fatte due sezioni, in una delle quali sono ben distinguibili sezioni pseudotrasversali di calici di *P.calabricae* (figg. 6.23, 6.24).

Fig. 6.23. VV_14. Sezione tangenziale di colonia di *P. calabricae.*

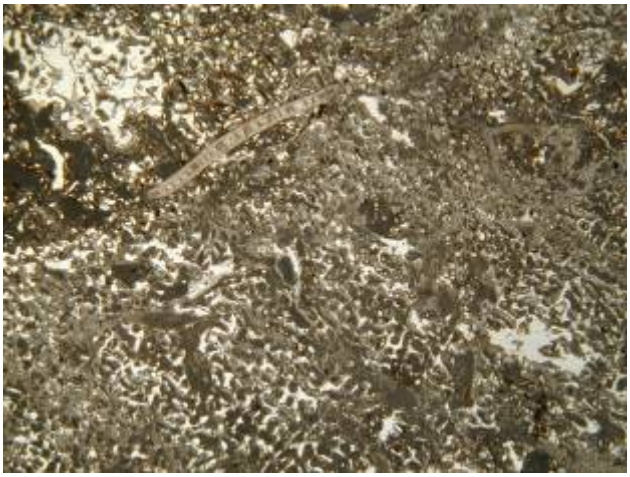


Fig. 6.24. VV_14. Sezione tangenziale di colonia di *P. calabricae.*

Il campione VV_15 è stato prelevato nelle arenarie poco cementate a briozoi, che poggiano in discontinuità stratigrafica sulla biocostruzione.
Sono stati prelevati anche alcuni campioni lungo un segmento orizzontale che rappresenta parte della linea utilizzata per la valutazione quantitativa del contributo dei quattro taxa biocostruttori. I campioni sono stati siglati come segue: VV_1J, VV_2J, VV_J3 e VV_J4. Già dal primo campione, prelevato dal livello a breccia, è stato possibile osservare la presenza delle tre specie di biocostruttori *P. calabricae*, *T. reussiana* e *S. crenulata*. Tuttavia i campioni si presentano fortemente ricristallizzati, poco coerenti e sfaldabili.
Il campione VV_J2 ha fornito due sezioni sottili. In una si riconosce la sezione trasversale di coralliti di colonia subcerioide di *T. reussiana* (fig. 6.25), nell'altra è osservabile la sezione tangenziale di una colonia cerioide di *P. calabricae* (fig. 6.26), in cui i coralliti sono fortemente integrati.

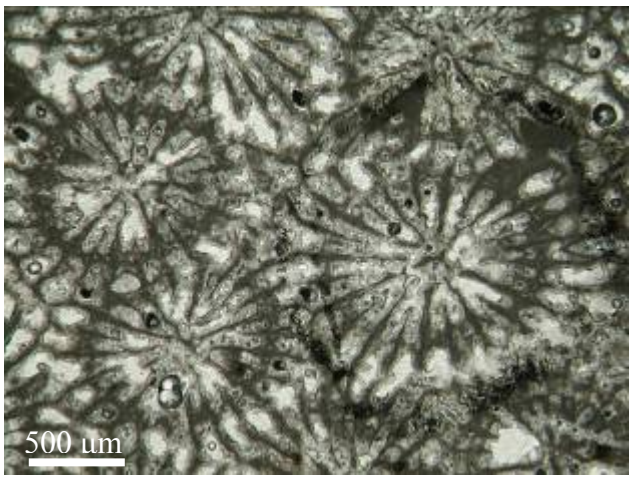


Fig. 6.25. VV_J2. Sezione trasversale di coralliti in colonia subcerioide di *T. reussiana*

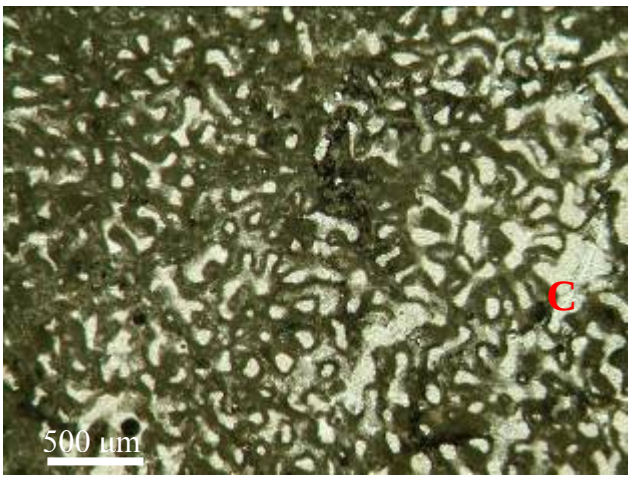


Fig. 6.26. VV_J2. Sezione trasversale di coralliti in colonia cerioide di *P. calabricae* **C** calice

Nel campione VV_J3 è stata ottenuta una sezione trasversale di una colonia di *T. reussiana*; nel campione VV_J4 è possibile osservare una sezione tangenziale di *P. calabricae*. In affioramento è stato possibile osservare numerosi fori da bioerosione, alcuni prodotti da bivalvi di dimensioni centimetriche, altri molto più piccoli probabilmente da poriferi.

6. 2. Osservazioni al SEM dei campioni di Vibo Valentia

Le osservazioni al SEM degli sclerotessuti di *P. calabricae* hanno mostrato una tessitura microcristallina calcitica. I cristalli calcitici hanno le dimensioni dell'ordine di alcuni μm e forma di poliedri equidimensionali (figg. 6. 27, 6.28). Le fibre aragonitiche dei tessuti originari sono completamente ricristallizzati in calcite ed hanno perduto sia la forma allungata sia l'assetto originario. All'EDS, con lo studio degli elementi minori, è stata caratterizzata la calcite che si presenta priva di ioni bivalenti tipici del seppellimento profondo (Fe, Mg). Ciò è fortemente indicativo di una transizione aragonite→calcite che è avvenuta in una fase precoce della diagenesi (fig. 6.29).

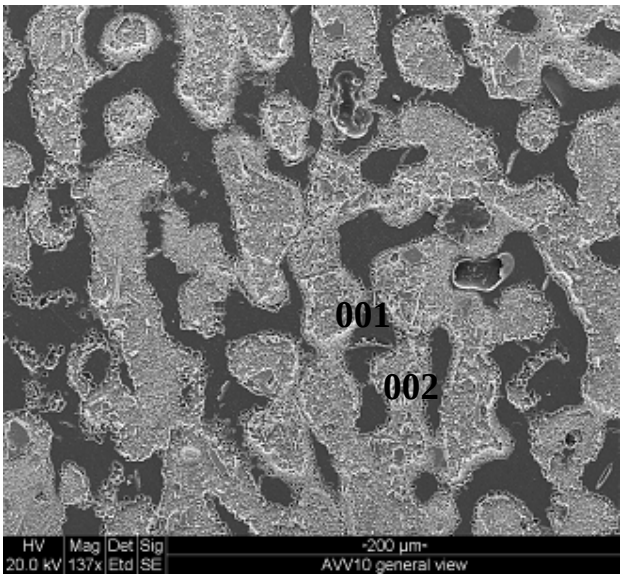


Fig. 6. 27. VV_10. Sezione tangenziale di colonia di *P. calabricae.*

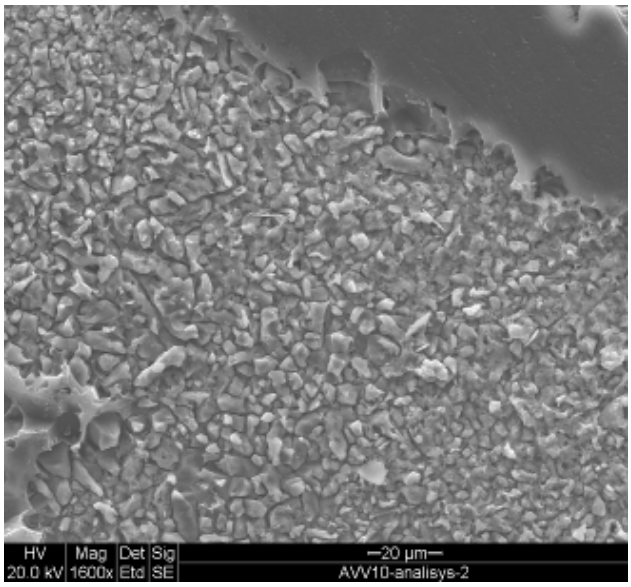


Fig. 6. 28. VV_10. Particolare della fig. 6.27.

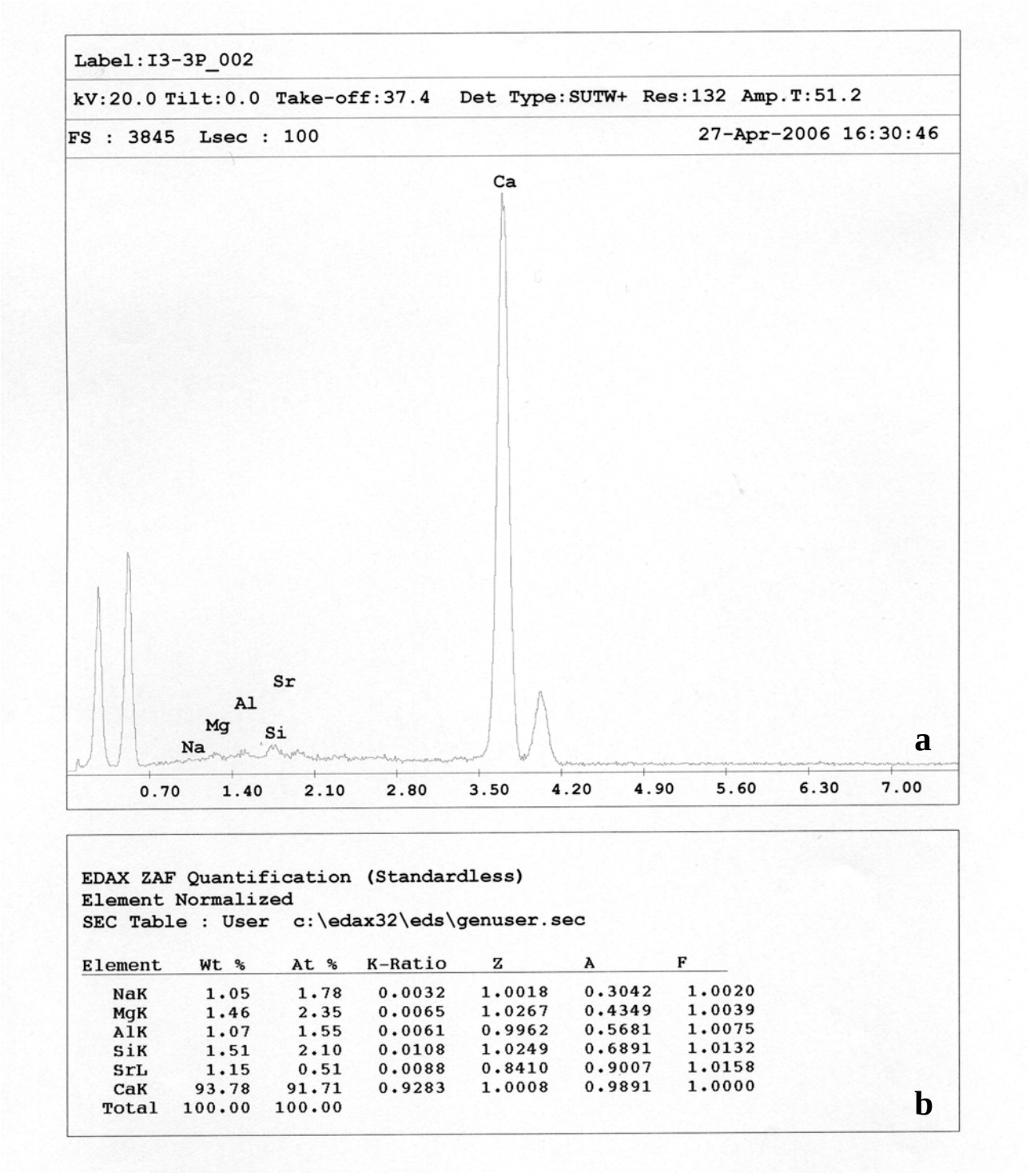


Fig. 6.29. Spettro degli elementi nel campione VV_3Jpori. (**a**). Valutazione quantitativa degli elementi con il metodo ZAF senza standard (**b**).

L'osservazione al SEM degli sclerotessuti di *T. reussiana* e *S. crenulata*, hanno mostrato che le microstrutture originarie sono parzialmente conservate, è infatti possibile riconoscere ancora la presenza di cristalliti aghiformi di circa 2µm di larghezza e 10 µm di lunghezza (figg. 6.31.,6.32.). Questi *remains* dei cristalliti originali si trovano prevalentemente in corrispondenza dei centri di calcificazione e si sono preservati molto probabilmente grazie alla gran quantità di materia organica insolubile, presente in quelle aree che ha rallentato il

flusso di liquidi diageneizzanti. Tali cristalliti aghiformi sembrano rappresentino resti degli originali progenitori aragonitici. Infine è possibile osservare ai bordi dei setti orli isopaci di cristalli a dente di cane contenenti Mg ed Fe. E' probabile che si tratti di cementi meteorici (figg. 6.33., 6.34.).

Fig. 6.30. VV_2J. Sezione sottile trasversale di una porzione di calice di T. reussiana, dove è possibile osservare sui setti i centri di calcificazione distribuiti a zig zag

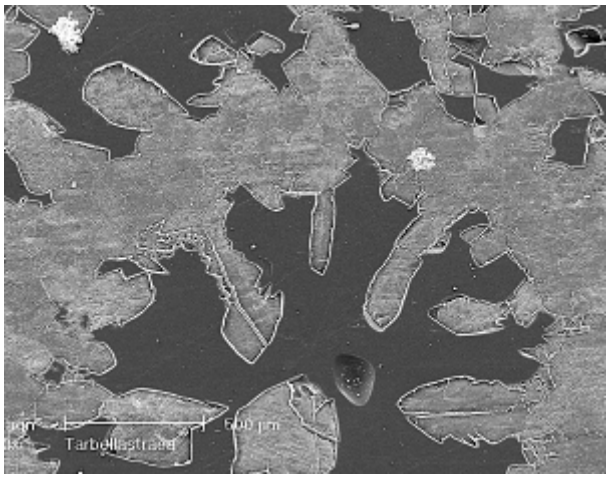


Fig. 6.31. VV_6. Sezione lucida attaccata con acido di calice di *T. reussiana*

Fig. 6.32. VV_6. Particolare della fig. 6.31. I setti sono ornati da cementi meteorici?

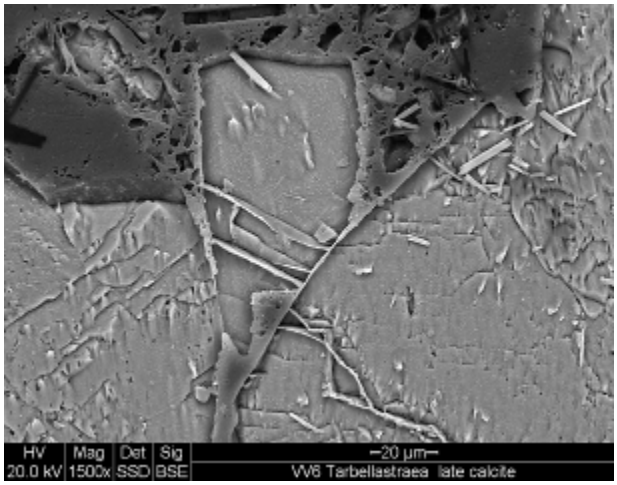


Fig. 6.33. VV_6. Calcite meteorica

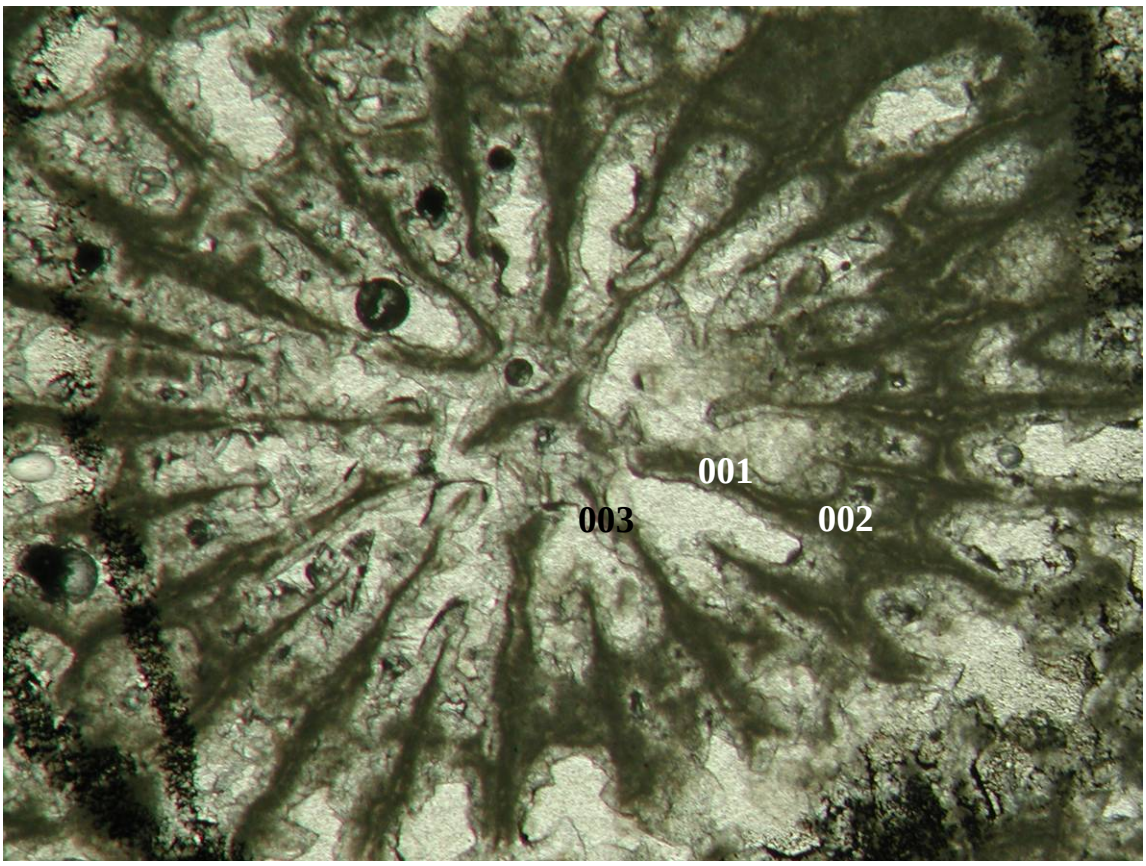
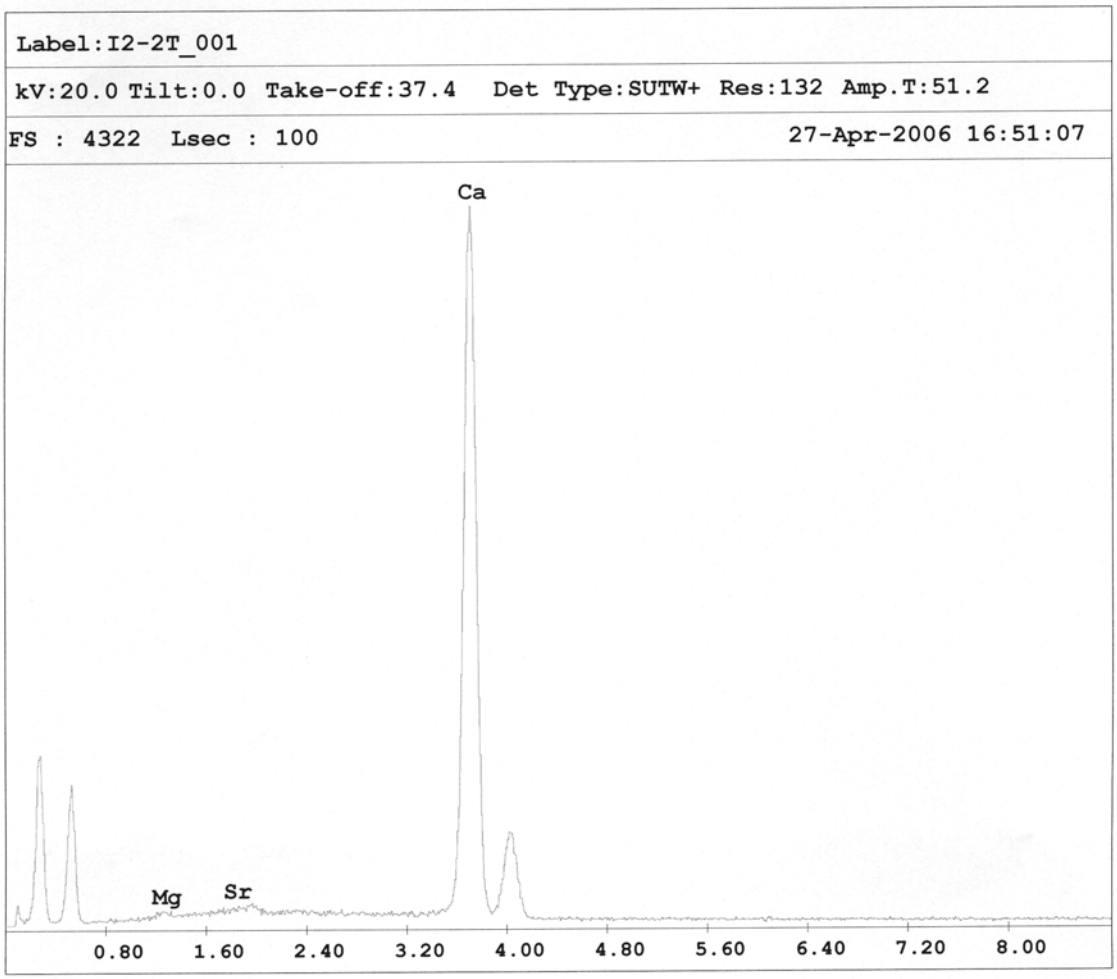


Fig. 6.34a. VV_J2. Sezione trasversale di *T. reussiana* con indicato le microaree in cui sono state effettuate le analisi all'EDS.



EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : User c:\edax32\eds\genuser.sec

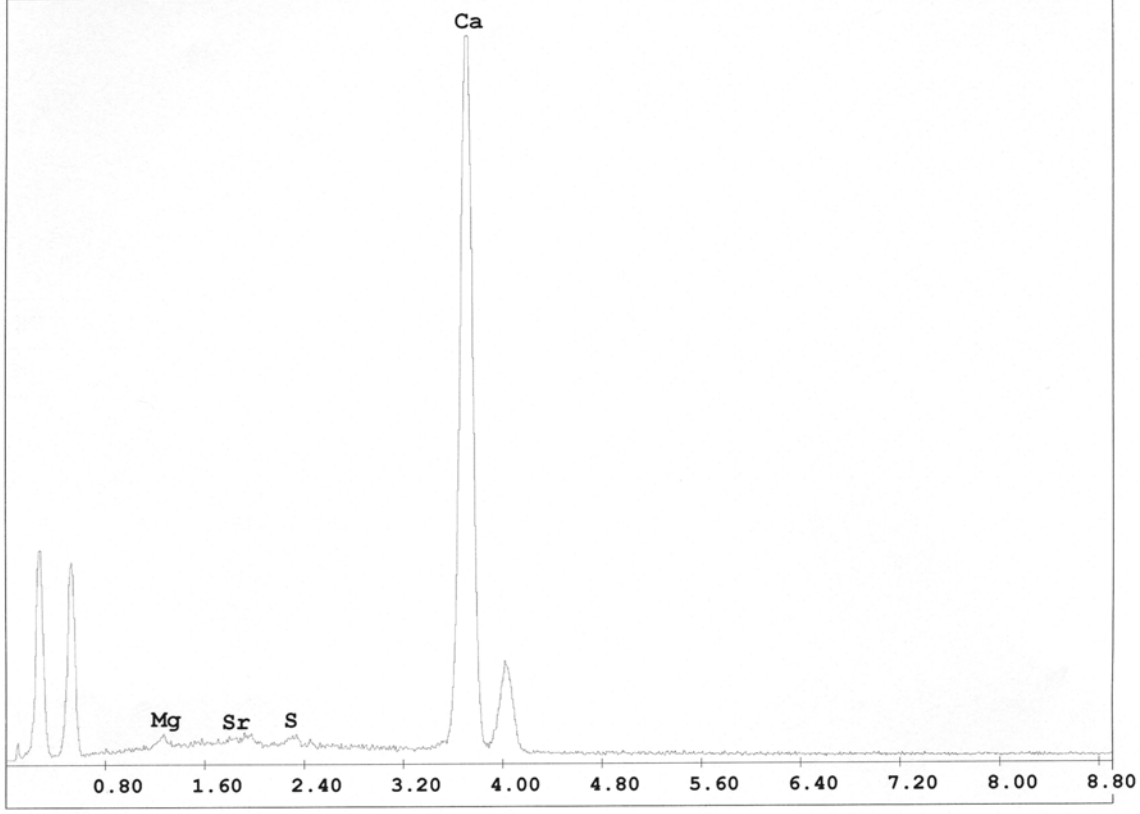
Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
MgK	0.74	1.22	0.0033	1.0266	0.4304	1.0036
SrL	0.70	0.32	0.0054	0.8409	0.9131	1.0173
CaK	98.56	98.46	0.9832	1.0008	0.9967	1.0000
Total	100.00	100.00				

Element	Net Inte.	Bkgd Inte.	Inte. Error	P/B
MgK	2.23	4.24	14.68	0.53
SrL	1.57	7.47	25.88	0.21
CaK	379.72	4.75	0.52	79.94

Label:I2-2T_002

kV:20.0 Tilt:0.0 Take-off:37.4 Det Type:SUTW+ Res:132 Amp.T:51.2

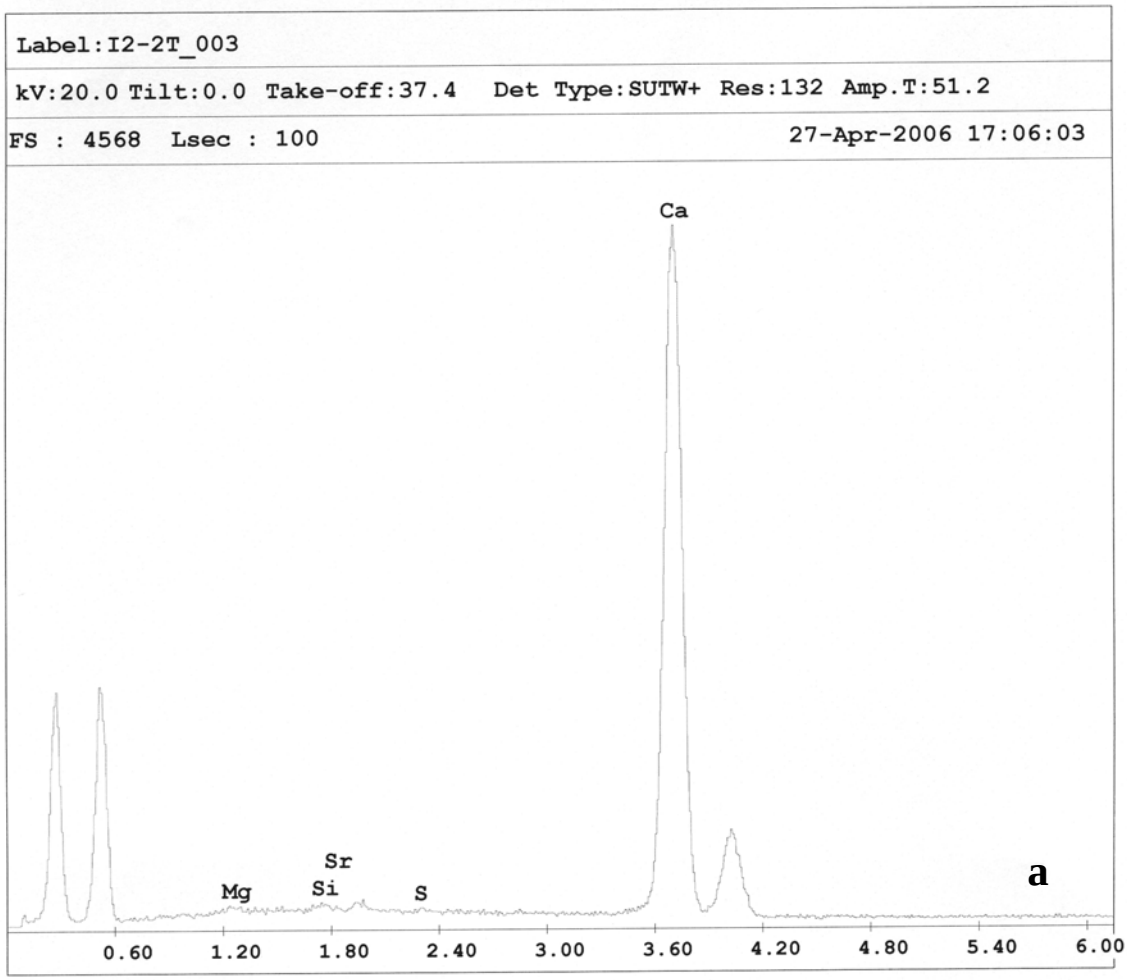
FS : 4242 Lsec : 100 27-Apr-2006 16:57:43



EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : User c:\edax32\eds\genuser.sec

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
MgK	1.43	2.35	0.0064	1.0274	0.4348	1.0036
SrL	1.49	0.68	0.0116	0.8415	0.9116	1.0168
S K	0.98	1.22	0.0090	1.0233	0.8615	1.0470
CaK	96.11	95.76	0.9533	1.0016	0.9903	1.0000
Total	100.00	100.00				

Element	Net Inte.	Bkgd Inte.	Inte. Error	P/B
MgK	4.55	5.95	8.91	0.76
SrL	3.51	7.80	12.45	0.45
S K	5.09	6.95	8.56	0.73
CaK	386.32	4.80	0.52	80.48



EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : User c:\edax32\eds\genuser.sec

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
MgK	0.91	1.48	0.0040	1.0260	0.4321	1.0037
SiK	0.53	0.75	0.0039	1.0243	0.7001	1.0145
SrL	0.46	0.21	0.0036	0.8404	0.9136	1.0172
S K	0.18	0.22	0.0017	1.0218	0.8693	1.0500
CaK	97.92	97.33	0.9753	1.0002	0.9958	1.0000
Total	100.00	100.00				

Element	Net Inte.	Bkgd Inte.	Inte. Error	P/B
MgK	2.82	6.73	14.31	0.42
SiK	2.48	7.74	17.06	0.32
SrL	1.08	8.60	39.59	0.13
S K	0.93	7.90	43.98	0.12
CaK	389.32	4.95	0.51	78.65

b

Fig. 6.34b. Spettro degli elementi nel campione VV_2J Tarb. (**a**). Valutazione quantitativa degli elementi con il metodo ZAF senza standard (**b**).

Anche gli sclerotessuti di *S. crenulata* sono discretamente conservati in calcite bassomagnesiaca, presenta simili relitti di fibre aragonitiche simili a quelle osservate nella *T.*

reussiana. La similitudine dei due livelli di preservazione è probabile che riflette una microstruttura ed una microarchitettura e distribuzione dei resti di materia organica.
Il contenuto in Sr di tali cristalliti supera infatti le 10.000 p.p.m. (figg. 6.35., 6.36.,6.37.,6.38., 6.39.).

Fig. 6. 35. VV_6. Sezione trasversale di porzione di calice di *S. crenulata*. Nei setti sono ben visibili i centri di calcificazione ed il loro allineamento. L'ellisse ne individua due.

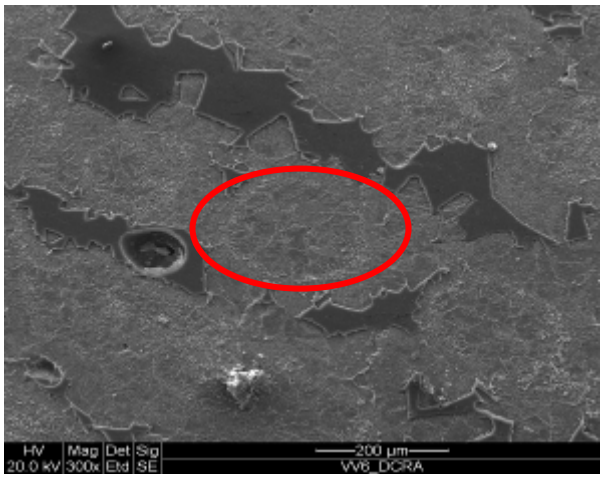


Fig. 6. 36. VV_6. Sezione lucida debolmente attaccata con acido. L'immagine al SEM è analoga alla fig. 6.35. In rilievo abbiamo i cementi tardivi nell'ellisse i centri di calcificazione.

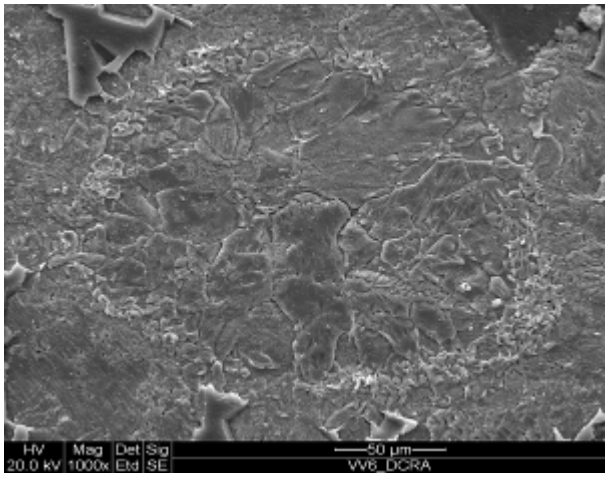


Fig. 6.37. VV_6. Particolare della fig. 6.36. Centro di calcificazione ben visibile.

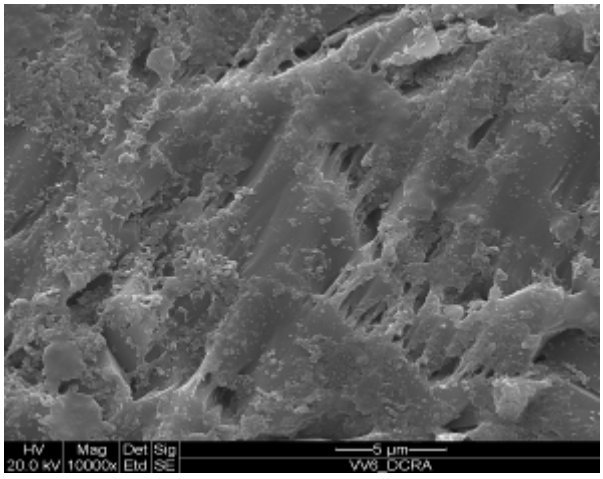
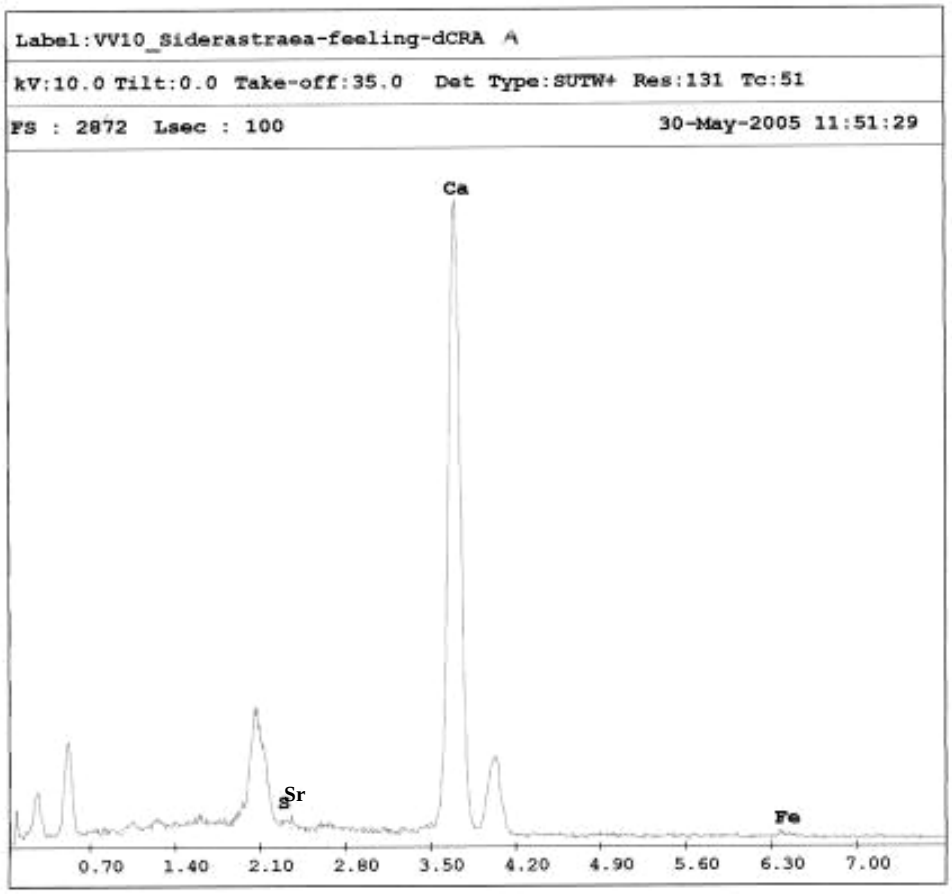


Fig. 6.38. VV_6. Particolare del centro di calcificazione. E' possibile osservare impronte di cristalliti aghiformi, molto probabilmente aragonitici.



a

Fig. 6.39. Spettro degli elementi nel campione VV_10 (**a**).

6. 3. Trasformazione neomorfica aragonite-calcite in funzione della temperatura: prova sperimentale

Al fine di valutare le possibili cause del diverso stato di conservazione delle colonie mioceniche è stata effettuata una prova di laboratorio su sclerotessuti di coralli attuali appartenenti alle specie *Porites sp*. [?*Porites lobata* Dana, 1846], *Cyphastrea serailia, Siderastraea savignyana* (figg. 6.40a,b, 6.41a,b, 6.42a,b.). La temperatura, la pressione ed i liquidi ionizzanti, sono le componenti principali che producono i fenomeni diagenetici. Poiché il parametro T che è più facilmente controllabile in laboratorio, si è pensato di sottoporre ad uno stress termico specie attuali con caratteristiche microstrutturali, architettoniche e tessiturali simili alle specie mioceniche.

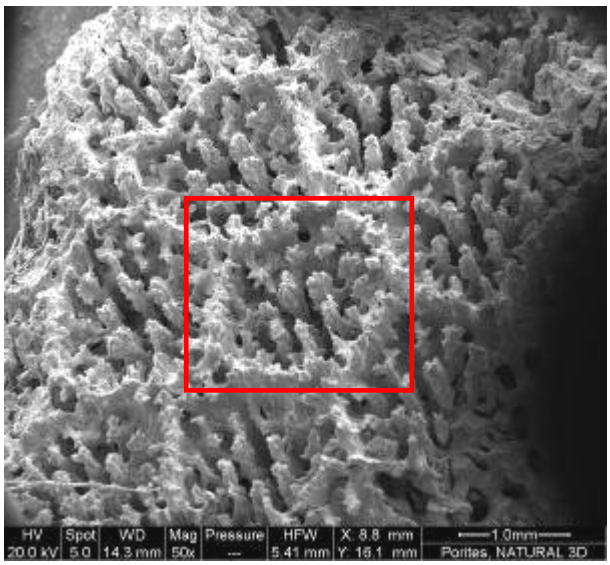


Fig. 6.40a. Colonia di *Porites sp.*

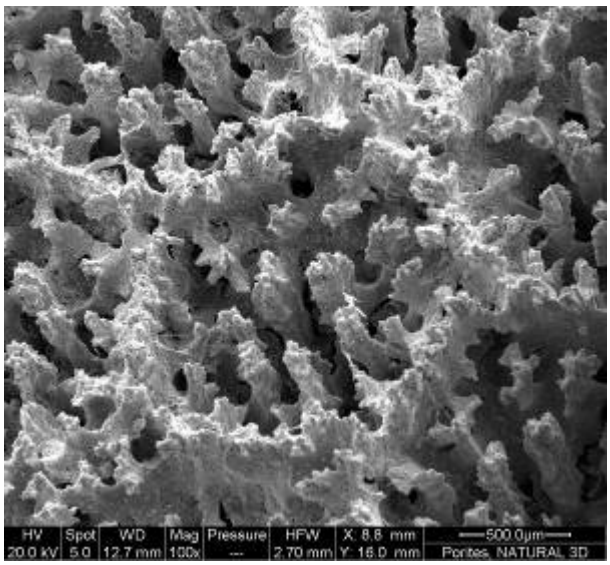


Fig. 6.40b. Particolare della fig. 6.40 a, calice di *Porites sp.*

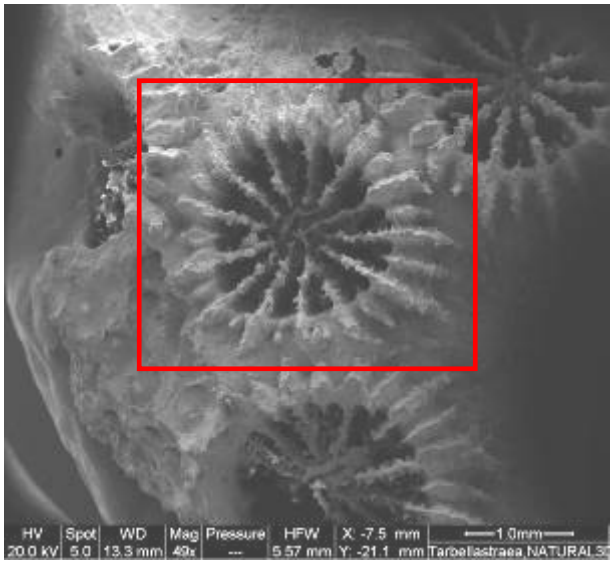


Fig. 6.41a. Colonia di *Cyphastrea serailia*

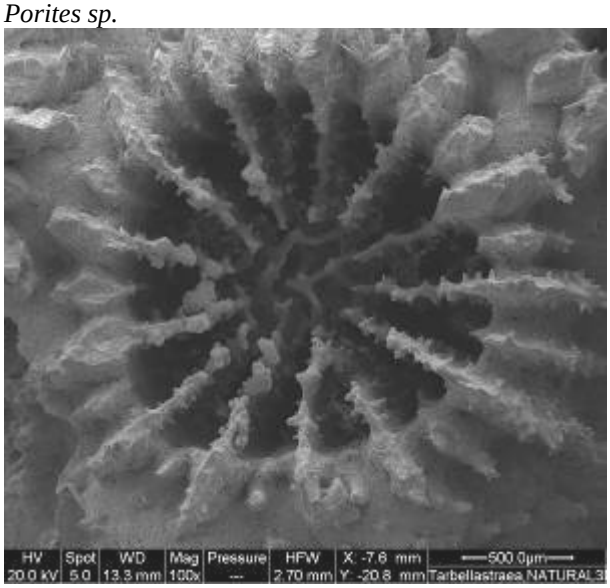


Fig. 6.41b. Particolare della fig. 6.41a, calice di *Cyphastrea serailia*

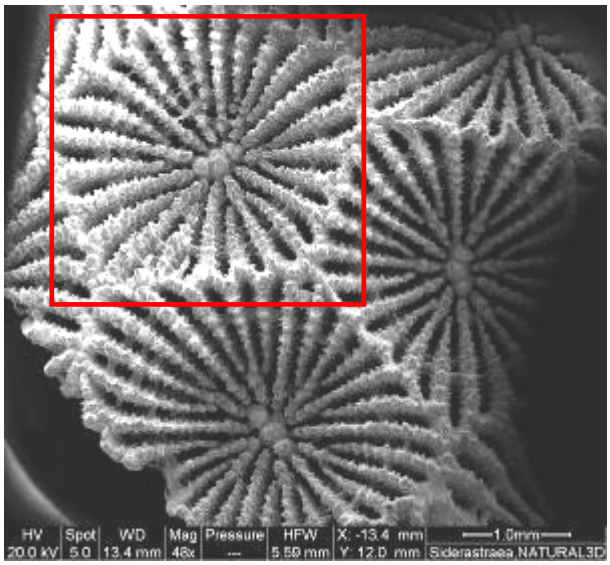


Fig. 6.42a. Colonia di *Siderastraea savignyana*

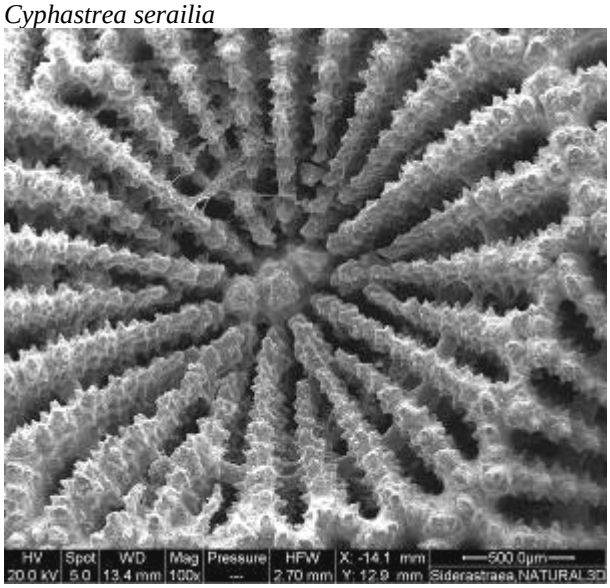


Fig. 6.42b. Particolare della fig. 6.42 a ,calice di *Siderastraea savignyana*

6. 3. 1. Trattamento termico

Gli sclerotessuti aragonitici delle specie attuali sopracitate sono state sottoposte al seguente trattamento: i campioni sono stati riscaldati in aria con gradiente lineare di 10 °C al minuto, da una temperatura ambientale di 20° C fino a 500 °C. Essi sono stati mantenuti alla temperatura di 500 °C per un ora. Successivamente i campioni sono stati lasciati raffreddare in ambiente a 20°C per 12 ore.

Gli scheletri sono stati in seguito osservati al microscopio a scansione ed hanno rivelato una variazione nella microstruttura piuttosto importante, da cristalliti allungati si è passati ad una tessitura omogenea di cristalliti equidimensionali (figg. 6.43a, b, 6.44a, b e 6.45a, b).

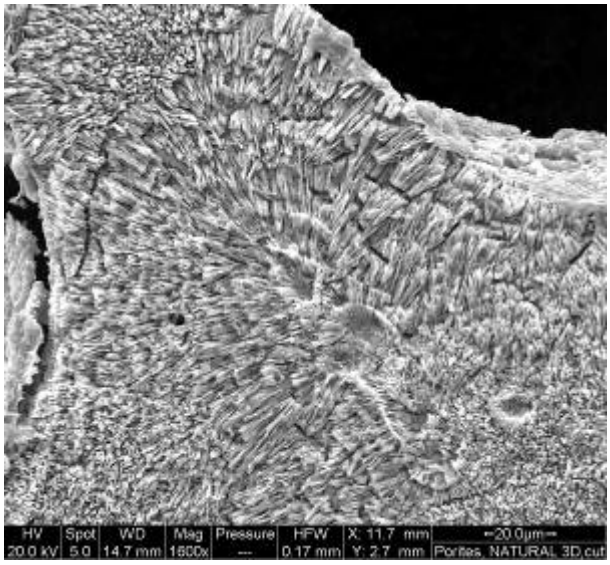


Fig. 6.43a. Frattura fresca di *Porites sp.*

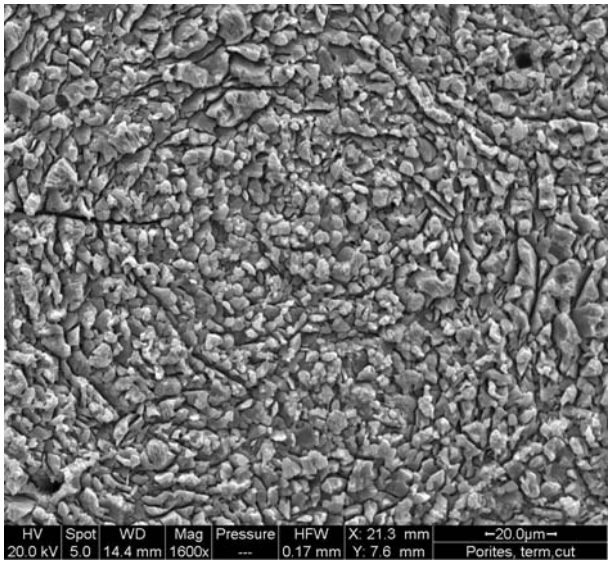


Fig. 6.43b. *Porites sp.* sottoposto a trattamento

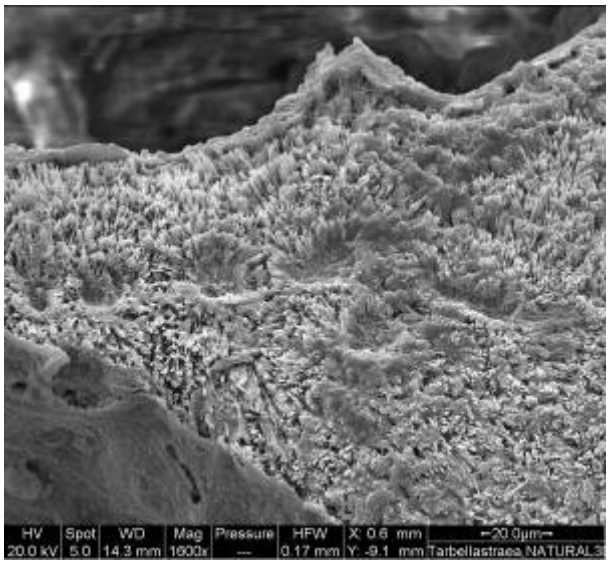


Fig. 6.44a. Frattura fresca di *Cyphastrea serailia*

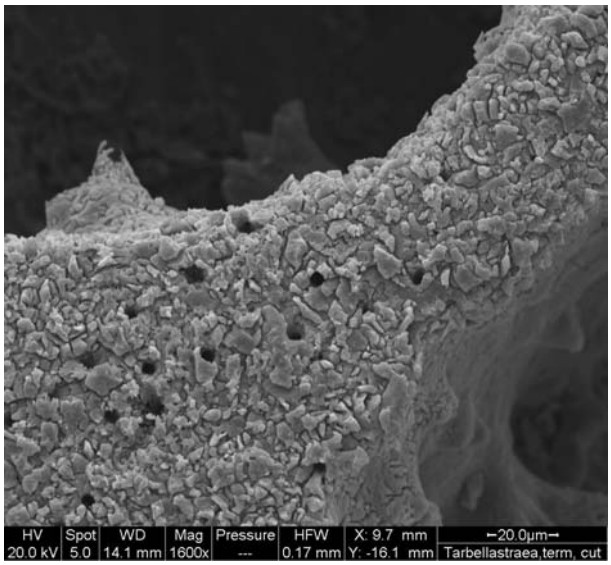


Fig. 6.44b. *Cyphastrea serailia* sottoposto a trattamento

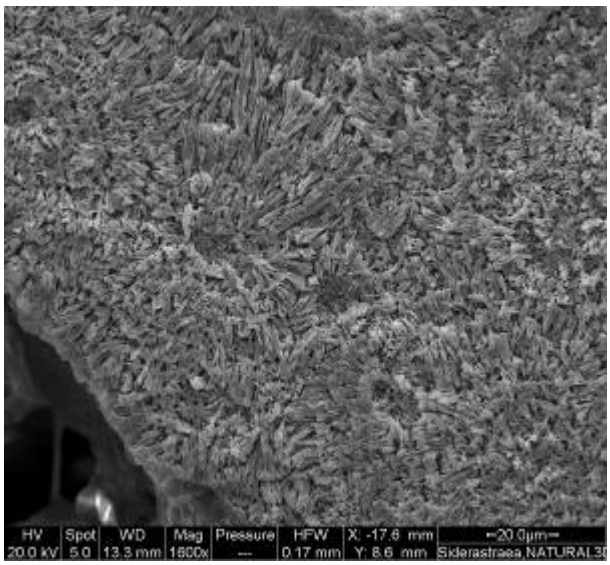


Fig. 6.45a. Frattura fresca di *S. savignyana*

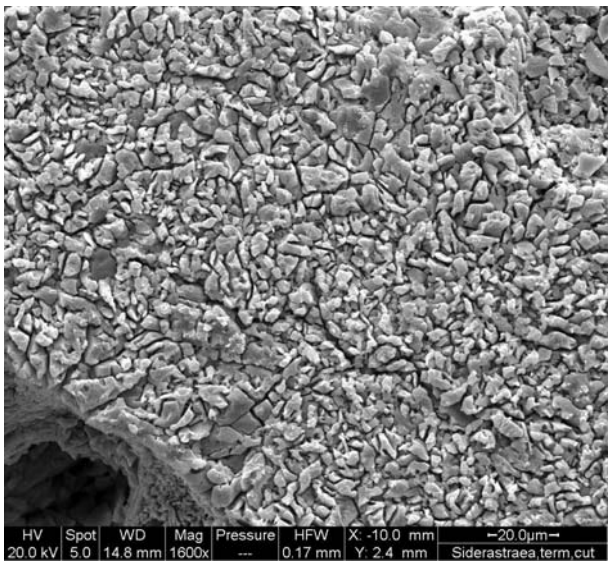


Fig. 6.45b. *S. savignyana* sottoposto a trattamento

Infine con la microanalisi a dispersione di energia sono stati mappati gli elementi minori per riconoscere la geometrie della trasformazione aragonite-calcite. I risultati dell'esperimento si possono così riassumere:

1. tutte le forme attuali dopo il trattamento hanno perso una notevole quantità di Sr,
2. la trasformazione neomorfica ha interessato la totalità degli sclerotessuti in modo omogeneo,
3. gli sclerotessuti delle forme mioceniche hanno mostrato una microstruttura molto simile alle rispettive forme attuali dopo il trattamento. In particolare è stato possibile confermare le seguenti corrispondenze:

Forme attuali	Forme mioceniche
Porites sp.	*Porites calabricae*
Cyphastaea serailia	*Tarbellastraea reussiana*
Siderastraea savygnana	*Siderastraea crenulata*

Anche per ciò che riguarda le mappe della distribuzione degli elementi minori è stato possibile osservare le stesse corrispondenze verificate per le microstrutture(figg. 6.46, 6.47, 6.48). Si può quindi ipotizzare per i coralli miocenici studiati una diagenesi su precursori aragonitici.

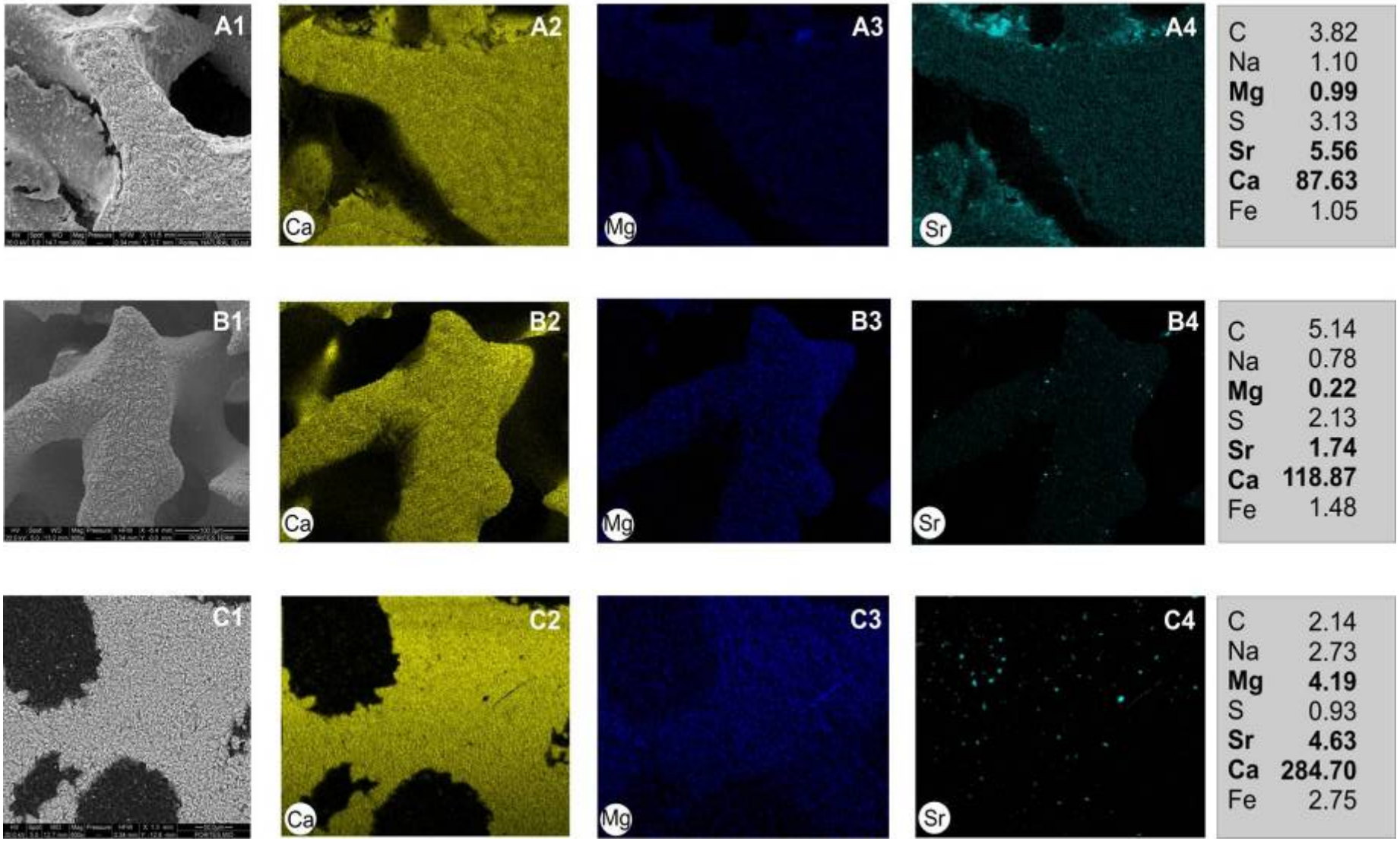


Fig. 6. 46. Mappa degli elementi in *Porites sp.* (A1, A2, A3, A4), in*Porites sp.*, dopo il trattamento termico (B1, B2, B3, B4) ed in *P. calabricae* del Miocene (C1, C2, C3, C4). Si può notare il notevole decremeento di Sr dopo il trattamento termico. E' indicativa della trasformazione neomorfica aragonite-calcite. E' interessante anche l'alto livello dello Sr del campione miocenico.

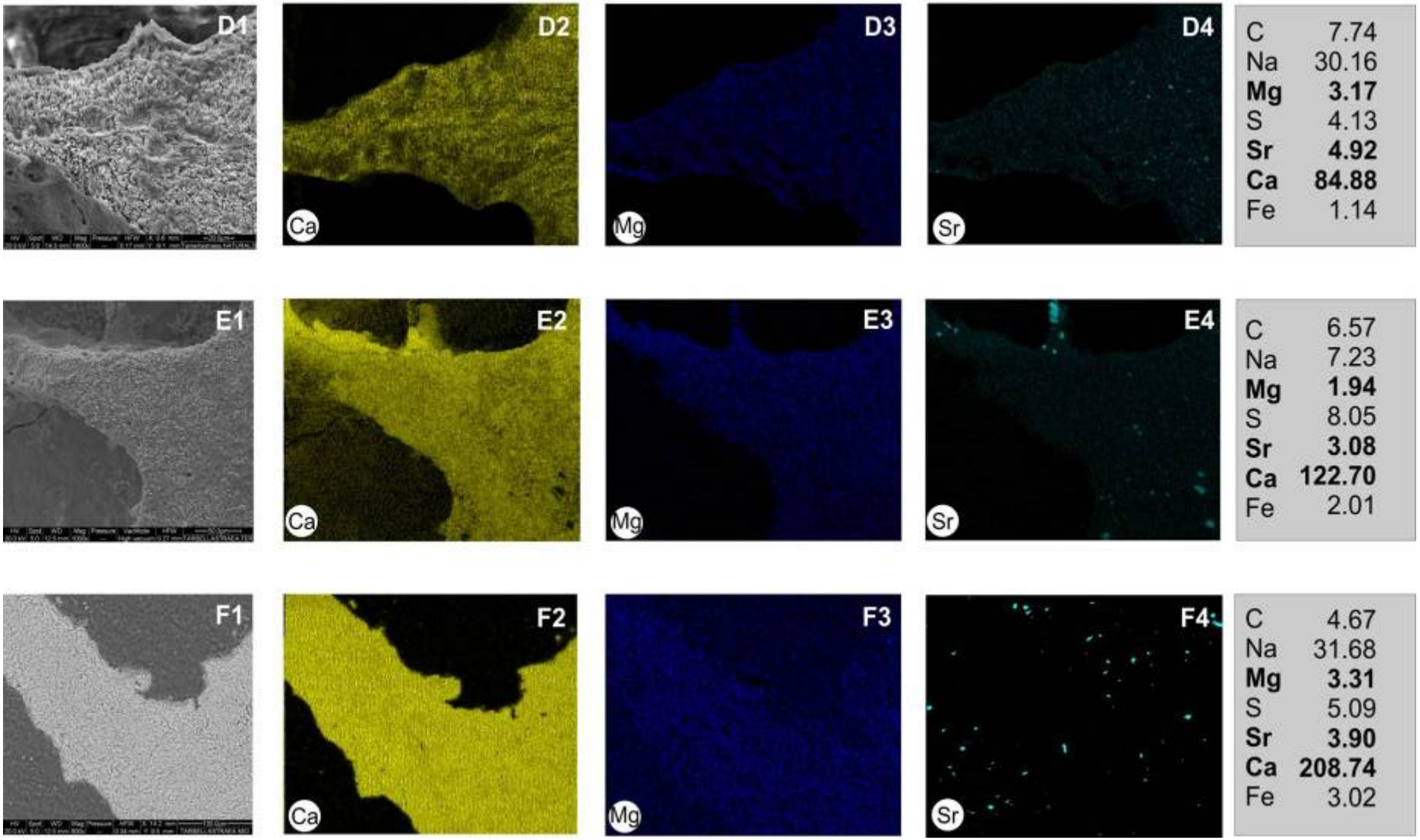


Fig. 6. 47. Mappa degli elementi in *Cyphastrea serailia* (D1, D2, D3, D4), in *Cyphastrea serailia* , dopo il trattamento termico (E1, E2, E3, E4) e in *T. reussiana* del Miocene (F1, F2, F3, F4).). Si può notare il notevole decremeento di Sr dopo il trattamento termico. E' indicativa della trasformazione neomorfica aragonite-calcite. E' interessante anche l'alto livello dello Sr del campione miocenico.

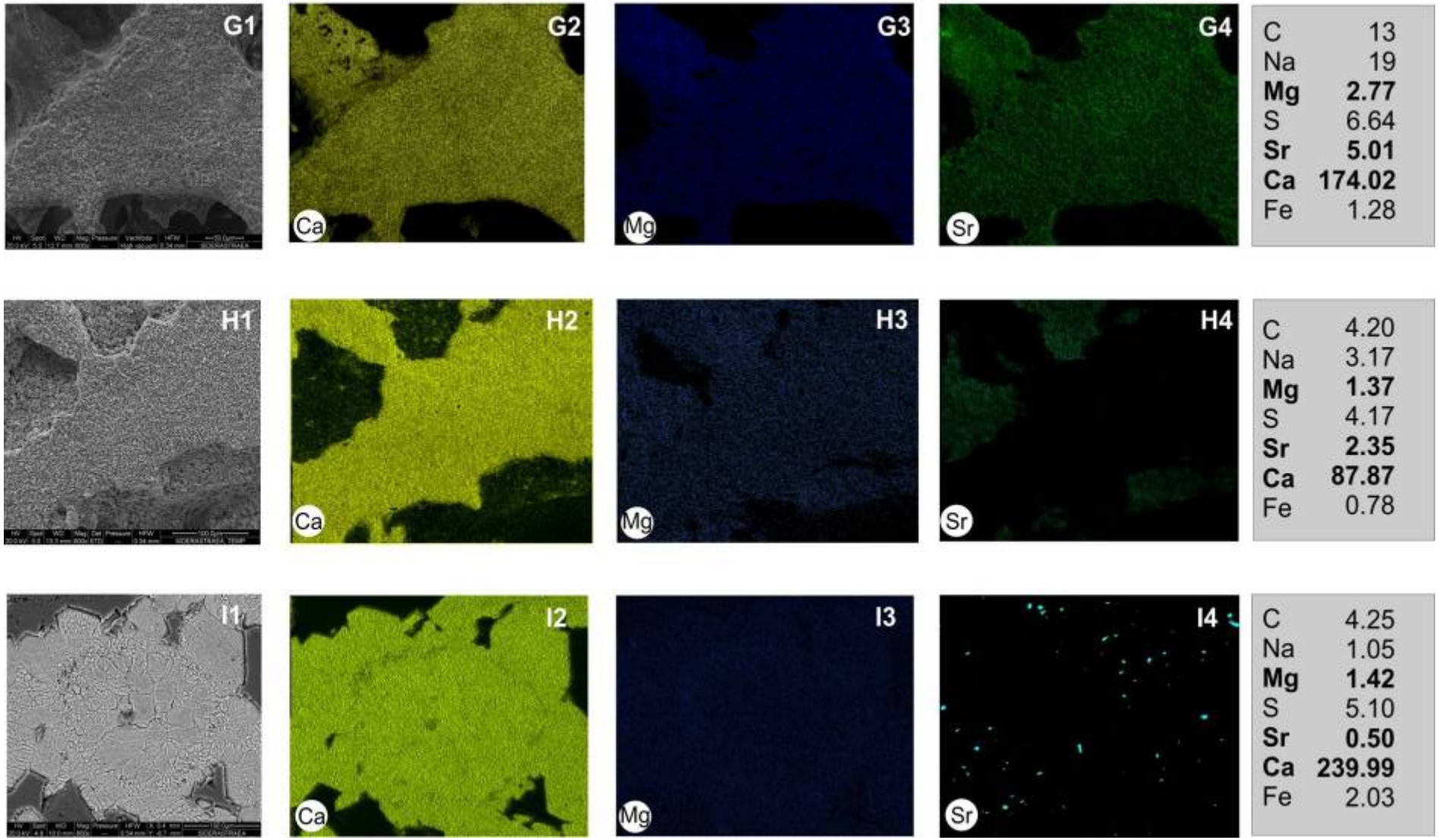


Fig. 6. 48. Mappa degli elementi in *Siderastraea savignyana* (G1, G2, G3, G4), in. *Siderastraea savignyana,* dopo il trattamento termico (H1, H2, H3, H4) e in *S. crenulata* del Miocene (I1, I2, I3, I4).). Si può notare il notevole decremeento di Sr dopo il trattamento termico. E' indicativa della trasformazione neomorfica aragonite-calcite.

6. 4. Osservazioni al microscopio ottico dei campioni di Palmi

Località Rocca Campana, Petrosa ed abitato di Palmi

A Rocca Campana gran parte dell'affioramento è caratterizzato dalla presenza di clasti decimetrici tutti più o meno colonizzati da comunità a scleractinia. Verso l'alto i clasti diminuiscono in dimensioni ed in numero fino a scomparire del tutto negli ultimi metri dell'affioramento caratterizzati soltanto dalla componente carbonatica.

In campagna appare probabile che la biocostruzione affiori in tutti i suoi stadi di sviluppo, ma parte dallo stadio di diversificazione e dominazione risultano tettonicamente dislocati ed affiorino in Località Petrosa. In tale località infatti affiora la fase evoluta matura della biocostruzione con colonie a *Porites* sp. che vengono sostituite verso l'alto da colonie ramificate appartenenti al genere *Tarbellastraea*. Nel suo insieme i *Porites* calano in frequenza verso l'alto.

Un terzo affioramento della stessa biocostruzione è osservabile nei pressi dell'abitato di Palmi. Il corpo carbonatico è quasi completamente nascosto da un muro di contenimento della strada. L'unità affiorante non supera lo spessore di 10 m. In esso sono osservabili le medesime facies che sono visibili al top dell'affioramento di Località Petrosa.

In generale gli affioramenti dell'area di Palmi presentano un livello di conservazione dei carbonati piuttosto basso. Tutte le colonie sono fortemente ricristallizzate, alcune sono documentabili solo attraverso impronte, altre (spesso *Porites sp.*) sono ricristallizzate in silice. Tale fenomeno di ricristallizzazione in silice è molto probabile sia dovuto al fatto che nelle vicinanze ci sono numerosi clasti di basamento che possono aver reso ricchi in silice i fluidi diageneizzanti (vedi fig. 6.49).

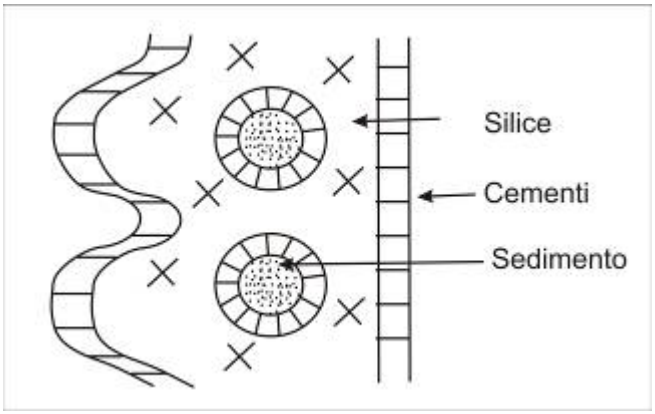


Fig. 6.49. Ricristallizzazione avvenuta per i *Porites*, probabilmente a causa dell'influenza dei clasti di basamento.

Dall'affioramento di Rocca Campana sono stati prelevati otto campioni siglati RC_1-RC_8. In generale l'affioramento ha presentato difficoltà di campionamento e soltanto per il

campione lineare RC_8 è stato possibile far osservazioni ravvicinate e campionare selettivamente le diverse colonie di biocostruttori.

I primi due campioni riguardano le arenarie grossolane ad alghe a rodoliti che costituiscono in substrato della biocostruzione ad est sono eteropiche ai clasti di basamento.

Il campione RC_3 invece è stato prelevato nella parte inferiore della biocostruzione e contiene colonie di *T. reussiana*. In sezione sottile i coralliti appaiono (fig. 6. 50, 6.51) parzialmente disciolti e fortemente ricristallizzati.

I campioni RC_4, RC_5 ed RC_6, contengono frammenti di colonie di *Porites sp.* Nel campione RC_4 è osservabile la tipica comunità alghe/coralli, infatti i *Porites* sono incrostati da alghe rosse (fig. 6.52). RC_5 ed RC_6 confermano la grande ricristallizzazione subita.

Nel campione RC_7, la componente terrigena costituita da clasti spigolosi della taglia della sabbia, in essi sono osservabili foraminiferi bentonici, planctonici e rodoliti (figg. 6.54, 6.55, 6.56, 6.57.).

Dal campione lineare RC_8 è stato possibile eseguire tre sottocampionamenti (*Tarbellastraea reussiana*, *Porites sp.* e *Siderastraea sp.*) i quali hanno confermato il pessimo grado di preservazione dell'affioramento.

Successivamente sono stati prelevati tre campioni RC_J1, RC_J2 e RC_J3, dalle colonie che si impostano direttamente sul basamento cristallino. Si tratta di *Porites sp.* e *T. reussiana* (figg. 6.58, 6.59, 6.60.).

L'osservazione di campagna ed in sezione sottile ha permesso di riconoscere che le colonie si sono accresciute sui clasti *in situ* (figg. 6.61, 6.62, 6.63).

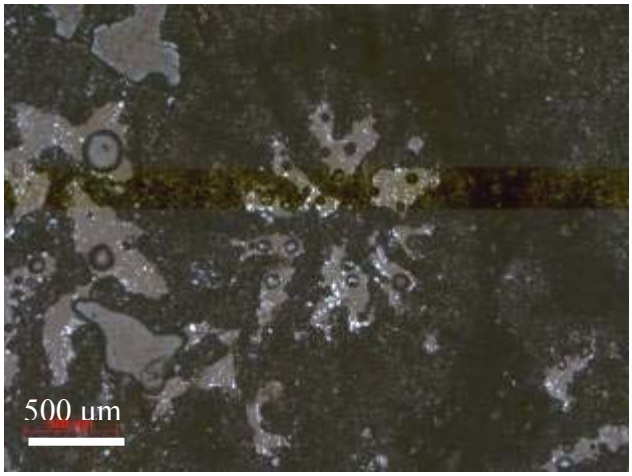


Fig. 6. 50. RC_3. Sezione trasversale di calice di *T. reussiana.*

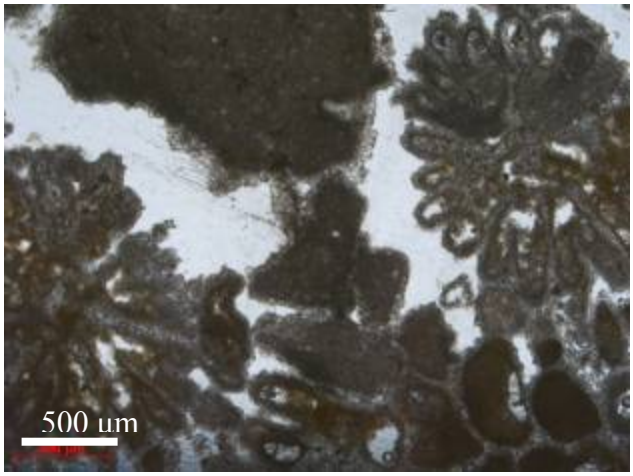


Fig. 6.51. RC_3. Sezione trasversale di calice di *T. reussiana* dove è ben visibile il coenosteum.

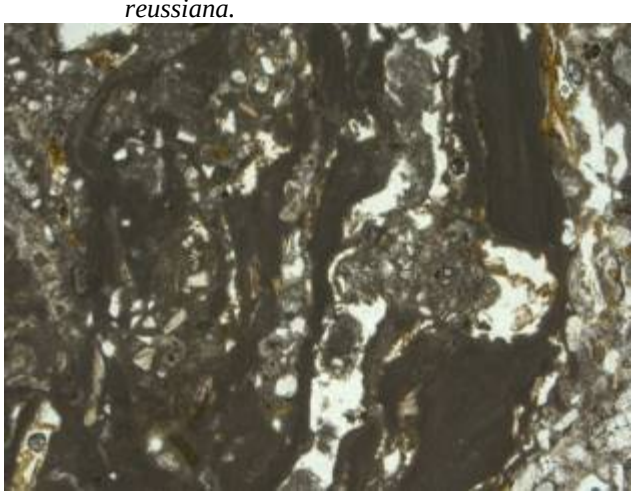


Fig. 6.52. RC_4. Colonia di *Porites* incrostata da alghe

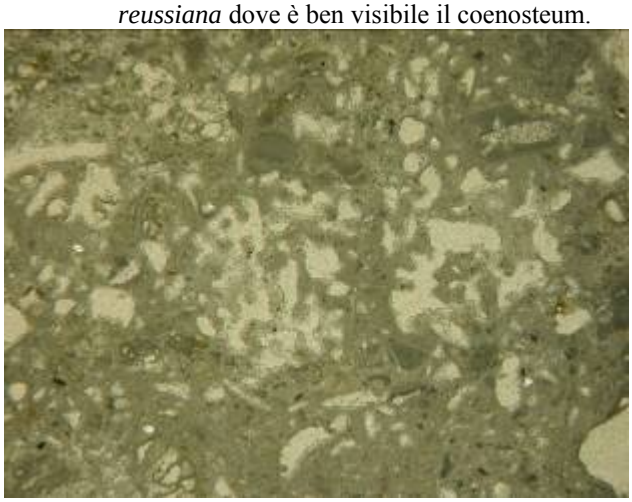


Fig. 6.53. RC_5. Colonia di *Porites* fortemente ricristallizzata.

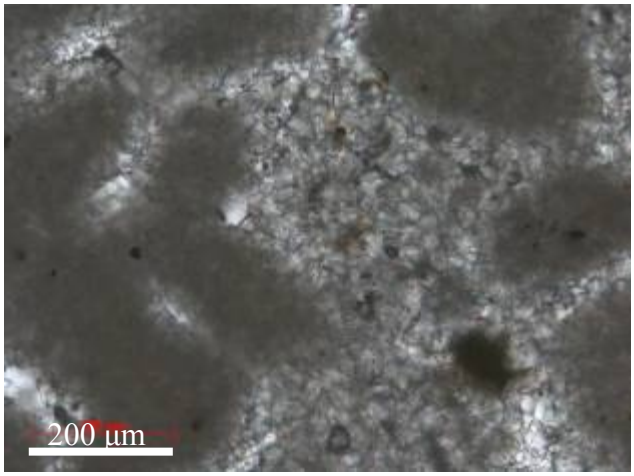


Fig. 6.54. RC_6. Sezione trasversale di *Porites sp.* forte ricristallizzazione del tessuto scheletrico.

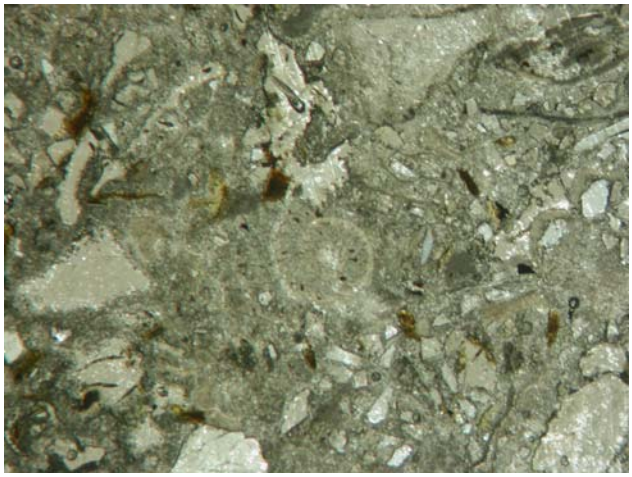


Fig. 6.55. RC_7. Componente terrigena con foraminiferi planctonici.

Fig. 6.56. RC_7. Componente terrigena con foraminiferi planctonici.

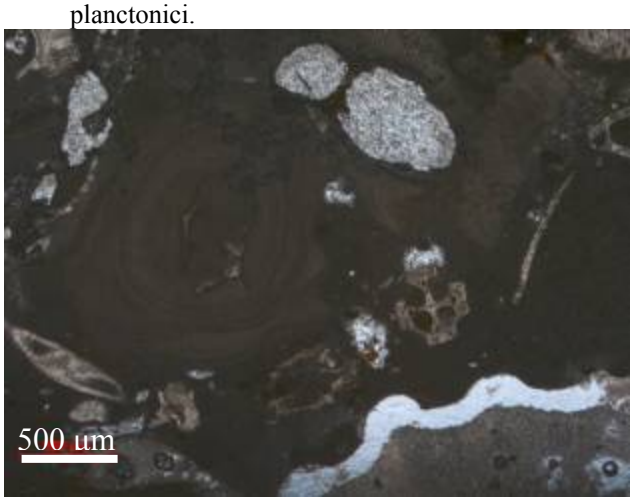


Fig. 6.57. RC_7. Rodoliti e foraminiferi bentonici.

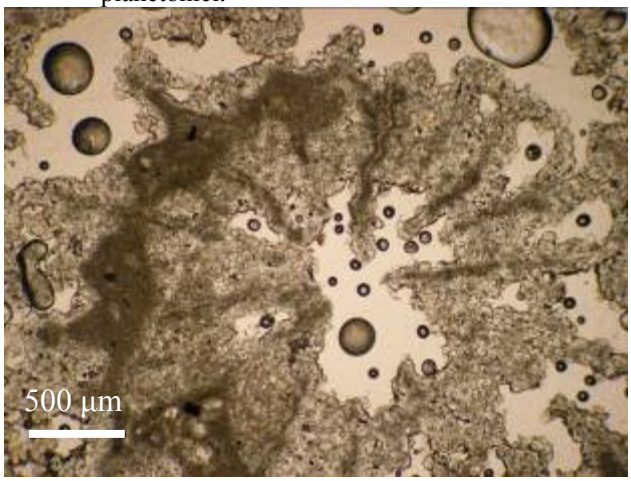


Fig. 6.58. RC_8. Sezione trasversale di corallite di *T. reussiana*.

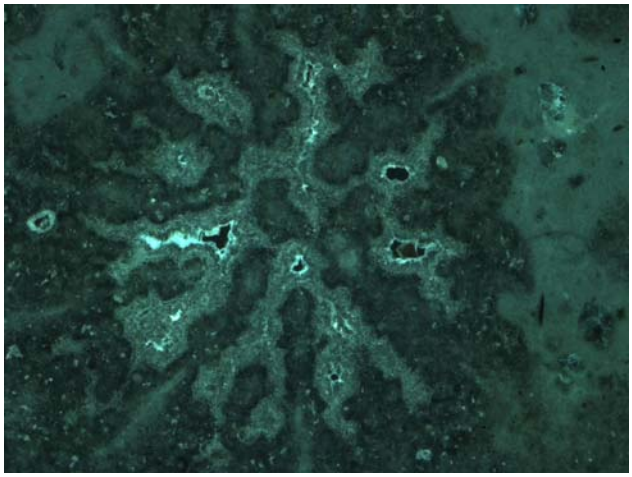


Fig. 6.59. RC_8. Osservazione della fig. 6.58. in epifluorescenza, da notare che le aree fortemente fluorescenti corrispondono alle zone scure dell'altra immagine.

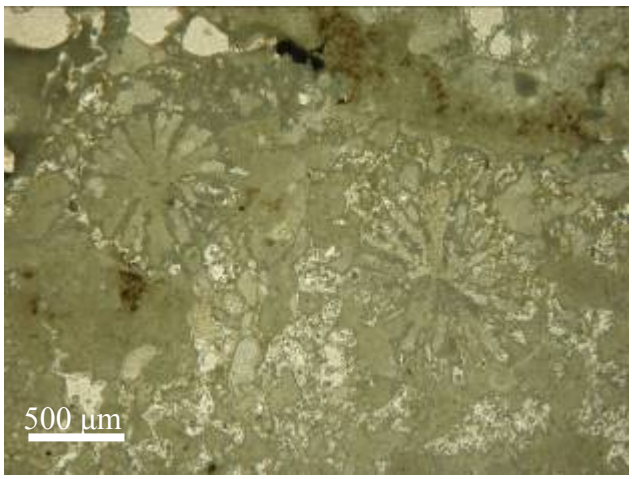


Fig. 6.60. RC_8. Sezione trasversale di *Solenastrea sp.* è evidente la forte ricristallizzazione subita.

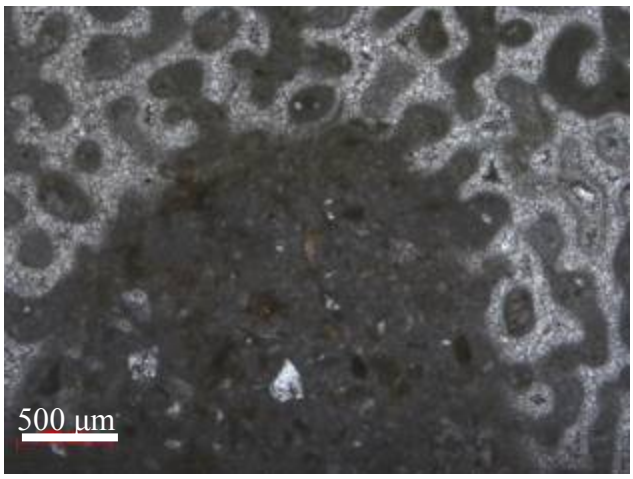


Fig. 6.61. RC_J3. Esempio di come una colonia di *Porites sp.* si imposta su un clasto di basamento cristallino.

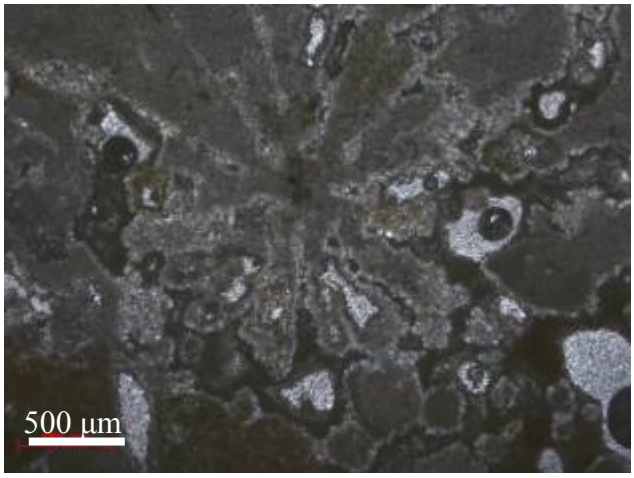


Fig. 6.62. RC_J1. Sezione trasversale di coralline di *T. reussiana*, da notare la porosità diagenetica e il cattivo stato di conservazione.

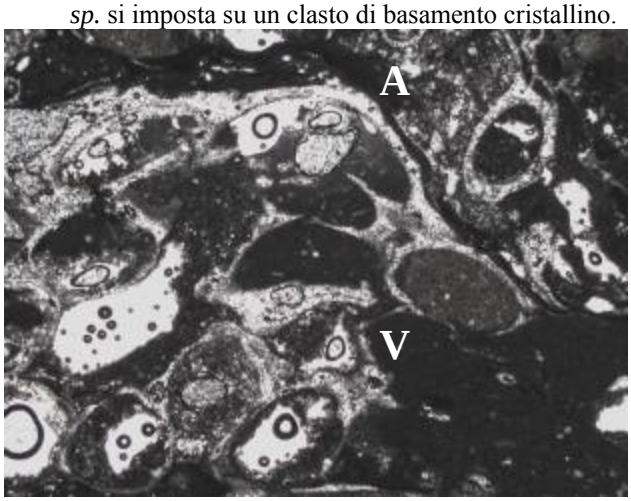


Fig. 6.63. RC_J1. Facies a Vermetidi **V** e alghe incrostanti **A**.

Per quanto concerne l'affioramento di Località Petrosa sono stati prelevati tre campioni VP_1, VP_2 e VP_3. Tutti e tre i campioni comprendono colonie di *Porites* e *T. reussiana* ed il VP_1 comprende anche una sezione di stromatoliti ed il campione VP_2 comprende una colonia di *Solenastrea sp.*(figg. 6.64, 6.65).

Fig. 6.64. VP_1. Da notare sia la porosità intrascheletrica diagenetica sia le incrostazioni algali.

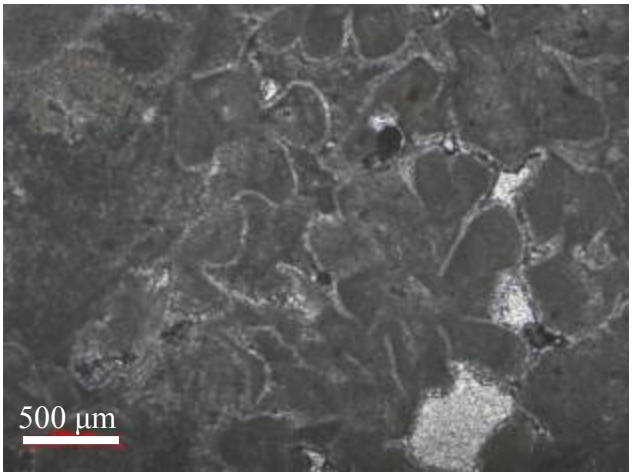


Fig. 6.65. VP_2. Sezione trasversale di *Solenastrea sp.* da notare il coenosteum.

6. 5. Osservazioni al SEM dei campioni di Palmi

Gli sclerotessuti di *Porites sp.* e *T. reussiana*, risultano al microscopio a scansione elettronica costituiti da microcristalli rombici di delle dimensioni di alcuni µm (figg. 6.66, 6.67). evidente quindi che essi hanno perso il loro assetto cristallino originario. L'analisi all'EDS ha mostrato che si tratta di dolomite lievemente ricca in calcio (fig. 6.68).

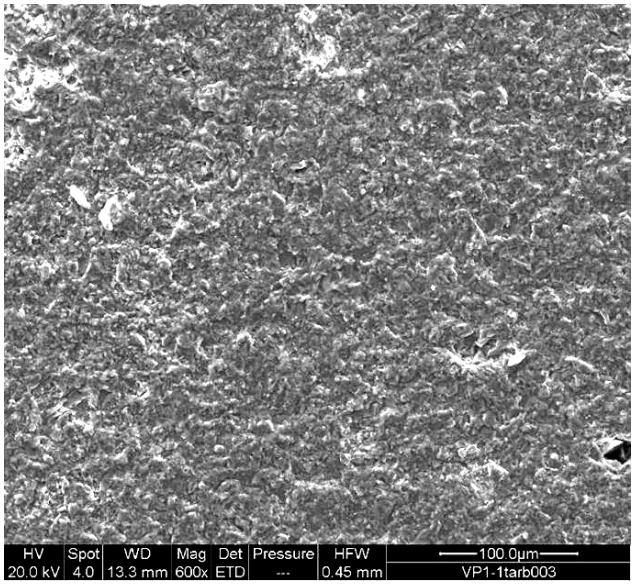


Fig. 6.66. VP_1tarb. *T. reussiana* ricristallizzata in dolomite

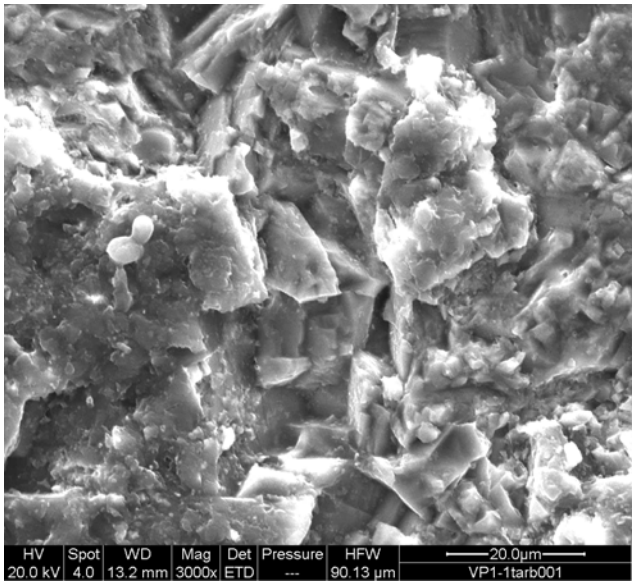
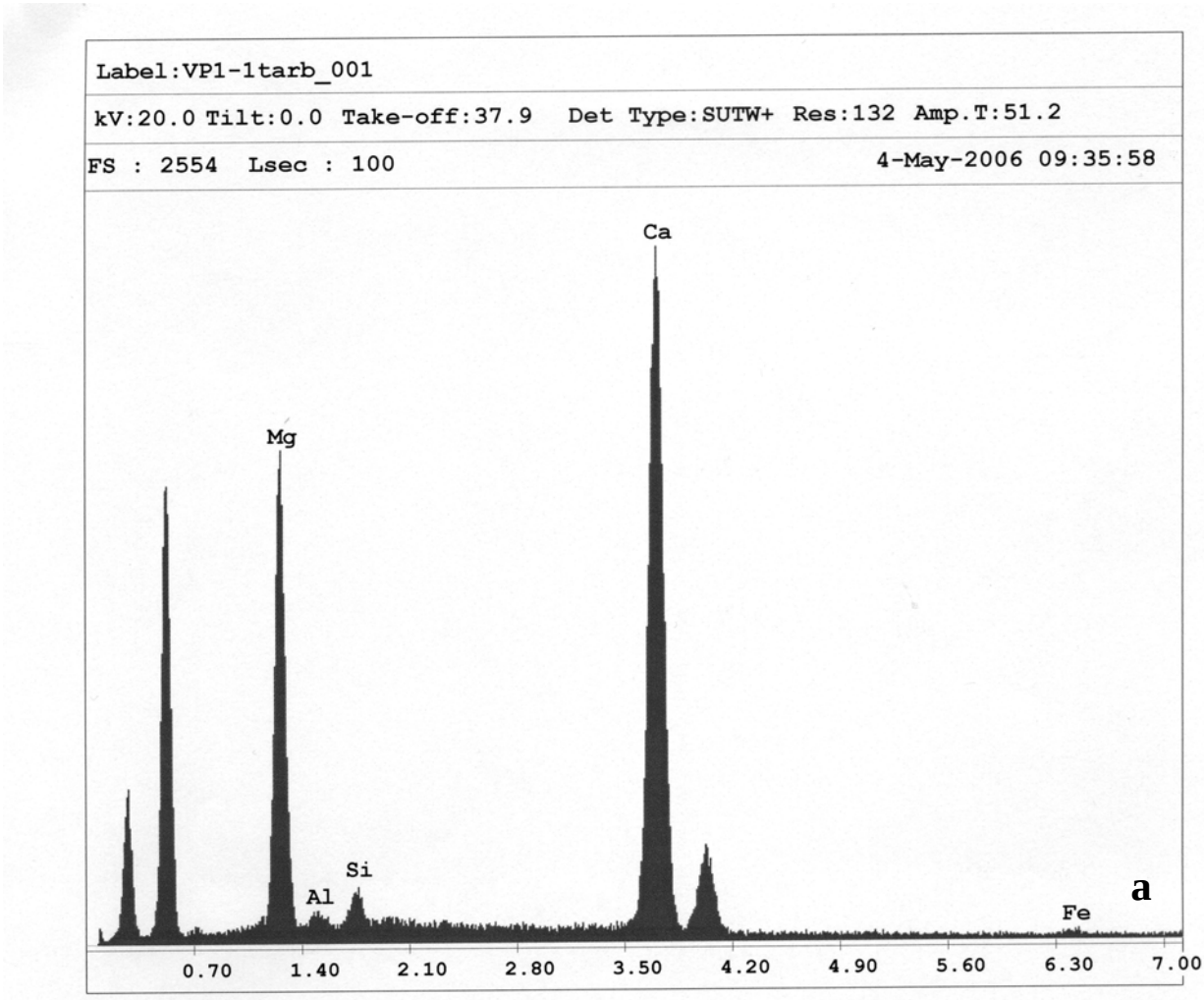


Fig. 6.67. VP_1tarb. Particolare della fig. 6.66.



EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : User c:\edax32\eds\genuser.sec

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
MgK	31.74	42.90	0.1750	1.0177	0.5402	1.0027
AlK	1.40	1.71	0.0061	0.9875	0.4412	1.0043
SiK	2.64	3.09	0.0152	1.0161	0.5626	1.0071
CaK	62.76	51.45	0.5956	0.9904	0.9578	1.0005
FeK	1.46	0.86	0.0123	0.9020	0.9378	1.0000
Total	100.00	100.00				

Element	Net Inte.	Bkgd Inte.	Inte. Error	P/B
MgK	110.88	4.08	0.98	27.18
AlK	3.84	4.28	9.17	0.90
SiK	8.84	5.48	5.03	1.61
CaK	215.04	4.81	0.70	44.71
FeK	2.04	1.95	11.95	1.05

b

Fig. 6.68. Sopra spettro degli elementi del campione VP_1tarb. (**a)**. Valutazione quantitativa degli elementi con il metodo ZAF senza standard (**b**).

Le dimensioni dei cristalli di dolomite hanno impedito alla dolomitizzazione di alterare completamente anche l'architettura generale degli scheletri.

Alla base dell'affioramento di Località Petrosa, è costituito da un banco stromatolitico dello spessore di 50 cm, banco che dimostrerebbe lo stadio di dominazione nell'evoluzione della biocostruzione.

L'osservazione al SEM di un frammento di stromatolite e le microanalisi all'EDS ha mostrato che anche queste microbialiti sono completamente ricristallizzate in dolomite, e si tratta ancora una volta di dolomite lievemente ricca in calcio. Nelle stromatoliti è stata messa in evidenza la presenza delle particelle silicoclastiche (6.69., 6.70, 6.71, 6.72).

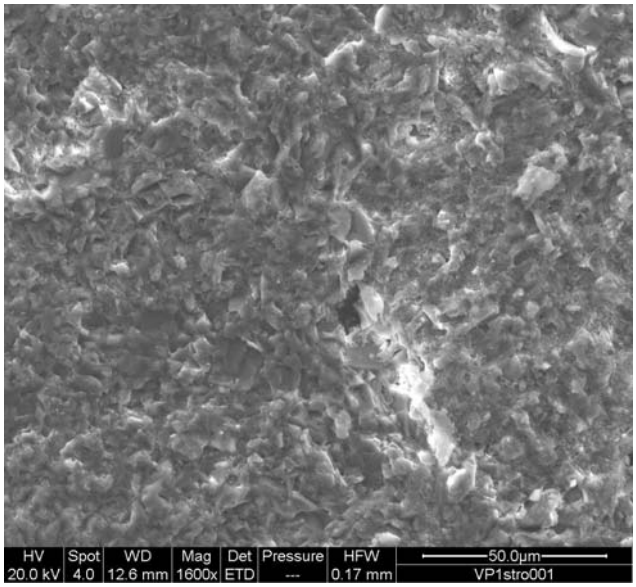


Fig. 6.69. Tessuto carbonatico delle stromatoliti dolomitizzate.

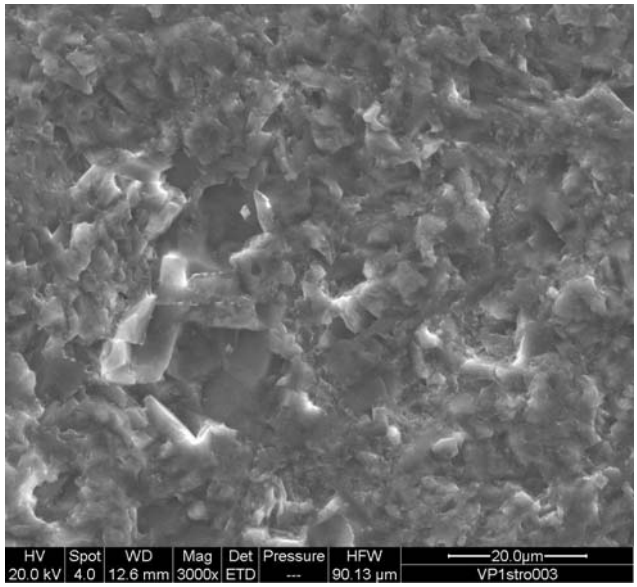
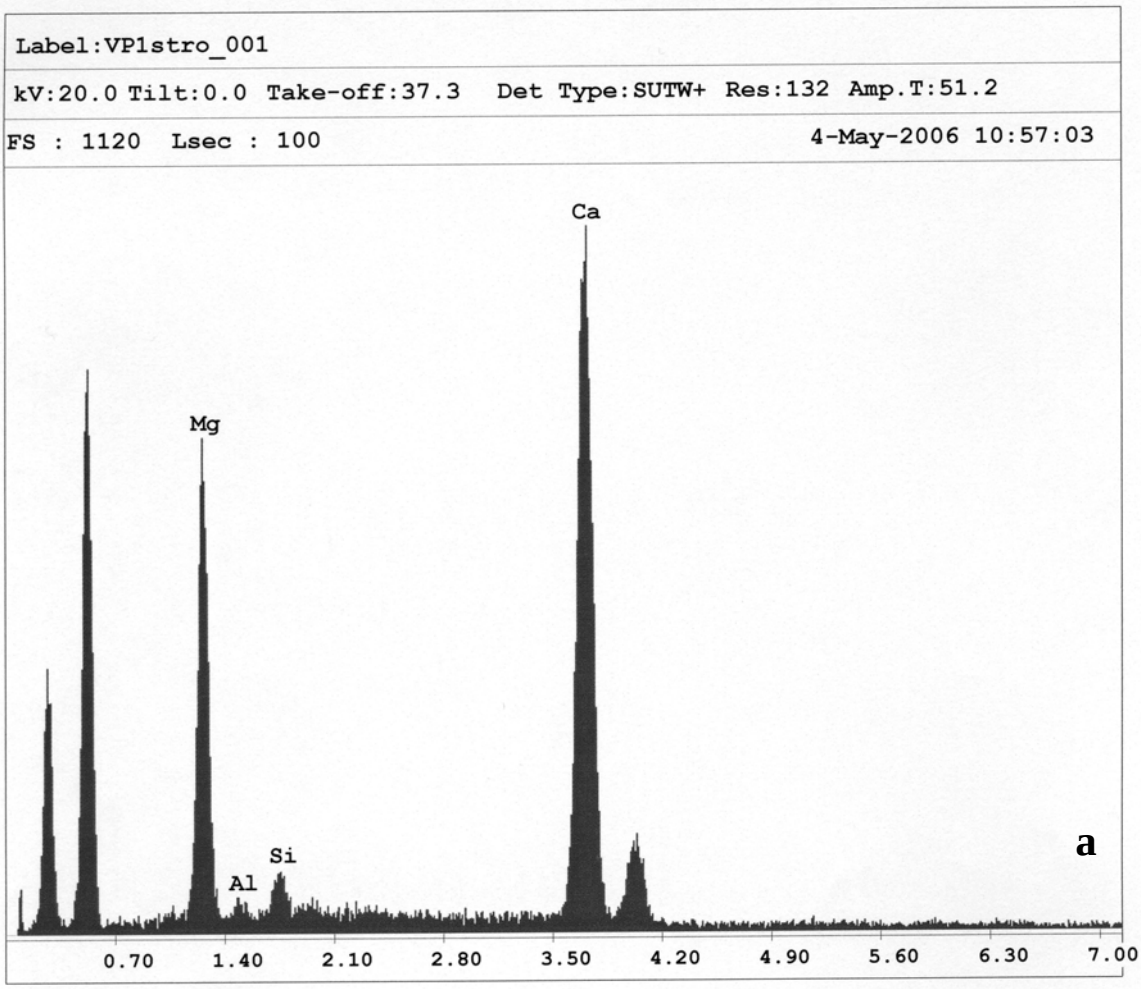


Fig. 6.70. Particolare della fig. 6.69. Stromatoliti ricristallizzate in dolomite 3000x.



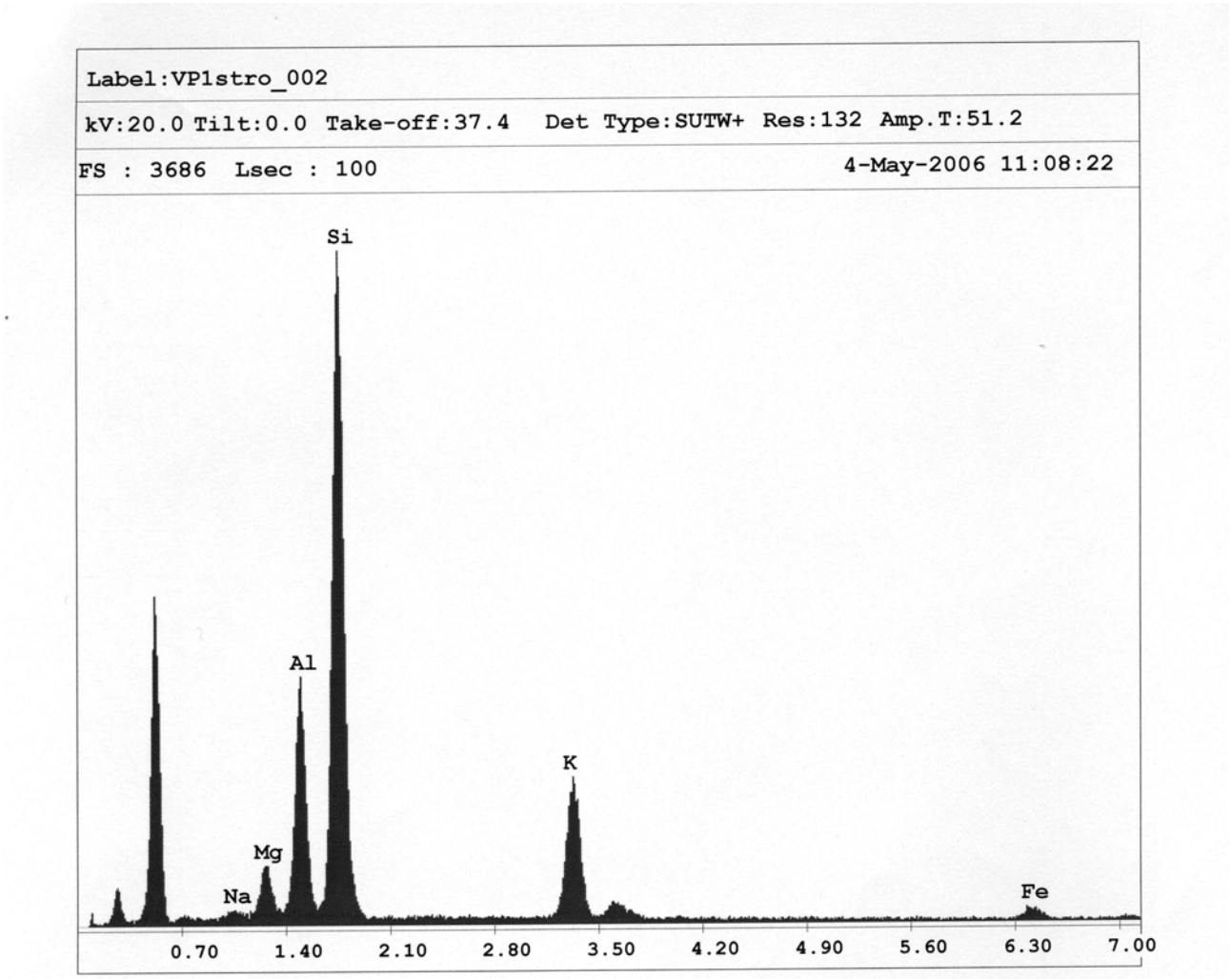
EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : User c:\edax32\eds\genuser.sec

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
MgK	30.97	41.81	0.1716	1.0165	0.5433	1.0029
AlK	1.31	1.59	0.0058	0.9865	0.4451	1.0046
SiK	3.31	3.87	0.0192	1.0150	0.5672	1.0073
CaK	64.41	52.73	0.6104	0.9893	0.9580	1.0000
Total	100.00	100.00				

Element	Net Inte.	Bkgd Inte.	Inte. Error	P/B
MgK	46.34	2.06	1.53	22.50
AlK	1.54	2.03	15.37	0.76
SiK	4.77	2.45	6.52	1.95
CaK	94.16	1.56	1.05	60.36

b

Fig. 6.71. Spettro degli elementi nel campione VP_1stro. (**a**). Valutazione quantitativa degli elementi con il metodo ZAF senza standard (**b**).



EDAX ZAF Quantification (Standardless)
Element Normalized
SEC Table : User c:\edax32\eds\genuser.sec

Element	Wt %	At %	K-Ratio	Z	A	F
NaK	0.98	1.27	0.0053	0.9943	0.5400	1.0094
MgK	4.16	5.13	0.0296	1.0192	0.6861	1.0172
AlK	15.49	17.19	0.1186	0.9891	0.7572	1.0224
SiK	55.48	59.11	0.3941	1.0178	0.6962	1.0024
K K	19.64	15.03	0.1554	0.9683	0.8168	1.0009
FeK	4.25	2.28	0.0371	0.9014	0.9695	1.0000
Total	100.00	100.00				

Fig. 6.72. Spettro degli elementi nel campione VP_1stro. (**a**). Valutazione quantitativa degli elementi con il metodo ZAF senza standard (**b**).

CAPITOLO 7

SISTEMATICA

7. 1. Considerazioni sulla sistematica della fauna corallina e di alcune faune associate

Le scogliere coralline del Miocene superiore della Calabria risultano essere dominate dalla specie *Porites calabricae*; in tutte le località si rinvengono anche colonie di *Tarbellastraea reussiana*, e *Solenastrea desmoulinsi* che però rimangono quantitativamente subordinate, mentre *Siderastrea crenulata* è presente solo nell'affioramento di ViboValentia.

Genere ***Porites*** LINK

Le difficoltà che s'incontrano nel tentare una corretta classificazione a livello specifico sono: l'ordine di grandezza del coralline, infatti le dimensioni estremamente minute dei caratteri discriminanti e le conseguenti difficoltà nella loro distinzione e nella relativa misurazione sono state causa, soprattutto in passato, di numerosi errori di attribuzione (Veron & Pichon, 1982). Tranne pochissime eccezioni, le specie non sono distinte da caratteri morfologici ben definiti, ma danno origine ad una gradazione continua di forme all'interno della quale i vari gruppi si trovano a sfumare l'uno nell'altro (Bernard 1902, 1903, 1905; Brakel, 1977). Le difficoltà sopraddette hanno portato nel corso degli anni ad un notevole proliferare di descrizioni sistematiche che nel loro avvicendarsi, invece di chiarire questa situazione già complessa di per se, hanno in genere creato ulteriori complicazioni. Molte specie infatti, sono state inizialmente attribuite ad altri generi, molte di queste in seguito non sono state accettate dagli autori successivi perchè considerate sinonimi.. Diversi autori infine si sono apprestati a compiere le proprie classificazioni senza tenere conto dell'enorme mole di lavoro svolto precedentemente a riguardo. Questa situazione ha portato alcuni autori a svolgere una revisione del genere *Porites*, con una verifica della sistematica dell'intero genere.
Tutto questo ha dunque portato alla necessità di una radicale revisione della classificazione dei *Porites*, alla ricerca di caratteri che siano il più possibile rappresentativi e utili per una più precisa differenziazione fra le diverse specie. Brackel (1977), Veron & Pichon (1982), Budd (1986), Weil (1992), Potts et al. (1993), Budd et al. (1994), sono tra gli autori che negli ultimi decenni meglio hanno affrontato questo problema, dedicandosi allo studio di *Porites* sia attuali che fossili. Anche se per questo genere sono state utilizzate diverse tecniche di

studio e di classificazione , il problema resta sempre aperto (Veron, 1995).

Superfamiglia **Poritioidae** ALLOITEAU.

Famiglia **Poritidae** GRAY 1842.

Genere ***Porites*** LINK, 1807

Sinonimi generici

Porites Link, 1807

Neoporites Duchassaing & Michelotti, 1860

Cosmoporites Duchassaing & Michelotti, 1860

Napopora Quelch, 1886

Genotipo: *Madrepora porites* PALLAS, attuale delle Antille.

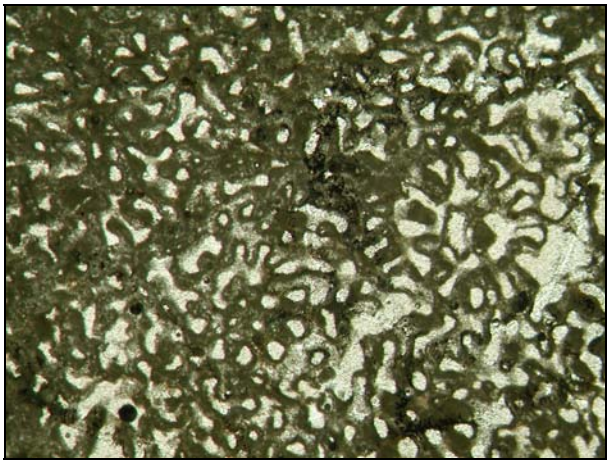


Fig. 7. 1. Colonia di *Porites* sezione sottile campione VV3J

Fig. 7. 2. Calice di *Porites* campione VV3J

Diagnosi: Colonie massive, ramose o incrostanti. Coralliti molto piccoli (fino a 2mm), con solo due cicli di setti. Setti formati da 3 o 4 trabecole (figg. 7.1, 7.2).

Affinità: *Porites* è molto affine a *Goniopora* da cui si distingue per avere un calice leggermente più piccolo, due soli cicli di setti e una diversa conformazione settale costituita da una tripletta ventrale e da quattro paia di setti laterali.

Criteri di differenziazione delle specie: la distinzione delle varie specie di *Porites* si basa principalmente su: schema della tripletta ventrale, forma e dimensioni delle trabecole settali e murali e disposizione delle sinatticole. La struttura istologica varia poco da una specie all'altra.

Ripartizione stratigrafica e geografica: *Porites* è un genere sia fossile che attuale. Esso è presente attualmente in tutti i mari caldi del globo, dall'Eocene. Costituisce uno dei più grandi

costruttori di scogliera attuali.

La Tabella qui sotto riportata comprende le specie del genere Porites del Miocene.

- Lame radiali interamente porose:	
• 2, raramente 3, denti al bordo distale.	*P. calabricae* CHEVALIER
• Più di 2 denti al bordo distale.	
+ Sinapticole poco spesse	
X Diam. medio dei denti del bordo distale ≤ 0,10 mm	
= Muraglia molto delimitata.	*P. collegniana* (MICH.)
= Muraglia male delimitata.	*P. collegniana var. girundiensis prima* BERN
X Diam. medio dei denti del bordo distale > 0,10 mm	*P. collegniana var. martinii* (D' ORB.)
+ Sinapticole spesse	
X Forti denti al bordo distale.	*P. pachysepta* CHEVALIER
X Denti del bordo distale sottili	
= Forma dendroide o subdendroide	*P. maïgensis* KÜHN
= Forma sublamellare	*P. maïgensis var. gamachotensis* CHEVALIER
- Tendenza più o meno contrassegnata dalla compattezza delle lame radiali:	
• Diam. cal. > 1 mm	*P. lobatosepta* CHEVALIER
+ Hanno 2 o 3 denti al bordo distale.	*P. cf. diversiformis* (MICHTTI)
+ Hanno 4 o 6 denti al bordo distale.	*P. mancietensis* CHEVALIER
• Diam. cal. <1 mm	

Da Chevalier, 1961

Porites calabricae CHEVALIER, 1961

Porites calabricae Chevalier, 1961, p.455, pl. 21,fig. 17;pl. 26, fig. 4.

Dimensioni: Vedi tabella 1.

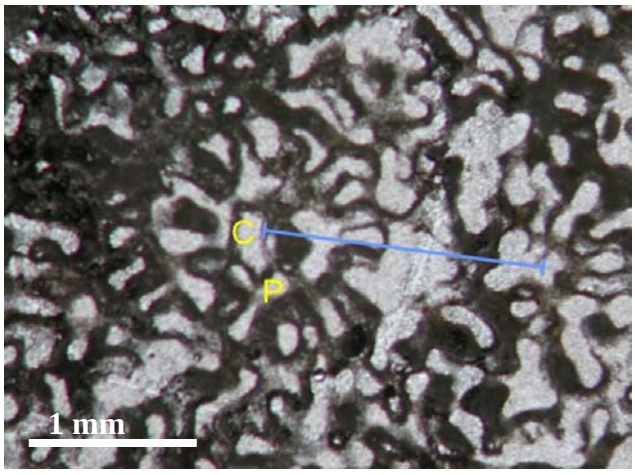


Fig. 7.3. **C** columella **P** palo, —— distanza C-C.

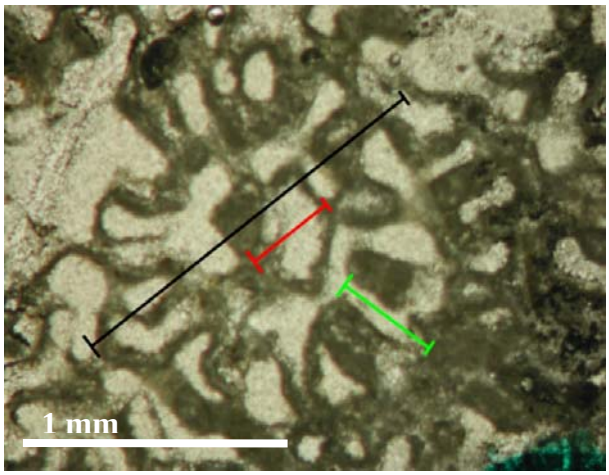


Fig. 7.4. —— lunghezza del setto, —— lunghezza columella, —— diametro calice.

	CALICE		LAME RADIALI						CO-LUM.	SINATTI-COLE	END.	MUR.
	Diam. cal.	C. a c. (media)	Numero	Numero di denti al bordo distale	Numero di denti paliformi al bordo interno	Spessore medio dei denti al bordo distale	Distanza media tra i denti	Capacità e spessore medio dei pori settali	Diametro medio delle papille assiali	Densità, spessore	Densità	Spessore medio delle trab. murali
Porites calabricae	1.7-2.5	1.75	12-24	2-3	5-7	0.13	0.30	nulla 0.15	0.10	numerose e sottili disposizioni regolari	molto rara	0.12

Tab. 1. Dimensioni di *Porites calabricae.*

Diagnosi: Colonia massiva subglobosa, ramosa o incrostante. Coralliti più piccoli di 2 mm rispetto a quelli di *Goniopora*, con solo due cicli di setti, uniti senza coenosteum, limitati da uno o più anelli sinatticolari. Setti formati da 3 o 4 trabecole. Calici poligonali, bassi, abbastanza regolari, poco profondi. Elementi radiali regolari e spessi, densamente ornamentati e in numero di 12 disposti in due cicli S_1 e S_2. I margini distali sono provvisti di denti (in numero di 3-4 in S_1). Si possono ben notare degli elementi paliformi attorno alla piccola columella. La columella è stiliforme-subpapillare, piccola, abbastanza profonda e granulata.

Le sinatticole sono molto fitte e formano dei piani quasi circolari. I dissepimenti sono veramente rari. Il bordo distale è composto di 2 o 3, denti verticali. Presenza di granuli sulle facce laterali dei setti..Essi sono regolarmente porosi. Endoteca molto rara. Muraglia sottile, bene evidente.

Variazioni: La variabilità. Interessa i caratteri seguenti: forma della colonia, globosa o lamellare; le dimensioni del calice, diam. cal., di 1.7 ha 2.5 mm, numero di elementi radiali (12).

Ripartizione stratigrafica e geografica: Tortoniano della Calabria (Vibo Valentia), della Sicilia (Calatafimi ?, Landro?), del Livornese (Rosignano).

Subordine **Astraeina** ALLOITEAU, 1952

Famiglia **Faviidae** GREGORY, 1900

*Genere **Tarbellastraea** ALLOITEAU, 1952*

1952. *Tarbellastraea* ALLOITEAU [p. 620].
1954. *Tarbellastraea* ALL. CHEVALIER [p. 131].
1957. *Tarbellastraea* ALLOITEAU [p. 129].
1996. *Tarbellastaea* BUDD A. F., BOSELLINI F. e STEMANN T. A. [p. 516, text. fig. 1].

Genotipo: *Astraea ellisiana* DEFR. Miocene dell'Aquitania.

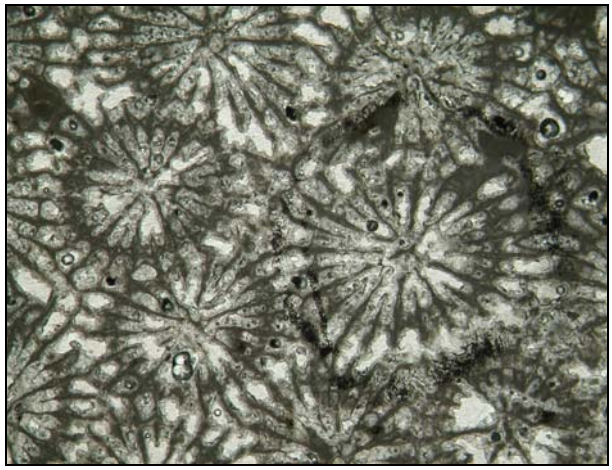


Fig. 7.5. Colonia subcerioide di *T. reussiana* campione VV2J

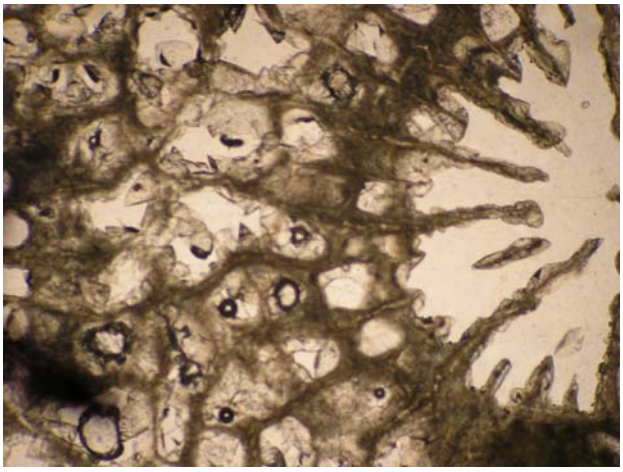


Fig. 7.6. Singolo calice di *T. reussiana* campione VV6

Diagnosi: E' un genere estinto di scleractinia che durante il Miocene fu uno dei generi predominanti costruttori di reef nel Mediterraneo (Chevalier, 1962).
Le specie sono generalmente distinte dalla architettura dei singoli corallini e dallo sviluppo della columella. La colonia è subcerioide, cerioide o plocoide (fig. 7.5.), la muraglia è paratecale e la columella, piccola e lamellare o sublamellare. Il coenosteum è tabulo-vescicolare.

Criteri d'identificazione delle specie: Si utilizza la morfologia dei calici, il numero e la struttura degli elementi radiali, (fig. 7.6.) il tipo di columella e della periteca.

Ripartizione stratigrafica e geografica: Il genere *Tarbellastraea* è stato confuso molto tempo con *Heliastraea*, *Phyllocoenia*, *Solenastraea* e *Cyphastraea*; finché questi ultimi non sono stati rivisti interamente. *Tarbellastraea* è localizzato nell'Oligo-Miocene del bacino del Mediterraneo dove esso ha giocato un ruolo importante nella costituzione delle barriere coralline.

Tarbellastraea reussiana *(MILNE-EDWARDS e J. HAIME)*

1847. *Explanaria astroites* GOLDF. (pars.) REUSS [p. 17, pl. 2, fig. 7, 8, (no fig. 9 a 14)].
1850, 4. *Astraea reussiana*. MILNE-EDWARDS e J. HAIME, [p. 110].
1857. *Heliastraea reussiana* MILNE-EDWARDS e J. HAIME [II, p. 474].
1866-1868. *H. reussiana* M. - E. e J. H. Fischer in Tchihatcheff [p. 314, pl. 16, fig. 1, 2].
1871. *H. reussana* M. - E. e J. H. REUSS [p. 240, pl. 9, fig. 2, pl. 18, fig. 4].
1878. *H. reussana* M. - E. e J. H. HAUER [p. 602, fig. 623-624].
1909. *H. reussana* M. - E. e J. H. MACOVEI [p. 131, pl. 8, fig. 2, pl. 9, fig. 1].
1925. *Orbicella reussiana* M. - E. e J. H. var. minor ZUFFARDI-COMERCI [p. 18, pl. 1, fig. 1].
1932. *O. reussiana* M. - E. e J. H. ROZKOWSKA [p. 124, pl. 2, fig. 2].
1939. ? *O. reussiana* M. - E. e J. H. E. MONTANARO [p. 240, pl. 15, fig. 4].
1939. ? *O. reussiana* M. - E. e J. H. var. minor Z. - C. E. MONTANARO [p. 240, pl. 16, fig. 3, 4].
1946. *O. reussiana* M. - E. e J. H. RAPH, COHEN, DIMITROFF e KAMENOFF [p. 184, pl. 27, fig. 1].
1954. *O. reussiana* M. - E. e J. H. KOPEK [p. 9, pl. 1, fig. 9-12].
1954. ? *Heliastraea riuscito* M. - E. e J. H. ZBYSZEWSKI [p. 115, pl. 14, fig. 86].
1937. *Orbicella reussiana* M. - E. e J. H. var. maggiore ZUFFARDI-COMERCI [p. 274, pl. 23, fig. 7].
1996. *Tarbellastaea reussiana* BUDD A. F., BOSELLINI F. e STEMANN T. A. [p. 550, pl. 5, figg. 1-6].

Dimensioni: Vedi tabella 2.

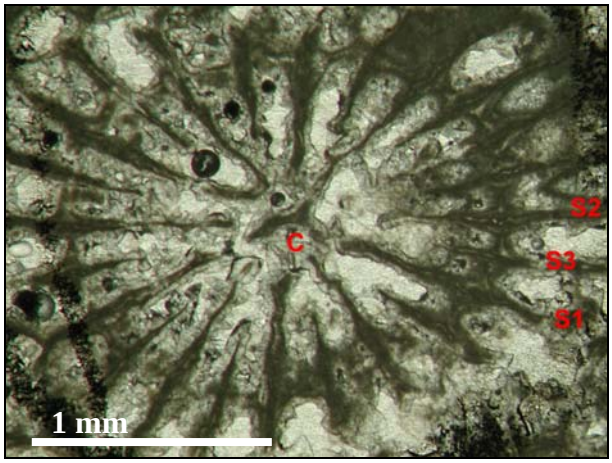


Fig. 7.7. **C** columella; **S1** primo ciclo; **S2** secondo ciclo; **S3** terzo ciclo.

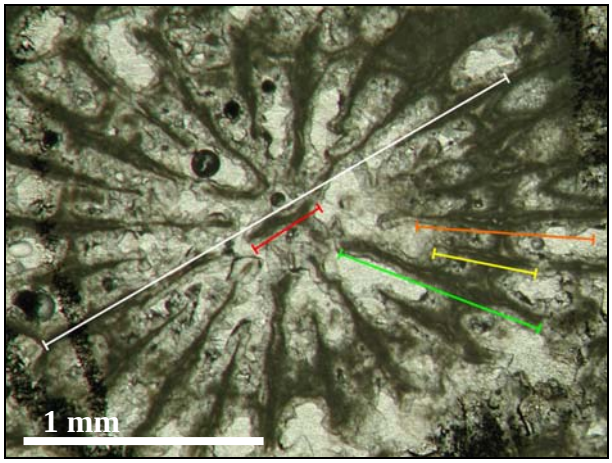


Fig. 7.8.Calice di *Tarbellastraea reussiana* , dimensioni della columella, del calice, dei setti del S1, S2, S3.

Tarbellastraea reussiana		
CALICE	forme	circolari, poco sporgenti più o meno stretti
	diam. cal.	1.5-3
	prof.	0.5-1.5
	c. a c.	2.5-3.5
LAME RADIALI	numero	24
	forme delle coste	uguali, ben evolute
	spessore di S1(medio)	0.08-0.12
	spessore di C1 (medio) vicino alla muraglia	0.10-0.15
CO-LUM.	forma	lamellare o stiliforme
	larghezza	0.10-0.50
END.	sviluppo	ben sviluppata
	dissepimenti vescicolari	assenti o rari
ESO.	sviluppo	ben sviluppata
	pseudo-pavimenti	abbastanza sottili
	spessore massimo dei pseud.	0.40
MUR.	struttura	para- e septotecale sottile o spessa

Tab. 2. Dimensioni di *Tarbellastraea reussiana*

Diagnosi: Le descrizioni relative a questa specie sono numerose. La colonia è subcerioide, (sublamellare, globolosa, subcolumniforme), diametro dei calici tra gli 1.5 e 3 mm, spessore degli elementi radiali 0.08 a 0.12 mm, dimensioni della columella da 0.10 a 0.50, natura della muraglia, paratecale o settotecale.

Osservazioni: differenze tra le varie specie del Miocene:

I. Colonie di cui i calici hanno per la maggior parte più di 24 setti.

- Calici subcircolari o leggermente deformati — *T. ellisiana* (DEFR)
- Calici circolari
  - Colonie di forma globosa o lamellare
    - Calici molto sporgenti — *T. ellisiana var. manthelanensis* CHEVALIER.
    - Calici poco sporgenti
      - Diam. cal. : 2,5 fino a 3,5 mm — *T. carryensis* (D'ORB.)
      - Diam. cal. > 3,5 mm — *T. carryensis var. maggiore* CHEVALIER.
      - Diam. cal. < 2,5 mm
        - + Setti poco ornati — *T. carryensis var. minor* CHEVALIER
        - + Setti molto ornati — *T. mimbastensis* CHEVALIER
  - Colonie columniformi — *T. conoidea* (RSS)

II. Colonie di cui i calici non hanno più di 24 setti.

- Columelle subspongiformi
  - S_1 e S_2 uguali o subuguali
    - Coste poco evolute — *T. cf. eggenburgensis* (KÜHN)
    - Coste molto evolute — *T. eggenburgensis cf. var. formosa* KÜHN
  - S_1 e S_2 uguali
    - Calici ravvicinati — *T. eggenburgensis var. andalousianensis* CHEVALIER.
    - Calici distanziati — *T. raulini* (M.- E. e J. H.)
- Columella lamellare o substliforme
  - Columella profonda
    - Diam. cal. > 2 mm — *T. prevostiana* (M.- E. e J. H.)
    - Diam. cal. < 2 mm — *T. abditaxis* CHEVALIER
  - Columella poco profonda
    - Calici molto ravvicinati
      - + Coste poco dentate — *T. aquitaniensts nov. sp.*
      - + Coste molto dentate — *T. aquitaniensis var. termofurae* CHEVALIER
    - Calici abbastanza distanziati
      - Calici poco sporgenti
        - + Coste molto poco dentate — *T. reussiana* (M.- E. e J. H.)
        - + Coste fortemente dentate — *T. reussiana var. echinulata* CHEVALIER
      - Calici molto sporgenti — *T. siciliae* CHEVALIER
    - Calici molto distanziati — *T. distans* CHEVALIER

Da Chevalier, 1961

Ripartizione stratigrafica e geografica: *T. reussiana* è una specie molto diffusa nel Vindoboniano del Mediterraneo. Isola di Puerto-Santo [Mayer, N 1864]. Bacino di Granada (Vindoboniano superiore). Catalogna: Papiol, S. Pau di Ordal, vicino Vilafranca del Panades (Vindoboniano medio). –(Autignac, Puisserguier, Quaranta, Vind. medio). - Marocco: El Menzel vicino a Fès, Jebel Sarij e Tazarine vicino a Taza (Vind. superiore). - Algeria: Tlemcen, Dahra. - Malta? , Upper corallino limestone: Helvétien. - Sicilia: Serro, Sampiero secondo Seguenza [E 1873]; Montforte? Villapriolo? (Tortoniano). - Calabria: Palmi, Vibo Valentia (Tortoniano). - Bacino di Vienna, Moravie, Polonia meridionale, bacino di Pannonian: Ungheria, Transilvania, Bosnia, montagne di Zagabria, secondo Krumpholz [M

1915], Kochansky [G 1944], Helvetiano e Tortoniano. Bulgaria e Romania: Bahna (Tortoniano). Grecia: Pinde. Turchia (Tersons, Davas). Siria, Katma secondo Daus [M 1914]). Libano, Libia. in dubbio la presenza nel Miocene dell' Eritrea [Zuffardi-Comerci, N 1936] e della Somalia [Gregory, N 1925].

La presenza di *T. reussiana* nell'Aquitaniano del Portogallo sembra poco probabile: l'esemplare raffigurato, per Zbyszewski [L 1954] è in un cattivo stato di conservazione. Zuffardi-Comerci [L 1932] citarono la presenza di questa specie nella collina di Torino, ma non nei giacimenti e né nelle collezioni.

Subordine **Fungiina** VERRILL, 1865

Superfamiglia **Agariciicae**, GRAY, 1847

Famiglia **Siderastraeidae** VAUGHAN & WELLS, 1943

*Genere **Siderastrea** DE BLAINVILLE, 1830.*

K 1830. *Siderastrea* DE BLAINVILLE [p. 335].
K 1857. *Astrea (pars)* LMK. Milne-Edwards e J. Haime [II, p. 505].
R 1935. *PseudoSiderastrea* YABE e SUGIYAMA [p. 373].
K 1943. *Siderastrea* DE BLAINV. Vaughan e Wells [p. 126].
K 1952. *Siderastrea* DE BLAINV. Alloiteau [p. 668].
K 1956. *Siderastrea* DE BLAINV. Wells [p. 384].

Genotipo: *Madrepora radians* PALLAS, attuale delle Antille.

Fig. 7. 9. Colonia di *Siderastrea savignyana* att.

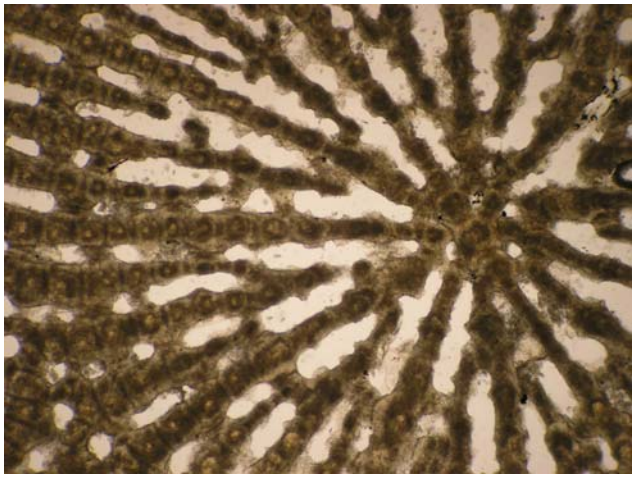


Fig. 7.10. Calice di *Siderastrea savignyana* att.

Diagnosi: Massiva, ramosa o incrostante, colonia cerioide formata da una gemmazione extratentacolare. La muraglia è formata da molti anelli sinatticolari. Setti con lobipaliformi e columella subpapillosa. I setti sono disposti secondo una simmetria esagerale e si anastomizzanofradiloro.

Criteri specifici: Il genere *Siderastrea* è molto omogeneo ed è difficile riconoscere le specie talvolta. Per la classificazione si considerano, la forma, le dimensioni del calice ma anche il numero delle lame radiali, il loro spessore e la loro disposizione, la forma della columella.

Distribuzione stratifigrafica e geografica: Il genere appartiene al Cretaceo dell'America. Nel Nummulitico, si diffonde in Europa. Durante il Miocene, è presente in tutti i mari tropicali del globo.. Lo si incontra oggigiorno nelle Antille, sulle coste dell'Africa Occidentale, nel Mar Rosso e nell'Oceano Indiano.

Siderastrea crenulata *(GOLDFUSS).*

K. 1826. *Astrea crenulata* GOLDFUSS [p. 71, pl. 24, fig. 6].
K 1830. *Siderastrea crenulata* GOLDF. Blainville [p. 3361.
K 1848, 4. *S. crenulata* GOLDF. Milne-Edwards e J. Haime [t. 10, pl. 9, fig. 10; t. 12, p. 142]
K 1856. *S. crenulata* GOLDF. Bronn [III, p. 295, pl. 254, fig. 10; pl. 255, fig. 10].
E 1911. *S. crenulala* GOLDF. Trentanove [p. 81-83, pl. 5, fig. 6].
F 1938. *S. tunisica* STCHEPINSKY [p. 22, pl. 1, fig. 2].
M 1954. *S. crenulata* GOLDF. Kopek [p. 15, pl. 4, fig. 6; pl. 6, fig. 1].
1961 *Siderastrea crenulata* GOLDF, Chevalier, p.421, Pl. xxv, fig.6
Non N 1920. *S. crenulata* GOLDF.. Felix [II, p. 14, pl. 128, fig. 11].

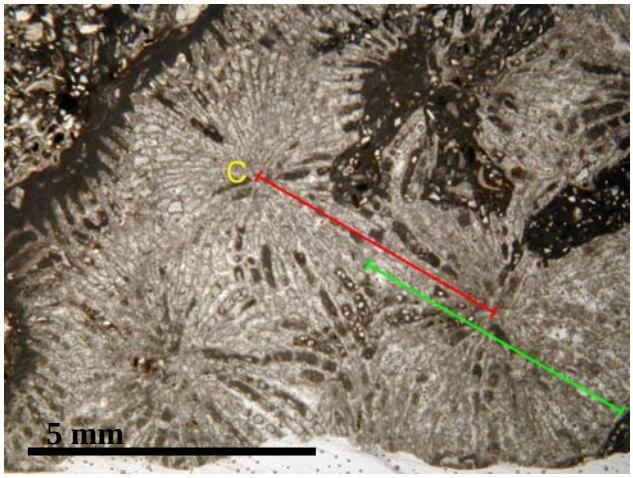


Fig. 7. 11. Colonia cerioide di *Siderastrea crenulata* distanza tra i centri dei calici, dimensione del calice, C centro.

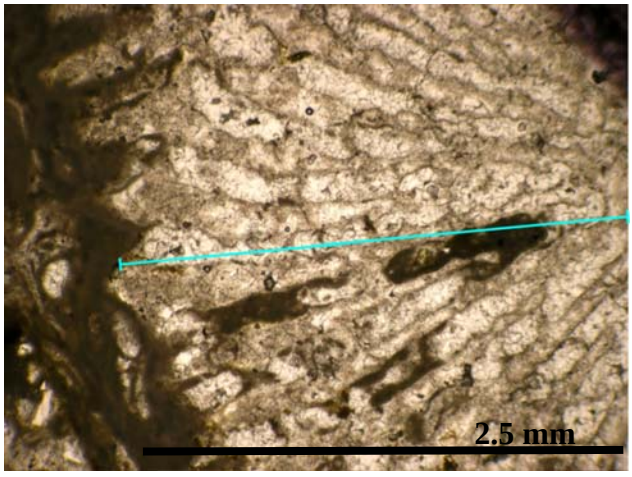


Fig. 7. 12. Particolare dei setti di *S. crenulata*,campione VV6 lunghezza del setto.

	Siderastraea crenulata
Diamentro del calice	4.5 a 6.5
C. a c.	3.7
Profondità del calice	1.5
Spazio intersettale	0.15
Parte superiore delle colonie	muraglia invisibile
Calici con *n*<24	3.6%
Calici con 24<*n*<30	38.2%
Calici con 30<*n*<40	51 %
Calici con *n*>40	7.2%
Età	Miocene superiore

Tab. 3. Dimensioni di *S. crenulata*. *n* numero di setti

Diagnosi: Colonia cerioide, globosa,; oloteca discontinua. Calici subcircolari, leggermente irregolari e profondi. Composto da 24 fino a 44 elementi radiali confluenti o subconfluenti, di spessore abbastanza ridotto che si assottigliano progressivamente fino al bordo assiale. I setti

sono disposti in 4 cicli incompleti; gli S_1 e gli S_2, in numero di 12, si prolungano fino al centro del calice; gli S_3 hanno una larghezza quasi uguale ai precedenti e in profondità si saldano agli S_2; gli S_4 raggiungono solamente la metà dell'area calicinale si anastomizzano debolmente con la parte superiore degli S_3. Le trabecole sono subverticali e si inclinano solamente debolmente vicino al bordo distale. Il bordo assiale è composto di denti paliformi verticali, allungati, che contribuiscono alla costituzione di una columella papillosa poco evoluta; esiste al centro una papilla assiale talvolta leggermente più delineata. Endoteca poco sviluppata, formata da dissepimenti sottili, orizzontali o leggermente vescicolari. Presenza di sinatticole, numerose nella parte periferica. Muraglia sinatticolotecale, costituita di sinatticole composte. Ogni lama radiale è costituita da una sola fila di trabecole semplici, bene delimitate; i centri di calcificazione sono molto visibili, grandi, chiari; ogni centro è circoscritto da un forte accumulo di materia organica disposta in anelli larghi e molto visibili: questa struttura è caratteristica e si osserva in tutti i siderastreidi miocenici di cui sono state osservate le microstrutture.

Osservazioni:molte osservazioni riguardano la forma della colonia, più o meno grande, globsa o subplanare nella sua parte superiore, le dimensioni dei calici e la loro profondità; il numero di elementi radiali, se i calici hanno più di 30 setti ed altri meno di 30 anche se esistono delle specie dove si raggiungono eccezionalmente 48 elementi radiali; lo spessore delle lame radiali.
La Tabella riportata mette in evidenza le analogie e le differenze con le altre specie di *Siderastraea* mediterranee.

- Muraglia invisibile sulla parte superiore del calice	*S. crenulata* (GOLDF)
- Muraglia visibile ma sottile, talvolta parzialmente assente	
• la maggior parte dei calici possiedono meno di 30 setti	*S. crenulata var. gamachotensis* CHEVALIER
• la maggior parte dei calici hanno più di 30 setti	*S. crenulata var. reussi* SISM.
- Muraglia molto evoluta nella parte superiore	
• Assenza di un corona sinapticulare	
+ Calici non profondi	*S. bertrandiana* (Mich)
+ Calici più o meno profondi	*S. miocenica* OSASCO
• Presenza di una corona sinapticulare intracalicinale	
+ Diam. cal. dai 3,5 ai 5,5 mm.	*S. miocenica var. italica* FIL.
+ Diam. cal. dai 2 ai 4 mm	*S. miocenica var. regularis* (D' ORB.)
• Presenza di due corone sinapticulari	*S. lecointrei* CHEVALIER

Da Chevalier, 1961

Distribuzione stratigrafica e geografica: Tortoniano dell'Italia: Livornese; Sicilia (Rometta,

Landre, Calatafimi). Tortoniano dell'Africa settentrionale: Marocco (Oued de Sidi Messaoud); Tunisia (Dj Kechabta, Dj Hakima, Dj Faouar) secondo Stchepinsky, Burollet [F 1951]). Tortoniano della Grecia (secondo Raulin [G 1861]), d' Ungheria (Kopek).

Subordine **Favinia** VAUGHAN & WELLS, 1943
Superfamiglia **Faviicae**, GREGORY, 1900
Famiglia **Faviidae** GREGORY, 1900

*Genere **Solenastrea** MILNE EDWARDS & HAIME, 1848.*

Sotto-genere *Solenastraea* MILNE-EDWARDS e J. HAIME.

Diagnosi –Questo genere,che appartiene alla sottofamiglia Montastreine, è caratterizzato dall'avere un cenosteumvescicolare, quasi privodi coste, con superfice esterna bulbosa. Lobi paliformi di fronte ai primi due cicli disetti. Columella trabecolare e muraglia settotecale

Solenastrea desmoulinsi *(MILNE EDWARDS & HAIME)*

1851 *Plesiastrea desmoulinsi* MILNE EDWARDS & HAIME [p. 100].
1864 *Plesiastrea desmoulinsi* MILNE EDWARDS & HAIME - Seguenza, [p. 110, pl. 13, fig. 2].
1871 *Plesiastrea desmoulinsi* MILNE EDWARDS & HAIME - Reuss, [p. 243, pl. 9, fig. 1].
1909 *Plesiastrea desmoulinsi* MILNE EDWARDS & HAIME - Macovei, [p. 136, pl. 10, fig. 1].
1932 *Plesiastrea desmoulinsi* MILNE EDWARDS & HAIME - Zuffardi - Comerei, [p. 106, pl. 15, fig. 5].
1954 *Plesiastrea desmoulinsi* MILNE EDWARDS & HAIME - Kopek, [p. 13, pl. 4, fig. 2; pl. 5, figs 1-3].
1961 *Paleoplesiastrea desmoulinsi* (MILNE EDWARDS & HAIME) - Chevalier, [p. 264, pl. 13, fig. 4; pl. 24. fig. 5: text figs 96, 97].
1979 *Paleoplesiastrea desmoulinsi* MILNE EDWARDS & HAIME - Catalano, [p. 6].
1988 *Solenastrea desmoulinsi* (MILNE EDWARDS & HAIME) - Oosterbaan, [p. 274, pl. 3, fig. 3].
1991 *Paleoplesiastrea desmoulinsi* (MILNE EDWARDS & HAIME) - Roniewicz & Stolarski, [p. 75, pl. 2, fig. 4].

Specie tipo: *Astrea turonensis* MICHELIN, 1847.

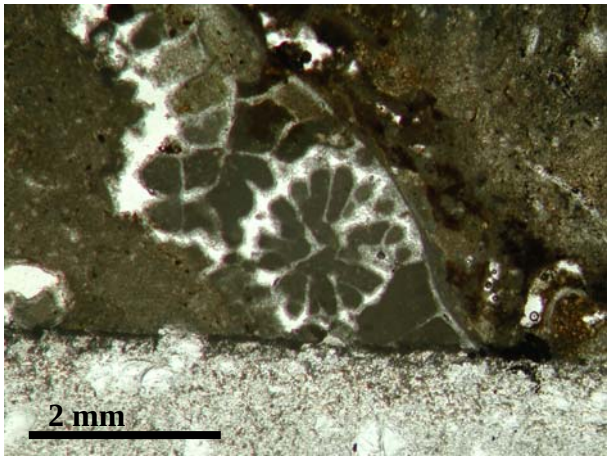


Fig. 7. 13. Calice di *Solenastrea desmoulinsi,* campione VV12.

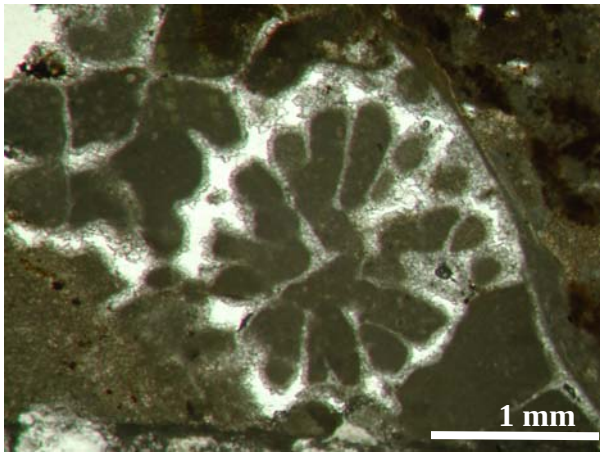


Fig. 7. 14. Ingrandimento del calice di *S. desmoulinsi,* campione VV12.

Diagnosi: Colonia massiva, di tipo plocoide, a gemmazione extratentacolare. Calici con contorno da circolare ad ellittico e con un diametro compreso fra i 2 e i 3.6 mm (la maggior parte fra i 2.5 ed i 3). I setti sono in genere 20/22: diritti, compatti e con margini dentellati. Columella papillosa; in alcuni calici si possono osservare dei lobipaliformi. Presenza di dissepimenti endotecali anche se non molto abbondanti. Muraglia septotecale. Coste presenti, anche se non particolarmente sviluppate. Coenosteum reticolo- vescicolare.

Distribuzione: Miocene inferiore del bacino d'Aquitania (Oosterbaan, 1988), Miocene inferiore e medio del Mediterraneo occidentale e dell'Europa centrale (Oosterbaan, 1988), Miocene medio della"Collina di Torino" (Zuffardi - Comerci, 1932), Miocene superiore del bacino di Vienna (Reuss, 1871); del bacino Pannonian (Kopek, 1954), della Romania (Macovei, 1909) e della Polonia meridionale (Rozkowska, 1932; Roniewicz & Stolarski, 1991). Tortoniano (Seguenza, 1864) e Messiniano inferiore (Catalano, 1979) della Sicilia.

Ordine **Ostracoda** Laitreille

Sottordine **Podocopa**

Famiglia **Emiciteridae**

Sottofamiglia **Emiciterine**

*Genere **Arutella** Bonaduce, Ruggieri & Russo, 1987*

Specie tipo: *Mutilus cimbaeformis saheliensis* Aruta, 1967

Diagnosi: Carapace in veduta laterale subtrapezoidale, con margine dorsale quasi diritto nella valva destra. Di taglia medio piccola, robusto. tubercoli evidenti o molto evidenti. Angolo postero-dorsale sporgente.
L'ornamentazione consiste di profonde foveolae. I pori-canali normali si rinvengono maggiormente in posizione subparietale, mostrando piccole aperture (specialmente se comparate a *Mutilus* e *Flabellimutilus*).

Caratteri interni: la duplicatura marginale e la cerniera tipicamente gruppo di Aurilini. Lo stesso non può essere detto sul campo delle impronte dei muscoli, i quali sono costituiti da una fila dorso-ventrale di impronte, preceduti da due impronte frontali.

Distribuzione: Il genere, fino ad ora è stato trovato solamente nel tardo Miocene del Mediterraneo.

Arutella saheliensis *(ARUTA, 1967)*

1967 M*utilus cimbaeformis* ARUTA, p. 5-6, tex-fig. 1a, 1b; pl. 1, fig. 7.
1978 *Aurilia (Cimbaurila) saheliensis*- ARUTA & BUCCHERI, p. 151.
1978 M*utilus cimbaeformis saheliensis* BOSSIO ET AL., p. 78.
1985 *Aurilia saheliensis*- CIAMPO, p. 38, p. 47.
1987 *Arutella saheliensis* BONADUCE, RUGGIERI & RUSSO p. 265, pl. 4, fig. 1-2; text-fig. 6/2.

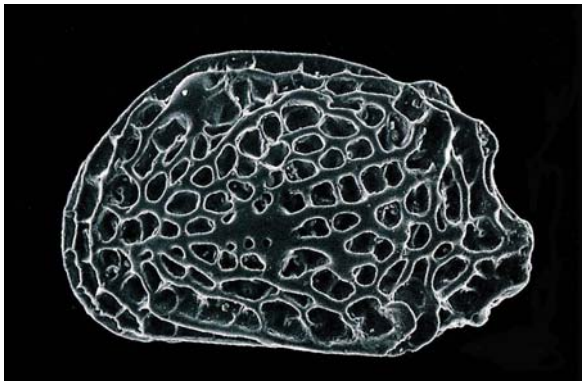


Fig. 7.15. *Arutella saheliensis*

Diagnosi: Forte rilievo della cintura mediana e dei pori-canali. La forma postero-dorsale ad orecchio risulta piatta e molto fortemente piegata. La carena ventrale termina nella parte posteriore. Nella cerniera dell'olotipo, il dente posteriore mostra una cavità, corrispondente all'endoalveolare piccolo dente nella valva sinistra

Distribuzione: Miocene superiore (Saheliano?): Sicilia; Vigoleno vicino Piacenza; Castellina Marittima, Toscana; Rio Mazzapiedi, Piemonte. In Sicilia *Arutella saheliensis* è costantemente contenuta nella parte più bassa degli strati Saheliani, insieme con reef a coralli.

Famiglia **Trachyleberididae** SYLVESTER-BRADLEY, 1948

Sottofamiglia **Hemicytherinae** PURI, 1953

*Genere **Pokornyella** Oertli 1956*

Specie tipo: *Cythere limbata* Bosquet, 1852.

Diagnosi: la diagnosi originale, imperniata sul confronto col genere *Aurila* Pokorny, 1955 (col quale *Pokornyella* si potrebbe facilmente confondere sulla base dei caratteri esterni) rileva come i pori-canali marginali anteriori siano in numero scarso (da 20 a 25), singoli o appaiati (mentre in *Aurila* sono molto più numerosi e distribuiti con regolarità), il dente posteriore del cardine sia semplice (e non provvisto di alveolo endotecale come in *Aurila*), il campo muscolare sia costituito da una fila posteriore di 4 impronte, delle quali la seconda dall'alto può essere suddivisa in due, preceduta da due impronte "antennali". Non ci sono discordanze di rilievo per quanto riguarda il genere. Un passo avanti viene fatto da Liebau1975, il quale trasferisce il genere, sia pure con dubbio, nella tribus *Thaerocytherini* Hazel, 1967, dando così un peso adeguato a tutti quei caratteri che distaccano definitivamente *Pokornyella* da *Aurila*.

Il genere *Pokornyella* (str.s.) fu istituito su materiale dell'Oligocene medio, ma ci si rese conto che la sua distribuzione stratigrafica è molto più ampia. La presenza del genere nel Miocene fu accertata tardi, perché spesso vi è rappresentato da specie evolute, che si discostano dalla specie-tipo sia nel portamento generale(che simula quello di *Procythereis* Skogsberg, 1928), sia nella scultura, sia nelle dimensioni.

Pokornyella str. S. non sembra sopravvivere oltre la fine del Miocene mediterraneo, mentre persiste *Tenedocythere* (specie-tipo *Cythere prava* Baird, 1850).

Pokornyella italica *RUGGIERI, RUSSO & BOSSIO, 1977*

1958 *Mutilus (Aurila) deformis* (REUSS)- RUGGIERI, [p. 92 (nec Reuss 1850)].
1959 *Mutilus deformis* (REUSS) - RUGGIERI, [p. 200].
1969 *Mutilus (Aurila) deformis* - RUGGIERI, TORRE, MORONI & ARUTA, [p. 189].
1969 *Pokornyella? deformis* (REUSS) - GRAMANN,[p. 503, tav.36, fig. 5].
1972 *«Procythereis» deformis* (REUSS) - RUGGIERI, [p. 107].
1972 *Mutilus deformis* (REUSS) - ARUTA & BUCCHERI, [pp. 190].
1972 *Aurila deformis deformis* (REUSS) - SISSINGH, [p. 115, tav. 9, fig. 2].
1976 *Pokornyella* gr. *deformis* (REUSS) - RUSSO & BOSSIO, [p. 223, tav. 2, fig. 5].
1977 *Pokornyella deformis* (REUSS) - RUGGIERI, UNTI, UNTI & MORONI.
1977 *Pokornyella italica* RUGGIERI, RUSSO & BOSSIO, p. 130, pl. 1, figs. 9,10; pl. 2, figs. 1-4.

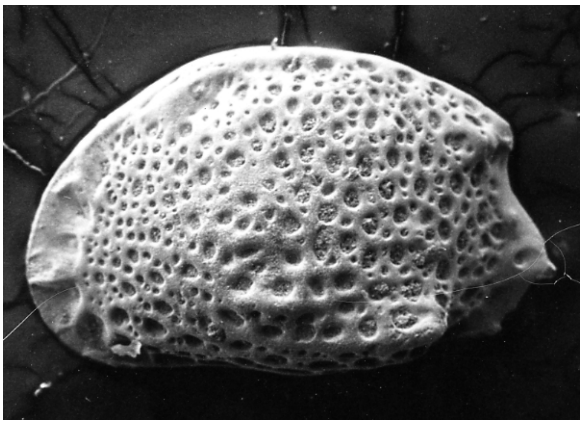


Fig. 7. 16. *Pokornyella italica*

Diagnosi: Una specie del genere *Pokornyella* Oertli caratterizzata dalle grandi dimensioni, da una carena lateroventrale ben evidente, dalla presenza di una brevissima costolina con andamento antero-posteriore appena sotto la regione centrale, dall'angolo postero-dorsale quasi retto, e dall'ornamentazione costituita da grosse foveole rotondeggianti nella parte ventro mediana, e da foveole molto piccole, passanti a densa punteggiatura nella regione anteriore e nel restante del guscio.

Diagnosi: Carapaci grandi e robusti, subtrapezoidali, con dimorfismo sessuale abbastanza apprezzabile. Valva sinistra in norma laterale caratterizzata dal contorno subrettilineo e leggermente obliquo verso l'alto, passante con un angolo quasi retto al margine posteriore. Becco grande e sporgente, triangolare, con uno sperone appena accennato ed un robusto mucrone ventrale. Margine ventrale molto sinuoso, con una marcata convessità nella parte anteriore. Margine anteriore arcuato e protudente inferiormente. Le principali strutture sono costituite da una carena lateroventrale, che posteriormente diventa abbastanza rilevata, da una brevissima costicina mediana, situata poco al disopra della carena. E' presente anche un

piccolo tubercolo sito postero dorsale. L'ornamentazione è costituita da grosse foveole rotondeggianti, ad andamento antere-posteriore, nella regione mediana e ventrale. Esse sono separate da cordoni spessi e piatti. Nella regione dorsale e posteriore le foveole diminuiscono di dimensioni e si alternano a altre molto più piccole. La zona anteriore invece è interessata quasi esclusivamente da piccolissime foveole, che possono assumere l'aspetto di una fine punteggiatura.

Sulla piatta fascia marginale anteriore si sviluppa una festonatura di foveole grandi e quadrangolari, che arrivano fino all'estremo margine.

Tubercolo oculare grande e sporgente, messo in evidenza da un accenno di cicatrice oculare.

La valva destra presenta lo stesso profilo e la stessa ornamentazione della sinistra.

Si noti come in *P. italica* la macchia torbida centro-posteriore tenda a dissolversi, mentre i pori-canali marginali anteriori aumentano di densità.

Nella parte anteriore contorno subtrigono; collare largo e moderatamente elevato, e superficie ventrale appiattita, con solchi ben definiti.

Nella parte ventrale è evidente la dilatazione anteriore della slitta, e l'assottigliamento dell'estremità anteriore del carapace, in connessione alla depressione della fascia marginale anteriore. Solco ben evidente e molto sviluppato, interessato da una robusta ornamentazione costituita da grosse foveole rotondeggianti ordinate conformemente alla commissura.

In norma posteriore sono ben evidenti la piccola espansione alare dorsoposteriore, lo sperone ed il forte mucrone ventrale.

Cardine di tipo anfidonte. La valva destra è provvista di un dente posteriore semplice, leggermente reniforme, connesso con una profonda doccia grossolanamente dentellata sul lato dorsale ad una ancor più profonda fossetta, seguita da un grosso dente conico anteriore.

Impronte muscolari tipiche della sottofamiglia Thaerocytherinae, Hazel 1967, costituite da una fila posteriore di 4 impronte, precedute da 2 impronte « antennali ». Assenza di vestiboli.

Poricanali marginali anteriori scarsi (da 20 a 25), singoli o appaiati. Poricanali laterali sia di tipo semplice, sia di tipo a setaccio. I primi sfociano sui cordoni che separano le foveole, i secondi invece si aprono sul fondo delle foveole.

Distribuzione: *Pokornyella italica* n. sp. è una specie del Saheliano (Tortoniano/Messiniano inferiore). Infatti essa è molto frequente in sedimenti pertinenti a questo piano in varie località italiane, come:

S. Giovanni in Galilea, Forlì, Sassofeltrio, Monteguidi, nei dintorni di Ciminna, Palermo, S. Stefano di Camastra, Sicilia, zona di Campofelice di Roccella, Palermo, zona fra Vallelunga e Portella Recattivo, Sicilia centro-settentrionale, zona di Marzara del Vallo, Sicilia

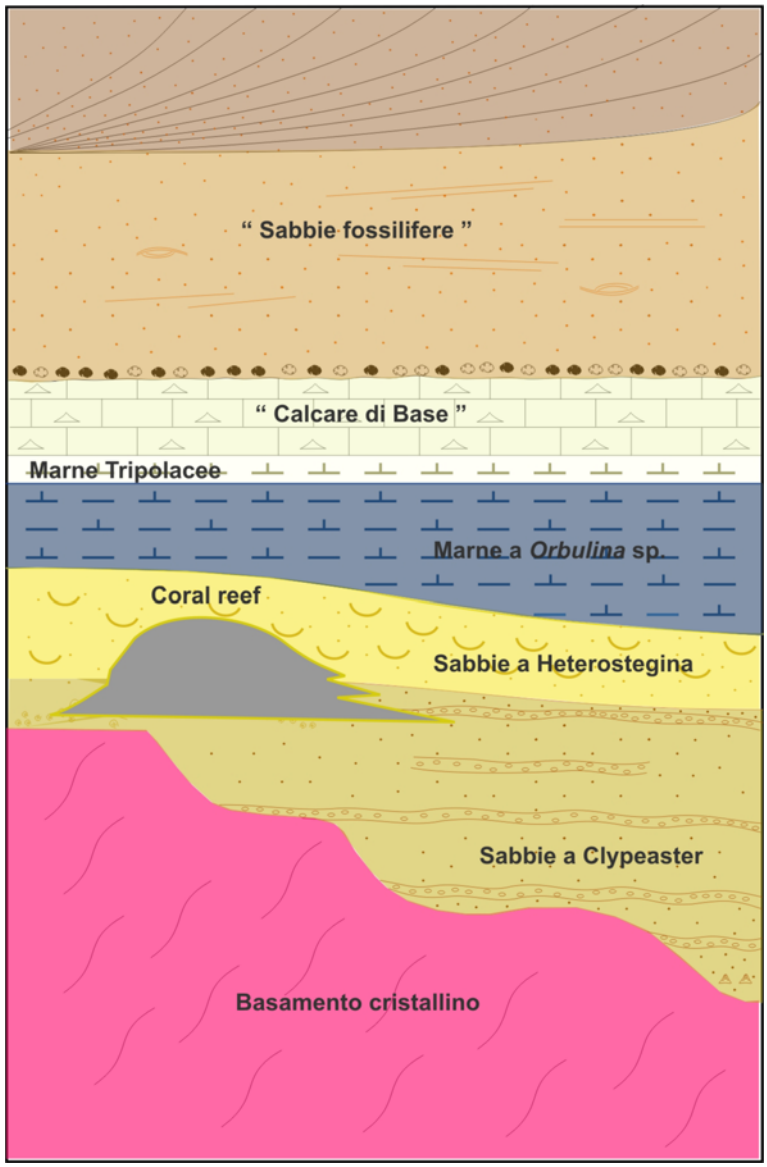
sudoccidentale, località di Benestare, in Calabria. Poi nell'Arcipelago maltese, dell'isola di Creta e del Bacino di Strimon (Macedonia, Grecia), associata con tipiche forme infralitorali. Da quanto si può giudicare sulla base delle sezioni saheliane sufficientemente complete disponibili, si ha la sensazione che *Pokornyella italica* sia limitata solo agli orizzonti più bassi di questo piano, e manchi regolarmente in quelli superiori.

CAPITOLO 8

CONCLUSIONI

8.1. Posizione cronostratigrafica, considerazioni paleoambientali e paleoecologiche

Lo studio stratigrafico e sedimentologico della successione neogenica ha permesso di provare a definire delle unità litostratigrafiche caratteristiche dell'area di Vibo Valentia oggetto di studio e di stabilire una collocazione stratigrafica al reef di nostro interesse. Dallo schema stratigrafico riportato (schema 1) risulta evidente che depositi sedimentari marini, essenzialmente silicoclastici, si sovrappongono in *onlap* ad un substrato cristallino precedentemente emerso e caratterizzato da una articolata paleotopografia (in sintesi, in questa area il substrato non era stato peneplanizzato).
In base al contenuto fossilifero (*Clypeaster* ssp., ecc.) e per confronto con successioni prossime (Vibo Valentia, Cessaniti, Vena, ecc.), questi depositi trasgressivi possono essere riferiti al Tortoniano. Un reef a coralli si interdigita lateralmente ai depositi arenaceo-conglomeratici marini, venendo infine ricoperta dalle sabbie gialle ad *Heterostegina papyracea*, con le quali è almeno in parte eteropica.
Che un livello di areniti ibride ad alghe rosse ed *Heterostegina*, di potenza non definibile con precisione, si sovrapponga alla successione marina delle "Sabbie a *Clypeaster* e coralli" è fuori discussione, in base alle osservazioni condotte negli immediati dintorni dell'area di studio.
L'evento successivo è rappresentato dalla brusca sovrapposizione alle areniti sopraccitate di argille più o meno marnose con macrofauna a Spatangoidi e microfauna a foraminiferi planctonici, ricca in *Orbulina* ssp., *Globorotalia* ssp., ecc.
Questi depositi sono indicativi di un ambiente deposizionale decisamente più profondo, a carattere emipelagico. Verso l'alto, per uno spessore di meno di 2 m, compaiono le classiche intercalazioni di "tripoli" (diatomiti), a fine laminazione piano-parallela, da decantazione. Come è noto, l'avvento del "tripoli" è interpretato come prodromo della crisi messiniana (Neri et al. 2005, Barilaro 2006).



Schema 1. Schema stratigrafico delle successioni affioranti nell'area di studio (da Barilaro, 2006).

Il ritrovamento di alcune specie di ostracodi prelevati nei livelli arenacei (*Arutella saheliensis, Pokornyella italica*) permette di posizionare le biocostruzioni da noi studiate in un intervallo di tempo che va dal Tortoniano superiore/ Messiniano inferiore (corrispondente al piano informale Saheliano) (Nicotera, 1959, e Neri et al., 2006 com. pers.). Questa collocazione cronostratigrafica sarebbe confermata da dati paleoecologici e sedimentologici (Neri et al. 2005, Barilaro 2006).

Le biocostruzioni sono caratterizzate dalla presenza di una notevole componente terrigena delle dimensioni della sabbia (fig. 8.1.).

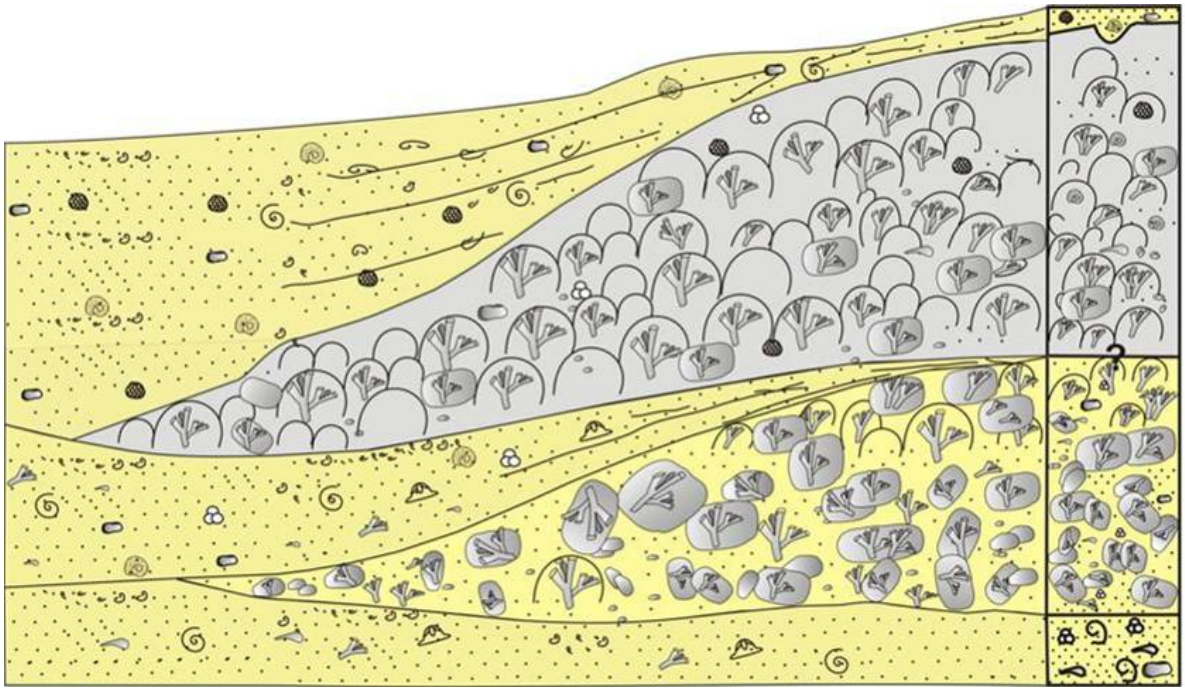


Fig. 8.1. Schema della cava di Vibo Valentia.

Le cause di questa peculiarità possono essere correlate sia alla generale instabilità tettonica caratteristica del Messiniano sia da oscillazioni climatiche precursori dell'importante deterioramento ambientale iniziato circa 6.3 M.a. (Rouchy e Caruso, 2006). E' possibile che le fasi di stazionamento alto corrispondessero a periodi di sviluppo delle biocostruzioni, quelle di stazionamento basso ad intervalli più freddi e caratterizzati da grandi apporti di sedimenti terrigeni. Questo modello conferma l'ipotesi formulate da Grasso (1996) per le scogliere del Miocene superiore della Calabria occidentale, della Sicilia e di Malta: egli sostenne che questi reefs hanno registrato le piccole oscillazioni eustatiche che precedettero l'importante abbassamento del livello marino che ha preannunciato la grande *Crisi di Salinità Messiniana*.

Le curve eustatiche di quarto ordine del Mediterraneo (Esteban, 1996) confermano un generale deterioramento climatico accaduto nel Miocene superiore. Tale deterioramento è documentato da testimonianze di glaciazioni boreali datate circa 7 M.a. orsono (Larsen et al., 1994) e, corrisponderebbe ad un abbassamento del livello del mare (Zhang and Scott, 1996,Vidal et al., 2002) la cui ampiezza è stata valutata intorno ad alcune decine di metri da alcuni autori (Aharon et al., 1993; Hodell et al., 2001), e circa cento metri da Zhang and Scott (1996). Tale evento avrebbe contribuito alla chiusura del Mediterraneo insieme ai già noti fenomeni tettonici.

Anche dati relativi al $\partial^{18}O$, mostrano una tendenza nel Messiniano ad un generale aumento del rapporto isotopico, ciò conferma il deterioramento climatico sopracitato (Hodell and Kennett, 1986; Hodell et al., 2001) (fig. 8.2).

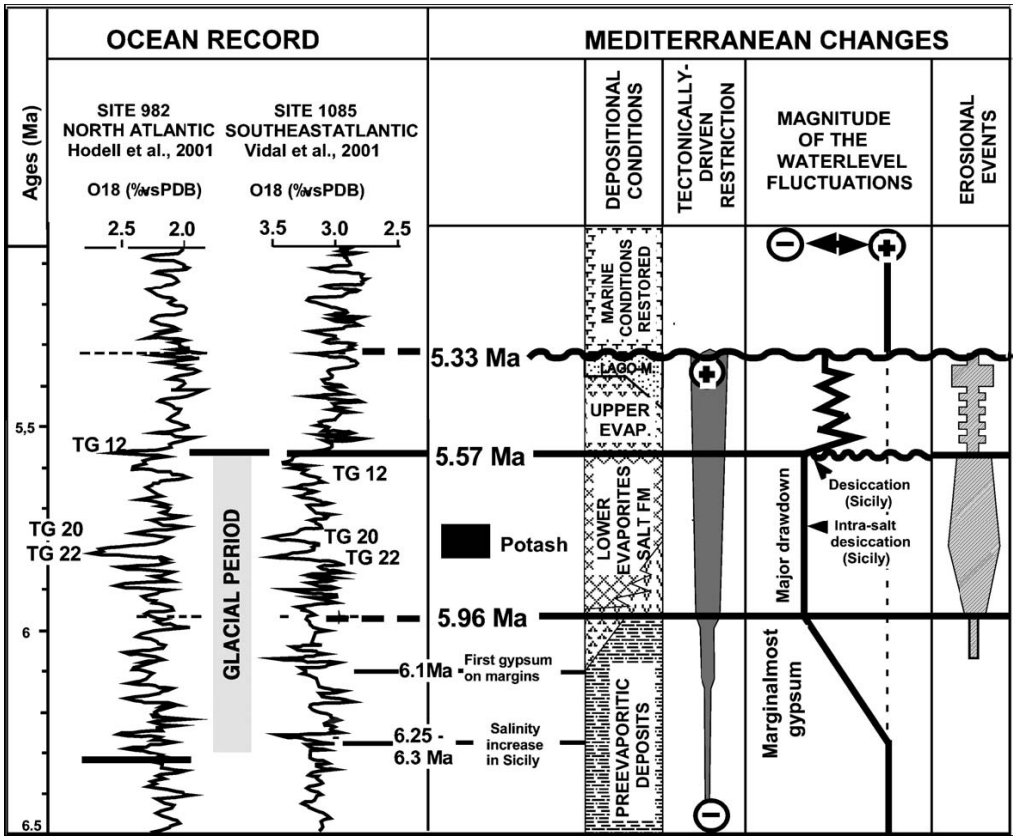


Fig. 8.2 Correlazione dei maggiori cambiamenti deposizionali e idrologici (sequenze sedimentarie, restrizioni, fluttuazioni del livello marino, ed eventi erosivi, e contesto climatico) nel Mediterraneo. Rouchy, A. Caruso (2006).

Alle biocostruzioni studiate seguono stratigraficamente comunità a briozoi, ciò rafforzerebbe ulteriormente l'idea che ad una fase calda sia succeduto un deterioramento delle condizioni climatiche ed una variazione positiva del livello marino (Moissette, 1997, 2000).
Un'altra caratteristica dei buildups è la loro scarsa diversità biologica, peculiarità comune alle biocostruzioni del Tortoniano superiore/Messiniano inferiore del Mediterraneo. Le associazioni recifali sono caratterizzate dalla presenza di una sola specie predominante (*Porites calabricae*) a tre specie nettamente subordinate (*Tarbellastraea reussiana, Siderastraea crenulata* e *Solenastraea desmoluinsi*). Si tratta dunque di reefs edificati da un'associazione a costruttori primari oligotipica, caratteristica che indica un ambiente di vita stressato o instabile. Ciò confermerebbe la colonizzazione di un ambiente reso instabile da importanti variazioni degli apporti terrigeni e dei nutrienti, e da oscillazioni eustatiche del livello marino. Elementi, insieme ad un lento ma costante deterioramento climatico,

precursori della grande *Crisi di Salinità Messiniana*.

8. 2. Facies, materia organica e diagenesi

L'osservazione di sezioni sottili orientate al microscopio ottico ed al SEM ha permesso la valutazione dello stato di preservazione degli scheletri ed ha fornito i dati necessari per la determinazione della corallofauna. Attraverso analisi alla microsonda a dispersione d'energia (EDS) è stato possibile valutare la presenza degli elementi minori nei carbonati (Mg, Sr, Fe, Mn) per confermare le fasi mineralogiche e per la ricostruzione della storia diagenetica delle biocostruzioni studiate. I buildups, ad esclusione del reef di Vibo Valentia, sono dolomitizzati in modo pervasivo, ciò nonostante è stato possibile ricostruire le geometrie deposizionali (fig. 8.4), e, in linea di massima, le morfologie delle colonie e l'organizzazione delle facies nell'ambito della scogliera.

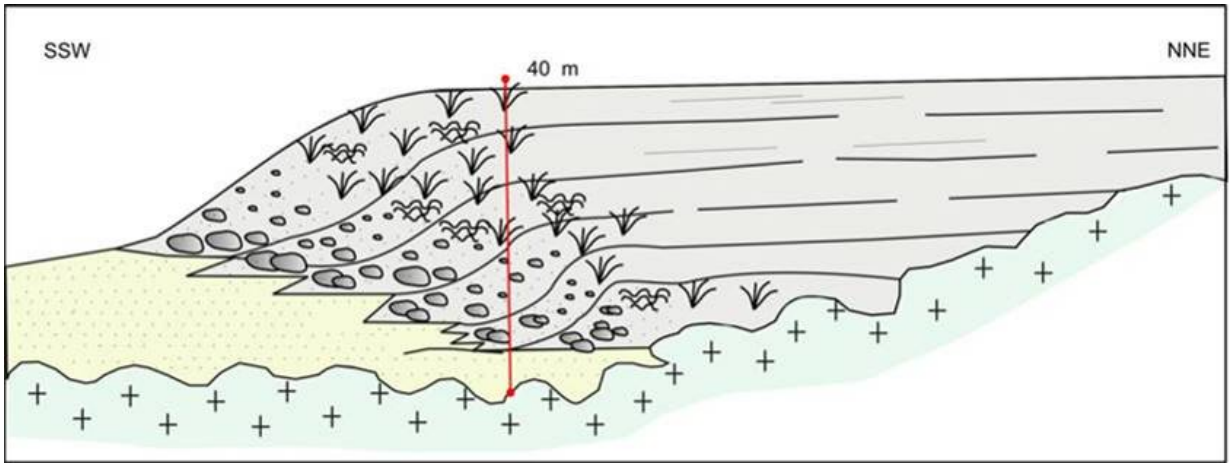


Fig. 8. 3. Schema dell'affioramento di Palmi. La biocostruzione colonizza il basamento cristallino alterato. Strutture sigmoidali, impilate l'una sull'altra, registrano la progradazione del buildup.

La morfologia di tali colonie testimonierebbe un intervallo di highstand. I buildups carbonatici affioranti a Palmi hanno subito una generale e pervasiva dolomitizzazione. La dolomite è stechiometrica e si presenta con cristalli rombici idiomorfi, organizzati in mosaici idiotipici; le dimensioni dei cristalli variano da alcune decine ad alcune centinaia di micron. Le parti adiacenti al substrato metamorfico hanno subito una parziale silicizzazione forse a causa dei silicati presenti nel basamento. Gli scheletri più ricristallizzati appartengono al genere *Porites*, infatti gli sclerotessuti caratteristici di questo genere presentano un'alta porosità che ha favorito l'azione dei fluidi diagenizzanti. Sovente le parti assiali di colonie di *Porites sp.* risultano sostituite da silice, mentre le aree periferiche mostrano cristalli di calcite meteorica. E' probabile che questo fenomeno sia tardivo, cioè sia accaduto in fase di esposizione subaerea attraverso fluidi meterorici che hanno prodotto la sostituzione dei

già diagenizzati sclerotessuti neomorfici di calcite o dolomite. La diagenesi che ha coinvolto il buildup è pertanto polifasica e la fase tardiva risulta essere quella più distruttiva con formazione di una importante porosità intrascheletrica secondaria forse anche associata alla dolomitizzazione.

Anche le colonie di *T. reussiana* hanno subito il generale fenomeno della dolomitizzazione pervasiva, ma il maggiore contenuto in materia organica, rallentando la crescita dei cristalli (raggiungono dimensioni di circa 10 μm), ha preservato la generale architettura e, in alcuni casi, anche la microstruttura.

Nel reef affiorante a Vibo Valentia è possibile riconoscere le facies di margine, scarpata e di retroscogliera. Caratteristiche che sono tipiche delle *scogliere ecologiche* (Dunham, 1970). La scarpata è dominata da una breccia corallina con colonie non in posto stabilizzata da alghe coralline incrostanti, il margine è caratterizzato da colonie di scleractinia ed alghe in posto e da abitatori come gasteropodi, bivalvi e foraminiferi. Il retroscogliera, che è osservabile al top della successione, è caratterizzato da wackestone e packstone microbialitici ricchi in melobesie, bivalvi, radioli di echinidi e foraminiferi bentonici (fig.8.4).

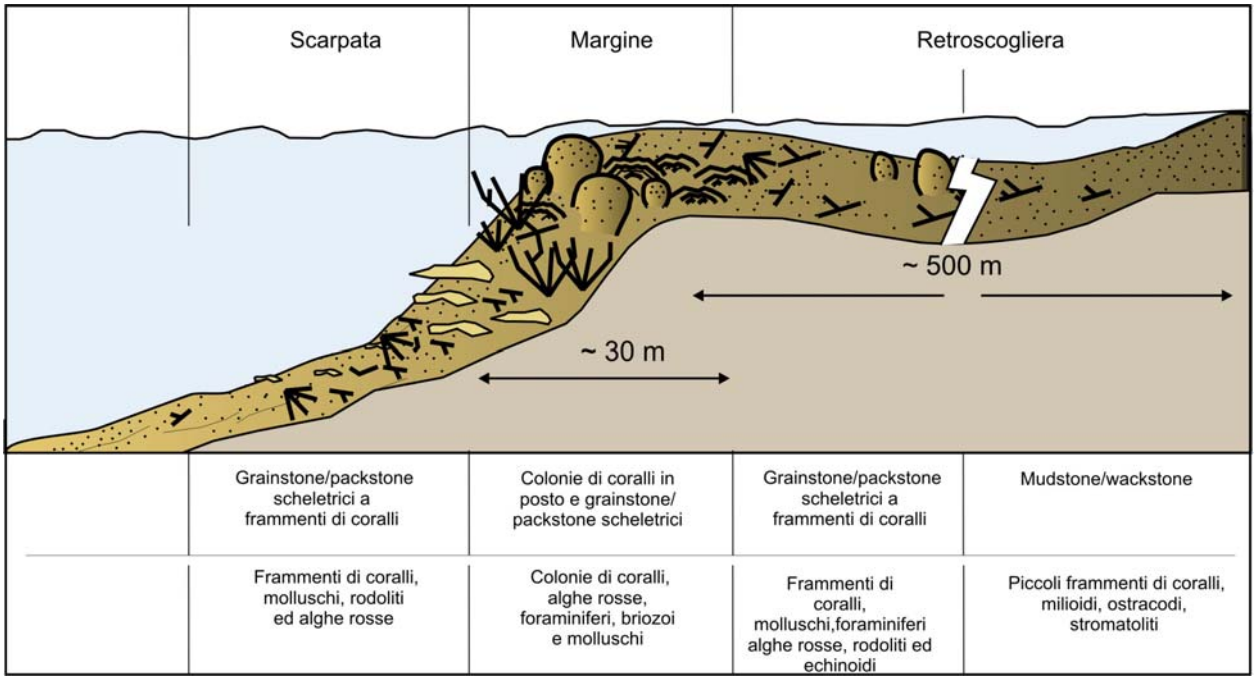


Fig. 8. . Schema del modello deposizionale e caratteristiche delle principali facies del Complesso Recifale affiorante a Vibo Valentia.

I carbonati della biocostruzione preservano le architetture e la microstruttura anche se hanno subito la trasformazione neomorfica calcite/aragonite. Tale ricristallizzazione prevede, in genere, che nel carbonato di calcio diminuisca la quantità di Sr (da 10.000 ppm a poche centinaia di ppm) e aumenti il contenuto di Mg ed, in condizioni anossiche, di Mn e Fe.

Queste variazioni negli elementi minori sono registrate negli sclerotessuti di *Siderastraea crenulata* e *Tarbellastraea reussiana* ed il loro buono stato di conservazione è confermato dal fatto che è ancora possibile riconoscere al SEM la presenza di relitti cristalliti aghiformi di circa 2 μm di larghezza e 10 μm di lunghezza. Essi, contenendo una quantità rilevante di Sr (10.000 p.p.m. circa), rappresenterebbero resti degli originali cristalliti aragonitici. Sono state anche osservate nelle cavità tra i setti, cementi tardivi di calcite ferrosa che testimoniano la fase diagenetica di seppellimento profondo.

Il migliore stato di conservazione di queste colonie di scleractinia rispetto a quelle affioranti a Palmi, potrebbe essere spiegato con la minore taglia granulometrica del sedimento terrigeno associato, rendendolo più impermeabile ai fluidi diageneizzanti. Inoltre in generale nei reef gli sclerotessuti carbonatici tendono a preservare più a lungo la microstruttura originaria e qualche volta la mineralogia rispetto alle componenti non scheletriche, grazie al contenuto di materia organica insolubile.

La prova sperimentale di laboratorio, effettuata su colonie di coralli attuali appartenenti alle specie *Cyphastrea serailia, Porites sp*. [?*Porites lobata* Dana, 1846], *Siderastraea savignyana*, simili per microstruttura, mineralogia ed organizzazione scheletrica ai biocostruttori miocenici, ha messo in evidenza un differente comportamento delle specie al variare della temperatura. Infatti sono state rilevate variazioni, nella distribuzione degli elementi minori delle specie attuali, indicative della risposta differenziale al trattamento. Variazioni analoghe sono state osservate anche nelle specie fossili dimostrando che esse nel percorso diagenetico hanno subito uno stress termico, forse imputabile ad un seppellimento relativamente profondo. Inoltre i setti fossili ed attuali (dopo il trattamento termico) mostrano in sezione trasversale grandi analogie morfologiche confermando l'ipotesi dello azione digenetica relativamente lenta e la mancanza di Fe spiegherebbe un neomorfismo di seppellimento controllato dalla materia organica.

In conclusione possiamo dire che i due buidups (affioranti a Palmi ed a Vibo Valentia) risultano coevi, per il loro tipico contenuto di specie biocostruttrici, ma quella che cambia è la loro storia diagenetica subita. Mentre per la biocostruzione di Vibo Valentia questa azione è stata poco invasiva, per Palmi invece è stata distruttiva, probabilmente a causa della diversa composizione dei fluidi diageneizzanti e per la diversa esposizione agli agenti meteorici.

Ringraziamenti

Desideravo ringraziare il Prof. Franco Russo ancora una volta mio tutore e guida per questo lavoro. Il Prof. Antonio Russo per quanto riguarda il prezioso contributo per la determinazione delle specie. Non finirò mai di ringraziare la persona che mi ha guidato dal primo giorno in campagna e per la mole di nozioni acquisite grazie alla sua preparazione, il Prof. Claudio Neri.
Per i miei soggiorni a Varsavia e per il lavoro effettuato nell'Instytut Paleobiologii e per essersi messo a mia completa disposizione, ringrazio il Prof., ma soprattutto grande amico Jarek Stolarski.
Un ringraziamento va ai miei colleghi di lavoro ed al loro aiuto offertomi in campagna. Ringrazio il Dott. Mariano Davoli per le foto e le analisi al SEM e per la sua immensa disponibilità.
Un grazie lo rivolgo al coordinatore e persona per me molto cara ed importante Prof. Salvatore Critelli, faro nella mia vita e nel mio lavoro.
Per quanto riguarda le persone a me care che mi hanno sempre sostenuto anche nei momenti in cui ho pensato di non farcela, ringrazio mia sorella. Ringrazio tutta la mia famiglia e Suor Gregoria che hanno creduto sempre in me ed hanno avuto sempre una parola dolce e di speranza. A Franca, Angela, Irene ed Angelo amici nelle gioie e nelle difficoltà della vita. A tutti un grazie sincero.

Bibliografia

Adams C. G., Benson R. H., Kidd R. B., Ryan W. B. F., Wright R. C. (1977): *The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean.* Nature, 269, 383-386.

Adelseck C. G.e Berger W. H. (1975).*On the dissolution of planktonic foraminifera and associated microfossisls during setling and on the sea floor*. In: W. V. Sliter, A. W. H. Bé e W. H. Berger (a cura di), Cushman Foundation Foraminifera Resource Spec. Publ. 13, 70-81.

Aharon, P., Goldstein, S.L., Wheeler, C.W., Jacobson, G., 1993. *Sealevel events in the South Pacific linked with the Messinian salinity crisis.* Geology 21, 771–775.

Aissaoui D. M. (1988) – *Magnesian calcite cements and their diagenesis: dissolution and dolomitization, Mururoa Atoll.* Reprinted from Sedimentology, No. 35, pp. 821- 841.

Allison N. & Tudhope A. W. (1992) – *Nature and Significance of Geochemical Variations in Coral Skeletons as Determined by Ion Micropobe Analysis.* Proceedings of the Seventh International Coral Reef Symposium, Guam, vol. 1, pp. 173- 178.

Alvarez G., Busquets, P., Permanyer A. e Vilaplana M. (1977). *Growth dynamic and stratigraphy of Sant Pau d'Ordal Miocene patch-reef (Prov. Barcelona, Catalonia).* Second International Symposium on Coral Fossil Coral Reefs, Paris, 1975: Bureau de Recherches Géologiques et Miniérs, Memoires 89, pp. 367-377.

Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna U., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori U., Lorenzoni S. (1976). *Arco Calabro–Peloritano nell'orogene Appennino–Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. Ital., 17, pp. 1–60.

Armstrong A. K., Snavely P. D., e Addicott W. O. (1977). *Porosity in Late Miocene reefs, sourthern Spain.* American Association of Petroleum Geologists Bullettin, 61, 761- 762.

Atzori, P., Messina A. & Pezzino A. (1975) - *Indagini strutturali sull'affioramento migmatitico di Scilla (Calabria).* Rivista Mineraria Siciliana, v. 154-156, p. 207-214.

Baker P. A. e Kastner M. (1981). *Constraints on the formation of sedimentary dolomite.* Science. 213, 214-216.

Barilaro F. (2006). *Stratigrafia e sedimentologia dei depositi neogenici dell'area di Piscopio (Vibo Valentia)*. Tesi di laurea, Università della Calabria.

Barrier P., Monteneat C., Zibrowius H. (1990): *Le Coelenterés. In: Monteneat C. (Ed.), Le bassins Neogenes du domaine Betique Oriental (Espagne).* Documents et Travaux, Institut Geologique Albert de Lapparent, 43-44.

Barron J. A. & Keller G., (1982): *Widespread Miocene deep sea hiatuses, coincidence with periodsof global cooling.* Geology, 10, 577-581.

Bathurst R.G.C. (1975), *Carbonate sediments and their diagenesis.* Developments in Sedimentology, n. 12, Elsevier, New York.

Bellanca A., Caruso A., Ferruzza G., Neri R., Rouchy J.M., Sprovieri M., Blanc-Valleron M.M. (2001). *Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli Formation from the marginal areas of the central Sicilian Basin*. Sedimentary Geology, 140, pp. 87-105.

Benson R. H., Rakic- El Bied K., Bonaduce G., (1991): *An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Marocco) at the Tortonian- Messinian Boundary : the end of the Tethis Ocean.* Paleocenography, 6, 164-192.

Bernard H.M. (1902). *The species problem in corals.* Nature, 65, pp. 560.

Bernard H.M. (1903). *The Family Poritidae. I. The genus Goniopora.* Catalogue of the Madreporarian corals of the British Museum (Natural History), 4, pp. 1-206.

Bernard H.M. (1905). *The family Poritidae. II. The Genus Porites. Part. 1.* Catalogue of the Madreporarian corals of the British Museum (Natural History), 5, pp. 1-303.

Bonaduce G., Ruggieri G., Russo A.(1987): *The ostracode genus Mutilus and so-called Mutilus from the Mediterranean Miocene-Pleistocene.* Boll. Soc. Pal. It., 26(3), pp. 251-268.

Bonaduce G., Ruggieri G., Russo A.(1992). *Late Miocene Ostracods from the Ashtart 1 well (Gulf of Gabès, Tunisia).* Boll. Soc. Pal. It., 26(3), pp. 251-268.

Bonardi G., Gurrieri S., Messina A., Perrone V., Russo M. & Zappetta A. (1979): *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte.* Bollettino della Società Geologica Italiana, v. 98, p. 53-73.

Bonardi G., Giunta G., Messina A., Perrone V. & Russo S. (1993): *The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe.* Field Trip Guidebook. In: A. Messina, S. Russo (eds.), *The Calabria-Peloritani Arc and its Correlation with Northern Africa and Southern Europe*. IGCP Project n. 276, Newsletter, v. 6, p. 27-90.

Bordet P., Monteneat C., Ott D'Estevou P., Vachard D. (1982): *La "breche rouge" de Carboneras : Un olistostromes volcano-sedimentarie tortonien (Cordilleres betiques orientales- Espagne).* Memories de Geologie de l'Universite de Dijon, 7, Livre Jubilaire G. Lucas, 285-300.

Bosellini A. (1996). *Introduzione allo studio delle Rocce carbonatiche.* Italo Bovolenta editore.

Bosellini F. (1998). *Diversity, Composition and Structure of Late Eocene Shelf Edge Coral Associations (Nago Limestone, Northern Italy).* Facies, 39, 203-226.

Bosellini F.& Russo A. (1992): *Stratigraphy and faciesof an Oligocene franging reef (CastroLimestone, SalentoPenisula, southern Italy)*. Facies, 26, pp. 146-166.

Bosellini F. R., Russo A., Vescogni A. (2001): *Messinian reef-building assemblages of Salento Penisola (southern Italy): paleobathymetric and paleoclimatic significance.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 175, pp. 7-26.

Bosence D. H. & Pedley H. M. (1982). *Sedimentology and palaeoecology of a Miocene coralline algal biostrome from thè Maltese Island.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 39, 9-43.

Bossio A., Esteban M., Giannelli L., Longinelli L. A., Mazzanti R., Mazzei R., Ricci Lucchi F., Salvatorini G. (1978). *Some aspect of thè upper Miocene in Tuscany.* Pisa, Messinian Seminar n. 4, International Geological Correlation Project n. 96 (fase, spec.), 88.

Bossio A., Bradley F., Esteban M., Giannelli L., Landini W., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. (1981). *Alcuni aspetti del Miocene superiore del Bacino del Fine.* Pisa, IX Convegno della Società Paleontologica Italiana, 3-8, 21-54.

Brachert T. C. & Dullo W. C. (2000) – *Shallow burial diagenesis of skeletal carbonates: selective loss of aragonite shell material (Miocene to Recent, queensland plateau and Queensland Trough, NE Australia)- implications for shallow cool- water carbonates.* Sedimentary Geology, 136, pp. 169- 187.

Brachert T.C., Reuter M., Felis T., Kroeger K.F., Lohmann G., Micheels A., Fassoulas C. (2006).*Porites corals from Crete (Greece) open a window into Late Miocene (10Ma) seasonal and interannual climate variability.* Earth and Planetary Science Letters 245, 81–94.

Brackel W. H. (1977). *Corallite variation in Porites and the species problem in corals.* Proceedings of Third International Coral Reef Symposium, 1, pp. 457-462.

Braga J. C., Martin J. M., (1988): Neogene coralline-algal growth-forms and their paleoenvironments in the Almazorna River Valley (Almeria, S. E. Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 67, 285-303.

Braga J. C., Martin J. M. e Alcala B. (1990). *Coral reefs in corse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granata Basin, sourthern Spain).* Sedimentary Geology, 66, 135-150.

Braga J. C., Martin J. M., Riding R:, (1995): *Controls On Microbial Dome Fabric Development Along A Cabonate Siliciclastic Shelf- Basin Transect, Miocene, S. E. Spain*, Palaios, 10, pp. 347-361.

Braga J. C.. Jimenez A. P.. Martin J. M., Rivas P. (1996a). *Middle Miocene coral oyster reefs, Murchas, Granada, southern Spain.* In: Franseen E. K., Esteban M., Ward W. C., Rouchy J. (Eds), *Models for Carbonate Stratigraphy From Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa, U.S.A., 5, 131-139.

Braga J. C., Martin J. M., Riding R:, (1996b): *Internal structure of segment reefs: Halimeda algal mounds in the Mediterranean Miocene.* Geology, 24, 1, 35-38.

Brakel W. H. (1976). *The ecology of coral shape: microhabitat variation in the colony form of Porites on Jamaican reefs.* Ph. D. Thesis, Yale University, 290.

Broecker W. S. (1974). *Chemical Oceanography*. Harcourt, Brace e Jovanovitch, New York.

Buchbinder B. (1975). *Lithogenesis of Miocene reef limestonein Israel with particular reference to the significance of the red algae*: Jerusalem, Israel Geological Survey, Report OD/3/75, 173.

Buchbinder B. (1979). *Facies and environments of Miocene reef limestone in Israel*: Journal of Sedimentary Petrology, 49, pp. 1323-1344.

Buchbinder B. (1986) – *Different responses to diagenesis of various coral groups in the Miocene Ziqlag Formation, Israel.* Jerusalem, Israel Geological Survey, Report OD/3/75, 173.

Buchbinder B., Martinotti G.M., siman-Tov R., Zilberman E., (1993): *Temporal and spatial relationship in Miocene reef carbonate in Israel.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 101, 97-116.

Budd A. F. (1986). *Neogene paleontology in the northern Dominican Republic.* Bullettin of American Paleontology, 90, 325, pp. 44-110.

Budd D. A. e Perkins R. D. (1980). *Bathymetric zonation and paleoecological significance of microboring in Puerto-Rican shelf and slope sediments.* Journ. Sed. Pet., 50, pp. 881-905.

Budd A. F., Johnson K. G., Potts D. C. (1994). *Recognizing morphospecies in colonial reefs: I.* Landmark-based methods. Paleobiology, 20 (4), pp. 484-505.

Budd A. F., Bosellini F., Stemann T. A., (1996): *Systematics of the Oligocene to Miocene reef coral Tarbellastraea in the northern mediterranean.* Palaeontology, 39, pp. 515-560.

Buddemeier R. W. & Oberdorfer J. A. (1986) – *Internal Hydrology and Geochemistry of Coral Reefs and Atoll Islands: Key to Diagenetic Variations.* In Schroeder J. H. & Purser B. H., Reef Diagenesis, pp. 91- 111.

Burchette T. (1988). *Tectonic control on carbonate platform facies distribution and sequence development: Miocene, Gulf of Suez.* Sedimentary Geology, 59, pp. 179-204.

Butler R.W.H. (1969). *Modern evaporite deposition and geochemistry of co-existing brines, The Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf*. Jour. Sed. Petrology, 39, pp. 281-293.

Butler R.W.H., Lickorish W.H., Grasso M., Pedley H.M. & Ramberti L. (1995). *Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basin, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis*. Geol. Soc. Am. Bull., 107, pp. 425-439.

Butler R.W.H., McClelland E. & Jones R.E. (1999). *Calabrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in the thrust-top basin of Sicily*. J. Geol. Soc. London, 156, 4, pp. 827-835.

Buxton M. W. N. e Pedley H. M. (1989). *A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps.* Journal of the Geological Society of London, 146, pp. 746-748.

Cahuzac B. & Chaix C., (1996): *Structural And Faunal Evolution Of Chattian-Miocene Reef And Corals In Western France And The Northeastern Atlantic Ocean*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa U.S.A.,5, pp. 105-127.

Carannante G., Esteban M., Milliman J. D., Simone L. (1988). *Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations.* Sedimentary Geology, 60, 333-346.

Carballo J. D., Land L. S. e Miser D. E. (1987). *Holocene dolomitization supratidal sediments by activetidal pumping.* Sugarloaf Key, Florida, Journ. Sed. Pet. 57, 153-165.

Casmez (1971) *Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000.* Cassa per il Mezzogiorno, Poligrafia & Carte Valori, Ercolano (NA).

Catalano R. (1979). *Scogliere ed evaporiti messiniane in Sicilia. Modelli generici ed implicazioni strutturali.* Lavoro Istituto Geologia della Università di Palermo,18, 21.

Chevalier J. P.(1961): *Recherches sur les madréporaires et les formations récifales Miocènes de la Méditerranée occidentale.* Thèses, Société Géologique De France.

Cita M. B. (1982): *The Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean : A Review.* American Geophysical Union, Geodynamics series, 7, 113-140.

Cita M.B. (1998). *Il disseccamento del Mediterraneo alla fine del Miocene*. Estratto della conferenza, pp. 8.

Cita M. B. & McKenzie J. (1986): *The Terminal Miocene Event.* In Hsü K. J. (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic Oceans.* Boulder, Geological Society of America, Geodynamics Serie, 15, 123- 140.

Clark II G. R. (1999). *Organic matrix taphonomy in some molluscan shell microstructures.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 149, pp. 305-312.

Clauzon G., Suc J.P., Gauthier F., Berger A., Loutre M.F. (1996). *Alternate interpretation of the Maessinian salinity crisis: Controversy resolved?*. Geology, 24, 4, pp. 363-366.

Cornée J.J. Saint Martin J. P., Conesa G. e Muller J. (1994). *Geometry, paleoenvironments and relative sea- level (accomodation) changes in the Messinien Murdjadjo carbonate platform (Oran, western Algeria).* Consequences: Sedimentary Geology, 89, pp. 143-158.

Cortese E. (1859). *Descrizione geologica della Calabria.* Mem. descr. carta geol. d'It, 9, Roma,. (Ristampa Firenze, 1934).

Cowie J.W & Basset M.G. (1989). *Global Stratigraphic Chart*: Supplemento a Episodes, 12 (2).

Critelli S. (1999). *The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy.*

Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Lincei Scienze Fisiche Naturali, Serie IX, Vol. X, Fascicolo 4.

Cuif J. P. & Sourauf J. E. (2001) – *Biomineralization and Diagenesis in the Scleractinia: part I, biomineralization.* Bull. Tohoku Univ. Museum, No. 1, pp. 144- 151.

Cunningham K.J., Benson R.H., Rakic-El Bied K., McKenni L.W. (1997). *Eustatic implication of the late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, notheastern Morocco*. Sed. Geol., 107, pp. 147-165.

Dabrio C. J.(1974). *Los niveles arrecifales del Néogeno de Purchena (SE Cordilleras Béticas*). Cuadernos de Geologia, 5, pp. 78-88.

Dabrio C. J. (1975). *La sedimentacion arrecifal Neogena en la region del vio Almanzora Estudios.* Geologicos, 41, 285-296.

Dabrio C. J., Esteban M., Martin J.M. (1981): *The coral reef of Nijar, Messinian (Uppermost Miocene), Almeria Province, S.E. Spain.* Journal of Sedimentary Petrology, 51,2, 521-539.

Decima A., McKenzie J.A. & Schreiber B.C. (1988). *The origin of "evaporitive" limestones: an example from the messinian of Sicily (Italy)*. Journal of Sedimentary Petrology, 58, pp. 256-272.

Demarcq G., (1984): *Importance del megafaunes marines benthiques dans l'evolution paleothermique de la Mediterranee au Neogene.* Annales de la Geologie des Pays Helleniques, XXXII, 87-95.

Demarcq G., (1985): *Paleothermic evolution during the Neogene in Mediterranean throught the marine megafauna (abs.).* Budapest, Regional Committee on Mediterranean neogene Stratigraphy, 7th Congres Neogene Mediterraneen, 176-178.

Dessau G., Jensen M.L. & Nakai N. (1962). *Geology and isotopic studies of Sicilian sulfur deposits*. Economic Geology, 57, pp. 410-438.

Duggen S., Hoernie K., Van Den Bogaard P., Rupke L. & Morgan J.P. (2003). *Deeps Roots of the Messinian salinity crisis.* Nature 422, pp. 602-606.

Dullo W.C. (1984). *Progressive diagenetic sequence of aragonite structures:Pleistocene coral reefs and their modern counterparts on the eastern Red Sea Coast, Saudi Arabia.* Palaeontographica Americana, No. 54, pp. 254- 260.

Dullo W. C. (1986). *Variation in diagenetic sequences: an example from Pleistocene coral reefs, red Sea, Saudi Arabia.* In: J. H. Schroeder & B. H. Purser (eds) Reef Diagenesis. Sringer-Verlag, Berlin, pp. 77-90.

Dullo W. C. (1987). *The Role of Microarchitecture and Microstructure in the Preservation of Taxonomic Closely related Scleractinians.* Facies, No. 16, pp. 11- 22.

Dunham R. J. (1970). *Stratigraphyc reefs versus ecologic reefs.* AAPG Bull., 54, 1931- 1932.

Enmar R., Stein M., Bar- Matthews M., Sass E., Katz A., Lazar B. (2000) – *Diagenesis in live corals from the Gulf of Aqaba. I. The effect on paleo- oceanography traces.* Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 64, No. 18, pp. 3123- 3132.

Esteban M., (1978): *Significance of the Upper Miocene reefs in the western Mediterranean (abs.).* Roma, Messinian Seminar 4, 2.

Esteban M., (1979): Significance of the Upper Miocene coral reefs in the Western Mediterranean (abs.). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29, 169-188.

Esteban M. (1980a). *Tertiary reefs of western Mediterranean with emphasis on Miocene reefs.* Huston American Association of Petroleum Geologists fall Education Conference, pp. 1-23.

Esteban M. (1980b). *Outer slopes of the Tertiary carbonate platforms: facies and porosity.* Ricardo Asseretto Memorial Symposium on Carbonate Platform Margins of the Passive Type: Paris 26th International Geological Congress, 465.

Esteban M. (1988): *Miocene reefs in western Mediterranean (abs.).* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 72, 182.

Esteban M., 1996: *An overview of Miocene reef from Mediterranean areas:general trends and facies models.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa U.S.A.,5, 3-53.

Esteban M. & Giner J., (1977): *Field Guide to Santa Pola Reef.Malaga*, Field Trip Guidebook, Messinian Seminar 3, 23-30.

Esteban M. e Permanyer A. (1977). *El Mioceno del Penedédes: Los arrecifes, in Salas, R., ed., Ist. Seminario Pràctico de Asociaciones Arrecifales Evaporìticas.* Barcelona-Alacant, Univesitat de Barcelona, pp. 2.1-2.32.

Esteban M. & Giner J., (1980): *Messinian coral reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almeria, SE Spain).* Acta Geologica Hispanica, 15, 97-104.

Esteban M., Calvet F., Dabrio C. J., Baron A., Giner J., Pomar L, Salas R. (1977). *Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain: morphology, composition and deposition environments (sbs.).* Miami, 3rd International Coral Reefs Symposium Abstracts, 172-173.

Esteban M., Catalano R., Di Stefano E. (1982a): *Scogliere messiniane a Porites nella Sicilia sud occidentale.* Rendiconti Società Geologica Italiana, 5, 61-64.

Esteban M., Calandra D., Catalano R., Di Stefano E. (1982b): *La Scogliera Messiniana di Ma zara del Vallo.* In Catalano R. & D'Argenio B. (Eds), Guida alla Geologia della Sicilia Orientale. Palermo, Società Geologica Italiana, 1° centenario della Società Geologica Italiana, 148-152.

Esteban M., Braga J. C., Martin J. e Santiesteban C. (1996). *Western mediterranean reef complex.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa , U. S. A., 5, 347-365.

Flos J. (1985): The Driving Machine. *In Margalef R. (Ed.), Western Mediterranean*. Oxford; Pergamon Press, 60-99.

Folk R.L. e Land L. S. (1975). *Mg/ Ca ratio and salinity: two controls over crystallisation of dolomite.* Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 59, 60-68.

Follows E. J. (1992). *Patterns of reef sedimentation and diagenesis in the Miocene of Cyprus:* Sedimentary Geology, 79, pp. 225-253.

Franseen E. K. (1989). *Depositional sequences and correlation of Middle to Upper Miocene Carbonate Complexes, Las Negras Area, Southeastern Spain:* Unpublished Ph.D. Dissertation, University of Wisconsin-Madioson, Madison, 374.

Franseen E. K. & Mankiewicz C., (1991): *Depositional sequences and correlation of middle to Late Miocene carbonate complexes, Las Negras and Nijar areas, southeastern Spain.* Sedimentology, 38, 871-898.

Franseen E. K.& Goldstein R.H. (1996): *Palaeoslope,sea level and climate controls on Upper Miocene platform evolution, Las Negras area, Southern Spain.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa U.S.A.,5, pp. 159-176.

Franseen E. K., Goldstein R. H., Whiteshell T. E. (1993): *Sequence stratigraphy of Miocene carbonate complex, Las Negras and Nijar areas, southeastern Spain: implications for qualification of changes in relative sea level.* In: Loucks R. G. & Sarg J.F. (Eds), Carbonate Sequence Stratigraphy. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Bullettin, 57, 409-434.

Franseen E. K., Esteban M., Ward W.C., Rouchy J., (1996b). *Model for carbonate stratigraphy From Miocene reef Complexes of Mediterranean Region.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa U.S.A.,5, pp. 159-176.

Fricke H. W. & Schuhmacher H. (1983): *The depth limits of Red Sea stony corals: an ecophysiological problem (a deep diving survey by surmersible).* Marine Ecology, 4, 163-194.

Friedman G. M. Gebelein C. D. e Sanders J. E. (1971). *Micrite envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin.* Sedimentology, 16, 89-96.

Friedman G.M. (1972). *Significance of Red Sea in the problem of evaporites and basinal limestones*. Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 56, pp. 1072-1086.

Füchtbauer H. e Hardie L. A. (1976). *Experimentally determined homogeneous distribution coefficients for precipitated magnesium calcites: application to marine carbonate cements.* Geol. Soc. America Abstract with Program, Annual meeting Denver.

Gautret P., Cuif J. P. e Stolarski J.(2000). *Organic components of the skeleton of scleractinian corals-evidence from in situ acridine orange staining*. Acta Paleontol. Pol., 45, 2, 107-118.

Ghisetti F. & Vezzani L. (1979). *Different styles of deformation in the Calabrian Arc (Southem Italy): implication for a seismotectonic zoning.* Tectonophysics, 85, pp. 149–165.

Gladfelter E. H. (1982). *Skeletal development in Acropora cerviconis. I. Patterns of Calcium Carbonate Accretion on the Axial Corallite.* Coral Reefs, 1, pp. 45-51.

Goldstein R. H., Franseen E. K., e Mills M. S. (1990). *Diagenesis associated with sudaerial exposure of Miocene strata, southeastern Spain: implications for sea-level change and preservation of low-temperature fluid inclusions in calcite cement.* Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, pp. 699-704.

Grasso M. e Pedley M. (1988): *The sedimentology and development of Terravecchia Formation arbonates (Upper Miocene) of North Central Sicily: Possible eustatic influence on facies development.* Sedimentary Geology, 57, 131-149.

Grasso M. e Pedley M. (1989): *Paleoenviromental of the Upper Miocene coral build-ups along the*

northern margins of the Caltanissetta Basin (Central Sicily). Atti del 3° Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche, Taormina, Ottobre 1985, 373-389.

Grasso M., Pedley M. & Di Stefano R., Cormaci C.(1996): *Upper Miocene reef in sourthern Calabria: new records from the Palmi and Vibo Valentia areas and their paleogeographic and neotectonic importance*. Boll. Soc. Geol. It., 115, pp. 29-38.

Graus R. R. & Macintyre I, (1976): *Light control of growth form in colonial reef corals: computer simulation.* Science, 193, 895-897.

Gregg J. M. e Sibley D. F. (1984). *Epigenic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture*, Journ. Sed. Pet. 54, 908-931.

Grégoire C. (1968). *Experimental alteration of the nautilus shell by factors involved in diagenesis and metamorphism,* Part. I. Bull. Inst. R. Sci. nat. Belg., 44, 25.

Guido A. , Di Stefano E. , Mastandrea A. , Romano C. , " Nannoplankton biostratigraphy of the Upper Miocene deposits of the Amantea and Rossano Basins (Northern Calabria).". Atti del convegno "Workshop on Paleontology and Stratigraphy in the Mediterranean Palaeogeography", Napoli, 20-21 giugno, 2005, Napoli, 2005, pp. 26.

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P. (1987). *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.* Science, 235, pp. 1156–1166.

Harland B.W., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. (1990). *A geologic time scala 1989:* 260 pag., Cambridge, University Press.

Heckel P. H. (1974): *Carbonate buildups in the geologic record: a review.* Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 18, 9-154.

Hodell, D.A., Kennett, J.P., (1986). *Late Miocene–Early Pliocene stratigraphy and paleoceanography of the south Atlantic and southwest Pacific Oceans: a synthesis.* Paleoceanography 1, 285–311.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E., (2001). *Correlation of Late Miocene to Early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic*. Paleoceanography 16,

Hopkins T. S., (1985): *Physics of the sea. In Margalef R. (Ed.), Western Mediterranean*. Oxford; Pergamon Press, 100-125.

Hsü K. J. e Schneider J. (1973). *Progress report on dolomitization and idrology of Abu Dhabi sabkhas, Arabian Gulf*. In : B.H. Purser (a cura di), *The persian Gulf, Springer- Verlag*, Berlino, 409-422.

Hsü K. J., Ryan W.B.F. & Cita M.B. (1972). *Late Miocene dessication of the Mediterranean.* Nature, 242, pp. 240–244.

Hsü K.I., Cita M.B. & Ryan W.B.F. (1973). *The origin of the Mediterranean evaporites.* DSDP, 13, pp. 1023-1231.

Hsü K.J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B., Erickson A., Garrison R.E., Kidd R.B., Melieres F., Müller C. & Wright R. (1977). *History of the Mediterranean Salinity Crisis.* Nature, 267, 399-403.

Hsü K.J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B., Erickson A., Garrison R.E., Kidd R.B., Mélières F., Műller C. & Wright R. (1978). *History of the Mediterranean Salinity Crisis.* Init. Reps. Deep Sea Drilling Project, 42, pp. 1053-78.

Insalaco E. (1996): Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe: facies and depositional environment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 121, pp. 169-194.

James N. P., Coniglio M., Aissoui D.M. e Purser B. H. (1988). *Facies and geologic history of an exposed Miocene rift- margin carbonate platform : Gulf of Suez, Egypt.* Bullettin of the American Association of Petroleum Geologists, 72, pp. 555-572.

Kendall A.C. (1984). *Evaporites*, in Walker, R.G., ed., *Facies Model.* Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 259-296.

Kennedy W. J. & Hall A. (1967) – *The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils.* Proc. Geol. Soc. Lond., No. 1643, pp. 253-5.

Kinsman D.J.J. (1969). *Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites*. Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 53, pp. 830-840.

Krijgsman W., Hilgen F J., Marabini S. & Vai G.B. (1999a). *New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraits on the Messinian of the Messinian of the Northen Appennines (Vena del Gesso Basin, Italy)*. Mem. Soc. Geol. Ital., 54, pp. 25-33.

Krijgsman W., Hilgen F J., Raffi I., Sierro F. J. & Wilson D. S. (1999b). *Cronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis.* Letters to nature, Nature Ref. N9414L (PHYS).

Krijgsman W., Langereis C. G., Zachariasse W. J., Boccaletti M., Moratti G., Gelati R., Iaccarino S., Papani G., Villa G. (1999c). *Late Neogene evolution of the Taza-Guercif basin (Rifan corridor Morocco) and implication for the Messinian salinity crisis*. Mar. Geol..153, pp. 147-160.

La Chapelle G. (1988): *Le bassin neogene de Nijar-Carboneras (NE Espagne): Les relations entre la sedimentation et les etapes de la structuration.* Ph. D. Thesis, Universite de Lyon I, Claude Bernard, 235.

Land L. S. (1983). *Dolomitization.* AAPG Education Corse Note Series 24, 1-20.

Larsen, H.C., Saunders, A.D., Clift, P.D., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S., (1994). *Seven millions years of glaciation in Greenland*. Science 264, 952–955.

Le Tissier M. D.(1991). *The nature of the skeleton and skeletogenic tissues in the Cnidaria.* Hydrobiologia, 216/217, pp. 397- 402.

Lowenstam H. A. and Weiner S.,(1983). *Mineralization by organism and the evolution of biomineralization.* In: Biomineralization and Biological Metal Accumulation. Ed. By P. Westbroek and E. W. De Jong, pp. 191-203.

Mankiewicz C. (1988): *Occurrence and paleoecologic significance of Halimeda in Late Miocene reefs, Southeastern Spain.* Coral Reefs, 6, 271-279.

Mankiewicz C. (1996): *The Middle to Upper Miocene carbonate complex of Nijar, Almeria Province, Southeaster Spain.* In Franseen E. K., Esteban M., Ward W. C., Rouchy J. (Eds), *Models for Carbonate Stratigraphy From Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa , U. S. A., 5, 141-157.

Martin J. M. e Braga J. C. (1990*). Arrecifes Messinienses de Almeria Tipologias de crescimento, posicion estratigrafica y relacioncon las evaporitas.* Geogaceta, 7, pp. 66-68.

Martin J. M. & Braga J. C. (1994): *Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean.* Sedimentary Geology, 90, 257-268.

Martin J. M., Braga J. C., Rivas P., (1989): *Coral successions in Upper Tortonian reefs in S. E. Spain*. Lethaia, 22, 271-286.

Martin J. M., Braga J. C., Riding R. (1997): *Late Miocene Halimeda algal- microbial segment reef in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain.* Sedimentology, 44, 441-456.

Mastandrea A., Muto F., Neri C., Papazzoni C., Perri E., Russo F. (2002) – *Deep- Water coral Banks: an Example from the "Calcare di Mendicino" (Upper Miocene, Northern Calabria, Italy).* Facies, No. 47, pp. 27- 42.

Mastandrea A., Perri E., Russo F., Spadafora A. e Tucker M. (2006). *Microbial primary dolomite from a Norian carbonate platform: northern Caloria, southern Italy.* Sedimentology, 53, 465-480.

Matano F. (2003). *Interazione tra gli eventi della "Crisi di Salinità" e l'evoluzione Messiniana del Bacino di avanfossa dell'Appennino Meridionale (Settore Sannitico-Irpino-Dauno).* Convegno in memoria di Raimondo Selli e Renzo Sartori, Bologna 11-12 dicembre 2003.

McKenzie J. (1981). *Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi*, UAE: *a stable isotope study*, Journ. Geology, 89, 185-198.

McKenzie J.A., Jenkyns H.C. & Bennet G.G. (1979/1980). *Stable isotope study of the cyclic diatomite-claystones from the Tripoli formation, Sicily: a prelude to the Messinian salinity crisis.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29, pp. 125-141.

Messina A., Russo S. & Stagno F. (1993) *The crystalline basements of the Calabria-Peloritani Arc.* Field Trip Guidebook. In: A. Messina, S. Russo (eds.), *The Calabria-Peloritani Arc and its Correlation with Northern Africa and Southern Europe*. IGCP Project n. 276, Newsletter, v. 6, p. 91-144.

Moissette P. (1997). *Bryozoans found in messinian units from offshore borings in the gulf of gabes (tunisia)*. Revue de Micropalontologie. Vol. 4.0, n ° 2, pp. 181-203.

Moissette P. (2000). *Changes in bryozoan assemblages and bathymetric variations. Examples from the Messinian of northwest Algeria.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 155 305–326.

Montenat C. (1975). *Le néogene des Cordilléres Bétiques: essai de synthése strtigraphique et paleogéogeographique.* Paris, Centre National de Recherche, Science Publications, Beicip, 187.

Montenat C., Ott D'Estevou, Purser P., Burollett P. F., Jarrige J. J., Orsag-Sperber F., Philobbos E., Plaziat J. C., Prat p., Richert J. P., Russel N. e Thiriet J. P. (1988). *Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the northwestern Red Sea:* Tectonophysics, 153, pp. 161-177.

Monty C. L. V., Rouchy J. M. Maurin A., Bernet-Rollande M. C. e Perthuisot J. M. (1987). *Reef-stromatolites-evaporites facies relationships from Middle miocene examples of Suez and the Red Sea,* in Peryt, T.M. , ed., Evaporite Basins: Berlin, Springer, 134-188.

Moore R. C. (1967). *Treatis on invertabrate paleontology*. Geological Society of America and University of Kansas Press. Part. F. Coelenterata, pp. 1-497.

Moretti A. & Guerra I. (1997). *Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria: implicazioni sulla geodinamica del Sistema Tirreno-Arco Calabro.* Boll. Soc. Geol. It. 116, pp. 125-142.

Neri C., Gramigna P., Guido A., Perri E., Rao A., Romano C., (2005a): *Paleoenviromental evolution ofthe upper Miocene fossil-bearing site ofCessaniti (Central Calabria).* Abstract. Quinta giornata di paleontologia, Urbino 20-22 maggio 2005.

Neri C., Gramigna P., Guido A., Perri E., Rao A., Romano C., (2005b): *Depositional and diagenetic history of the Upper Miocene (Tortonian) fossil-bearing deposits in the M.te Poro area (Central Calabria)*. Epitome. Atti del convegno "Geoitalia2005", Spoleto, 21-23 Settembre, 2005, pp. 77.

Nicotera P. (1959). *Rilevamento geologico del versantesettentrionale del Monte Poro (Calabria)*. Memorie e note dell'Istituto di Geologia Applicata, VII, 1959.

Ogniben L. (1960): *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale.* Riv. Min. Sic., 64-65, 183-212.

Ogniben L. (1964). *Le argille scagliose ed i sedimenti Messiniani a sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza).*Geologia Romana, vol. I., pp. 257-382.

Ogniben L., (1973): *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni.* Geol. Romana, 12, 243-585.

Orszag-Sperber F. & Pilot M. D., (1976): *Grands traits du Neogene de Corse.* Bull. de la Societe Geologique de la France, 18, 1183-1187.

Oswald E. J. (1992). *Dolomitization of Miocene reef complex, Mallorca, Spain*: Un published Ph. D Dissertation, State University of New York at Stony Brook, Stony Brook, 437.

Pagnier H. (1977). *Excursion to messinian reef deposits in the northern part of Sorbas Basin: an introduction.* Field Trip Guidebook, Messinian Seminar 3, International Geological Correlation Program 96, University of Malaga, pp. 44-53.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990). *Tyrrhenian Basin and Appennic Arcs: kinematic relations since late Tortonian times.* Mem. Soc. Geol. Ital., 45, pp. 422-451.

Patterson R.J. & Kinsman D.J.J. (1981) *Hydrologic framework of a sakha along the Persian Gulf.* Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 65, pp. 1457-1475.

Pedley H. M. (1976): *A Paleoecological study of the Upper Coralline Limestone, Terebratula aphelesia Bed (Miocene, Malta), based on bryozoan growth form studies and brachiopod distributions.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 20, 209-234.

Pedley H. M. (1979): *Miocene bioherms and associated structures in the Upper Coralline limestone of the Maltese Island: their litification and paleoenvirinment.* Sedimentology, 26, 577-591.

Pedley H. M. (1987a): *Controls on Cenozoic Carbonate Deposition in the Maltese Island: review and reinterpretation.* Memorie Società Geologica Italiana, 38, 81-94.

Pedley H. M. (1987b): *The Ghar Lapsi limestones: sedimentology of a Miocene intra-shelf graben.* Centro, University of Malta Press, 1, 1-14.

Pedley H. M. (1996b): *Miocene reefs facies of the Pelagian Region (Central Mediterranean).* In Franseen E. K., Esteban M., Ward W. C., Rouchy J. (Eds), *Models for Carbonate Stratigraphy From Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa , U. S. A., 5, 247-259.

Pedley H.M., Grasso M. (1993). *Controls on faunal and sediment cyclicity within the Tripoli and Calcare di Base basin (Late Miocene) of central Sicily.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 105, 337-360.

Pedley H. M. & Grasso M., (1994). *Upper Miocene peri- Tyrrhenian Reefs in the Calabrian Arc: Sedimentological, tectonic and palaeogeographic implications.* Géologie Méditerranée, XXI, 1-2, pp. 123-136.

Pedley H. M. & Grasso M., (1994a). *A model for the Late Miocene reef tripolaceous associations of Sicily and its relevance to aberrant coral growth forms and reduced biological diversity within the Paleomediterranean.* Geologie Mediterranee, XXI, n° 1-2, pp. 109-121.

Permanyer A. & Esteban M., (1973): *El arrecife mioceno de Sant Pau d'ordal (provincia de Barcelona).* Barcelona, Istitut d'Investigacions Geologiques, 28, 45-72.

Perri E. (1996-1997). *Tettonica post Tortoniana del settore nord occidentale dell'arco Calabro*. St. Geol. Camerti, XIV, pp. 155-175.

Perrin C. (2003) – *Compositional heterogeneity and microstructural diversity of coral skeletons: implications for taxonomy and control on early diagenesis.* Coral Reefs, No. 22, pp. 109- 120.

Perrin C. (2004) – *Diagenèse précoce des biocristaux carbonatés: transformations isominérales de l'aragonite corallienne.* Boll. Soc. géol. Fr., t. 175, n° 2, pp. 95- 106.

Pisera A. (1996): *Miocene reefs of the Paratethys: a review.* In Franseen E. K., Esteban M., Ward W. C., Rouchy J. (Eds), *Models for Carbonate Stratigraphy From Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa , U. S. A., 5, 97-104.

Pomar L. (1991). *Reef geometries, erosìon surfaces and high -frequency sea level changes, upper Aliacene ReefComplex, Mallorca, Spain.* Sedimentology, 38, 243-269.

Pomar L. (1993). *High resolution sequence Stratigraphy in prograding Miocene carbonate: Application in seismic interpretation.* In: Loucks R. G. & Sarg J. F. (Eds), *Carbonate Sequence Stratigraphy, Recent Developments and Applications.* Tulsa, American Association of Petroleum Geology Memoir, 57, 389-407.

Pomar L., Esteban M., Calvet F., Baron A. (1983). *La unidad arecifal del Mioceno superior de Mallorca.* In: Pomar L., Obrador A., Fornòs J., Rodrìguez-Perera A. (Eds), *El Terciaro del las Baleares (Mallorca -Menorca).* Guida de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentologia. Istitut d'Estudis Balearics and Universitad de Palma de Mallorca, 495-518.

Pomar L., Ward W. C., Esteban M. (1994). *Late - Miocene carbonte platform facies, geometries and sequence Stratigraphy, Mallorca, Spain.* Miocene Reefs and Carbonate Platforms ofthe Mediterranean, Post colloquium Field Trip, Mallorca, May 1994.

Pomar L., Ward W. C., Green D. L. (1996). *Upper Miocene ReefComplex ofthe Llucmajor area, Mallorca, Spain.* In: Franseen E. K., Esteban M., Ward W. C., Rouchy J. (Eds), *Models far Carbonate Stratigraphy From Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa, U.S.A. 5, 191-225.

Potts D. C., Budd A. F., Garthwaite R. L. (1993). *Soft tissue vs. skeletal approaches to species recognition and phylogeny reconstruction in corals.* Courier Forschungs- Institut senckenberg, 164, pp. 221-231.

Purser B. H., Orzag-Sperber F. e Plaziat J. C. (1987). *Sédimentation et rifting: les series neogenes de la marge nord-occidentale de la mer Rouge:* Notes et Mémoires Total, 21, pp. 111-144.

Purser B. H., Plaziat J., Rosero B. R. (1996): Miocene reefs of the nortwest Red Sea. In Franseen E. K., Esteban M., Ward W. C., Rouchy J. (Eds), *Models for Carbonate Stratigraphy From Miocene Reef Complexes of Mediterranean Region.* SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Tulsa , U. S. A., 5, 347-365.

Radke B. H. e Mathis R. L. (1980). *On the formation and occurrence of saddle dolomite.* Journ. Sed. Pet, 50, 1149- 1168.

Rao A. , Di Stefano E. , Guido A. , Mastandrea A. , Perri E. , Romano C. , Russo F. (2005) Integrated calcareous plankton biostratigraphy of selected Miocene successions in Northern Calabria (Italy). Atti del convegno "Giornate di Paleontologia 2005", Urbino, 20-22 Maggio, pp. 57.

Rao A. , Di Stefano E. , Guido A. , Mastandrea A. , Perri E. , Romano C. , Russo F. , (2005). Integrated calcareous plankton biostratigraphy of selected Miocene successions in Northern Calabria (Italy). Epitome. Atti del convegno "Geoitalia2005", Spoleto, 21-23 Settembre, pp. 47-48.

Riding R., Braga J. C., Martin J. M. (1991a): *Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of recent giant Bahamian examples.* Sedimentary Geology, 71, 121- 127.

Riding R., Braga J. C., Martin J. M. (1991b): *Coral-stromatolite reef framework, Upper miocene, Almeria Spain.* Sedimentology, 38, 799-818.

Riding R., Braga J.C., Martin J.M. & Sanchez-Almazo I.M. (1998). *Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain*. Mar. Geol.,146, pp. 1-20.

Rögl F., Steiningen F.F., Müller C., (1978): *Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Parathethys (middle and eastern Europe).* Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, XLII, 985-990.

Romano C. , Neri C. , Russo A. , Russo F. , Stolarski J.(2005). Biofacies analyses of a Lower Messinian Porites bioconstruction (Vibo Valentia, Calabria).". Atti del convegno "Giornate di Paleontologia 2005", Urbino, 20-22 Maggio, pp. 58.

Romano C. , Neri C. , Russo A. , Russo F. , Stolarski J.(2005). Biofacies carbonatiche del Messiniano inferiore nei corpi di reef (Vibo Valentia, Calabria).". Atti del convegno "Workshop on Paleontology and Stratigraphy in the Mediterranean Palaeogeography", Napoli, 20-21 giugno, 2005, Napoli, pp. 41.

Romano C., Neri C., Russo A., Russo F. & Stolarski J., (2005). A Lower Messinian *Porites*-dominated buildups (Vibo Valentia, Calabria): biofacies and skeletal tissue diagenesis", Epitome. Atti del convegno "Geoitalia2005", Spoleto, 21-23 Settembre, pp. 46.

Roniewicz E. (1996). *The key role of skeletal microstructure in recognizing high-rank scleractinian taxa in the stratigraphical record.* Paleontological Society Papers, pp. 187-206.

Roniewicz E. e Stolarski J. (1991). *Miocene Scleractinia from the Holy Cross Mountains, Poland; Archaeocoeniina, Astraeina and Fungiina.* Acta Geologica Polonica, 41, No. 1-2.

Rouchy J. M. (1979): *La sedimentation evaporitique sur les marges messiniennes.* Athens, 7th International Congress on Mediterranean Neogene Annales de Geologie de Pays Helleniques, 3, 1051-1060.

Rouchy J. M. (1980) : *La genese de les evaporites messiniennes de Mediterranee : un bilan.* Bulletin du Centre de Recherche, Exploration et Production Elf_ Aquitanie, 4, 511-545.

Rouchy J. M. (1982a): *La genese de les evaporites messinienne de Mediterranee*. Memoires du Museum National d'Historie Naturelle, 50, 267.

Rouchy J. M. (1982b): *La crise evaporitique messinienne de Mediterranee: nouvelles propositions pour une interpretation genetique.* Paris, Bullettin du Museum National d'Historie Naturelle, 4, 107-136.

Rouchy J. M. (1986). *Les évaporites miocénes de la Mediterranée et de la Mer Rouge et leurs enseignements pour l'interpretation des grandes accumulations évaporitiques d'orogine marine.* Bullettin de la Societé Géologique de France, 8, pp. 511-520.

Rouchy J. M. e Saint Martin J. P. (1992). *Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations* : Geology, 20, 629-632.

Rouchy J.M. e Caruso A. (2006). *The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario.* Sedimentary Geology 188–189, 35-67.

Rouchy J. M., Chaix C. e Saint Martin J. P. (1982a). *Importance et implications de l'existence d'un récif corallien sur le flanc sud du Djebel Murdjadjo (Oranie, Algérie):* Comptes- Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II, 294, 813-816.

Rouchy J. M., Monty C.L., Bernet- Rollande M. e Maurin A. (1982b). *Mid-Miocene stromatolites of Gabel Esh mellaha (Egypt) and their sedimentological interest (abs.)*: Hamilton, 11 th International Congress on Sedimentology, 11, 29.

Rouchy J. M., Bernet- Rollande M., Maurin A. e Monty C.L. (1983). *Signification sédimentologique et paléoogéographique des divers types de carbonate bioconstruits associés aux évaporites du Miocéne moyen prés du Gebel Esh Mellaha (Egypte).* Comptes- Rendus de l'Académie des Sciences de Pari, 296, II, pp. 457-462.

Rouchy J.M., Saint Martin J. P., Maurin A., Bernet Rollande M.(1986): *Evolution et antagonisme des communautes bioconstructrices animale set vegetales a la fin du Miocene en Mediterranee occidentale: biologie et sedimentologie.* Bulletin Centres Rech. Explor. Prod. Aquitanie, 10 (2), 333- 348.

Rouchy J.M., Taberner C., Blanc-Valleron M.M., Sprovieri R., Russell M., Pierre C., DI Stefano E., Pueyo J.J., Caruso A., Dinares-Turell J., Gomis-Coll E., G.A. Wolff, Cespuglio G., Ditchfield P., Pestrea S., Combourieu-Nebout N., Santisteban C., Grimalt J.O. (1998). *Sedimentary and diagenetic marers of the restriction in a marine basin: The Lorca Basin (SE Spain) during Messinian*. Sedimentary Geology 121, pp. 23-55.

Roveri M., Bassetti M.A. & Ricci Lucchi F. (2001). *The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Appennine foredeep perspective*. Sedimentary Geology, 140, pp. 201-214.

Ruggieri G. (1967). *The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea.* Syst. Assoc. Publ. 7, pp. 283-290.

Ruggieri G., Russo A. e Bossio A. (1977). Pokornyella italica (Ostracoda, Podocopida) nuova specie del Miocene superiore mediterraneo. Boll.Soc. Paleo. It., 16, pp. 129-136.

Ryan W. B. F., Hsü K. J., Cita M. B., Dumitrica P., Lort J. M., Mainc W., Nesteroff W. D., Pautot G., Stradner H., Wezel F. C. (1973): *Reports of the Deep Sea Drilling Project 13.* Washington, D. C., United States Government Printing Office, p. 1447.

Saint Martin J. P.(1984): *Le phénomène récifal messinien en Oranie (Algérie).* Geobios, Mem. Spécial, 8, 159-166.

Saint Martin J. P.(1990): *Les formations recifales coralliennes du Miocene superieur d'Algerie et du Marocco.* Memoires du Museum National d'Historie Naturelle, serie C, Science de la Terre, Paris, 56, 366.

Saint Martin J. P. e Rouchy J. M. (1990). *Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale: leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocéne terminal:* Bullettin de la Socété géologique de France, VI, 83-94.

Saint Martin J. P., Cornèe J.J., Conesa G., Bessedik M., Belkebir L., Mansour B., Moisette P. e Anglada R. (1992). *Un dospisition particulier de plate-forme carbonatée messinienne: la bordure méridionale du bassin du Bas- Chelif (Algérie) :* Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, serie II, 315, 1365-1372.

Sandberg P. A. (1984) – *Recognition criteria for calcitized skeletal and non- skeletal aragonites.* Palaeontographica Americana, No. 54, pp. 272- 281.

Santiesteban C. (1981*). Petrologia y sedimentologia de los materials del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna(Murcia) a la luz de la teoria de la Crisis de Salinidad*. Unpublished Ph. D. Thesis, Universidad de Barcellona, 725 p.

Santisteban C. & Taberner C., (1983): *Shallow marine and continental conglomerates derived form coral reefs complexes after dessication of deep marine basin; the Tortonian Messinian deposits of the Fortuna Basin, southeastern Spain.* Geological Society of London, 140, 401-411.

Sartori R. (1989). *Evoluzione neogenico–recente del Bacino Tirrenico e i suoi rapporti sulla geologia delle aree circostanti.* Giornale di Geologia, ser. 3, 51/2, pp. 1–39.

Sartori R. (1990). *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent Geology of the peri-Tyrrenian areas*. Proc. ODP, Sci. Results, 107, pp. 715-130.

Scandone P., Giunta G. & Liguori V. (1974). *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Appennines and in Sicily*. 24º Congrés–Assemblée Plenarie C.I.E.S.M. Com. Géol. Géoph. Marines, Montecarlo 4–6 dic. 1974.

Schlager W. e James N. P. (1978). *Low- magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor,Tongue of the Ocean, Bahamas.* Sedimentology, 25, pp. 675-702.

Schroeder J. H. (1984) – *The petrogenetogram of corals: spatial variations in diagenetic sequences.* Diagenesis and Fossil Cnidaria, pp. 261- 271.

Schroeder J. H. (1986) – *Diagenetic Diversity in Paleocene Coral Knobs from the Bir Abu El- Husein Area, S Egypt.* In Schroeder J. H. & Purser B. H., Reef Diagenesis, 132- 158.

Scoffin T. P. (1987). *An introduction to carbonate sediments and rocks.* Blackie USA:Chapman & Hall, New York.

Seguenza G. (1880)- *Le formazioni terziarie della provincia di Reggio Calabria* . Atti Acc.Lincei,cl. Se. Mat, 3, 6, 445 pp., Roma

Selli R., (1957): *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale.* Giorn. Geol., Ser.2, 26, (1954-55) pp.1-54, Bologna.

Selli R. (1960). *The Mayer-Eymar Messinian 1867, proposal for a neostratotype.* Internat; Geol. Congr. Rep. 021 st Sess., Norden., pp. 311-333.

Selli R. (1973). *Messinian.* In: Carloni G. C., Marks P., Rutsch R. P. & Selli R. Edts., *Stratotypes of Mediterranean Neogene Stateg.* Giorn. Geol., s. 2, v. 38, n. 2, pp. 121–133. Bologna.

Shinn E. A., Ginsburg R. N. e Lloyd R. M. (1965), *Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas.* In: L. C. Pray e R. D. Murray (a cura di), *Dolomitization and Limestone Diagenesis, a Symposium*, SEPM Spec. Publ. 13, 112-123.

Stolarski J. (2003). *Three-dimensional micro-and nanostructural characteristics of the scleractinia coral skeleton: A biocalcification proxy.* Acta Palaeontologica Polonica, 48, 497-530.

Stolarski J. e Russo A. (2002). *Microstructural diversity of the stylophyllid (Scleractinia) skeleton.* Acta Palaeontologica Polonica, 47, 651-666.

Stolarski J. e Mazur M. (2005). Nanostructure of biogenic versus abiogenic calcium carbonate crystals. Acta Palaeontologica Polonica, 50, 847-865.

Stolarski J., Riniewicz E. e Mazur M. (2004). A model for furcate septal increase in a Triassic scleractiniamorph. Acta Palaeontologica Polonica, 49, 529-542.

Stolarski J, Przenioslo R., Mazur M. e Brunelli M. (2007). *High-resolution synchrotron radiation studies on natural and thermally annealed scleractinian coral biominerals.* Journal of Applied Crystallography, in press.

Tamajo E. (1961). *Probabili tracce di vita in livelli ritenuti azoici della formazione solfifera siciliana*. Rivista Mineraria Siciliana, Anno XII (No.67), pp. 3-11.

Tortorici L. (1981). *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., 100, pp. 291-308.

Tortorici L. (1982). *Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco Calabro-Peloritano.* Rendiconti Soc. It. Min. e Petro., 38, pp. 927–940.

Van Dijk J. & Okkes M. (1991). *Neogene tectonic stratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implication of the geodynamic of the central Mediterranean.* Tectonophics, 196, pp. 23-60.

Van Lith Y. (2001). *The role of sulphate-reducing bacteria in dolomite formation. A study of a recent environment, bacterial cultures, and dolomite concretions.* Swiss Federal Institute Of Technology Zürich, for the degree of Doctor Of Natural Science.

Van Lith Y., Warthmann R., Vasconcelos C. e McKenzie J. A. (2003). *Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation.* Sedimentology, 50, 237-245.

Veron J. E. N. (1995). *Corals in space and time: the biogeography & evolution of the Scleractinia.* Comstock/ Cornell, Ithaca and London. pp. 321.

Veron J. E. N. & Pichon M. (1982). *Scleractinia of eastern Australia. Part IV. Family Poritidae.* Canberra, Monogr. Australian Institute of Marine Science, 5, pp. 1-159.

Vidal L.,Bickert T., Wefer G.,Rohl U. (2002). *Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085:relation to Messinian events*. Marine geology,180, pp. 71-85.

Walter L. M. (1985) – *Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution: implications for diagenesis.* The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 3- 16.

Warren J.K. & Kendall C.G.St.C. (1985). *On the recognition of marine sabkas (subaerial) and salina (subaqueous) evaporites*. Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 69, pp. 1013-1023.

Weil E. (1992). *Genetic and morphological variation in Carribean and eastern Pacific Porites (Anthozoa, Scleractinia).* Preliminary results. Proceedings of Seventh International Coral Reef Symposium, Guam, 2, pp. 643-655.

Wells J. W. (1956): *Scleractinia.* In Moore R. C., Treatise of Invertebrate Paleontology. New York, F (Coelenterata), 239-444.

Wilson E. N. (1989). *Dolomitizzation of the Triassic Latemar buildup, Dolomites, Northern Italy*. Tesi dottorato inedita, Johns Hopkins University, Baltimore.

Zhang, J., Scott, D.B. (1996). *Messinian deep-water turbidites and glacioeustatic sea-level changes in the North Atlantic: linkage to the Mediterranean salinity crisis*. Paleoceanography .11,