



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

CORSO DI LAUREA TRIENNALE IN SCIENZE GEOLOGICHE

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

ELABORATO FINALE

**IL TUBIPHYTES TRIASSICO E IL SUO CONTRIBUTO ALLA
FORMAZIONE DELLA PIATTAFORMA DEL LATEMAR**

RELATORE: Prof. NEREO PRETO

LAUREANDO: STEFANO CASTELLANI

MATRICOLA: 564202

ANNO ACCADEMICO 2009 - 2010

INDICE

INDICE.....	1
ABSTRACT.....	2
CAPITOLO 1: INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	3
1.1 Geologia delle Dolomiti.....	3
1.2 La piattaforma del Latemar.....	6
CAPITOLO 2: LASTEI DI VALSORDA.....	9
CAPITOLO 3: <i>TUBIPHYTES</i>.....	11
CAPITOLO 4: DISCUSSIONE E CONCLUSIONI.....	15
APPENDICE.....	20
BIBLIOGRAFIA.....	22

ABSTRACT

Tubiphytes and other morphologically similar organisms are the most abundant problematic microfossils described from the Permian to the Cretaceous in shallow-water carbonates.

This study focuses on the observation of Middle Triassic *Tubiphytes*, which have been found in the Lastei di Valsorda locality within the Latemar carbonate platform (Dolomites, northern Italy). The differences with the Jurassic body-like fossil, interpreted as a symbiotic consortium between an agglutinated foraminifer and a bacterial biofilm, are discussed.

The size of micrite crystals that constitute the wall of *Tubiphytes* is extremely fine, < 1 μm , a typical feature of microbial carbonate. In conclusion, we can say that the ultrastructure of the Triassic *Tubiphytes* is similar to that of Jurassic *Tubiphytes morronensis*, although we couldn't prove the presence of a foraminifer at the axis of the organism. *Tubiphytes* have contributed to the formation of the Latemar platform through the accumulation and deposit of fine materialskeletal fragments on the slopes.

Keywords: Tubiphytes; Latemar; Middle Triassic; Carbonate platform; Micrite.

Capitolo 1: INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1 GEOLOGIA DELLE DOLOMITI

La successione sedimentaria nell'area dolomitica comprende formazioni di età da permiana a cretacea. Essa poggia sul Complesso porfirico atesino (vulcaniti del Permiano inferiore) o direttamente sul basamento metamorfico (paleozoico) e comincia con le Arenarie di Val Gardena (AVG in figura 1, Permiano superiore circa 260 milioni di anni) depositatesi in ambiente semi arido. Segue una trasgressione marina che dalla Paleo-Tetide prosegue verso ovest. Si susseguono verso l'alto depositi evaporitici di mare basso e calcari (Formazione a Bellerophon, Be Bc in figura 1). Nel Triassico inferiore (circa 250 Ma) si instaurano condizioni di mare costiero. La Formazione di Werfen (W) consiste in una successione di calcari e depositi terrigeni. Tra la fine del Triassico inferiore e l'inizio dell'Anisico (Triassico medio circa 245 Ma) ha inizio un'importante fase tettonica che suddivide l'area dolomitica in una complessa serie di bacini caratterizzati da forte subsidenza, alti strutturali soggetti ad erosione subaerea e lagune poco profonde. In tale contesto di piana tidale si depositarono i calcari dolomitici della Dolomia del Serla inferiore. Nelle zone emerse l'erosione raggiunse anche la Formazione di Werfen e la sottostante Formazione a Bellerophon, i cui frammenti, incanalati in piccoli fiumi, costituiscono il Conglomerato di Richthofen (CR). Una nuova fase di sprofondamento interessò i fondali marini. Ove l'abbassamento fu meno accentuato essi mantennero le condizioni di mare basso (piattaforme) con acque poco profonde, calde, ben ossigenate e sedimentarono calcari, marne e dolomie di colore chiaro (Formazione di Contrin C). Viceversa dove fu maggiore, tali aree si approfondirono ulteriormente sedimentando calcari scuri bituminosi (Formazione di Moena) in acque fredde e anossiche. La subsidenza proseguì in maniera tale che anche le piattaforme carbonatiche, sottoposte al collasso delle proprie basi, si frantumarono in grossi blocchi. Le porzioni che conobbero l'evoluzione più interessante furono quelle che, nel corso dei loro movimenti, si inclinarono tanto da arrivare ad emergere in parte dalle acque. Su di esse, infatti, spinte verso la superficie marina, attecchirono colonie di organismi marini incrostanti quali alghe *Dasycladaceae*, spugne, foraminiferi e *Tubiphytes*. Tuttavia anche queste zone subirono gli effetti del veloce

sprofondamento dei fondali e cominciarono ad allontanarsi dalle calde e luminose acque superficiali. La velocità con la quale le scogliere sottomarine producevano carbonato era però tale da compensare l'abbassamento della piattaforma determinando una costante aggradazione. Gli organismi colonizzatori si localizzavano nella porzione apicale, a poca distanza dalla superficie, ma anche sullo slope sottomarino fino a profondità significative, al di sotto della zona fotica. Queste scogliere si trasformeranno nell'odierna Dolomia dello Sciliar (DS). In alcuni casi però il calcare che formava le scogliere rimase tale (Calcare del Latemar) e non dolomitizzò. Mentre le piattaforme crescevano, all'interno dei bacini si depositavano sottili strati selciferi con intercalate ceneri vulcaniche e altri prodotti piroclastici estremamente fini (Formazione di Livinallongo o Buchenstein, Li in figura 1) provenienti da nubi eruttate da vicini centri vulcanici.

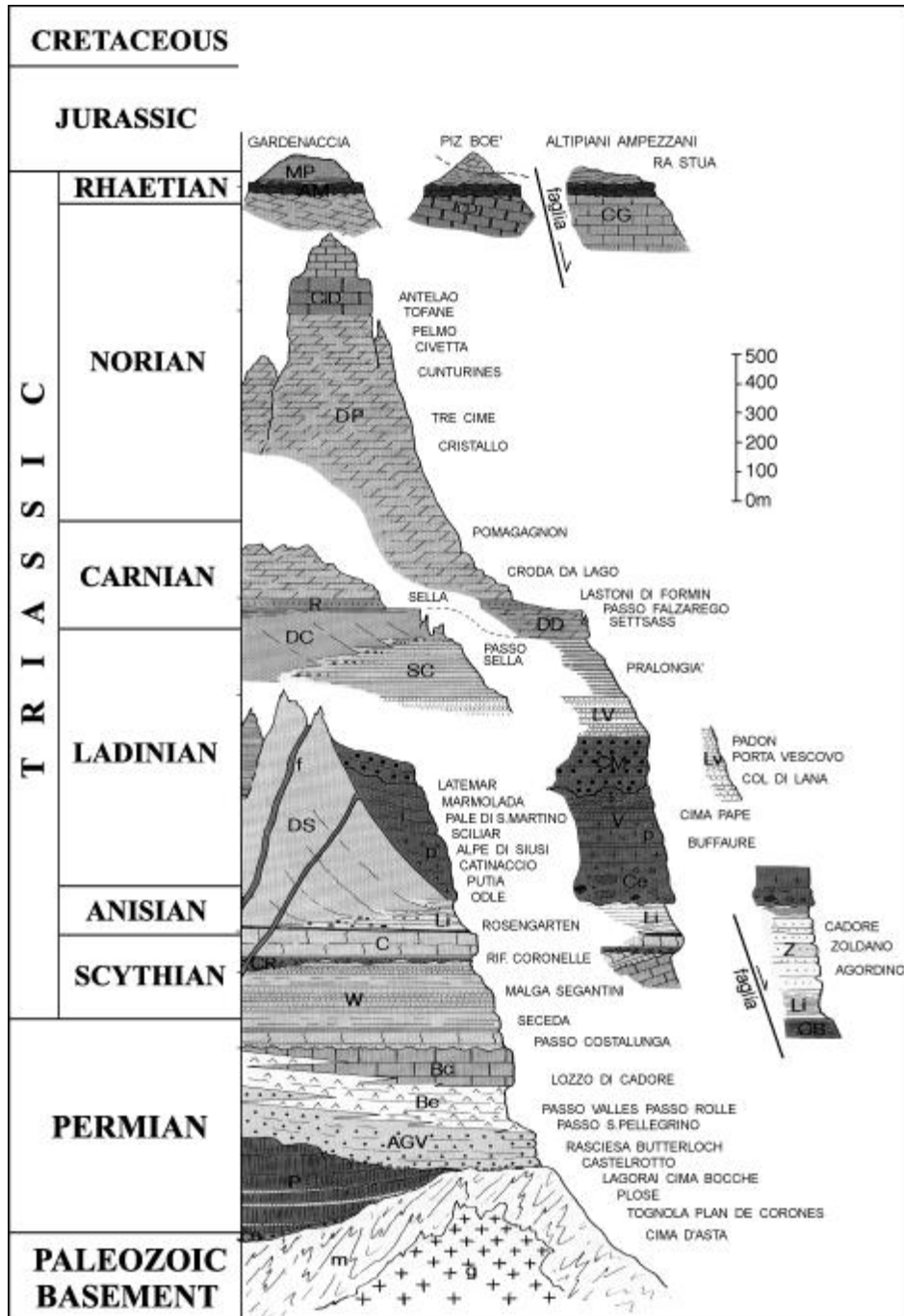


Figura 1: Successione stratigrafica delle Dolomiti centro occidentali (Bosellini et al., 2003).

1.2 LA PIATTAFORMA DEL LATEMAR

L'area di studio si trova all'interno del gruppo montuoso del Latemar: una piattaforma carbonatica fossile di forma circolare che si estende tra il Trentino e l'Alto Adige nelle Dolomiti di Fiemme (secondo la classificazione SOIUSA). Si trova tra Moena (a est), Predazzo (a sud) e il Gruppo del Catinaccio (a nord).

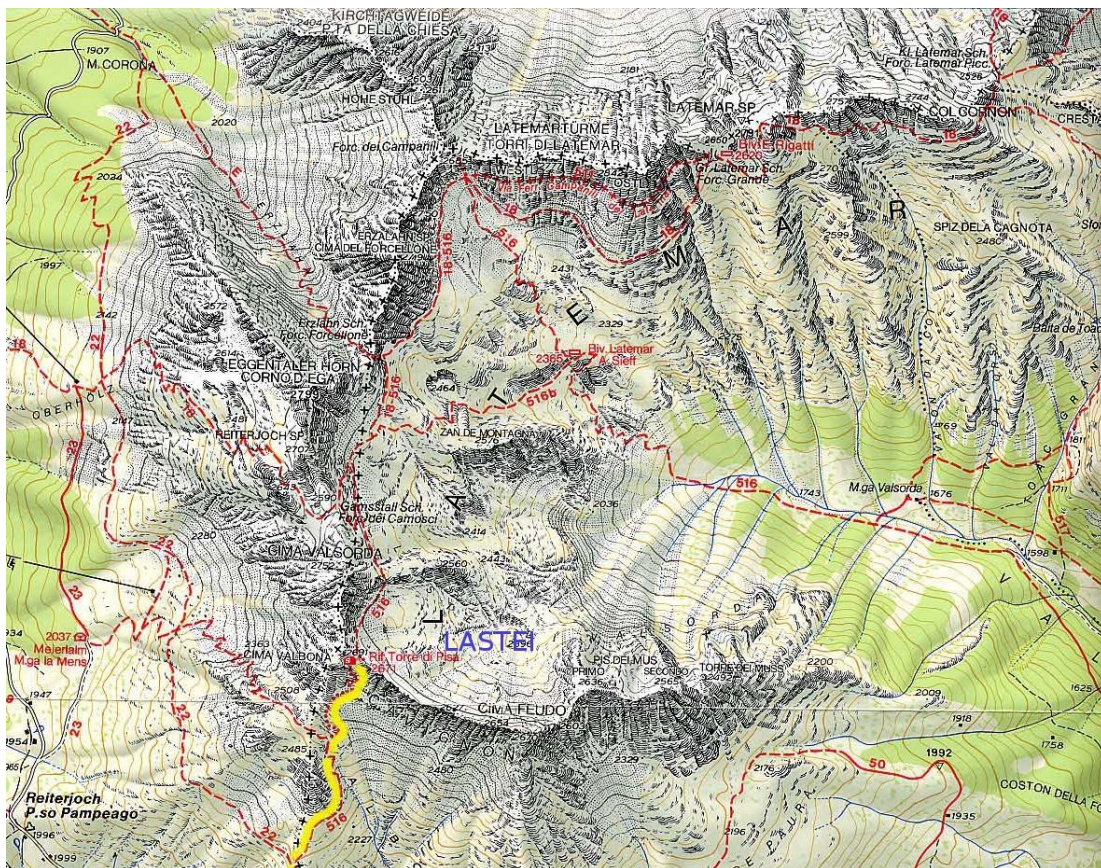


Figura 2: Gruppo del Latemar (ritagliato da Tabacco n° 014 scala 1-25.000 Val di Fiemme - Lagorai - Latemar).

La piattaforma del Latemar è interpretata come un atollo fossile isolato di circa 3 km di diametro. Appartiene alla prima generazione di piattaforme carbonatiche che si formano su blocchi derivati dalla frammentazione del sottostante banco carbonatico (Formazione di Contrin) da parte di una tettonica distensiva di età anisica superiore (Masetti e Neri, 1980). Tale generazione può essere trovata in letteratura come Dolomia dello Sciliar, Calcare del Latemar o Calcare della Marmolada. In prima approssimazione queste piattaforme carbonatiche hanno una prima fase di

aggradazione e retrogradazione, per poi diventare progradanti (Bosellini, 1984). Il gruppo del Latemar è attribuibile alla prima fase aggradante di crescita.

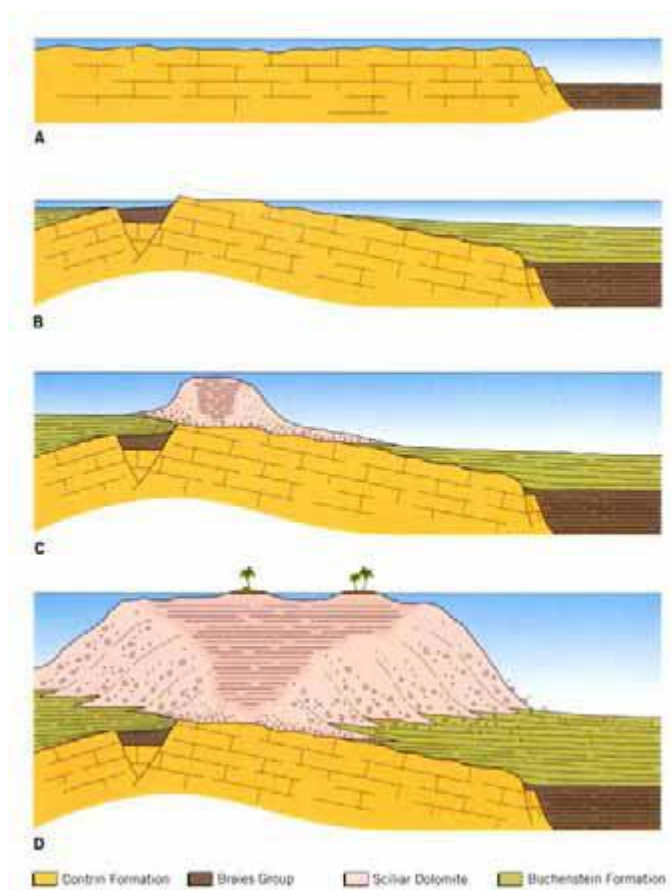


Figura 3: Inizio ed evoluzione delle piattaforme anisiche. Il banco carbonatico della Formazione di Contrin si frammenta in blocchi (A); alcuni di questi, leggermente inclinati, vanno in emersione e subiscono erosione carsica (B); mentre tutta la regione è interessata da una forte subsidenza, nelle aree emerse o poco profonde attecchiscono colonie di organismi biocostruttori (C), la cui produzione di carbonato di calcio è tale da compensare lo sprofondamento; successivamente, quando il tasso di subsidenza diminuisce, la forte produzione di carbonato induce una fase di progradazione sui sedimenti bacinali della Formazione di Livinallongo - Buchenstein (D). (Modificato da Bosellini, 1996).

I processi pervasivi di dolomitizzazione che influenzarono la Dolomia dello Sciliar rendono difficile il riconoscimento delle originali strutture sedimentarie e tessiture. Laddove la litologia calcarea è preservata, è possibile distinguere le differenti facies della piattaforma. L'edificio carbonatico del Latemar può essere suddiviso fondamentalmente in tre parti: piattaforma interna, margine biocostruito e *slope*.

La laguna interna, caratterizzata da una stratificazione piano-parallela, consiste in una successione di cicli peritidali comprendenti quasi sempre una porzione subtidale di maggiore spessore ed una sopratidale più sottile. Molto frequenti nei cicli sono le

strutture a *tepee*: per processi di cementazione sinsedimentaria il livello cementato superficiale può espandersi e frammentarsi secondo un disegno poligonale. Le croste cementate possono inarcarsi formando *tepee*. Al di sotto del livello cementato si possono sviluppare delle cavità in grado di intrappolare sedimenti e bioclasti (Assereto & Kendall, 1977; Kendall & Warren, 1987).

Gli *slope* costituiscono la parte volumetricamente più importante del *buildup*. Essi poggiano sulle facies di piattaforma interna mediante contatto erosivo e derivano in parte dall'erosione del margine biocostruito. Per tale motivo risultano inattendibili le correlazioni fisiche tra *slope* e piattaforma interna. Secondo Harris (1994) sono costituiti da *grainstone* nella parte alta in corrispondenza del margine che passano gradualmente a breccie e megabreccie nelle parti distali, e si accrescono per meccanismi di *debris flow*.

Il margine biocostruito o *reef* è dominato essenzialmente da carbonati microbiali con una marcata abbondanza di cemento fibroso e micrite; in associazione spugne, *Tubiphytes*, incrostanti e rari coralli coloniali. Secondo Blendinger (1994) l'abbondanza di micrite è da imputarsi principalmente alla precipitazione da batteri ma sono coinvolti accumuli locali di metazoi (spugne, coralli). Nei depositi di laguna interna la micrite è rappresentata da aggregati di granuli. Alghe *Dasycladaceae* e oncoliti sono localmente abbondanti. Nei fianchi la micrite costituisce grandi porzioni dei carbonati clinostratificati, localmente coinvolti in brecciatura diagenetica, ma sono state documentate anche breccie deposizionali (Blendinger, 1994). Schlager (2003) ha quindi suggerito che tali caratteristiche rendono le piattaforme triassiche delle Dolomiti più simili a *mud mound* appiattiti piuttosto che a moderne piattaforme tropicali.

Capitolo 2: LASTEI DI VALSORDA

Nella piattaforma interna si rinvencono ammonoidi principalmente all'interno di cavità di *tepee*. La presenza concomitante di organismi pelagici (ammonoidi), bentonici (gasteropodi, bivalvi) e di fossili propri della piattaforma indica che queste concentrazioni di bioclasti possono essere interpretate come depositi di tempesta. In tal caso i *tepee* hanno probabilmente agito da trappole sedimentarie (Manfrin et al., 2005). In base alla distribuzione delle specie di ammonoidi sono state definite tre biozone (Mietto & Manfrin, 1995): *avisianum*, *crassus* e *serpianensis*, quest'ultima più tardi emendata in sottozona a *secedensis*.

Un caso particolare è dato dalla località dei "Lastei di Valsorda" (Brack & Rieber, 1993). Situata nel settore sud occidentale della piattaforma interna (vedi Fig. 2), rappresenta un vero e proprio giacimento di ammonoidi. Esso appare come una sorta di rilievo isolato ed è riscontrabile una certa delimitazione dello stesso. Due faglie molto evidenti passano in corrispondenza del Pis dei Mus e Cima Feudo. Ora, tornando al giacimento, esso è delimitato ad ovest da quello che può essere interpretato come un lineamento dovuto al prolungamento e successiva congiunzione delle due faglie suddette. Da una misura ottenuta traguardando la direzione apparente di questo con una bussola, si ottiene il valore di N318°. Per quanto riguarda la parte sud, anche qui è riconoscibile una faglia la cui direzione apparente risulta essere di circa N110°. In definitiva è possibile interpretare il giacimento dei Lastei come una specie di *graben*, o fossa tettonica, che avrebbe agito, durante il progressivo aumento del livello di base, da trappola sedimentaria. Un controllo della tettonica sindeposizionale sulle geometrie della piattaforma del Latemar era già stato postulato da Emmerich et al. (2005), sulla base dell'abbondanza dei fenomeni di collasso che interessano i margini.

Il deposito presenta una stratificazione ben definita, sub-parallela e con un'inclinazione primaria di circa 20°. Da misure effettuate sul giacimento si ottengono valori di giacitura di 255°/20° e di 247°/20°. All'esterno dei lineamenti, invece, le misurazioni assumono valori di 294°/04° a nord e di 065°/08° a sud e sud-ovest. È stata misurata inoltre una sezione stratigrafica del giacimento. Il livello basale, non misurabile, è rappresentato da un *wackestone* con ammonoidi e gasteropodi di dimensioni centimetriche, con presenza di fratture riempite da

cemento. Su di esso poggia una successione che è stata misurata e descritta per uno spessore di 12,43 m.

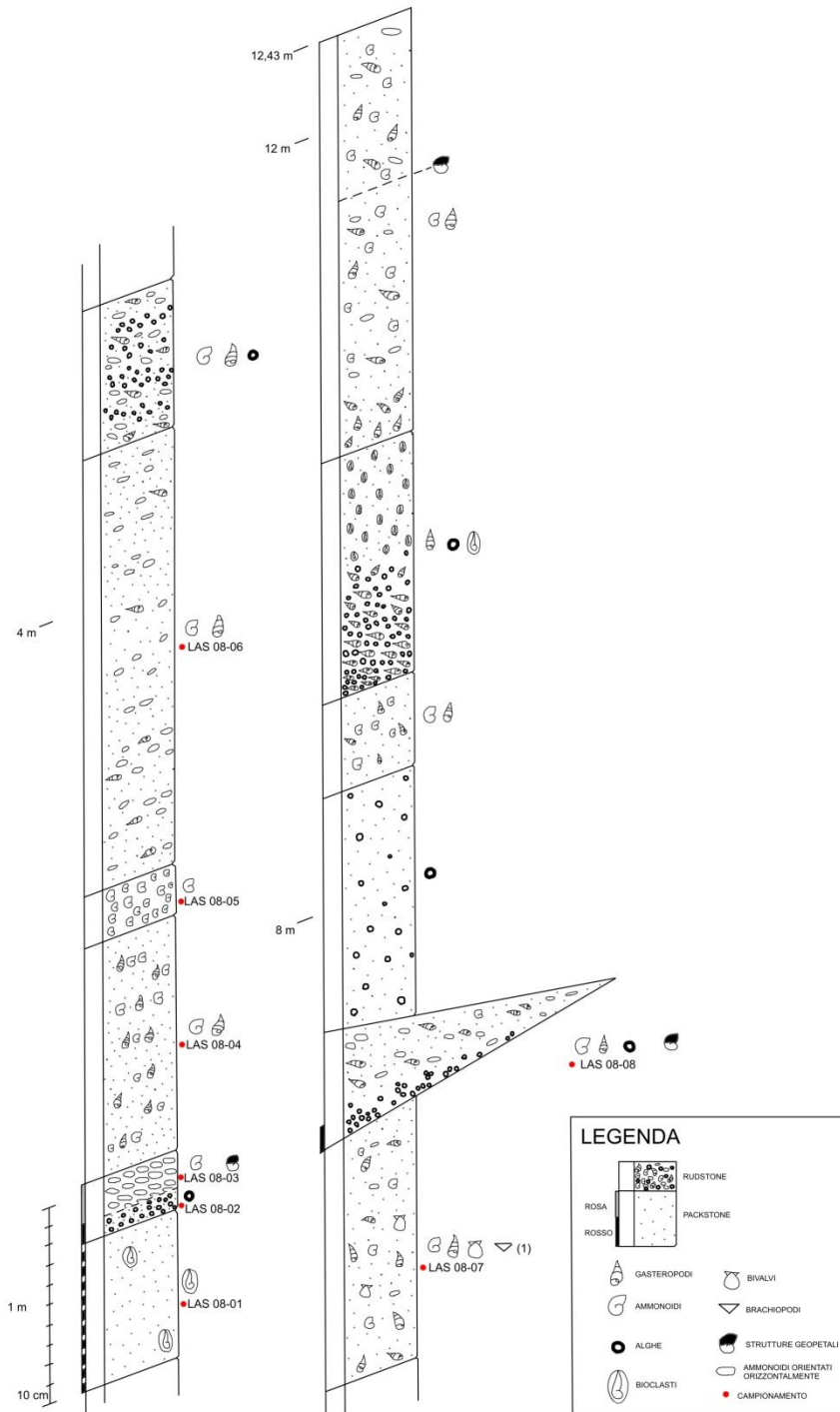


Figura 4: Sezione stratigrafica dei Lastei di Valsorda. Sono indicate le sigle dei campioni dai quali sono state preparate delle sezioni sottili.

Capitolo 3: *TUBIPHYTES*

Tubiphytes ed altri organismi morfologicamente simili sono tra i più abbondanti microfossili problematici descritti tra il Permiano e il Cretaceo. Risultano particolarmente numerosi nei *reef* ladinico - carnici della Tetide. Maslov (1956) definì la specie *T. obscurus* in sedimenti di età permiana degli Urali mentre i microfossili giurassici, descritti da Crescenti (1969), sono conosciuti come *T. morronensis*. Differenze morfologiche tra il *Tubiphytes* paleozoico e la forma giurassica hanno recentemente spinto diversi autori ad istituire un genere indipendente con il nome generico di *Crescentiella* nov. gen. per il secondo (Senowbari-Daryan, Bucur, Schlagintweit, Săsăran, Matyszkiewicz, 2008).

“*Crescentiella*” *morronensis* è costituito da due parti: a) parte interna e b) parte esterna.

- a) La parte interna (“core”) era una cavità, ora riempita da cemento, a forma di anfora o tubo cilindrico, rappresentante la camera di un foraminifero, *Nodophthalmidium* (Wagenplast, 1972; Flügel, 1981; Schmid, 1995) o *Nubeculinella* (Fritz, 1958). Essa costituisce una cavità tubolare che percorre tutto il fossile. La parete della cavità interna è composta da piccoli cristalli (di circa 2 µm secondo Senowbari-Daryan et al., 2008) di calcite senza una precisa orientazione. In *Tubiphytes obscurus* la parte interna assume una forma sferica o subsferica ed è limitata a singoli segmenti.
- b) La parte esterna (“cortex” o “envelope”) è molto più spessa della parte interna (cavità più parete del foraminifero nel *Tubiphytes* giurassico). Presenta una struttura ben distinguibile data da una fine laminazione obliqua (descritta come “dense micrite around a foraminiferal tube” da Pratt, 1995). Essa è prodotta dall’alternanza di granuli di differenti dimensioni ed orientazioni ed appare come linee concentriche in sezioni trasversali. Tale laminazione è assente nel *Tubiphytes* paleozoico che presenta, invece, una rete di elementi simili a capelli chiamati “trichomes” da Maslov (1956) o “micrite raggrumata” da Pratt (1995).

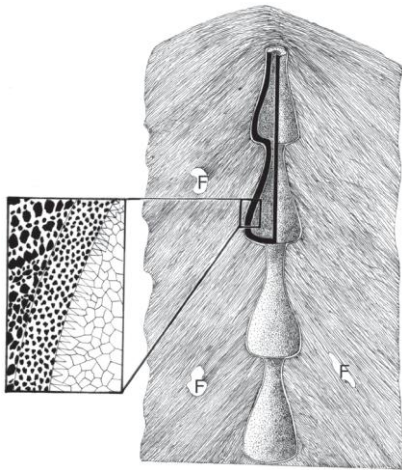


Figura 5: Sezione di *Crescentiella morronensis* e ricostruzione della cavità interna come foraminifero. L'ingrandimento mostra la parete della cavità interna, il cemento all'interno della camera e la laminazione della circostante "cortex". Le aree bianche nella parte esterna (F) sono inclusioni di organismi e/o frammenti inorganici (Senowbari-Daryan et al., 2008).

La posizione sistematica del *Tubiphytes* paleozoico è tra le più controverse in letteratura. Vachard et al. (2001) interpretarono il *Tubiphytes* Maslov come "un cianobatterio o alga sviluppatosi in simbiosi con altri organismi". Babcock (1986) ipotizzò che potrebbe appartenere ad un phylum ormai estinto.

Anche la collocazione sistematica del *Crescentiella morronensis* (Crescenti), come per il *Tubiphytes* e altri organismi simili, è alquanto incerta. Si ritiene che possa trattarsi di un'interazione tra due organismi differenti: il foraminifero funge da substrato per il cianobatterio, la cui incrostazione serve a sostenere e stabilizzare l'oggetto interno, consentendone così la crescita.

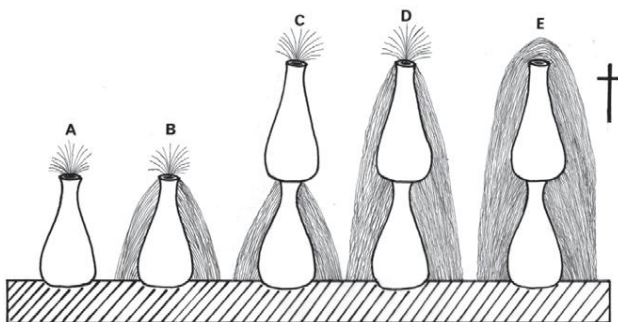


Figura 6: Possibile processo di crescita del *Crescentiella morronensis* come interazione tra due simbionti (foraminifero e cianoficeae). Si forma la prima camera del foraminifero che viene incrostata da cianoficeae. Dopo la creazione di una seconda sezione, segue la relativa incrostazione. Questo processo di crescita dei *Crescentiella* continua con la formazione di un foraminifero uniseriale al nucleo e una crosta circostante prodotta da cianoficeae. Dopo la morte del foraminifero l'intero corpo è incrostato da cianoficeae (Senowbari-Daryan et al., 2008).

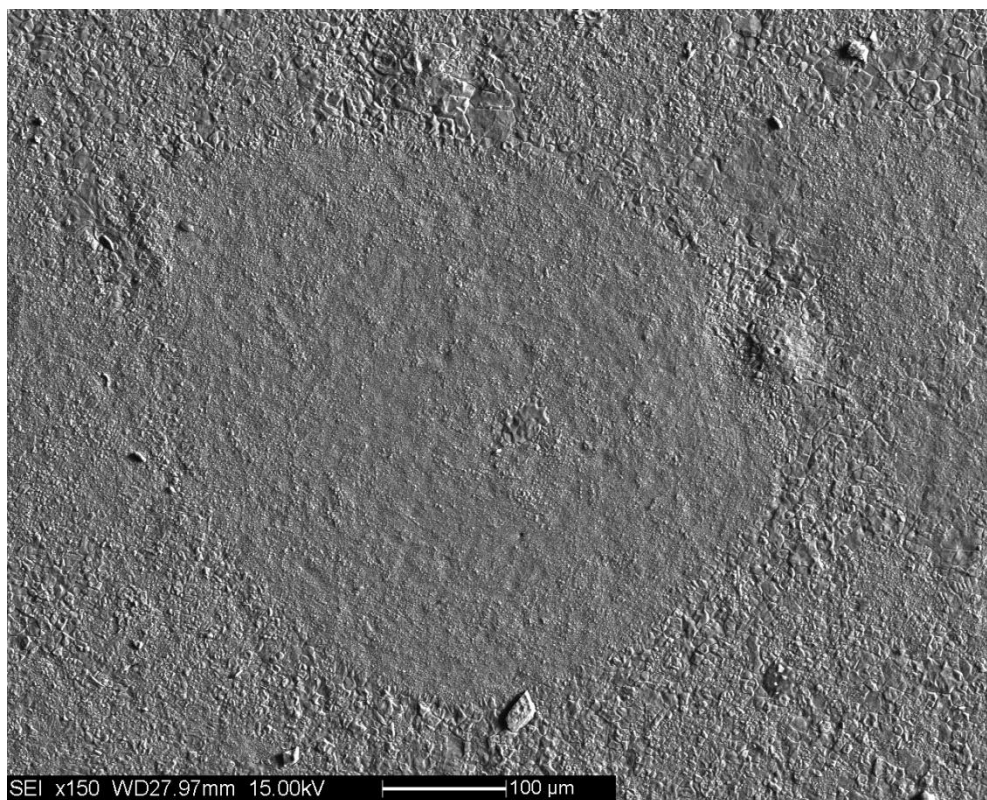


Figura 7: Microfotografia al SEM di una sezione trasversale di “*Tubiphytes*” triassico. È riconoscibile la piccola parte interna (“core”) e la spessa parte esterna (“cortex”). La laminazione, che in sezione trasversale appare come lamine concentriche, è appena visibile.

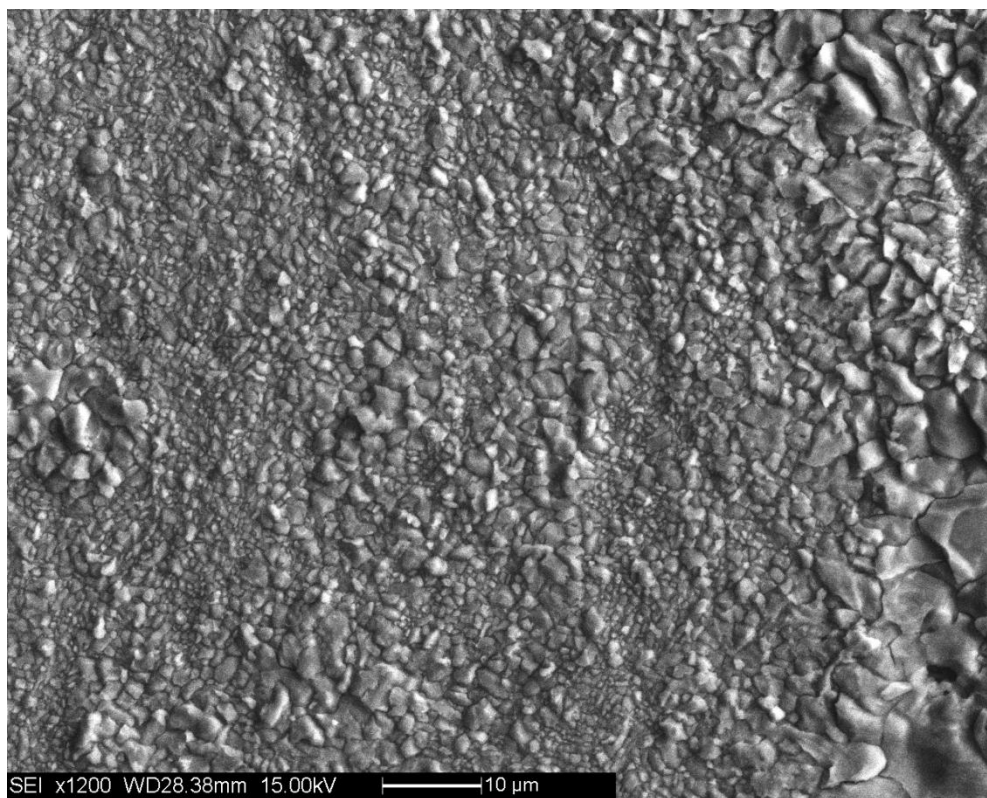


Figura 8: Ingrandimento dalla Fig. 7 che mostra la laminazione concentrica appena accennata.

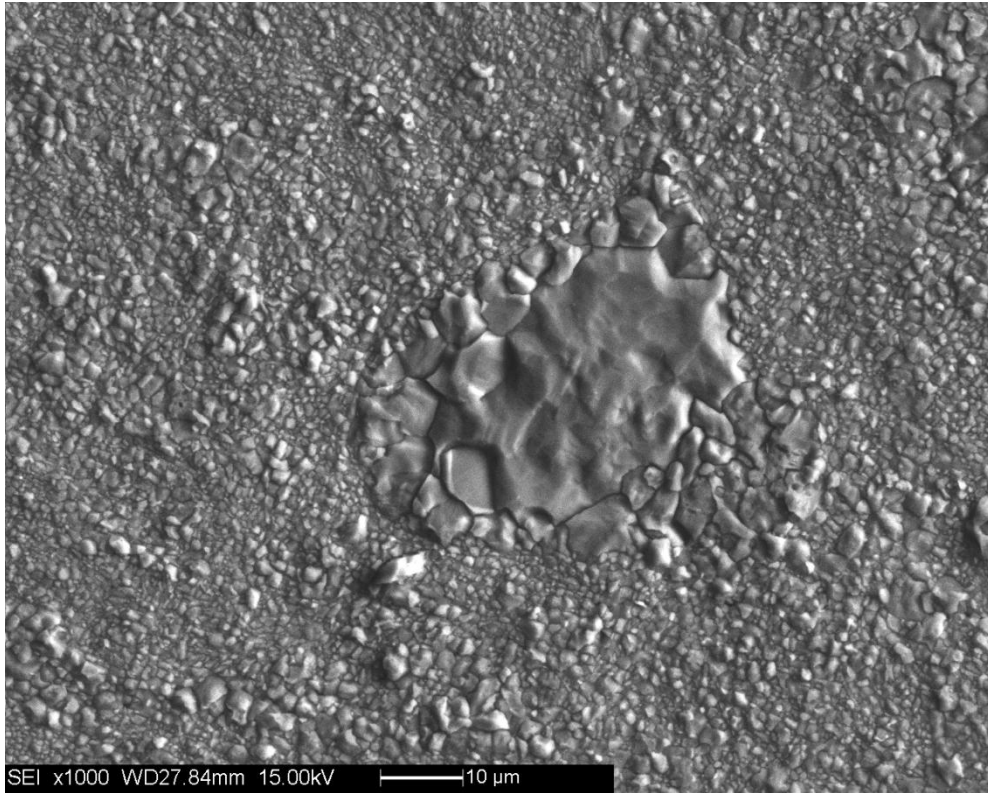


Figura 9: Ingrandimento dalla Fig. 7 che mostra la parte interna (“core”) con un riempimento a drusa di cemento calcitico. Risulta assente o indistinguibile la parete (“wall”) della parte interna.

Capitolo 4: DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Dal campionamento della successione dei Lastei di Valsorda sono stati ottenuti otto campioni. Tali campioni sono stati usati per la preparazione di sedici sezioni sottili (due per ogni campione).

Dall'analisi microscopica emergono le stesse evidenze osservate in campagna, ossia la presenza di strutture geopetali orizzontali, l'abbondante presenza di cemento e processi di dolomitizzazione parziale. Ciò che colpisce maggiormente è la granulometria estremamente fine della matrice. Numerosi sono, inoltre, i frammenti di *Tubiphytes*, alcuni dei quali abbastanza ben preservati e dalle caratteristiche morfologiche riconoscibili. Viste tali peculiarità si è ritenuto interessante approfondire l'analisi di questi ultimi.

Il primo passo è stata la preparazione dei "testimoni" (i blocchetti dai quali ottenere le sezioni sottili) per le osservazioni al SEM (Scanning Electron Microscope). Essi sono stati in un primo momento sottoposti ad esposizione all'acido cloridrico diluito per evidenziarne la tessitura e le microstrutture, quindi si è passati alla fase di metallizzazione (grafite) per rendere la superficie conduttiva.

Come precedentemente accennato per l'analisi al microscopio a luce trasmessa, anche, e soprattutto, al SEM è riscontrabile una micrite microcristallina (vedi Fig. 12). Sono stati trovati diversi *Tubiphytes*, tra cui una interessante sezione trasversale (vedi Fig. 7), dei quali sono state acquisite delle fotografie. Successivamente si è passati all'analisi d'immagine di una di queste.

Tramite un programma di elaborazione grafica, è stato contornato ogni singolo cristallo di un'area rappresentativa della parte esterna ("cortex") dell'organismo.

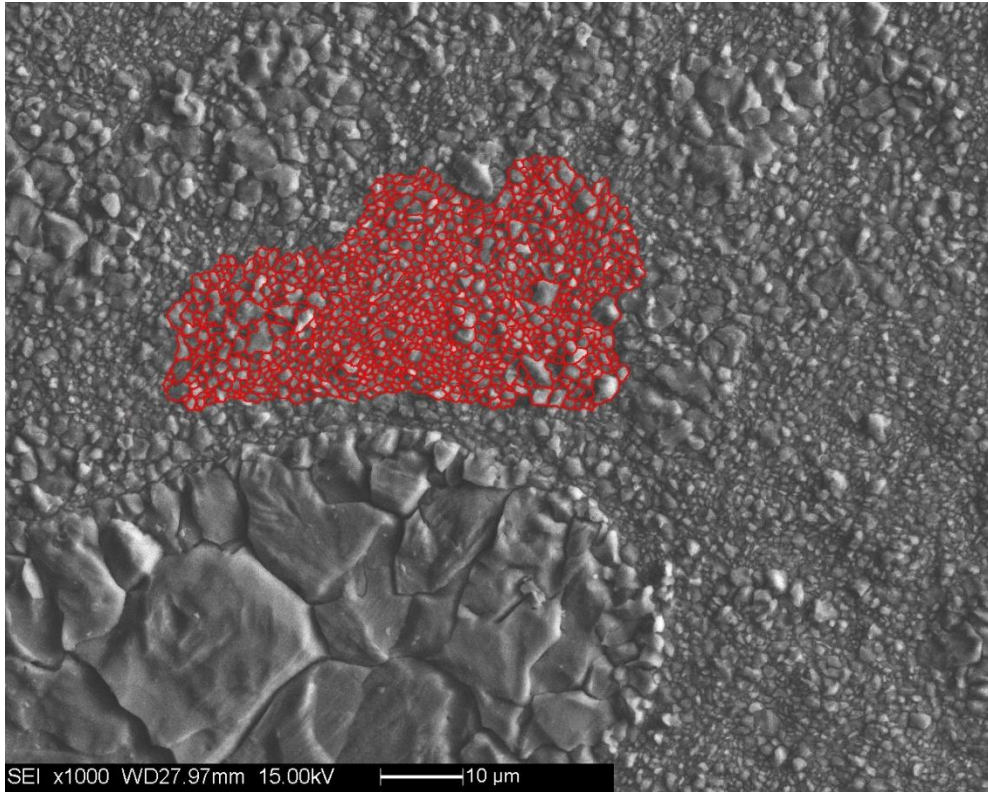


Figura 10: Delimitazione dei singoli cristalli di un'area della parte esterna del *Tubiphytes*.

Il numero di cristalli contornati ammonta a 923, tale da rendere l'analisi statisticamente significativa. L'area selezionata è stata poi elaborata in modo da riempire gli spazi rappresentati dai cristalli.



Tramite il programma ImageJ è stato possibile ottenere il conteggio del numero di pixel costituenti l'area ed il perimetro esterno di ogni elemento. Ciò che ci interessa è il diametro dei granuli, ricavabile da una semplice equazione:

$$D = \sqrt{\frac{\text{area} + \text{perimetro}}{\pi}} \times 2 .$$

Il diametro così ottenuto è però espresso in pixel. La

fotografia acquisita al SEM è stata calibrata misurando la lunghezza in pixel della scala: 10 μm corrispondono a 107 pixel, quindi 1 pixel corrisponde a 0,0934 μm .

Tutti i dati ottenuti sono stati riportati in un istogramma.

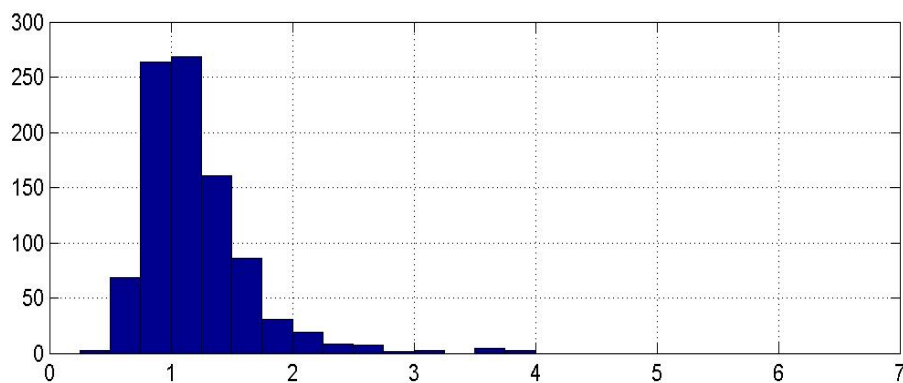


Figura 11: Istogramma. Nell'asse delle ascisse sono riportati i valori di granulometria espressi in μm . L'asse delle ordinate rappresenta la frequenza (numero di cristalli).

Il diagramma presenta una distribuzione simile a una log-normale, con una coda per i diametri maggiori. La dispersione dei dati è molto limitata ed essi sono addensati intorno a 1 μm .

Supponendo che i cristalli siano isotropi, è possibile ottenere una misura del diametro medio setacciabile (DS) degli stessi applicando la formula: $DS = 0,227 + 0,973 \times M$ (Harrell & Eriksson, 1979). Nel nostro caso la media aritmetica (M) risulta essere di 1,2 μm . Si ottiene così un valore di diametro setacciabile di 1,4 μm .

In letteratura una micrite di tale granulometria è nota come *nannomicrite* (Flügel, 2004).

La granulometria della parte esterna nella forma di *Tubiphytes* triassico, qui definita, risulta quindi significativamente più fine rispetto al *Crescentiella morronensis* giurassico (circa 2-3 μm). Tale differenza non è però l'unica. La parete ("wall") della cavità interna, molto evidente nell'organismo giurassico, è pressoché assente nella forma triassica.

Tale procedimento è stato utilizzato anche per la misurazione dei granuli costituenti un'area della matrice esterna ai *Tubiphytes*.

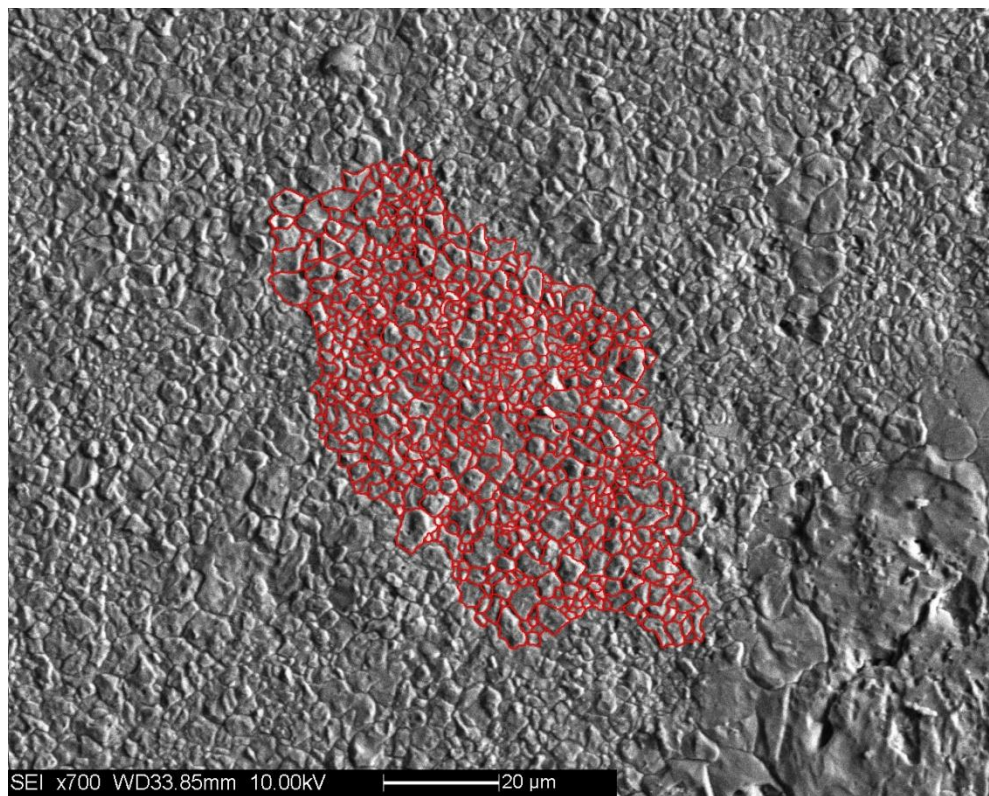


Figura 12: Delimitazione dei granuli di un'area della matrice.



Figura 13: 710 granuli contornati nella matrice della roccia contenente *Tubiphytes*.

Anche in questo caso la fotografia è stata calibrata misurando la lunghezza in pixel della scala. Graficando i nuovi dati otteniamo il seguente istogramma.

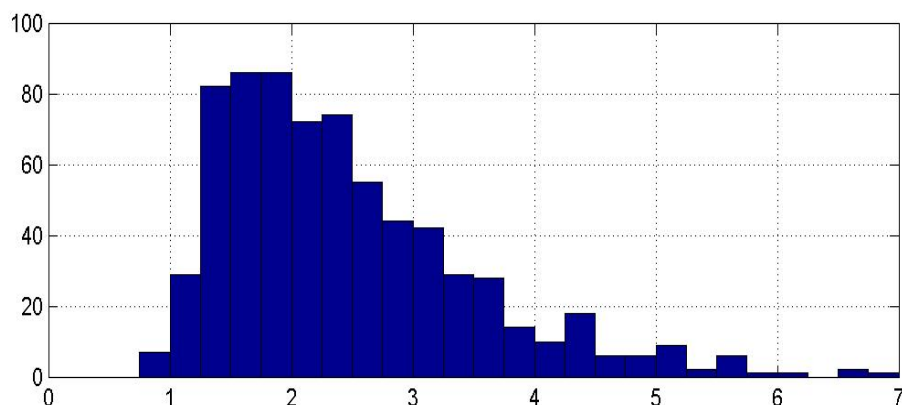


Figura 14: Istogramma. Nell'asse delle ascisse sono riportati i valori di granulometria espressi in μm . L'asse delle ordinate rappresenta la frequenza.

Il diagramma presenta di nuovo una asimmetria positiva. La media aritmetica della distribuzione è di $1,8 \mu\text{m}$. Supponendo ancora una volta che i cristalli siano isotropi e applicando la formula per il diametro setacciabile, otteniamo un valore di $2,0 \mu\text{m}$.

La micrite che costituisce la matrice del sedimento è quindi più grossolana di quella che costituisce i *Tubiphytes*, pertanto, si può dedurre che questi ultimi non hanno contribuito in modo dominante alla produzione di carbonato fine. Il contributo alla sedimentazione di *Tubiphytes* è costituito soprattutto dai grani scheletrici che si ritrovano abbondanti nelle facies di margine e di *slope* della piattaforma.

In conclusione i risultati fondamentali di questo studio sono l'aver osservato una forma di *Tubiphytes* di età triassica dalle caratteristiche differenti rispetto agli organismi morfologicamente simili di età paleozoica (*Tubiphytes obscurus*) e giurassica (*Crescentiella morronensis*). La granulometria della micrite costituente i sedimenti della piattaforma è più grossolana di quella che costituisce i *Tubiphytes*, e pertanto non deriva da essi. Comunque l'accumulo e la deposizione di frammenti di *Tubiphytes*, costituisce un contributo significativo al volume della piattaforma del Latemar.

APPENDICE

Descrizione degli strati della successione dei Lastei di Valsorda. Si noti che tutte le unità descritte sono in realtà clinostrati con inclinazione primaria di ca. 20 gradi.

- 1° strato: packstone a volte rossastro con rari bioclasti. Spessore: 75 cm;
- 2° strato: primi 10 cm: packstone rosso con bioclasti (tra cui *Tubiphytes*). 20 cm: rudstone a prevalenti ammonoidi orientati orizzontalmente, strutture geopetali orizzontali. Spessore: 30 cm variabile lateralmente fino ad un minimo di 10 cm;
- 3° strato: packstone con lenti di grossi gusci di ammonoidi e gasteropodi. Spessore: 120 cm variabile lateralmente;
- 4° strato: rudstone con gusci di ammonoidi vari (cioè appartenenti a diversi gruppi tassonomici). Spessore: 26 cm;
- 5° strato: packstone con lenti di grossi gusci di ammonoidi (prevalenti e vari) e gasteropodi (scarsi), disposti lungo strato e orizzontali. Spessore: 223 cm;
- 6° strato: packstone con lenti di grossi gusci di ammonoidi disposti orizzontalmente e gasteropodi. Nella parte priva di ammonoidi sono presenti alghe *Dasycladaceae*. Spessore: 76 cm;
- 7° strato: packstone con lenti di gusci di ammonoidi (prevalenti *Latemarites bavaricus*), gasteropodi (abbondanti), bivalvi e brachiopodi (1). Spessore: 125 cm;
- 8° strato: rudstone ad alghe discontinuo, rosso alla base. Packstone con gusci di gasteropodi e ammonoidi orizzontali. Fossili di dimensioni maggiori verso il basso. Strutture geopetali orizzontali. Spessore: da 0 cm si ispessisce verso la parte bassa del clinostrato fino a 55 cm;
- 9° strato: packstone ad alghe *Dasycladaceae* (non abbondanti). Spessore: 127 cm;
- 10° strato: packstone con lenti di gusci di ammonoidi e gasteropodi. Spessore: 48 cm;
- 11° strato: inizialmente rudstone ad alghe e gasteropodi disposti orizzontalmente con strutture geopetali orizzontali. Parte alta: packstone a bioclasti più piccoli. Spessore: 123 cm;

- 12° strato: parte bassa: non chiara, presenza gasteropodi. Parte alta: packstone con lenti di ammonoidi e gasteropodi. A 130 cm dalla base: lente con ammonoidi di varie specie con strutture geopetali orizzontali. Spessore: 215 cm.

BIBLIOGRAFIA

ASSERETO, R., KENDALL, C.G.St.C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, **24**, 153-210.

BABCOCK, J.A. (1986): The puzzle of alga-like problematica, or rummaging around in the algal wastebasket. In: HOFFMAN, A. & NITECKI, M.H. (eds.): Problematic Fossil Taxa. *Oxford University Press*, New York - *Clarendon Press*, Oxford, 12-26.

BLENDINGER, W. (1994): The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis. *Sedimentology*, **41**, 1147-1159.

BOSELLINI, A. (1984): Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. *Sedimentology*, **31**, 1-24.

BOSELLINI, A., GIANOLLA, P., STEFANI, M. (2003): Geology of the Dolomites. *Episodes*, **26**, 181-185.

BRACK, P., RIEBER, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary. New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **86**, 415-527.

CRESCENTI, U. (1969): Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: correlazioni. *Geologica Romana*, **8**, 15-40.

EMMERICH, A., GLASMACHER, U.A., BAUER, F., BECHSTADT, T., ZUHLKE, R. (2005): Meso-Cenozoic basin and carbonate platform development in the SW-Dolomites unraveled by basin modelling and apatite FT analysis: Rosengarten and Latemar (Northern Italy). *Sedimentary Geology*, **175**(1-4), 415-438.

FLÜGEL, E. (1981): "Tubiphyten" aus dem fränkischen Malm. *Geol. Bl.*, **31**(1-4), 126-142.

FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of carbonate rocks, Springer - Verlag, Berlin - Heidelberg (Germany), 976 pp.

FRITZ, G.K. (1958): Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weißen Jura der Schwäbischen Alb. Arb. Geol. Paläont. Inst. Stuttgart. *N.F.*, **13**, 1-113.

HARRELL, J.A., ERIKSSON, K.A. (1979): Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters, *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 273-280.

HARRIS, M.T. (1994): The foreslope and toe-of-slope facies of the Middle Triassic Latemar buildup (Dolomites, northern Italy), *Journal of Sedimentary Research*, **64**, 132-145.

KENDALL, C.G.St.C., WARREN, J.K. (1987): A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, **34**, 1007-1027.

MANFRIN, S., MIETTO, P., PRETO, N. (2005): Ammonoid biostratigraphy of the Middle Triassic Latemar platform (Dolomites, Italy) and its correlation with Nevada and Canada. *Geobios*, **38**, 477-504.

MASETTI, D., NERI, C. (1980): L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti occidentali): sedimentologia e paleogeografia. Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie), Sezione IX. *Sci. Geol. Mineral.*, **7**, 1-19.

MASLOV, V.P. (1956): Fossil calcareous algae of the URSS. *Trudy Geologicheskii Nauk Institut URSS*, **160**, 301.

MIETTO, P., MANFRIN, S. (1995): A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**, 539-563.

PRATT, B.R. (1995): The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.*, **23**, Blackwell Science 49-123.

SCHLAGER, W. (2003): Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *International Journal of Earth Sciences*, **92**, 445-464.

SCHMID, D.U. (1995): "Tubiphytes" morronensis – eine fakultativ inkrustierende Foraminifere mit endosymbiotischen Algen. *Profil*, **8**, 305-317.

SENOWBARI-DARYAN, B., BUCUR, I.I., SCHLAGINTWEIT, F., SĂSĂRAN, E., MATYSZKIEWICZ, J. (2008): Crescentiella, a new name for "Tubiphytes" morronensis CRESCENTI, 1969: an enigmatic Jurassic-Cretaceous microfossil. *Geologia Croatica*, **61**(2-3), 185-214.

VACHARD, D., HAUSER, M., MARTINI, R. & ZANINETTI, L., MATTER, A. & PETERS, T. (2001): New algae and problematica of algal affinity from the Permian of the Aseelah unit of the Batain Plain (East Oman). *Geobios*, **34/4**, 375-404.

WAGENPLAST, P. (1972): Ökologische Untersuchungen der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb. Arb. Geol. Paläont. Inst. Stuttgart. *N.F.*, **67**, 1-99.