



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof. Domenico Rio

TESI DI LAUREA IN SCIENZE GEOLOGICHE

**CONTINUITÀ LATERALE DELLE FACIES NELLA
LAGUNA INTERNA DELLA PIATTAFORMA
TRIASSICA DEL LATEMAR**

Relatore: Dott. Nereo Preto

Correlatore: Dott. Alberto Riva

Laureando: Lorenzo Flaim

ANNO ACCADEMICO 2008/2009

Indice

1. Abstract	2
2. Introduzione generale	3
3. Scopo e metodi di lavoro.....	6
4. Svolgimento del lavoro e risultati.....	7
5. Discussione dei dati ottenuti.....	9
Appendice	12
Bibliografia	14

1. Abstract

This study aims to analyse the sedimentary facies of the internal lagoon of the Latemar platform. Three stratigraphic sections were measured in the internal lagoon (Cima Valsorda, Cima Forcellone, Cimon del Latemar), all containing a marker ash bed which has been already studied and dated. Therefore the sections are indubitably correlated. Shallowing-upward cycles, as those described by Goldhammer et al. (1987, 1990), are present throughout the sections. But the most interesting thing is the variable thickness between sections.

One dozen of thin sections were obtained from the three sections and their analysis showed similar facies through correlated horizons, especially in subtidal intervals. There are less analogies through the horizons which show tepee structures.

Lateral facies changes at the small scale of the shallowing-upward cycles, as described by Egenhoff et al. (1999), could not be confirmed in this study. Furthermore, the observed variations of thickness were not recognized in the study of Zühlke et al. (2003).

2. Introduzione generale

Il gruppo del Latemar, situato nella zona nord-orientale del Trentino al confine con la provincia di Bolzano, costituisce il relitto di un'antica piattaforma carbonatica medio triassica. Escludendo alcune parti fortemente dolomitizzate, in generale ha preservato molto bene le caratteristiche geologiche, soprattutto quelle della laguna interna. Per questo il Latemar è un caso eccezionale nel panorama dolomitico ed è stato oggetto di importanti studi, a partire dagli anni '70 (Bosellini and Rossi, 1974, Leonardi, 1967).

La piattaforma presenta inizialmente una fase di aggradazione e retrogradazione e successivamente una di evidente progradazione verso i bacini antistanti (Bosellini, 1984).

La prima fase è databile Anisico superiore, mentre quella successiva caratterizza la prima parte del Ladinico. Poi la produzione di carbonato di calcio è stata interrotta bruscamente dall'inizio di un'importante attività vulcano-tettonica centrata nell'area di Predazzo e dei Monzoni (Viel, 1979), portando così alla morte dell'atollo.

Tuttavia l'erosione ha asportato una parte consistente della piattaforma e ciò che rimane dal punto di vista stratigrafico appartiene all'Anisico, in virtù del nuovo GSSP del limite Anisico-Ladinico definito nella zona di Bagolino (BS) nella primavera del 2005 dalla *International Commission on Stratigraphy* (ICS) (Brack et al., 2005). Invece storicamente il Latemar era stato sempre considerato una piattaforma ladinica, infatti la figura 1 presenta una definizione superata dell'Anisico che dovrebbe essere più esteso.

Il Latemar si inserisce quindi nella successione triassica delle Dolomiti e fa parte della prima generazione di piattaforme carbonatiche con evidente rilievo morfologico che si sviluppano dopo l'estinzione permo-triassica (Marmolada, Pale di S.Martino, Catinaccio, ...); infatti verso la fine dell'Illirico (ultimo sottopiano dell'Anisico) prima dell'inizio della progradazione esisteva un dislivello di più di 1000 m tra il margine della piattaforma e i relativi depositi bacinali rappresentati dalla Formazione di Buchenstein (Bosellini, 1984). La formazione sedimentaria che la costituisce viene indicata comunemente col nome di Formazione dello Sciliar (Anisico superiore-Ladinico) e si imposta al di sopra di un horst conseguente alla frammentazione per tettonica distensiva di età anisica (Masetti & Neri, 1980) della formazione di Contrin, che corrisponde ad una piattaforma carbonatica subtidale con trend progradante.

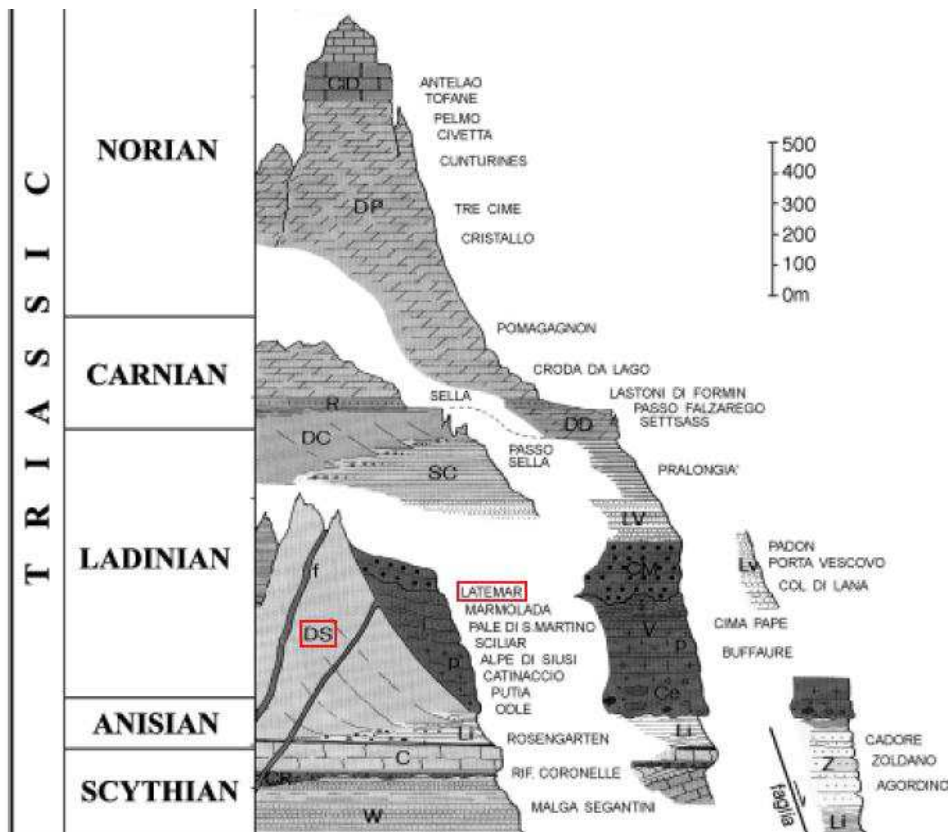


FIG. 1: Stratigrafia del Triassico dolomitico, sono evidenziati la Formazione dello Sciliar e il Latemar (Geology of the Dolomites 2003, A.Bosellini, P.Gianolla and M.Stefani). La nomenclatura aggiornata invece da Neri et al. (2007).

CD	Calcare di Dachstein
DP	Dolomia Principale
R*	Formazione di Travenanzes
DD*	Formazione di Heiligkreuz
DC	Dolomia Cassiana
SC	Formazione di San Cassiano
LV*	Formazione di Wengen
CM	Conglomerato della Marmolada
V	Vulcaniti
p	pillow lavas
Z	Arenaria di Zoppè
f	filoni
DS	Formazione dello Sciliar
Li*	Formazione di Buchenstein
C	Formazione del Contrin
CR	Conglomerato di Richthofen
W	Formazione di Werfen

* le sigle si riferiscono ai vecchi nomi delle formazione ormai abbandonati.

Il lavoro si è concentrato sulla piattaforma interna. Già molti altri autori se ne sono occupati, mettendo in evidenza da subito una fitta stratificazione pianoparallela e una forte ciclicità sedimentaria.

Goldhammer ha messo in evidenza la presenza di circa 600 m di cicli *shallowing-upward* che si ripetono praticamente in tutta la laguna interna su scala da decimetrica a metrica (Goldhammer et al., 1987, 1990). Si tratta di cicli peritidali in prevalenza regressivi, che iniziano sempre con una facies subtidale più spessa seguita poi da una facies sopratidale più sottile. Molto frequenti nei cicli sono le cosiddette strutture a *tepee*, strutture diagenetiche a forma di piccole tende con fianchi concavi verso l'alto e interpretati da vari

autori come parti marginali di antichi poligoni diagenetici, i cui bordi sono ricurvi verso l'alto per processi di cementazione (Assereto & Kendall, 1977; Kendall & Warren, 1987). Queste strutture caratterizzano molto le zone vicine al *reef* e si sviluppano in ambiente peritidale (Esteban & Pray, 1983) in climi stagionali aridi o semiaridi (Warren 1983).

Basandosi sullo spessore medio dei cicli sedimentari, sulla proporzione tra facies subtidali e facies d'esposizione e alla quantità di strutture a tepee presenti già lo stesso Goldhammer aveva tentato di suddividere il corpo sedimentario della laguna interna in una serie di litozone (Goldhammer et al. 1987).

Successivamente Egenhoff et al. (1999) ha portato avanti studi molto ampi ed approfonditi sull'argomento, giungendo tra l'altro ad una definizione più precisa della litostratigrafia, caratterizzata da 6 litozone a livello macroscopico (FIG. 2).

LITAZONA	SPESSORE	DESCRIZIONE		
Upper Tepee Facies	180 m	Unità con facies peritidali: in LCF e UCF i tepee sono ristretti ad una fascia esterna vicina al reef, mentre in MTF e UTF abbondano le strutture a tepee un po' ovunque	ILLIRICO	ANISICO
Upper Cyclic Facies	70 m			
Middle Tepee Facies	105 m			
Lower Cyclic Facies	120 m	Litozona subtidale caratterizzata da orizzonti a tepee circa ogni 10 m		
Lower Tepee Facies	145 m			
Lower Platform Facies	100 m	Litozona interamente subtidale		

FIG. 2: Successione della laguna interna proposta da Egenhoff et al. (1999). Da notare che le unità proposte, nonostante siano chiamate facies, sono delle litozone costituite da ripetizioni di varie facies. Il limite Anisico/Ladinico in passato era posto tra LCF e MTF ed ora è stato spostato più in alto secondo la definizione di Brack et al. (2005).

Data per certa la ripetitività dei cicli verticalmente, una questione molto importante e tutt'ora dibattuta è la continuità o meno degli strati lateralmente ovvero la continuità delle facies all'interno della laguna interna.

Egenhoff et al. (1999), sulla base di una serie di sezioni stratigrafiche, hanno messo in evidenza sia la presenza di alcuni *marker horizons* (chiamati I, M, N e R) tracciabili nella laguna, ma al contempo cambiamenti laterali delle facies. Infatti affermano che spostandosi dal margine verso le zone interne della laguna i livelli a *tepee* progressivamente sfumano in facies peritidali senza evidenti segni di esposizione subaerea; questo secondo Egenhoff et al. indicherebbe un fase di abbassamento del livello del mare ma senza esposizione dei sedimenti della laguna al termine del ciclo sedimentario. La

piattaforma verrebbe esposta solo nella zona di margine. In casi più rari invece hanno notato che alcuni livelli a *tepee* lateralmente passano a orizzonti di esposizione privi di cementi, indicando perciò l'esposizione subaerea di gran parte della laguna e non solo della zona di margine durante il periodo di abbassamento del livello marino.

Inoltre Egenhoff et al. (1999) hanno evidenziato la presenza di variazioni di facies su scala più piccola all'interno degli stessi cicli *shallowing-upward* e le ha evidenziate tramite tre sezioni stratigrafiche tracciate presso Cima Valsorda, Cima Forcellone e Cimon del Latemar e di spessore non superiore a 10 metri.

3. Scopo e metodi di lavoro

L'obiettivo di questo lavoro è stato cercare di fare luce sulla questione, attraverso la verifica della continuità laterale o meno degli strati alla scala dei singoli cicli regressivi nella laguna interna. In particolare sono state analizzate sia le caratteristiche delle facies sia gli spessori degli strati.

Questo studio si inserisce all'interno di un progetto più ampio per conto di ENI e che ha l'obiettivo di realizzare un modello 3D statico della piattaforma carbonatica del Latemar. Essa è stata scelta per le condizioni eccezionali di conservazione e per le possibili analogie con la piattaforma del Kashagan nel sottosuolo del Mar Caspio.

Il lavoro è stato diviso in due parti fondamentali:

- lavoro in campagna: misurazione di tre sezioni stratigrafiche di dettaglio in tre siti diversi della laguna interna e a distanze diverse dal reef, campionamento delle sezioni;
- lavoro in laboratorio: stesura definitiva delle sezioni e correlazione, analisi delle microfacies in sezione sottile, confronto delle mie sezioni con quelle di altri autori.

Le tre sezioni sono state scelte in modo che tutte comprendessero un livello cineritico (*ash bed*) già studiato in precedenza e tracciato lungo tutta la laguna interna. Per essere più precisi si tratta di due livelli di cinerite rossa a grana fine e ricca di cristalli di biotite; il primo è spesso mediamente 5 cm, mentre il secondo 8-10 cm e sono separati da un piccolo livello subtidale.

Questo accorgimento è fondamentale per avere la certezza che le tre sezioni si trovino allo stesso livello stratigrafico e quindi permettere di fare correlazioni.

Per quanto riguarda la posizione delle sezioni all'interno della piattaforma la scelta è ricaduta su zone conosciute e già misurate in altri lavori precedenti (Goldhammer et al., 1987; Egenhoff et al., 1999; Preto et al., 2001; Zühlke et al., 2003): Cima Valsorda, Cima Forcellone, Cimon del Latemar. Ciò è stato utile non solo perché si trattava di zone con una stratigrafia ben conservata e ben esposta, ma anche perché in un secondo tempo ci ha permesso di fare degli utili confronti con i lavori precedenti.

4. Svolgimento del lavoro e risultati

La prima parte del lavoro si è svolta durante l'estate del 2008 ed è consistita nel misurare tre sezioni stratigrafiche di dettaglio in tre siti ben precisi del massiccio del Latemar (Cima Valsorda, Cima Forcellone, Cimon del Latemar).

All'attività di campagna hanno anche partecipato Stefano Castellani e Giovanni Gattolin, due studenti di Scienze Geologiche, e Alberto Riva, borsista di Ferrara, nonché il professor Nereo Preto.

Le misurazioni sono state molto dettagliate, alla scala del centimetro, infatti le sezioni hanno dimensioni contenute ed inferiori a 10 m di altezza: Cima Valsorda 4,20 m; Cima Forcellone 6,70 m; Cimon del Latemar 8,25 m.

Da subito è risultata evidente la suddivisione delle sezioni in cicli *shallowing-upward*, come già descritto da Goldhammer et al. (1987), di spessore sempre inferiore al metro e costituiti generalmente da un wackestone-packstone povero in bioclasti che in vari casi sfuma in un grainstone o rudstone eventualmente ad oncoidi (facies subtidale) e poi da un livello di dolomie gialle con pisoidi e sheet cracks (facies d'emersione). Tuttavia sono possibili delle variazioni nella litologia, ma sempre mantenendo il principio dei cicli sedimentari. Essendo contenute nella Middle Tepee Facies le sezioni presentano un buon numero di livelli costituiti da strutture a tepee e loro relativi riempimenti (cementi calcitici, livelli laminati gialli d'emersione, grainstone-rudstone, mudstone, livelli sottili di cinerite).

Correlated sections (MTF)

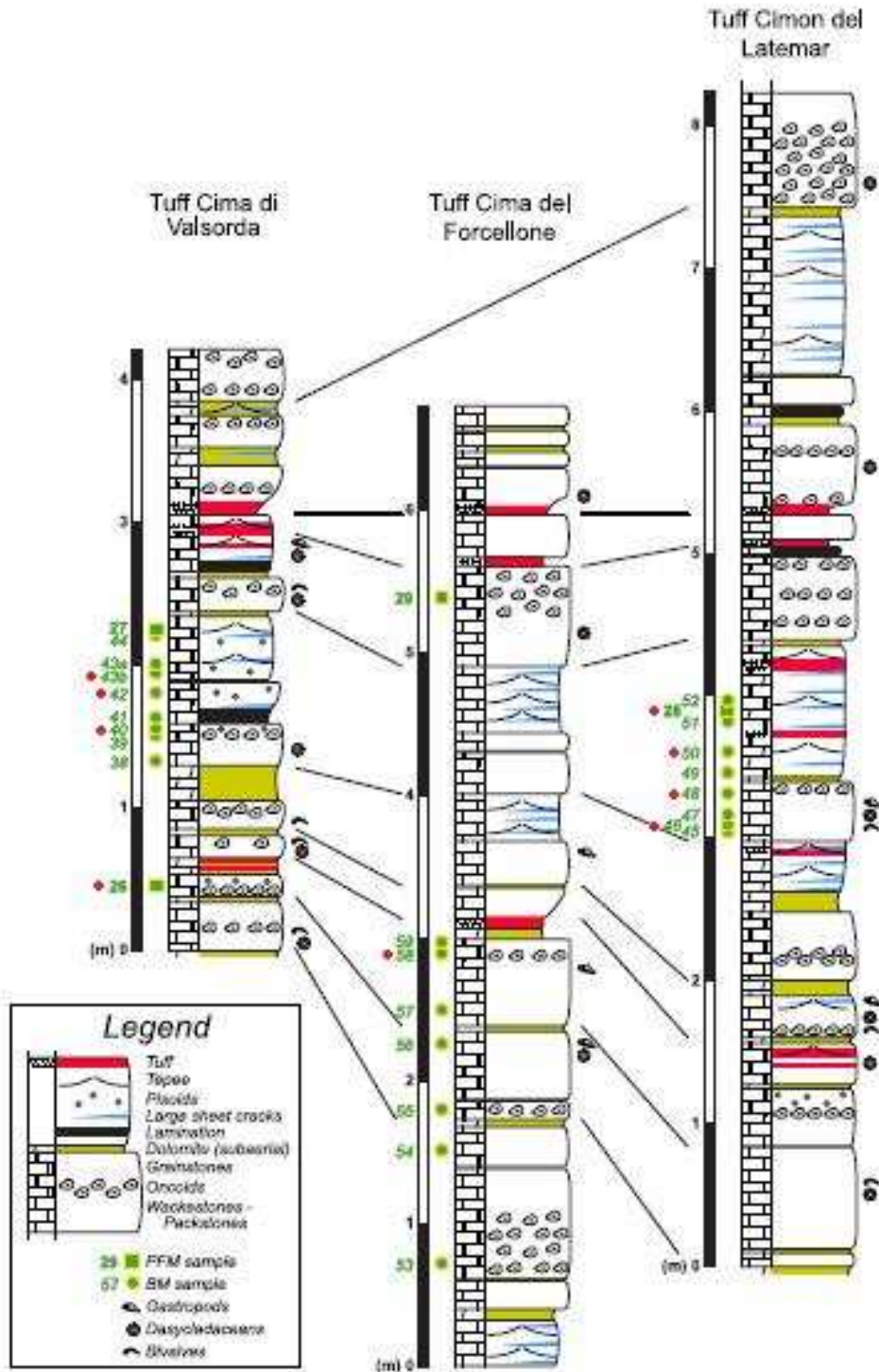


FIG. 3: Sezioni stratigrafiche. Sono indicate le sigle dei campioni e le correlazioni. La correlazione in grassetto è quella relativa alla cinerite e quindi già nota in precedenza. I campioni contrassegnati col puntino rosso sono quelli da cui sono state ricavate le sezioni sottili.

È stato effettuato un fitto campionamento, scegliendo una parte ristretta da campionare e cercando di avere testimoni per tutte le facies rilevate nei cicli *shallowing-upward*.

Una volta acquisiti, i dati di campagna sono stati rielaborati disegnando con precisione le tre sezioni (FIG. 3). Le correlazioni sono state effettuate con il seguente criterio: prima è stata correlata la cinerite principale, poi le cineriti secondarie, infine le facies d'emersione più sviluppate (con evidenti strutture a tepee). Creata l'ossatura principale è stato poi semplice correlare le rimanenti facies d'emersione e quelle subtidali.

La seconda parte del lavoro si è svolta invece in laboratorio durante la primavera 2009. Per prima cosa sono stati selezionati i campioni da cui ottenere le sezioni sottili da studiare. Ovviamente sono stati scelti campioni provenienti da livelli correlati in modo da fare dei confronti laterali tra le sezioni. In seguito i campioni sono stati inviati al laboratorio di sezioni sottili ed ho eseguito personalmente i primi tagli tramite una troncatrice "Unitom 2", previa autorizzazione del responsabile e del professor Preto.

I campioni selezionati sono i seguenti:

Cima Valsorda		Cimon del Latemar		Cima Valsorda		Cimon Forcellone
43b	→	28 (x2)		26 (x2)	→	58
42	→	50				
40	→	48				
		46				

Dalle osservazioni al microscopio si è potuto notare notevoli tratti in comune tra le sezioni e in vari casi la ripetizione della stessa facies. In particolare le coppie BM 40/BM 48 e BM 42/BM 50 sono molto simili. Meno analogie invece sono presenti tra le sezioni sottili provenienti da livelli a tepee, ma questo è comprensibile considerando l'eterogeneità in generale dei sedimenti che riempiono tali strutture (cementi calcitici, livelli laminati gialli d'emersione, grainstone-rudstone, mudstone, livelli sottili di cinerite).

Tutte le descrizioni delle sezioni sottili sono contenute nell'appendice. La classificazione di riferimento per le descrizioni è quella di Dunham per le rocce carbonatiche modificata da Embry & Klovan (1971).

5. Discussione dei dati ottenuti

Prendendo in esame i dati ottenuti per prima cosa risulta evidente che per quanto riguarda le zone da noi indagate (Cima Valsorda, Cima Forcellone e Cimon del Latemar) le facies tendono a persistere lateralmente con piccole variazioni di poco conto. Ciò sicuramente

entra in contrasto con Egenhoff et al. (1999) che afferma la presenza di variazioni di facies sia su grande scala (tra la zona prossima al margine ricca in strutture a *tepee* e quella più interna caratterizzata da facies peritidali) che su scala più piccola (all'interno dei cicli *shallowing-upward*).

Le variazioni di facies su grande scala individuate da Egenhoff et al. (1999) sembrano valide, mentre sorgono dei dubbi sulla validità dei cambiamenti laterali individuati tra le tre sezioni misurate nelle stesse aree studiate in questo lavoro (Cima Valsorda, Cima Forcellone, Cimon del Latemar).

Comunque bisogna non dimenticare che le aree indagate in questo studio sono rappresentative della parte Ovest-NordOvest del blocco del Latemar, quindi non c'è globale certezza sulla continuità laterale degli strati. Basti pensare che il *marker bed* cineritico usato per le correlazioni tende a chiudersi e scomparire come abbiamo osservato tracciandolo verso il bivacco Rigatti (parte Est).

Inoltre è stato messo in evidenza un altro aspetto molto importante. Dopo aver tracciato le correlazioni tra i vari strati è risultato evidente che ci sono sensibili variazioni di spessore tra una sezione e l'altra. In particolare a Cimon del Latemar gli spessori sono maggiori rispetto a Cima Valsorda e Cima Forcellone.

Questa situazione potrebbe essere spiegata ammettendo la presenza di una tettonica sinsedimentaria che ha causato l'instaurarsi di tassi di sedimentazione diversi tra il settore occidentale e quello settentrionale della piattaforma.

Allora lunghe sezioni misurate in località diverse, come quelle di Zühlke et al. (2003), dovrebbero mostrare simili differenze su più livelli stratigrafici.

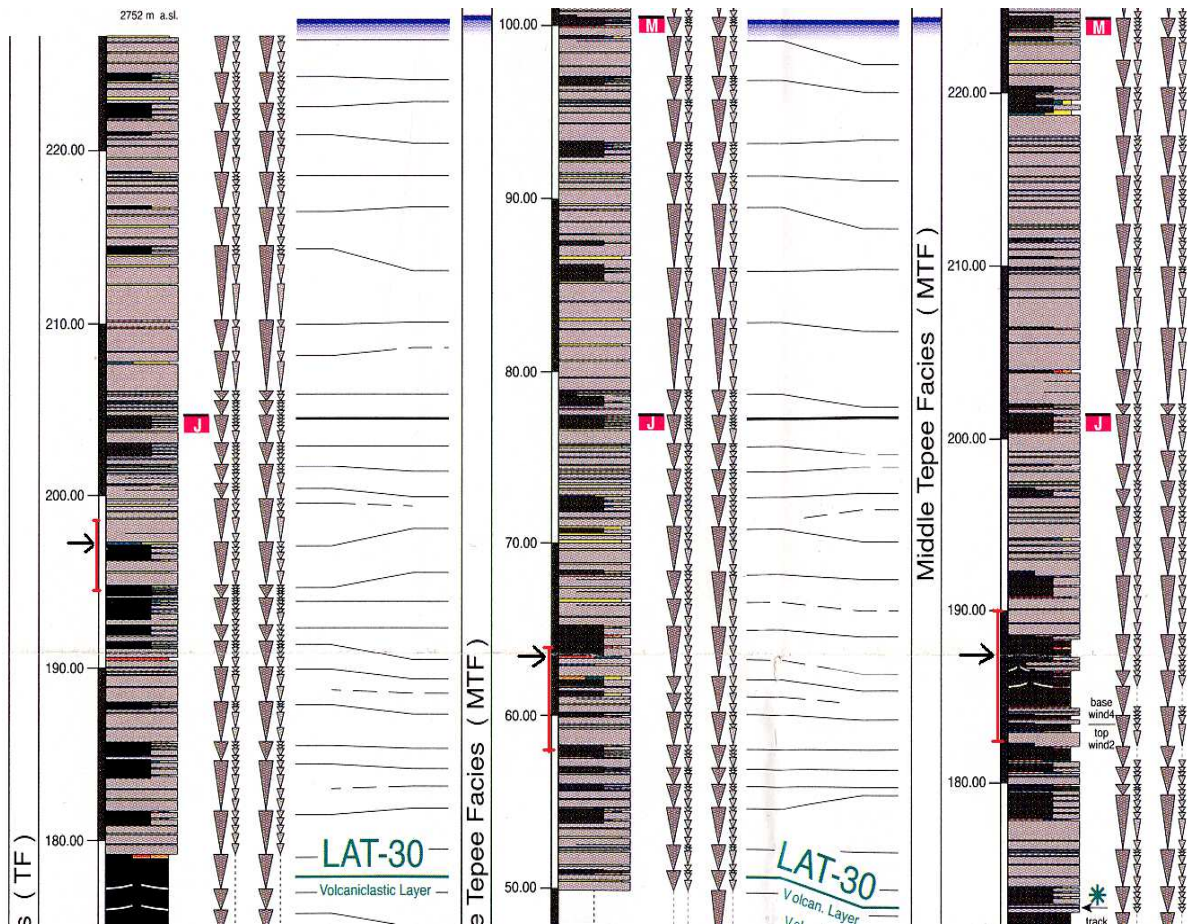
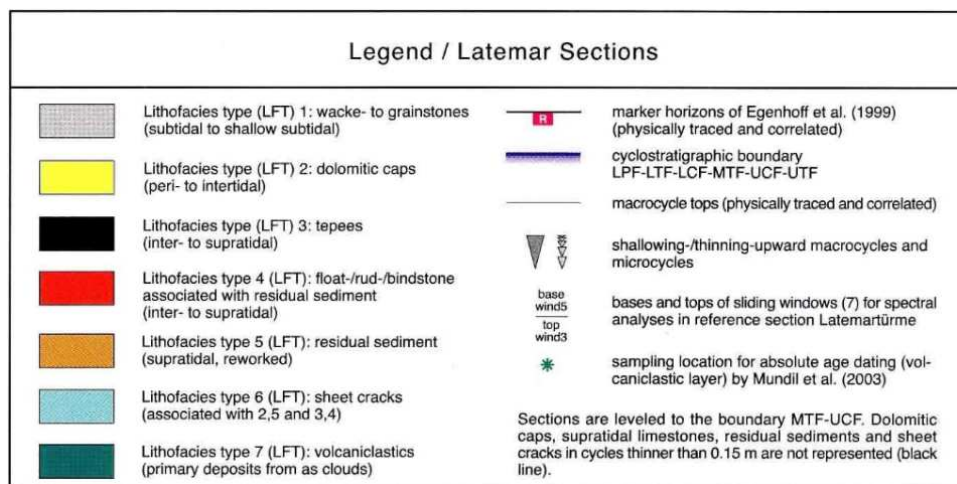


FIG. 4: Dettaglio delle sezioni di Zühlke et al. (2003): la sezione a sinistra è di Cima Valsorda, quella centrale è di Cima Forcellone, quella a destra è di Cimon del Latemar. Sono evidenziate le sezioni di FIG. 3 (barra in rosso) e il livello cineritico (freccia nera). NB: nella legenda le rocce magmatiche non sono segnate come comunemente accade con il colore rosso, bensì con il colore verde scuro.



Come si vede da FIG. 4 sono state riconosciute le piccole sezioni di FIG. 3 all'interno di quelle tracciate da Zühlke. Tuttavia da un'attenta analisi si può vedere che le sue correlazioni alla scala metrica non sono puntualmente corrette. Evidentemente Zühlke ha

correlato i vari marker beds e per il resto ha interpolato assumendo tassi di sedimentazione mediamente uniformi. Infatti gli spessori mostrati dalle sue sezioni restano praticamente gli stessi senza alcuna variazione. Ne consegue che il lavoro di Zühlke non è adeguato a verificare differenze di spessore alla scala metrica.

In conclusione i risultati fondamentali di questo studio sono l'aver verificato la persistenza delle facies tra le tre sezioni stratigrafiche, ma contemporaneamente la presenza di sensibili variazioni di spessore.

Questo lavoro quindi è da considerare sicuramente come un punto di partenza per ricerche più approfondite che in futuro possano chiarire meglio la questione della continuità delle facies e trovare una spiegazione alle differenze di spessore osservate.

Appendice

Classificazione di Dunham per le rocce carbonatiche modificata da Embry & Klovan (1971). Non è riportata la parte riguardante le rocce biocostruite (boundstone) in quanto si trattava di campioni provenienti da laguna interna e non da reef.

Less than 10% >2 mm components Contains lime mud (<0,03 mm)		No lime mud		Greater than 10% >2 mm components	
Mud-supported		Grain-supported		Matrix-supported	>2 mm component supported
Less than 10% grains	Greater than 10% grains				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	FLOATSTONE	RUDSTONE

Descrizione delle sezioni sottili.

1° STRATO	STRATO CORRELATO
<u>BM 43b (Cima Valsorda):</u> sezione divisa in due parti, una superiore ed una inferiore. Parte inf: si tratta di un wackestone, ricco in fango micritico. Qua e là si notano bioclasti poco definiti. Si nota inoltre la presenza di un calcimicrobo tipo <i>Baccanella</i> e di una struttura microbialitica. Parte sup: si tratta di packstone giallastro e dolomitizzato. Sono presenti oncoidi di piccole dimensioni, piccoli pisoidi vadosi e fango micritico un po' ovunque. Si nota una grande finestra planare, cioè una cavità orizzontale parallela alla stratificazione.	<u>PFM 28 (Cimon del Latemar, campione parte inferiore):</u> la sezione si può dividere in due parti. Parte inf: rudstone ad oncoidi. Gli oncoidi sono di dimensioni da medie a grandi con forme ellissoidali o subsferiche. I nuclei sono costituiti da cementi, bioclasti, talvolta il riempimento è dolomitizzato. I coated grains sono generalmente tenuti insieme da cementi, talora da fanghi micritici. Parte sup: si tratta di wackestone caratterizzato da fanghi laminati molto diagenizzati e dolomitizzati in parte. Sono presenti pisoidi di piccole dimensioni. Verso l'alto la laminazione diminuisce. È presente una cavità che presenta una evidente struttura geopetale. <u>PFM 28 (Cimon del Latemar, campione</u>

	<p><u>parte superiore</u>): si tratta di packstone a peloidi, talora la struttura è a grainstone. I coated grains sono prevalentemente peloidi di piccole dimensioni, anche se qua e là si trovano oncoidi con ricoprimenti ben definiti e talora fusi assieme. Abbondano i bioclasti (frammenti di gusci di bivalvi, gasteropodi) e si notano anche cespi di calcimicrobi.</p>
<p><u>BM 42 (Cima Valsorda)</u>: si tratta di un wackestone-packstone con oncoidi vari, tuttavia varie zone sono fango-sostenute con peloidi. Gli oncoidi sono di medie e grandi dimensioni, hanno nuclei con cementi, peloidi e frammenti di bivalvi. Sono presenti alcuni esemplari di alghe dasycladali (<i>Zornia obscura</i>), gasteropodi e foraminiferi agglutinanti.</p>	<p><u>BM 50 (Cimon del Latemar)</u>: sezione divisibile in parte sinistra e destra. Dx: wackestone con minuti peloidi con micrite e cementi in posizione interstiziale. Sono presenti anche tre grossi gasteropodi e qualche oncoide. Sx: rudstone-packstone ad oncoidi, al tetto ci sono grani molto grandi e spostandosi verso il basso le dimensioni diminuiscono. Molti oncoidi presentano dimensioni irregolari e poligonali. Abbondano calcimicrobi tipo <i>Girvanella</i>. È evidente che la parte destra riempie una cavità aperta nella facies di sinistra perché alcuni oncoidi sono tagliati dal sedimenti della parte destra. La facies di destra presenta delle laminazioni che indicano bassa energia e confermano la deposizione in un microambiente ristretto.</p>
<p><u>BM 40 (Cima Valsorda)</u>: si tratta di un floatstone dal tetto alla parte centrale (alla base abbondano gli oncoidi, la parte centrale è caratterizzata da <i>Zornia obscura</i>, un'alga dasycladacea), nella parte superiore diventa un packstone ricco in peloidi con qualche oncoide minuto. Gli oncoidi sono di grandi dimensioni (parte a rudstone) o piccoli (parte a wackestone), hanno forme ellissoidali o subsferiche e presentano nuclei vari (bioclasti come gasteropodi e <i>Zornia obscura</i>, cementi e talvolta peloidi). È presente anche un evidente cespo di calcimicrobi tipo <i>Girvanella</i> al tetto.</p>	<p><u>BM 48 (Cimon del Latemar)</u>: al letto e al tetto si tratta di un floatstone ad oncoidi, invece nella parte centrale è classificabile come un packstone a peloidi con qualche oncoide. Gli oncoidi sono generalmente grandi, hanno forme ellissoidali o subsferiche e presentano nuclei vari (bioclasti come frammenti di alghe dasycladacee e gasteropodi, fanghi e peloidi. Sono presenti anche calcimicrobi tipo <i>Girvanella</i>, alcuni foraminiferi agglutinanti e gusci di ostracodi.</p>
<p><u>BM 46 (Cimone del Latemar)</u>: si tratta di un wackestone a peloidi e <i>Zornia obscura</i>. Come coated grains ci sono quasi esclusivamente peloidi, qua e là qualche oncoide mal definito con nucleo fangoso. Ci sono bioclasti (<i>Zornia obscura</i>, foraminiferi uni seriali agglutinanti). Si notano alcuni ciuffi microbialitici non in posto.</p>	<p>Nessun campione prelevato dallo strato.</p>

<p><u>PFM 26 (Cima Valsorda, campione 1):</u> si tratta di un packstone ad oncoidi e peloidi. I primi sono di dimensioni variabili e abbondano nella parte superiore, invece i secondi sono diffusi in tutta la sezione e sono i coated grains prevalenti nella parte bassa. Le due aree sono separate da una lunga frattura riempita da cementi. I nuclei degli oncoidi sono costituiti generalmente da bioclasti, peloidi o fango micritico. Qua e là sono presenti bioclasti (gasteropodi, <i>Zornia obscura</i>, alcuni foraminiferi agglutinanti) e ciuffetti di calcimicrobi.</p> <p><u>PFM 26 (Cima Valsorda, campione 2):</u> si tratta di un wackestone-packstone a peloidi. Come coated grains abbondano peloidi sia grandi che minuti, ma ci sono anche svariati oncoidi di grosse dimensioni i cui nuclei sono generalmente costituiti da micriti molto fini, cementi e bioclasti (<i>Zornia obscura</i>, frammenti di gusci di bivalvi, un foraminifero).</p>	<p><u>BM 58 (Cima Forcellone):</u> si tratta di un rudstone, anche se nella parte centrale il fango micritico aumenta e diventa un packstone-wackestone. Sono presenti molti oncoidi di grosse dimensioni, prevalentemente nella metà inferiore. Hanno forme ellissoidali e si riconoscono bene i ricoprimenti. I nuclei sono generalmente costituiti da peloidi, cementi vari, fango micritico e bioclasti (bivalvi). Gli altri coated grains presenti sono peloidi, concentrati nella parte centrale, e granuli sostituiti.</p> <p>La sezione mostra anche molti bioclasti (gasteropodi, <i>Zornia obscura</i>, foraminiferi agglutinanti).</p>
--	---

Bibliografia

- ASSERETO, R. & KENDALL, C.G.St.C. (1977) Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, **24**, 153-210.
- BOSELLINI, A. (1984) Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. *Sedimentology*, **31**, 1-24.
- BOSELLINI, A. & ROSSI, D. (1974) Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: *Reefs in Time and Space* (Ed. By L. Laporte), *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, **18**, 209-233.
- BOSELLINI, A., GIANOLLA, P. & STEFANI, M. (2003) Geology of the Dolomites. *Episodes*, **26**, 181-185.
- BRACK, P., RIEBER, H., NICORA, A. & MUNDIL, R. (2005) The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. *Episodes*, **28**, 233-244.
- EGENHOFF, S.O., PETERHÄNSEL, A., BECHSTÄDT, T., ZÜHLKE, R. & GRÖTSCH, J. (1999) Facies architecture of an isolated carbonate platform: tracing the cycles of the Latemàr (Middle Triassic, northern Italy). *Sedimentology*, **46**, 893-912.

- ESTEBAN, M. & PRAY, L.C. (1983) Pisoids and pisolithe facies (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. In: *Coated Grains* (Ed. By T.M. Peryt), pp. 503-537. Springer, Heidelberg.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. (1987) High-frequency glacio-eustatic sea Level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *American Journal of Science*, **287**, 853-892.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. (1990) Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 535-562.
- 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.
- LEONARDI, P. (1968) Le Dolomiti: Geologia dei monti tra Isarco e Piave. CAP. 33 – *Tettonica e tetto-genesi delle Dolomiti*. **1**, 467-475. Manfrini, Rovereto.
- 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.
- NERI, C., GIANOLLA, P., FURLANIS, S., CAPUTO, R. & BOSELLINI, A. (2007) Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000, foglio 29 Cortina d'Ampezzo, Note illustrative. *APAT*, Roma, 200 pp.
- PRETO, N., HINNOV, L.A., HARDIE L.A. & DE ZANCHE, V. (2001) Middle Triassic orbital signature recorded in the shallow-marine Latemar carbonate buildup (Dolomites, Italy). *Geology*, **29**, 1123-1126.
- VIEL, G. (1979) Lithostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area dolomitica-cadorina (Alpi Meridionali). I. and II. Parte. *Rivista Ital. Paleontol.*, **85**, 88-125 and 297-352.
- WARREN, J.K. (1983) Tepees, modern (Southern Australia) and ancient (Permian – Texas and New Mexico) – a comparison. *Sedimentary Geology*, **34**, 1-19.
- ZÜHLKE, R., BECHSTÄDT, T. & MUNDIL, R. (2003) Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model Mesozoic carbonate platform – the Latemar (Middle Triassic, Italy). *Terra Nova*, **15**, 69-80.