UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DELLA FORMAZIONE DI HEILIGKREUZ SUL FIANCO MERIDIONALE DEL GRUPPO DELLE TOFANE

Relatore: *Dott. Nereo Preto*
Correlatori: *Dott.ssa Anna Breda*
Dott. Giovanni Gattolin

Laureando: Matteo Isotton

ANNO ACCADEMICO 2011/ 2012

“*Per capirle, le Dolomiti, veramente,*
occorre un po’ di più.(...)
Entrare, avventurarsi un poco fra le crode,
toccarle, ascoltarne i silenzi,
sentirne la misteriosa vita”
(Dino Buzzati)

Indice

Abstract e riassunto ***p. 5***

I. Introduzione ***p. 9***

II. Inquadramento geografico e geologico ***p. 11***

II.1	Inquadramento geografico	p. 11
II.2	Inquadramento geologico: le Dolomiti nel Carnico	p. 13
II.3	Inquadramento geologico dell'area di studio	p. 19
II.4	Inquadramento strutturale	p. 27
II.5	Cenni di sedimentologia in ambiente tidale	p. 29
II.6	Stratigrafia sequenziale	p. 33

III. Metodi ***p. 37***

III.1	GPS	p. 37
III.2	Sezioni stratigrafiche	p. 39
III.3	Laser scanner	p. 41
III.4	Fotogrammetria	p. 45
III.5	Studio dei campioni raccolti	p. 47

IV. Dati ***p. 49***

IV.1	Sezioni stratigrafiche	p. 49
IV.2	Analisi di facies dell'intervallo 1	p. 53
IV.3	Rilevamento geologico	p. 59
IV.4	Interpretazione dell'intervallo 1	p. 65
IV.5	Analisi di facies dell'intervallo 2	p. 67

IV.6 Descrizione sezioni p. 71
IV.7 Interpretazione dell'intervallo 2 p. 75

V. Discussione ***p. 77***

V.1 Ricostruzione di un ambiente dominato da correnti tidali nell'area del gruppo delle Tofane p. 77
V.2 Porosità p. 81

VI. Conclusioni ***p. 85***

Bibliografia ***p. 87***

Ringraziamenti ***p. 93***

Tavola I

Tavola II

Tavola III

Tavola IV

Tavola V

Abstract

During the Middle Triassic, the Western Tethys displayed a complex paleogeography, featuring isolated carbonate platforms and carbonate-siliciclastic deep basins. This morphology changed during the Carnian, when a global climatic event (Carnian Pluvial Event or CPE) increased significantly the terrigenous input to marginal basins and determined in many cases their infilling. With deposition of the Heiligkreuz Fm there is a levelling out of the paleogeography. The Carnian Pluvial Event marks a crisis of the M-type carbonate factories and depositional systems, that were able to build high-relief platforms during the Middle Triassic and the Early Carnian.

This interval outcrops on the Southern walls of the Tofana di Rozes (Dolomites, Cortina d'Ampezzo). This work takes into account the outcrops from rifugio Dibona to Torri del Falzarego. Seven sections of the Heiligkreuz Fm. were measured in this area to understand lateral facies variations. The rifugio Dibona outcrop shows a complete succession of the Heiligkreuz Fm. This formation is divided in three members: Borca Member, Dibona Member and Lagazuoi Member.

At rifugio Dibona, photogrammetric modeling and laser scanner data permitted to study and visualize geological features in 3D to create a sedimentological model for the basal part of the Heiligkreuz Fm. The aims of this work are the facies analysis and the understanding of depositional environments in specific portions of the Heiligkreuz Fm. and their significance for the sequence stratigraphic intepretation of the succession.

The facies analysis shows how the Borca Member consists of numerous carbonate mounds, grown on a pre-existing inclined slope surface, and intercalated with an alternation of skeletal carbonates (grainstones and packstones) and siltites-arenites. Instead the studied portion of the Dibona Member record tidal structures deposited in a carbonate strait environment. Data collected in this work confirm the presence of a tidal influence on the deposition of the Heiligkreuz Fm. in the Tofane area, and the strong lateral continuity of facies is in agreement with deposition at the time of the maximum marine ingression (mfs).

Riassunto

Durante il Triassico Medio, la Tetide occidentale era caratterizzata da una paleogeografia complessa, con piattaforma carbonatiche isolate e profondi bacini nei quali si depositavano sedimenti carbonatico-silicoclastici. Questa morfologia subisce dei mutamenti profondi durante il Carnico, quando un evento climatico globale (Carnian Pluvial Evente o CPE) porta prima ad un significativo aumento dell'apporto terrigeno nei bacini, determinando in molti casi il riempimento degli stessi. Con la deposizione della Formazione di Heiligkreuz avviene un livellamento della paleogeografia. Il Carnian Pluvial Event segna una crisidelle factories carbonatiche di tipo M e dei sistemi deposizionali carbonatici che durante il Triassico Medio avevano costruito piattaforme ad alto rilievo.

Questo intervallo affiora nel versante meridionale della Tofana di Rozes (Dolomiti, Cortina d'Ampezzo). Questo lavoro prende in considerazione gli affioramenti dell'area che va dal rifugio Dibona fino alle Torri del Falzarego. Sono state misurate sette sezioni stratigrafiche della Formazione di Heiligkreuz per comprendere le variazioni laterali delle facies. La sezione affiorante al rifugio Dibona mostra una successione completa della Formazione di Heiligkreuz, che viene normalmente divisa in tre membri: il Membro di Borca, il Membro delle Areniti del Dibona e il Membro di Lagazuoi.

È stato creato un modello tridimensionale, attraverso l'utilizzo della fotogrammetria e del laser scanner, per comprendere le caratteristiche geologiche della parte inferiore della Formazione di Heiligkreuz. Lo scopo di questo lavoro è fare un'analisi di facies e capire gli ambienti deposizionali di due specifici intervalli della Formazione di Heiligkreuz e il loro significato per l'interpretazione sequenziale della successione.

L'analisi di facies evidenzia come il Membro i Borca consista in numerosi mound carbonatici, cresciuti su una superficie inclinata preesistente, ed intercalati con un'alternanza di grainstone, packstone e siltiti-areniti. Invece la porzione sudiat nella parte superiore del Membro delle Areniti del Dibona registra strutture tidali depositate in un ambiente di stretto quasi puramente carbonatico. I dati raccolti in questo lavoro confermano la presenza di influenza tidale sulla deposizione della Formazione di Heiligkreuz nell'area del gruppo delle Tofane, e la forte continuità laterale delle facies conferma la vicinanza di questi strati alla superficie di massimo annegamento (MFS).

I. Introduzione

Le Dolomiti devono il loro fascino alla complessa e articolata storia geologica che ha creato in milioni di anni il paesaggio che oggi è possibile ammirare (Gianolla et al., 2008); il susseguirsi nel tempo di molte condizioni ambientali differenti si può attualmente notare nelle diverse facies che costituiscono le rocce presenti. Con facies si intende una "porzione arealmente ristretta di una certa unità stratigrafica che mostri caratteristiche significativamente differenti da quelle mostrate da altre porzioni della stessa unità" (Moore, 1949). Riconoscendo un'associazione di facies, ossia facies formatesi in un determinato ambiente deposizionale per l'alternarsi nel tempo di diversi processi, è quindi possibile determinare l'ambiente in cui il sedimento si è depositato. Lo scopo di questo lavoro è lo studio delle facies nell'intervallo della Formazione di Heiligkreuz (Neri et al., 2007) nell'area del Gruppo delle Tofane con l'obbiettivo finale di determinare gli ambienti deposizionali e di comprendere l'evoluzione della porosità in funzione della stratigrafia sequenziale di questa formazione. Questo intervallo è importante perchè registra il Carnian Pluvial Event, un evento climatico globale, che determina una profonda crisi nei sistemi carbonatici (si vedano ad esempio: Simms e Ruffell, 1989; Rigo et al., 2007; Preto et al., 2010; Dal Corso et al., 2012). Fino a questo momento i sistemi carbonatici erano dominati da M-Factories, dove la precipitazione di carbonato è biologicamente indotta, generalmente da microbi (Schlager, 2003). Con le variazioni climatiche portate dal Carnian Pluvial Event si passa a facies ed a geometrie deposizionali tipiche delle C-Factories, nelle quali la precipitazione del carbonato viene controllata da organismi eterotrofi come molluschi ed echinodermi (Preto e Hinnov, 2003). Contemporaneamente alla crisi delle piattaforme carbonatiche una grande quantità di sedimento silicoclastico si deposita nei bacini portando al riempimento degli stessi e livellando così la complessa geometria presente precedentemente (si veda ad esempio Breda et al., 2009). È importante quindi

cercare di fare luce su questo intervallo per capire le variazioni delle geometrie deposizionali e delle strutture sedimentarie avvenute durante il Carnian Pluvial Event. Inoltre è di notevole interesse il passaggio da facies microbiali a facies granulari; queste ultime, infatti, presentano porosità primaria e quindi possono facilmente costituire serbatoi di petrolio. I dati raccolti in questi affioramenti possono essere applicati allo studio di analoghi serbatoi di idrocarburi nel sottosuolo.

II. Inquadramento geografico e geologico

II.1 Inquadramento geografico

Il gruppo delle Tofane è un imponente massiccio delle Dolomiti Orientali che domina a ponente la conca ampezzana e si articola in tre vette principali: la Tofana di Rozes (3225 m s.l.m.), la Tofana di Mezzo (3243 m s.l.m.) e la Tofana di Dentro (3238 m s.l.m.). Dal 27 giugno 2009 anche le Tofane, come altri gruppi delle Dolomiti, sono entrate a far parte del patrimonio dell'umanità Unesco. Queste cime non vengono ricordate solo per la loro bellezza, ma anche per gli importanti avvenimenti che si sono svolti in queste zone durante la Prima Guerra Mondiale e che hanno segnato dei profondi cambiamenti nella morfologia delle montagne stesse; l'esempio più eclatante è la mina fatta esplodere nel 1916 sul Castelletto.

Fig. 1: Il gruppo delle Tofane (Google Earth)

Il gruppo delle Tofane è circondato da tre valli principali: la conca ampezzana, la Val Travenanzes e la Valle di Fanes; la via di accesso più frequentata è quella che da Cortina d'Ampezzo sale al Passo Falzarego (2109 m s.l.m.) percorrendo per poco più di 15 chilometri la Strada Statale 48 delle Dolomiti. Il Passo Falzarego è un'importante via di comunicazione fra il capoluogo ampezzano e l'alta valle agordina.

In dettaglio l'area oggetto di studio è costituita da affioramenti che si trovano alla base della Tofana di Rozes in una fascia che si estende dal Rifugio Dibona, passa per Col dei Bos e arriva fino alle Torri del Falzarego.

II.2 Inquadramento geologico: le Dolomiti nel Carnico

Le Dolomiti sono il risultato di una complicata storia geologica che ha visto alternarsi nel tempo differenti condizioni deposizionali (Bosellini, 1996). Tra la fine del Ladinico (241-235 Ma) e l'inizio del Carnico (235-228 Ma) ha termine un periodo caratterizzato da vulcanesimo attivo e tettonica sinsedimentaria, e la sedimentazione avviene in un regime di subsidenza relativamente ridotta e costante, in ambienti marini tropicali. La paleogeografia ereditata dalle fasi precedenti è articolata e costituita da bacini profondi e piccole piattaforme carbonatiche (Neri et al., 2007; Breda et al., 2009). Questi bacini sono stati riempiti da sedimenti, sia di composizione carbonatica che di composizione terrigena, che adesso costituiscono la Formazione di San Cassiano. La componente terrigena, costituita prevalentemente da materiale di origine vulcanica, deriva verosimilmente dall'erosione di terre emerse situate a Sud dell'attuale Linea della Valsugana. Questa formazione, famosissima per il grande contenuto in fossili presenti, è costituita da una complessa alternanza di peliti, marne, micriti da marnose a pure, calcareniti oolitiche e calcareniti con intercalate torbiditi carbonatiche (Neri et al., 2007).

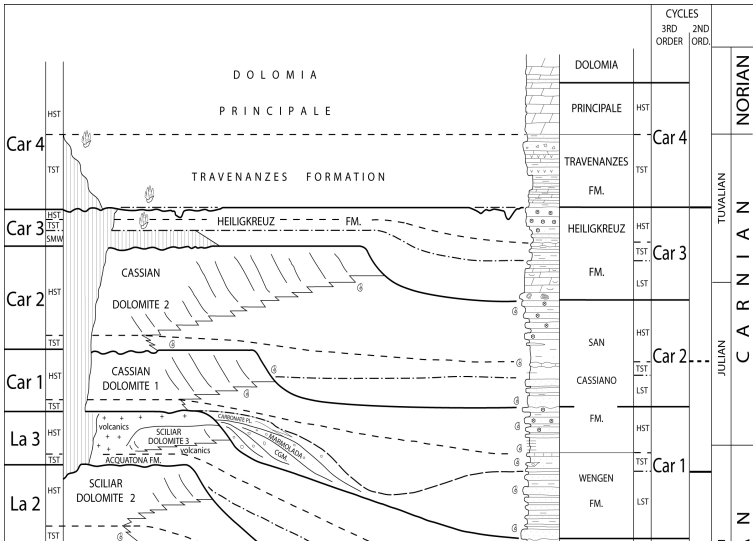


Fig. 2: Sequenza stratigrafica del Triassico Superiore nelle Dolomiti (De Zanche et al. 1993)

Le piattaforme carbonatiche formatesi nel Carnico Inferiore, dopo la fine del vulcanismo basico, hanno iniziato a progradare dagli alti strutturali presenti, ossia dalle piattaforme ladiniche oppure dall'area vulcanica dei Monzoni (Bosellini, et al., 1982). Le rocce derivate dalla messa in posto di queste piattaforme carbonatiche rientrano oggi nella formazione della Dolomia Cassiana (De Zanche et al., 1993). Come dice il nome, queste rocce hanno subito un processo di dolomitizzazione pervasiva che ha cancellato la maggior parte delle strutture sedimentarie; tuttavia si possono riconoscere la stratificazione della piattaforma interna e dello slope. Le facies di scarpata consistono di depositi clinostratificati (30-35°), a supporto granulare, di grana variabile da quella delle megabrecce a quella delle areniti (Neri et al., 2007). I depositi della parte superiore dello slope sono composti prevalentemente da boundstone microbialitici, ricchi in cementi marini, mentre la parte inferiore è composta da megabrecce i cui clasti provengono dal sovrastante margine della piattaforma (Bosellini 1984, Kenter 1991, Keim & Schlager 1999; Keim & Schlagher 2001). Le facies di piattaforma interna sono caratterizzate a grande scala da stratificazione piano-parallela e sono formate da cicli sedimentari peritidali con rocce carbonatiche ricche in fossili di ambienti subtidali, alternati a teepes, strati pisolitici e lamine stromatolitiche che indicano deposizione sopratidale. Sono state riconosciute due generazioni, denominate Dolomia Cassiana I e Dolomia Cassiana II, separate da un'importante fase di non produzione, con erosione al top della Dolomia Cassiana I (De Zanche et al., 1993; Gianolla et al., 1998; Gaetani et al., 1981).

Verso la fine del Carnico Inferiore si assiste ad una diminuzione della subsidenza che porta prima ad una veloce fase di progradazione delle piattaforme cassiane e poi al colmamento dei bacini. Il livellamento della paleotopografia e lo spostamento della linea di costa verso mare avvengono attraverso la deposizione della Formazione di Heiligkreuz (Neri et al., 2007). Questo intervallo è interessato da un importante evento climatico a scala globale, denominato Carnian Pluvial Event (Simms & Ruffel, 1989), nel quale si riscontra un aumento delle

precipitazioni ben registrato nei sedimenti marini e continentali del Carnico. Le evidenze di questo evento sono date dallo studio dei paleosuoli (Breda et al., 2009), da un aumento di materiale silicoclastico nei sedimenti a livello globale (Simms & Ruffel, 1991; Preto et al., 2010), dalla presenza molto abbondante di ambra (Gianolla et al.,1998; Roghi et al., 2006) e dalla crisi delle piattaforme carbonatiche. (Schlager & Schollnberger, 1977; Breda et al. 2009)

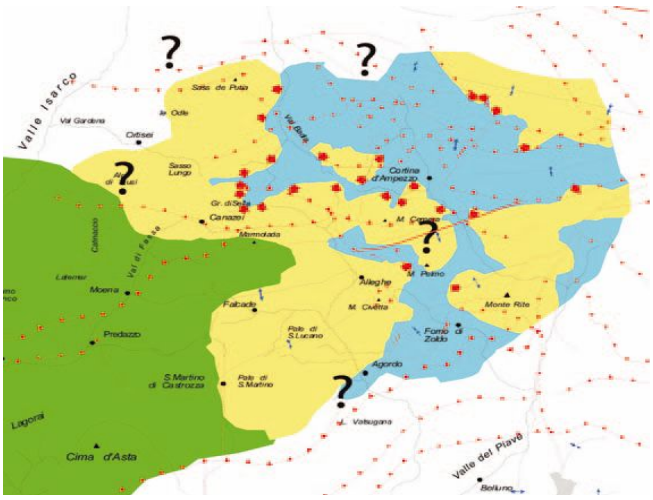


Fig.3: Paleogeografia delle Dolomiti durante la fase di massimo sviluppo delle piattaforme Cassiane; in verde le terre emerse, in giallo le piattaforme Cassiane ed in azzurro la formazione di San Cassiano (Breda et al. 2009)

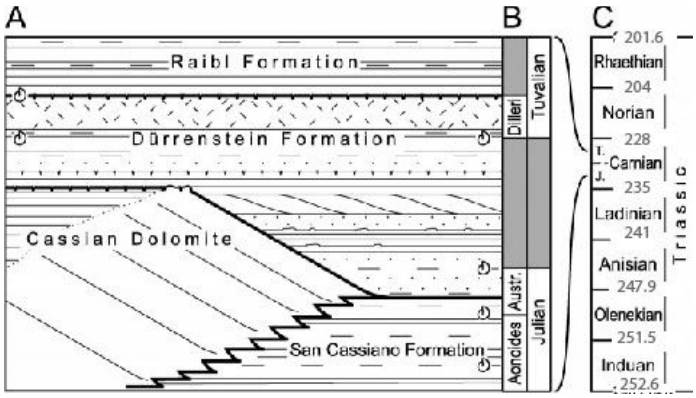


Fig. 4: Stratigrafia semplificata della formazione di Heiligkreuz nell'area di Cortina (Preto e Hinnov 2003, modificato)

La Formazione di Heiligkreuz è stata suddivisa in membri (Neri et al., 2007), i quali documentano le fasi di riempimento dei bacini e registrano le crisi delle piattaforme:

1. Membro di Borca: documenta la prima fase di riempimento dei bacini ed è prevalentemente costituito da calcari dolomitici, dolomie arenacee ed areniti ibride ben stratificate, con frequenti boundstone a spugne e coralli
2. Membro delle areniti del Dibona: arenarie scure a stratificazione incrociata, peliti con frequenti intercalazioni calcaree; sono molto frequenti livelli di carbone e fossili di piante
3. Membro del Lagazuoi: dolomie arenacee, doloareniti oolitico-bioclastiche; con la messa in posto di questo membro si raggiunge il livellamento totale della paleomorfologia

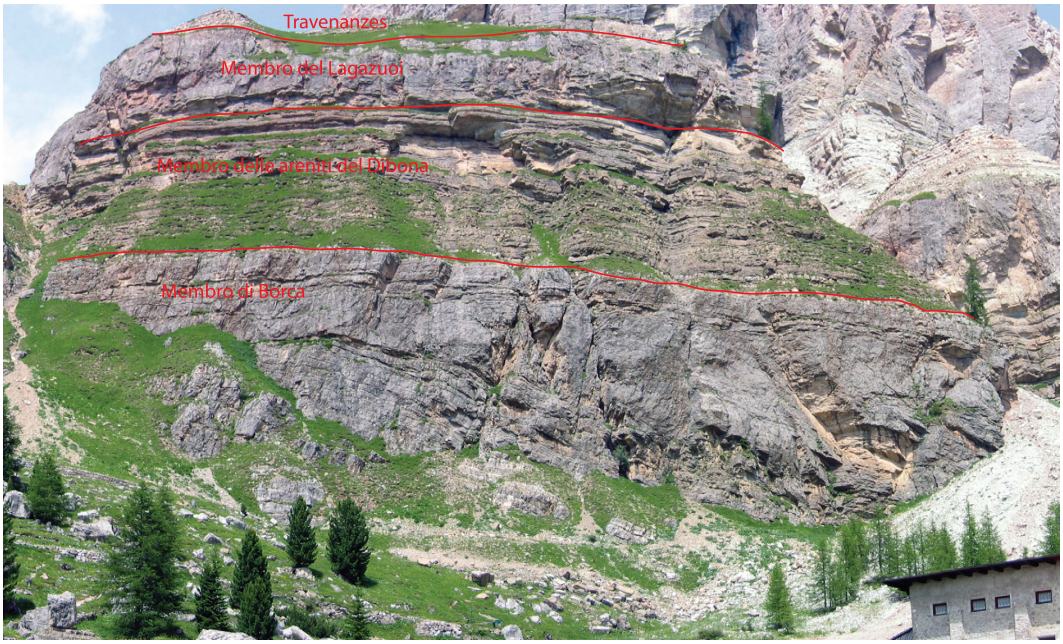


Fig. 5: i membri della formazione di Heiligkreuz nell'affioramento del rifugio Dibona

Successivamente si ritorna a condizioni aride o semi-aride su una piana con gradiente topografico minimo, sulla quale si depositano i sedimenti della Formazione di Travenanzes (Breda e Preto, 2011). Questa formazione è costituita da peliti, areniti, dolomie afanitiche e intervalli evaporitici che indicano un'interferenza ambientale fra condizioni di piana alluvionale, bacini poco profondi e lagune. Con le seguenti variazioni climatiche e la trasgressione marina si arriva alla messa in posto della Dolomia Principale (Bosellini, 1968) che costituisce una estesa piattaforma carbonatica epeirica presente in gran parte del Sudalpino.

II.3 Inquadramento geologico dell'area di studio

L'area posta a Nord del Passo Falzarego ha sempre suscitato l'interesse dei geologi per la presenza di alcuni fra gli affioramenti più interessanti delle Dolomiti. In questa zona è possibile vedere affiorare due piattaforme distinte di età carnica progradanti sul bacino in cui si sono depositati gli strati della Formazione di San Cassiano (Bosellini et al., 1982). I due corpi chiamati dallo stesso Bosellini *Piattaforma del Lagazuoi* e *Piattaforma del Nuvolau* mostrano direzioni di progradazione rispettivamente SSE e NE all'interno di un'area bacinale che si estendeva a S-SW della Piattaforma del Lagazuoi. Se di quest'ultima non è possibile individuare il nucleo, la Piattaforma del Nuvolau ha invece nucleato dall'alto strutturale rappresentato dalla piattaforma del Cernera di età Ladinica.

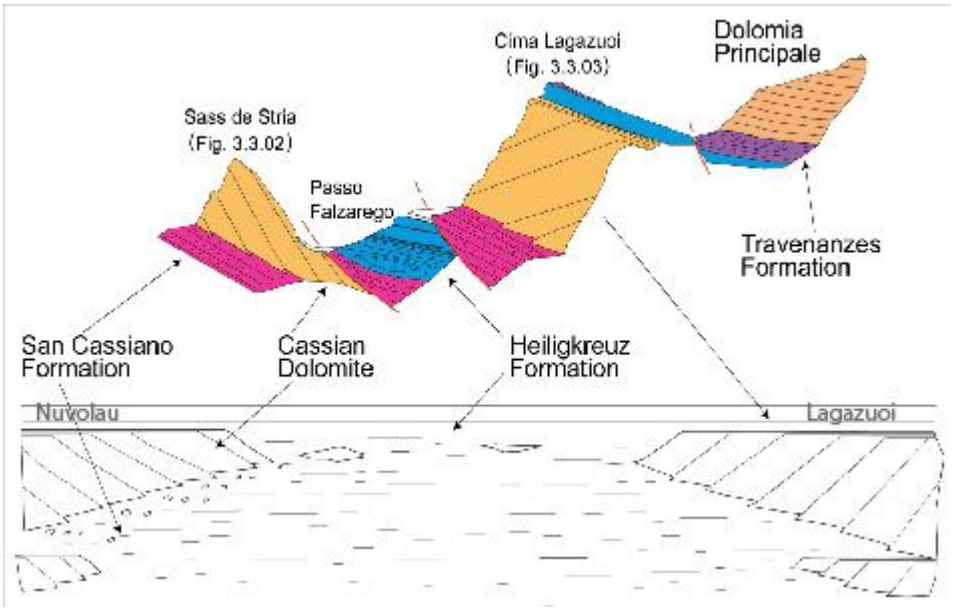


Fig. 6: Geologia del Passo Falzarego e del Lagazuoi (modificato da Bosellini 1982)

La storia degli studi delle rocce soprastanti le piattaforme cassiane è molto complessa e merita un momento di attenzione. Storicamente in letteratura molti autori hanno utilizzato il termine Dolomia del Durrenstein per indicare i carbonati di bassa profondità che poggiavano direttamente sui sedimenti bacinali della

Formazione di San Cassiano e in onlap sulla Dolomia Cassiana (Bosellini 1984; Russo 1991). Secondo questi autori con la Dolomia del Durrenstein avviene il livellamento in ambiente peritidale, seguito da un aumento relativo del livello del mare che riporta tutta l'area del Falzarego in condizioni subtidali (Bosellini, et al., 1982). In realtà in questo intervallo è registrato il Carnian Pluvial Event (Breda et al., 2009; Dal Corso et al., 2012), un evento climatico globale (Simms e Ruffell, 1989; Preto et al., 2010, and references there in), che insieme ad una caduta del livello eustatico (De Zanche et al., 1993; Gianolla et al., 1998; Berra, 2012), determina una profonda crisi nei sistemi carbonatici e segna il passaggio da sistemi carbonatici dominati da M-factories a sistemi dominati da C-Factories (Preto e Hinnov, 2003; Bosellini et al., 2003; Stefani et al., 2010). In questa fase si sono quindi depositate le areniti del Dibona; una fitta alternanza di calcareniti oolitiche e bioclastiche a stratificazione incrociata, dolomie marnose e arenarie. Le facies riconosciute indicano un ambiente marino di bassa profondità influenzato da onde e da correnti tidali. Questi sedimenti vengono ricoperti dall'Arenaria del Falzarego a Sud e dal suo equivalente carbonatico a Nord (Bosellini, et al., 1982).

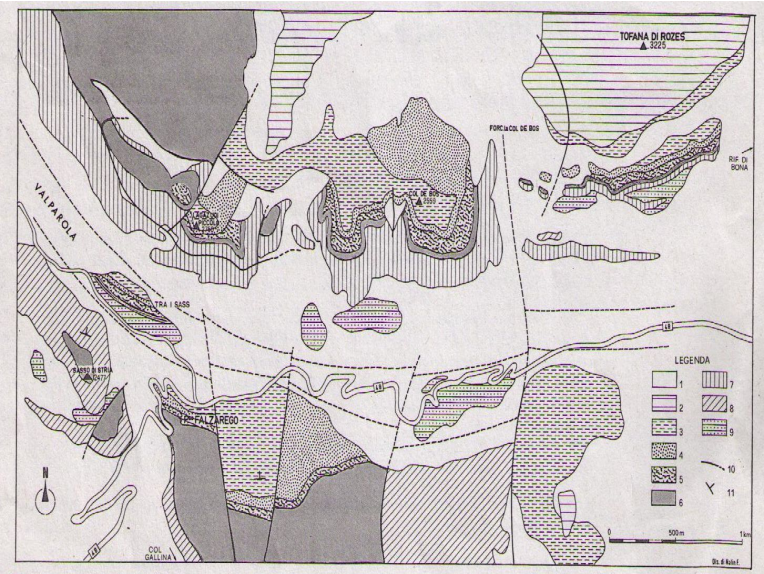


Fig. 1. Carta geologica del Passo Falzarego. Legenda: 1 - Depositi quaternari; 2 - Dolomia Principale; 3 - Argille Raibliane; 4 - Arenaria del Falzarego; 5 - Areniti del Di Bona; 6 - Dolomia di Dürrenstein; 7 - Piattaforma del Lagazuoi; 8 - Piattaforma del Nuvolau; 9 - Formazione di S. Cassiano; 10 - Faglie; 11 - Giacitura degli strati. Rilevamento geologico originale 1:5000 di L. Leprini, modificato.

Fig. 7: Carta geologica del Passo falzarego secondo Bosellini (Bosellini, et al., 1982)

Attualmente in letteratura sopra le rocce della Dolomia Cassiana si trova la Formazione di Heiligkreuz, che corrisponde alla Formazione del Durrenstein proposta da diversi autori in precedenza. (De Zanche et al., 1993; Gianolla et al., 1998; Preto e Hinnov, 2003). Preto e Hinnov (2003) hanno suddiviso l'unità in otto litozone:

a) grainstone oolitici bioclastici con stratificazione incrociata, ricchi in echinodermi e molluschi (ca 10 m al rif. Dibona)
b) areniti calcaree con litici silicizzati e associazioni di fossili continentali (ca 10 m al rif. Dibona)
c) carbonati fortemente dolomitizzati, all'interno dei quali è difficile riconoscere strutture, clinostratificati
d) alternanza fra grainstone-packstone oolitici bioclastici, calcari marnosi e argille ricche in piante fossili e ambra; presenza di paleosuoli
e) areniti, argilliti, grainstone oolitici bioclastici, con stratificazione incrociata e ripples da onda e packstone-grainstone gradati normalmente e ricchi in bivalvi
f) wackestone bioclastici, areniti massive con quarzo e feldspati, mudstone carbonatici con ripples da onda e grainstone oolitici
g) calcari nodulari bioturbati e marne sempre dolomitizzate, presenza di fossili pelagici
h) rocce altamente dolomitizzate con visibili strutture herringbone e dove è stata osservata la presenza di ooidi, in banchi metrici o massive

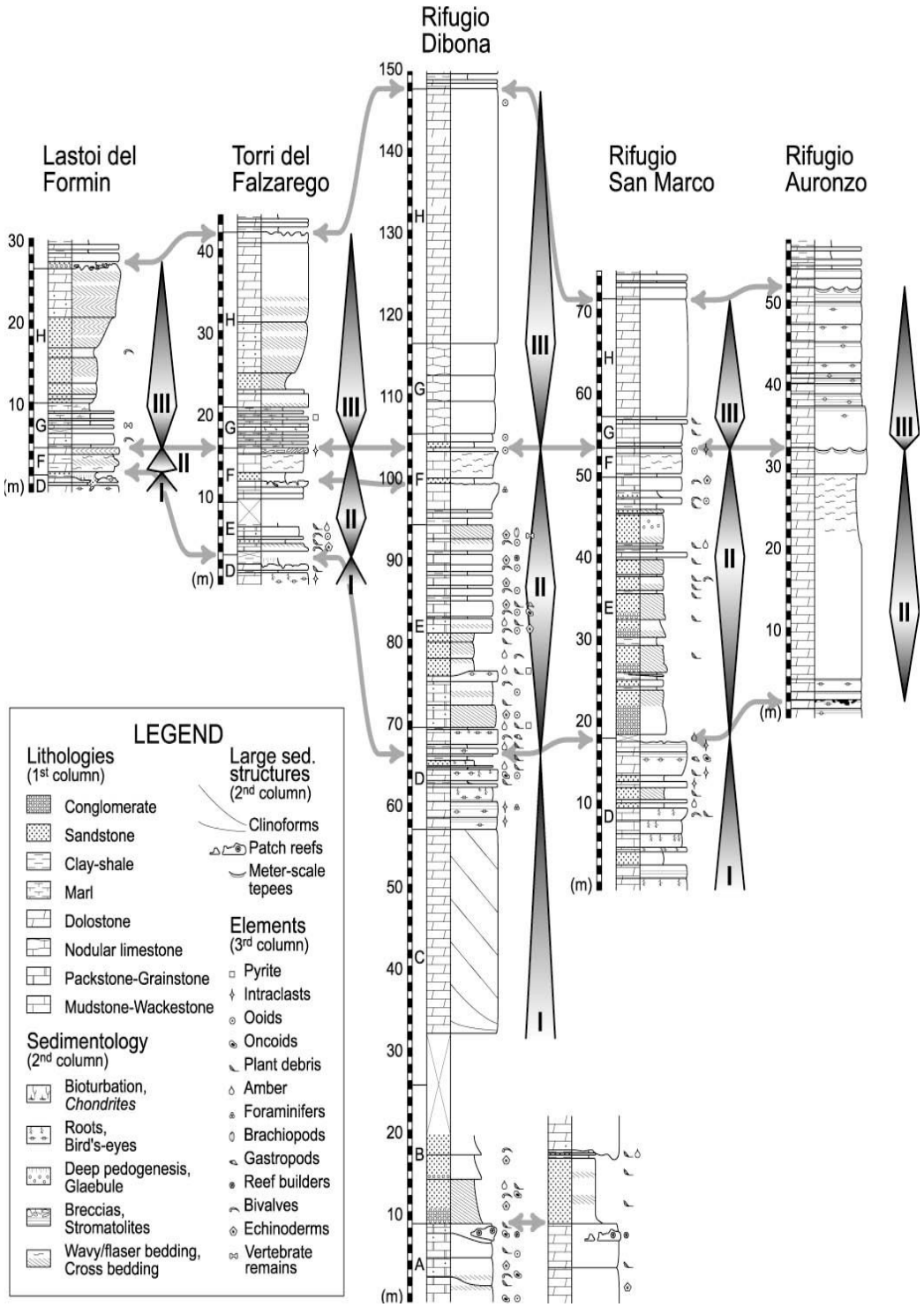


Fig. 8: Sezioni correlate di Heiligkreuz nelle Dolomiti (Preto e Hinnov 2003)

Come già detto in precedenza, la successione appena proposta è classicamente suddivisa in tre membri: Membro di Borca, Areniti del Dibona e Membro del Lagazuoi. In figura 9 è riportata la corrispondenza tra le litozone di Preto e Hinnov (2003) e i membri di Neri et al. (2007).

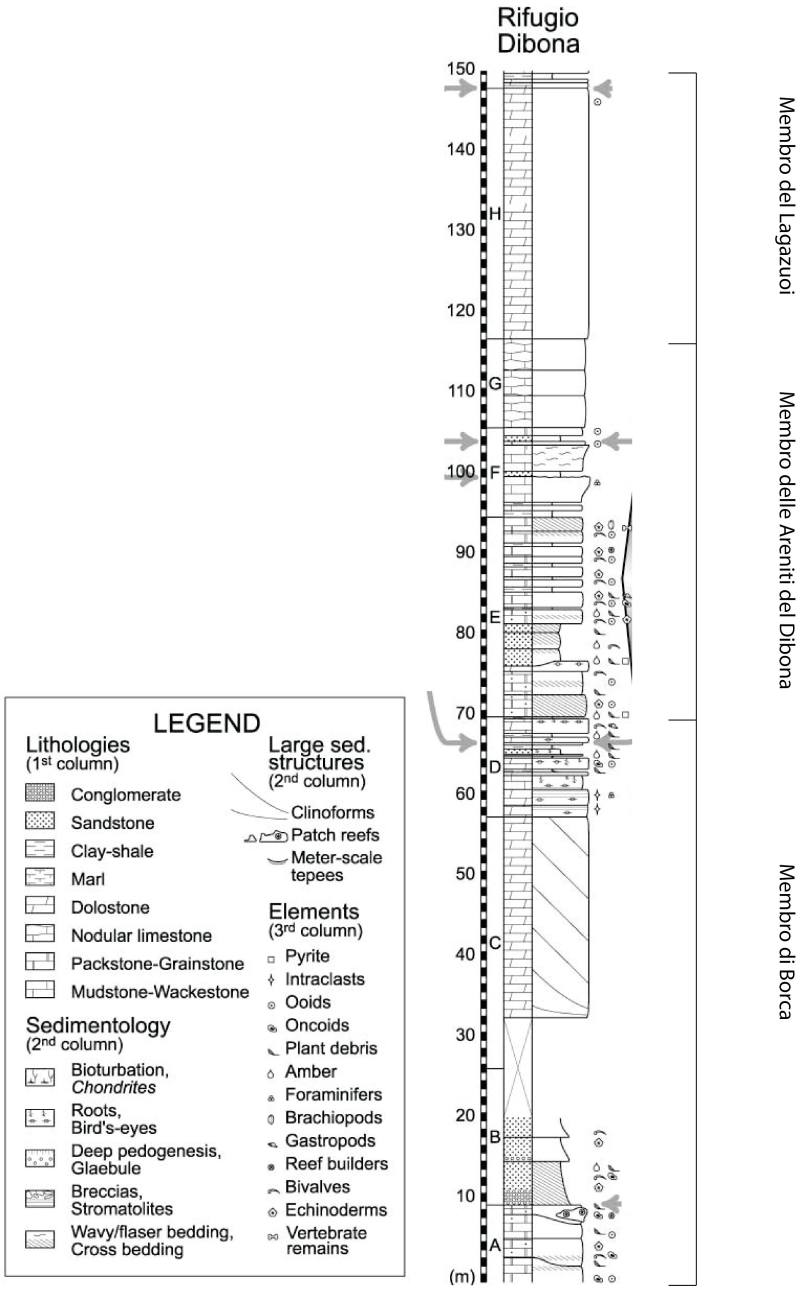


Fig. 9: rapporto fra la suddivisione della Formazione di Heiligkreuz litostratigrafica (Preto e Hinnov 2003) e la suddivvisione in 3 membri (Neri et al., 2007)

La Formazione di Heiligkreuz forma una fascia che affiora, anche se dislocata da faglie, dal Lagazuoi ai pressi del rifugio Dibona. Proprio nei pressi del parcheggio di questo rifugio è visibile in affioramento una struttura interpretata in passato come un blocco di Dolomia di Durrenstein ribassato ed inclinato verso Est ad opera di una faglia (Bosellini et al., 1982). La differenza di inclinazione tra gli strati di questo presunto "blocco tiltato" e la successione sovrastante era interpretata come discordanza angolare. In realtà studi successivi hanno dimostrato come il corpo a stratificazione inclinata sia in realtà una forma sedimentaria con clinoformi (Preto e Hinnov, 2003; Breda et al., 2009).

Fig. 10: Il blocco tiltato, secondo Bosellini, presso il rifugio Dibona

Al tetto del Membro del Lagazuoi affiora, dove non nascosta da coperture, la Formazione del Travenanzes (in letteratura anche Formazione di Raibl). Il limite fra le due formazioni è netto ed evidenziato da una superficie erosiva che divide le bancate carbonatiche del Membro del Lagazuoi, dove la dolomitizzazione rende impossibile il riconoscimento di alcuna struttura, dagli strati terrigeni della

Formazione di Travenanzes (Breda e Preto, 2011).

In particolare in questo lavoro è stata approfondita l'analisi di facies degli strati della Formazione di Heiligkreuz con lo scopo di capire gli ambienti deposizionali e quali processi di trasporto vi agissero. Le strutture presenti nel Membro delle Areniti del Dibona hanno suggerito un ambiente marino e marino-marginale dominato da correnti di marea, pertanto uno degli obbiettivi di questo lavoro è stato quello di confermare con ulteriori indagini di campagna e con lo studio delle microfacies l'ipotesi dell'influenza tidale sulla sedimentazione del Membro delle Areniti del Dibona.

II.4 Inquadramento strutturale

Verso la fine del Ladinico le Dolomiti sono interessate dalla fase magmatica che vede la formazione dei plutoni di Predazzo e dei Monzoni e la presenza di vulcanismo subaereo e sottomarino. Questo evento avviene dopo un lungo periodo nel quale l'area è stata interessata da una forte subsidenza e da tettonica sinsedimentaria estensionale (Preto et al., 2011); l'ambiente è caratterizzato dalla presenza di piattaforme carbonatiche circondate da bacini in continuo approfondimento che raggiungono profondità superiori ai 1000 m. Con il Ladinico superiore si entra in una fase di smantellamento degli edifici vulcanici che da inizio al riempimento dei bacini appena citati . Durante il Carnico con l'arrivo di materiale terrigeno extra-bacinale si giunge al colmamento di questi bacini e al livellamento di tutta l'area con la Formazione di Heiligkreuz. Successivamente la fase deformativa alpina ha portato alla formazione di diverse faglie che interessano l'area in esame. La più importante è il sovrascorrimento del Falzarego, una struttura con un piano a medio-basso angolo, orientata Est-Ovest con immersione settentrionale e vergenza meridionale (Neri et al., 2007). Nell'area di studio questa struttura pone a contatto la Formazione di San Cassiano (tetto) con quella di Travenanzes (letto) e fa si che la successione che si trova nei pressi del Passo Falzarego sia poi ripetuta nei pressi del rifugio Lagazuoi. A Nord del passo, invece, in corrispondenza del Lagazuoi e di Col dei Bos sono riconoscibili due strutture a fiore negativo; la prima pone in contatto laterale la Formazione di Heiligkreuz con la Dolomia Cassiana, mentre la seconda pone a contatto la Dolomia Cassiana con la Formazione di Travenanzes. Entrambe le strutture sono interrotte in corrispondenza del sovrascorrimento del Falzarego. (Neri et al., 2007)

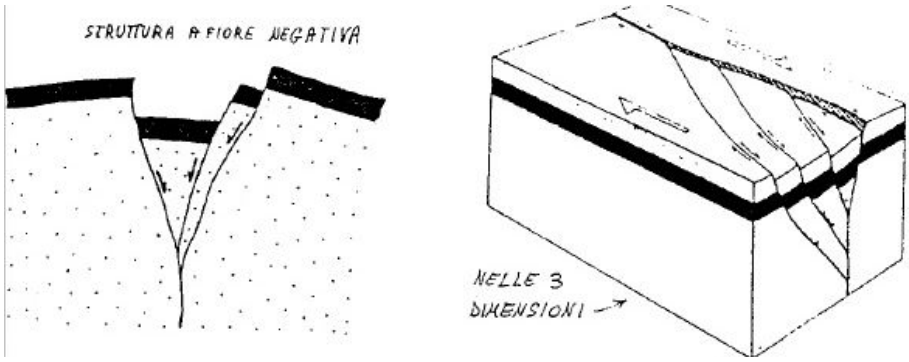


Fig.11: schema di una struttura a fiore negativo (Doglioni, 1994)

Sono inoltre riconoscibili diverse faglie di dimensioni più ridotte con direzione prevalentemente Nord-Sud, come ad esempio quella presente nell'area del Valon de la Tofana (Neri et al., 2007). La presenza della tettonica appena citata non ha comunque creato problemi per lo scopo di questo lavoro.

Fig. 12: Particolare del foglio geologico di Cortina (Neri et al., 2007)

II.5 Cenni di sedimentologia in ambiente tidale

Uno degli elementi di novità emerso con questo lavoro è il riconoscimento di una forte influenza tidale sui sedimenti dei membri di Borca e Dibona nell'area delle Tofane. In questo capitolo, vengono rivisti alcuni concetti di sedimentologia degli ambienti tidali.

I cicli di marea rispondono all'interazione del sistema Terra-Luna-Sole. Il potenziale gravitazionale della Luna è sufficiente a innescare il movimento delle masse d'acqua sulla Terra in base alla sua posizione, ma anche l'azione del Sole esercita un'influenza. Il potenziale gravitazionale aumenta linearmente con la massa, ma diminuisce con il cubo della distanza, pertanto il Sole contribuisce con il 46% rispetto a quanto contribuisce la Luna sull'azione delle maree (Coughenour et al 2009). I parametri che influenzano le maree sono molti, ad esempio la variazione della distanza Terra-Sole durante l'anno, il cambiamento di inclinazione dell'asse di rotazione e la posizione dei tre corpi celesti. Quest'ultimo è importante poiché se il sistema Terra-Luna-Sole si trova con i tre corpi allineati le maree mostreranno oscillazioni di maggiore entità (spring tide), mentre se l'allineamento Terra-Luna si trova a 90° da quello Terra-Sole le oscillazioni saranno minori (neap tide) (Kvale et al., 1994).

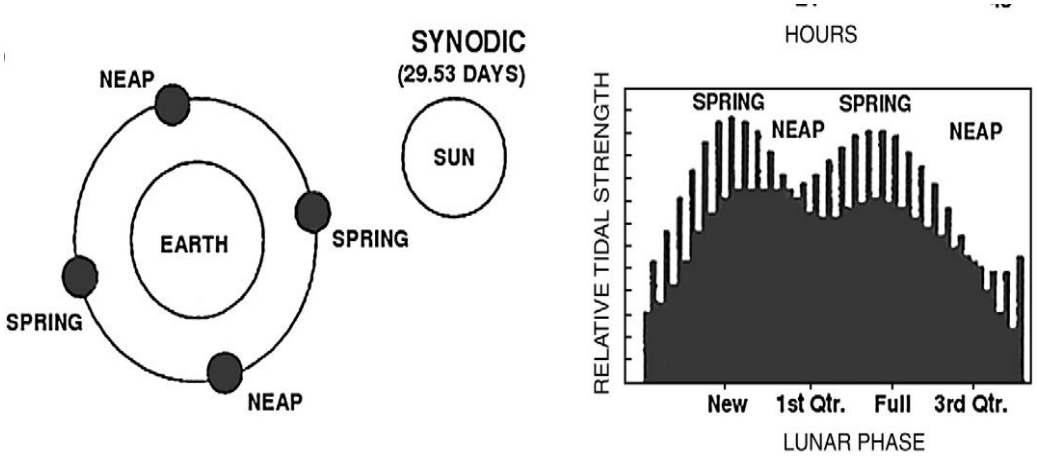


Fig. 13: Spring tide e neap tide (Coughenour et al., 2009)

La forza di attrazione che Luna e Sole esercitano sulla massa d'acqua terrestre conferisce alla stessa la forma di un ellissoide allungato nella direzione di massima attrazione. La rotazione terrestre fa si che la stessa area costiera si trovi ad intercettare la porzione allungata e ristretta dell'ellissoide due volte al giorno, creando così il fenomeno dell'alta e bassa marea. La combinazione tra la morfologia della superficie dell'ellissoide e la morfologia costiera da risposte di oscillazione differenti in base all'altezza dell'escursione:

- regimi macrotidali: escursione maggiore di 4 m
- regimi mesotidali: escursione compresa tra 2 e 4 m
- regimi microtidali: escursione minore di 2 m

La corrente di marea è una corrente unidirezionale che sposta il sedimento creando le stesse forme di fondo visibili nei sistemi fluviali (lamine piane, dune e ripples), nelle quali però viene registrata una variazione ciclica della velocità del flusso e del verso ed interessa sedimenti marini. Le correnti tidali presentano velocità asimmetriche e quindi le relative forme di fondo possono progradare nella direzione della corrente prevalente ed essere solo rimodellate dalla corrente opposta. Questo implica che si possono trovare forme progradanti nella stessa direzione sovrapposte, ma separate da superfici di discontinuità create dal flusso di marea secondario (Collins et al., 1982). Una stratificazione caratteristica, dell'ambiente tidale è la herring-bone cross lamination (Bridge & Demicco, 2008), dovuta a delle dune che migrano in direzione opposta a causa del movimento della marea. Un'altra struttura caratteristica degli ambienti costieri dominati da regime di marea è il flaser bedding. Secondo il modello di Haenztschel il flaser bedding si forma perchè durante le fasi di risalita e di discesa della marea si ha il trasporto e la deposizione di livelli di sabbia che formano ripples che vengono a loro volta ricoperte, nei momenti di massimo e di minimo della marea, dalla deposizione di fango.

Il flaser bedding è spesso associato ad altre forme tipiche di un ambiente tidale: il wavy bedding ed il lenticular bedding. Queste tre forme si differiscono per:

- flaser bedding: si riconoscono drappi di fango nei troughs dei ripples
- wavy bedding: i drappi di fango costituiscono letti che ricoprono interamente la ripple o la laminazione incrociata
- lenticular bedding: è presente una sand-ripple completamente immersa in fango

In ambiente di stretto le correnti di marea accelerano notevolmente aumentando la loro energia e creando forme di fondo di notevoli dimensioni. Un esempio attuale molto conosciuto di questo fenomeno è dato dallo Stretto di Messina, dove si possono riconoscere dune dell'altezza di 12 metri. (Longhitano 2011)

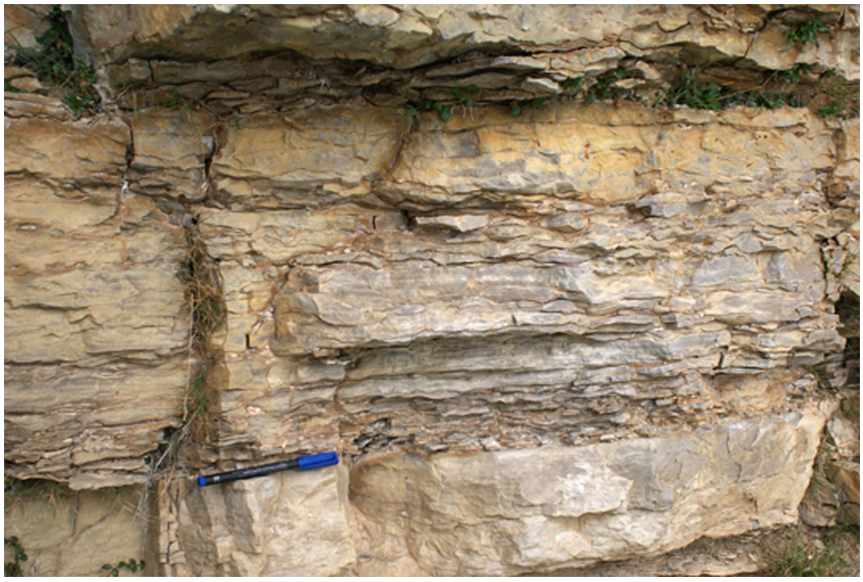


Fig. 14: Flaser bedding nei pressi del rifugio Dibona

II.5 Stratigrafia sequenziale

Si possono riconoscere tre sequenze deposizionali nel Carnico delle Dolomiti (De Zanche et al., 1993; Gianolla et al., 1998). La sequenza deposizionale Car3 per l'area in esame ha come Sequence Boundary inferiore la superficie incarsita della Dolomia Cassiana II o in aree di bacino come al rifugio Dibona, una superficie conforme che insiste su facies di relativamente bassa profondità della Formazione di San Cassiano (Neri et al., 2007). La stratigrafia sequenziale proposta in Breda et al. (2009) identifica il Membro del Dibona come il Low Stand Systems Tract della sequenza Car3, seguito dal Trasgressive Systems Tract che copre la successione fino alla parte alta del Membro delle Areniti del Dibona. La sequenza si chiude con l'High Stand Systems Tract che coincide con la parte finale del Membro delle Areniti del Dibona e il Membro del Lagazuoi.

In questo lavoro sono stati scelti due intervalli nella Formazione di Heiligkreuz con lo scopo di interpretare l'ambiente deposizionale e l'evoluzione della porosità in due momenti differenti dello sviluppo della sequenza deposizionale Car3. Il primo intervallo cade all'interno del Low Stand Systems Tract (LST) (Breda et al., 2009) e presenta nell'area di studio un estensione laterale ristretta. In una situazione ideale il corpo di LST giace in downlap sulla superficie di correlative conformity sviluppatasi al tetto del sottostante Falling Stage Systems Tract, mentre la parte prossimale poggia in onlap su una superficie di esposizione subaerea (Catuneanu, 2002). Nell'area in esame è stato riconosciuto il rapporto di onlap con cui gli strati della Formazione di Heiligkreuz poggiano sullo slope della Dolomia Cassiana. Durante la deposizione di un LST la linea di costa continua ad avanzare verso mare nonostante il livello del mare inizi ad alzarsi, giungendo così alla fine alla superficie di massima regressione (Catuneanu, 2002). La complessa morfologia dell'ambiente deposizionale al momento della formazione del Membro di Borca rende impossibile il riconoscimento di altre strutture utili ad attribuire questo intervallo ad un LST in quest'area. Pertanto l'unica informazione che si

riesce a ricavare da questo intervallo è il rapporto in onlap con il corpo sottostante, a conferma di quanto proposto da Breda et al. (2009).

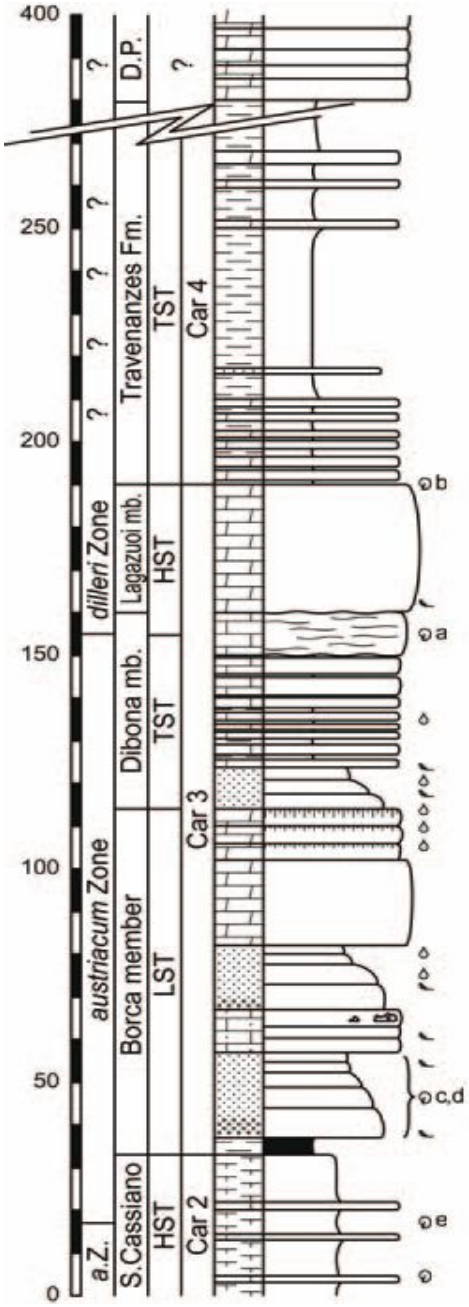


Fig. 15: stratigrafia sequenziale della Formazione di Heiligkreuz (Breda et al., 2009)

L'intervallo 2 è invece stato scelto nella parte alta del Membro delle Areniti del Dibona e comprende una successione di strati che, come intende dimostrare questo lavoro, presenta strutture caratteristiche di un ambiente deposizionale dominato da correnti di marea. Dalrymple e Choi (2007) fanno notare che la maggior parte degli ambienti attuali dominati dall'azione di correnti tidali si trovano in una condizione di trasgressione. Breda et. al. (2009) pongono l'intervallo 2 di questo lavoro nella parte alta di un Trasgressive Systems Tract (TST), nei pressi della superficie di massimo annegamento. Il TST si forma quando il grado di risalita del livello di base supera il tasso di sedimentazione, facendo si che la linea di costa si sposti verso terra. Durante la deposizione di questo Systems Tract si vengono a creare sistemi deposizionali retrogradanti. I corpi di trasgressive poggiano in onlap sulla superficie di ravinement, mentre al tetto terminano con la Maximum Flooding Surface (MFS), ossia la superficie che indica il punto di massimo spostamento della linea di costa verso terra (Catuneanu, 2002). Nell'area di studio l'intervallo 2 presenta grande continuità laterale e quindi non è stato possibile riconoscere il rapporto con gli strati sottostanti. Questo fatto va comunque d'accordo con quanto proposto in Breda et al. (2009) che pone la MFS nelle vicinanze di questo intervallo.

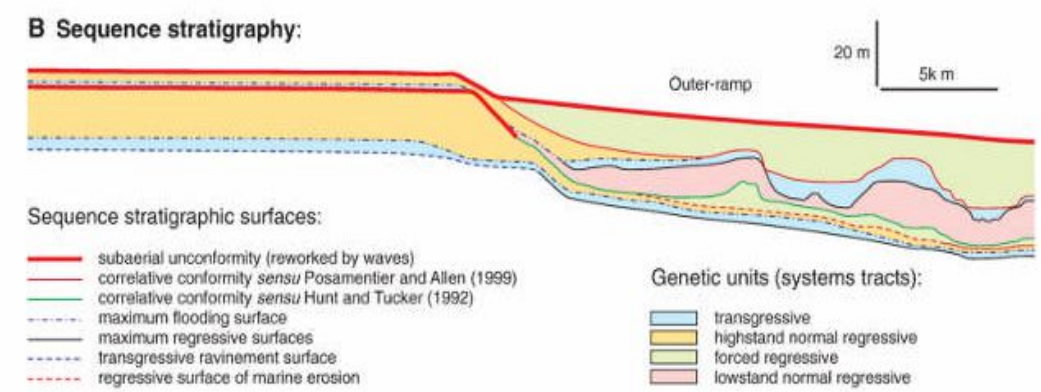


Fig. 16: schema rappresentante le superfici e i system tract all'interno di una sequenza deposizionale (Catuneanu et al., 2009)

III. Metodi

III.1 Gps

Per effettuare un rilievo geologico di dettaglio dell'area è stato deciso di utilizzare la tecnologia GPS che permette, di raccogliere dati con elevata precisione, e offre la possibilità di poterli trattare facilmente in seguito. In montagna l'utilizzo del GPS può presentare diverse problematiche poiché lavorando sotto pareti verticali o all'interno di gole il campo di ricezione dell'apparecchio può essere ridotto ed è possibile la ricezione di segnali di "rimbalzo" dalle pareti stesse. Pertanto è importante prestare sempre attenzione che il segnale di ricezione sia buono in modo da prendere la misura di un dato significativo. Per il rilevamento di questo lavoro è stato utilizzato un computer palmare touch-screen HP iPAQ 214 munito di software Arc PAD 7.0; questo programma da la possibilità di poter cartografare direttamente in campagna sullo schermo del dispositivo.

Fig. 17: palmare touch-screen HP iPAQ 214

Fig. 18: GPS ad alta precisione Geneq SX Blue II

Il vantaggio dell'utilizzo di uno strumento come questo è che rende possibile disegnare un oggetto in campagna lavorando in ambiente Gis attraverso cartografia ed ortofoto correlando l'immagine con eventuali note che possono essere contenute nella *attribute table*. Le coordinate geografiche sono state raccolte per questo lavoro attraverso un GPS ad alta precisione Geneq SX Blue II collegato al palmare con un sistema Bluetooth. L'utilizzo di questo GPS consente di poter rilevare in campo aperto con un errore inferiore ai 60 cm.

III.2 Sezioni stratigrafiche

Sono state misurate 6 sezioni stratigrafiche di dettaglio nella fascia di affioramenti che dal rifugio Dibona si estende fino alle Torri del Falzarego. È stato deciso di prendere come livello guida da seguire gli strati di flaser, gli unici ad affiorare con una certa continuità lungo tutta l'area; pertanto le sezioni misurate mostrano un intervallo di strati posto nella parte alta del Membro delle Areniti del Dibona della Formazione di Heiligkreuz. La scelta degli affioramenti da misurare è stata fatta in base alla quantità di roccia affiorante e al grado di dolomitizzazione, che in molte aree ha cancellato quasi completamente le strutture presenti nella roccia. Ogni sezione è stata misurata con precisione al livello del centimetro e sono stati raccolti campioni per fare sezioni sottili negli strati più interessanti o di difficile interpretazione. Inoltre è stata prestata particolare attenzione alla raccolta di dati per la misura di direzioni di paleocorrenti; sono quindi state misurate dove possibile l'immersione delle laminazioni incrociate e le direzioni delle creste dei ripples. Le informazioni raccolte in campagna sono state successivamente rielaborate al computer attraverso Arcgis, Adobe Illustrator ed Adobe Photoshop.

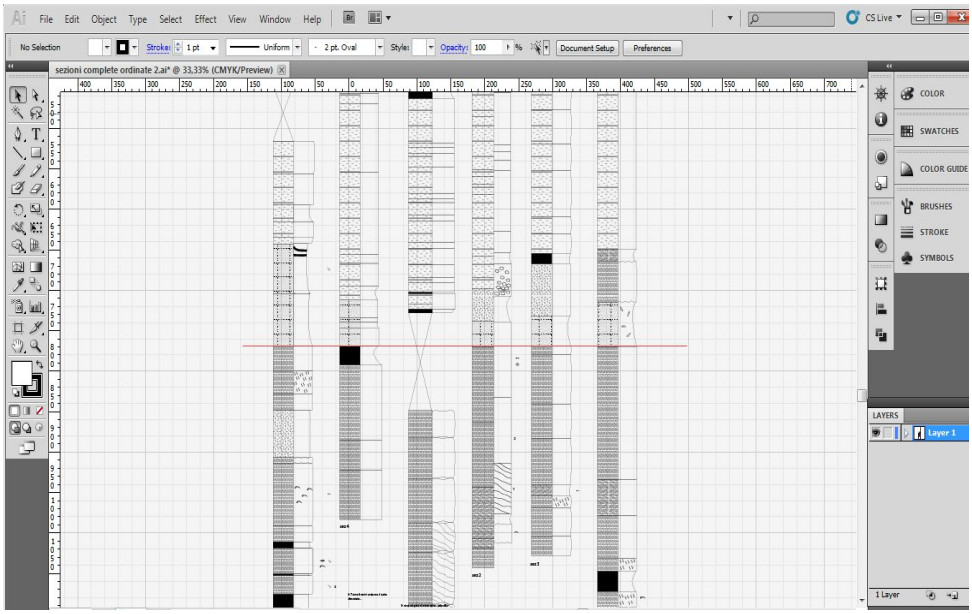


Fig. 19: foglio di lavoro di Adobe Illustrator

III.3 Laser scanner

Per la creazione di un modello tridimensionale dell'affioramento studiato nei pressi del rifugio Dibona è stato utilizzato il laser scanner terrestre. Questo strumento opera secondo i principi del radar; viene mandato un segnale all'oggetto che si deve analizzare e poi viene registrato il segnale di ritorno. La macchina registra quindi un punto ad ogni impulso creando alla fine una nuvola di punti che descrive la superficie dell'oggetto studiato. Il risultato finale è la creazione di un modello tridimensionale ad alta risoluzione, non soggetto a deformazioni dovute alla prospettiva. Il rilievo attraverso un laser scanner terrestre permette di poter lavorare anche a diverse centinaia di metri dall'affioramento in esame ottenendo un risultato la cui precisione dipende dal tipo di macchina usato. Per questo lavoro è stato utilizzato il laser scanner Optech Ilris 3D (a 50 m deviazione standard » 7 mm, risoluzione effettiva 17.7 mm).

Fig. 20: scanner Optech Ilris 3D

Questo tipo di laser appartiene alla tipologia “in tempo di volo”, ossia nel momento del rilievo la macchina misura la differenza di tempo presente tra l'impulso mandato e il segnale di ritorno. La qualità del risultato finale dipende da molti fattori: la scabrezza della superficie, la distanza del punto di ripresa,

l'angolo d'incidenza tra il laser e la superficie dell'oggetto e la composizione dell'oggetto in esame; infatti materiali differenti reagiscono in modo diverso alla radiazione elettromagnetica (ad esempio strati marnosi rispondono con intensità minore rispetto a strati calcarei). Per ottenere una nuvola di punti che ricopra tutte le superfici dell'affioramento bisogna effettuare più riprese da diverse angolazioni, per quanto possibile, in modo da riuscire a ottenere un modello tridimensionale il più completo possibile. Date le difficoltà ambientali che si presentano in ambiente di montagna nel lavoro in questione le riprese sono state effettuate solamente da tre punti distanti circa 200 metri dall'affioramento in esame. Il modello ottenuto contiene pertanto molte superfici sulle quali il segnale del laser non è potuto giungere e quindi si ha mancanza di dato; tuttavia il risultato finale è abbastanza completo e l'assenza di dato in alcune aree non compromette i risultati del lavoro.

Fig. 21: immagine da satellite (Google Earth) dell'area attorno al rifugio Dibona: nel riquadro rosso gli affioramenti ripresi con il laser scanner, i tre punti indicano le tre stazioni di ripresa

Al momento del rilievo sono state poste all'interno dell'area che veniva indagata dalla camera delle mire sferiche. Le coordinate geografiche delle mire sono state ricavate con di un sistema GPS base-rover attraverso l'utilizzo di due antenne GPS Topcon Hiper Pro. Queste antenne permettono di raccogliere dati con una precisione dell'ordine dei 3 mm per quanto riguarda le misure orizzontali e di 5 mm per le misure verticali. La base è stata posta su un chiodo topografico, situato sul terrazzo del rifugio Dibona. L'antenna posta come base è stata fatta lavorare per diversi giorni in modo da ottenere le coordinate più precise possibili, alle

quali poi si deve ricorrere per portare le correzioni ai dati raccolti con il rover. Il rover invece è stato utilizzato per raccogliere le coordinate geografiche dei punti indicati dalle mire con rilievi di 20 minuti di durata l'uno. Successivamente le nuvole di punti sono state trattate e visualizzate utilizzando il programma Polyworks.

Fig. 22: antenna e palmare Topcon Hiper Pro

III.4 Fotogrammetria

L'area di studio è stata fotografata da numerosi punti di vista utilizzando una Reflex Sony α 200 con sensore CCD da 10.2 megapixel, obbiettivo Minolta f 4.5 100-200 ed è stata usata una focale 100 e diaframma f9. Gli scopi di questo lavoro sono stati molteplici; dallo studio di strati altrimenti impossibili da studiare data la loro posizione alla creazione di un modello tridimensionale . Nel primo caso si è proceduto fotografando panoramiche degli affioramenti da posizioni favorevoli utilizzando obbiettivi che permettessero l'acquisizione di un'immagine dettagliata. Questo metodo è stato utilizzato ad esempio per gli strati affioranti sopra il "blocco tiltato" nei pressi del rifugio Dibona per cercare di riconoscere la presenza di strutture anche in zone difficilmente accessibili. Per l'utilizzo invece della fotogrammetria occorre scattare fotografie che coprano un'area in comune da angolazioni differenti e utilizzare il principio del parallasse, cioè il fenomeno per cui l'oggetto sembra muoversi rispetto allo sfondo se si cambia il punto di osservazione, permettendo così la visione in tre dimensioni.

Fig. 23: il gruppo delle Tofane dalle Cinque Torri

In questo lavoro sono state scattate 46 fotografie da 15 stazioni differenti situate nell'area della Cinque Torri, a circa 2.5 Km dagli affioramenti studiati. È stata scelta l'area delle Cinque Torri poiché da la possibilità di vedere completamente tutto il fianco meridionale del gruppo delle Tofane da un'altezza leggermente superiore, ma senza ostacoli che diano fastidio. Per scattare le foto si è proceduto posizionando la fotocamera su un cavalletto e utilizzando un telecomando in modo da eliminare il più possibile movimenti o vibrazioni che avrebbero potuto diminuire la qualità dell'immagine.

III.5 Studio dei campioni raccolti

I campioni raccolti in campagna sono stati studiati con in sezione sottile e attraverso la catodoluminescenza. Sono stati inizialmente scelti i campioni che presentavano una buona preservazione e sono stati divisi da quelli che invece avevano subito un forte processo di dolomitizzazione rendendoli così di difficile utilizzo per l'analisi di facies.

Sezione sottile

I campioni sono stati preparati come sezioni sottili standard, scoperte, dello spessore di circa 30 micron.

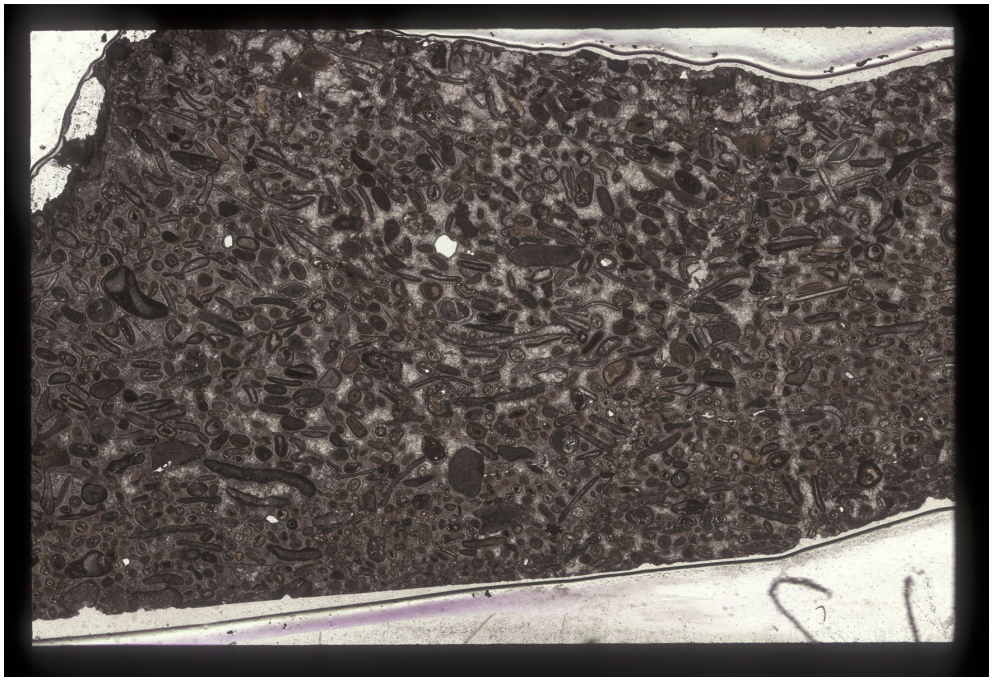


Fig. 24: scansione del vetrino ricavato dal campione L2

Catodoluminescenza

Per lo studio dei campioni che avevano subito un forte processo di dolomitizzazione si è invece proceduto utilizzando la catodoluminescenza. I campioni in questo caso sono stati tagliati in piccoli parallelepipedi con dimensioni di 1,8x3,1x2,6 cm, in modo da poter venire inseriti all'interno della celletta della macchina. Questo metodo si basa sul fatto che molti minerali

vengono eccitati quando vengono colpiti da un fascio di elettroni dando risposte differenti. L'apparecchio consiste di un normale microscopio petrografico completo di attrezzatura fotografica, a cui è stato applicato un sistema camera a vuoto e catodo; il campione viene inserito nella camera a vuoto dove viene bombardato da un fascio di elettroni prodotto dal catodo. La catodoluminescenza viene usata principalmente per lo studio della diagenesi dei carbonati. I carbonati hanno luminescenza differente in base al contenuto in Ferro e in Manganese; importanti sono comunque anche altri elementi come alcuni elementi delle Terre Rare (Sm^{3+}, Eu^{2+},Tb^{2+}) (Mason e Mariano, 1990). Il rapporto Fe/Mn controlla l'intensità della risposta della catodoluminescenza nei carbonati; la presenza di Mn^{2+} è evidenziata da luminescenza giallo/arancione. È stato utilizzato questo metodo poiché in rocce altamente dolomitizzate e ricristallizzate, nelle quali al microscopio ottico non è possibile riconoscere nulla, possono comunque essere visibili i fantasmi di fossili che hanno lasciato una diversa concentrazione di Mg e Mn in una determinata area rispetto ad un'altra. L'aspettativa era quella di provare a riconoscere microfacies anche in rocce che non davano alcuna informazione al microscopio ottico. Per i campioni utilizzati per queste analisi non ci sono stati risultati positivi e non è stato possibile ricavare informazioni.

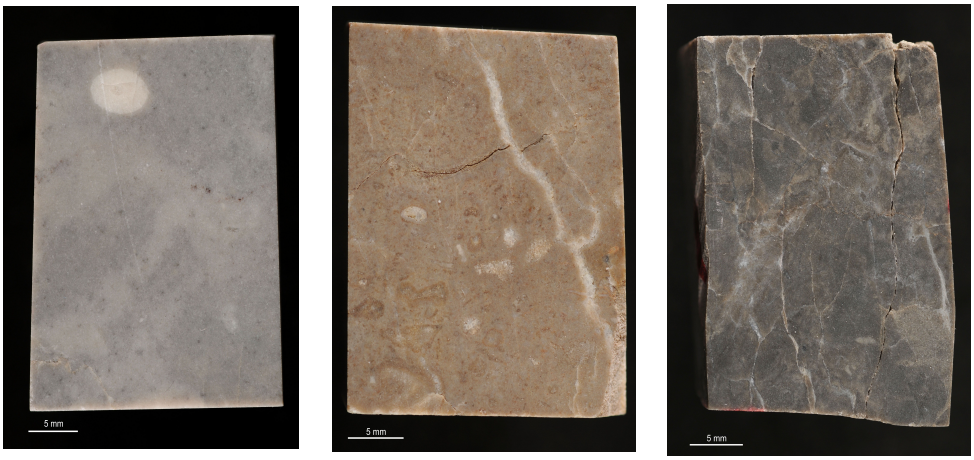


Fig.25: alcuni esempi di campioni studiati in catodoluminescenza

IV. Dati

IV.1 Sezioni stratigrafiche

In questo lavoro sono stati studiati due intervalli della Formazione di Heiligkreuz sul fianco meridionale del gruppo delle Tofane. Il primo intervallo (intervallo 1) riguarda la successione di strati della parte iniziale della Formazione di Heiligkreuz, dove all'analisi di facies è stato affiancato un rilevamento geologico per capirne i rapporti laterali. È stata quindi misurata una sezione (33T-273889.39 m E-5157024.88 m N) al limite Dolomia Cassiana/Formazione di Heiligkreuz e successivamente è stata disegnata una carta geologica del versante a Sud della Tofana di Rozes.

Il secondo intervallo (intervallo 2) riguarda invece la parte alta del Membro delle Areniti del Dibona del quale sono state misurate sei sezioni stratigrafiche di dettaglio negli affioramenti presenti sul versante meridionale della Tofana di Rozes. La sezione numero 1 misura la serie completa della Formazione di Heiligkreuz al rifugio Dibona, mentre le altre 5 sono state misurate per valutare la continuità laterale delle facies e le loro variazioni di spessore dentro uno specifico intervallo stratigrafico. Sono stati presi come strati guida gli strati a flaser bedding che affiorano con una discreta continuità laterale lungo tutta l'area in esame e sono facili da riconoscere anche dove le rocce sono state interessate da un elevato grado di ricristallizzazione. Le sei sezioni sono:

1. la sezione stratigrafica 1 (33T-275438.26 m E-5157575.75 m N), misurata all'interno di uno stretto canalone che sale dal ghiaione sopra il parcheggio del rifugio Dibona in direzione del sentiero Astaldi, sotto Punta Anna. Questa sezione misura complessivamente 105 m ed è l'unica che permette di osservare la successione completa dal Membro di Borca al Membro del Lagazuoi. Il Membro delle Areniti del Dibona affiora quindi completamente e in condizioni migliori che altrove. Come caratteristico di questo membro sono presenti litologie molto varie, lungo tutta la

successione, che non hanno subito un'eccessiva dolomitizzazione. Sono state raccolte, dove presenti, le immersioni delle laminazioni incrociate ed è stata prestata molta attenzione alla presenza di strutture indicative di determinati ambienti deposizionali.

2. la sezione stratigrafica 2 sopra la località di Sotecordes (33T-274403.60 m E-5157380.14 m N). L'affioramento ha uno spessore di quasi 9 metri e mette in evidenza solamente gli strati adiacenti al "livello a flaser". La qualità dell'affioramento è bassa per il forte grado di ricristallizzazione subito dalle rocce in quest'area che rende molto complicato riconoscere facies all'interno delle rocce stesse.
3. Sempre in località Sotecordes lungo l'incisione del ruscello che vi scorre è stata misurata la sezione stratigrafica 3 (33T-274280.61 m E-5157296.23 m N). Questo affioramento, seppure interessato da dolomitizzazione, permette di ricavare un numero maggiore di informazioni rispetto alla sezione 2; sono infatti riconoscibili alcune strutture sedimentarie, come laminazioni incrociate, e dove la roccia non è eccessivamente dolomitizzata, le facies.
4. La sezione stratigrafica 4 (33T-273864.89 m E-5157181.13 m N) è stata misurata sull'incisione creata da un ruscello situata su un pendio raggiungibile salendo dal sentiero del CAI 404 che collega il rifugio Dibona alla strada militare di Forcella Col dei Bos. Questa sezione, lunga più di 6.5 metri, è stata misurata nonostante la fortissima ricristallizzazione subita dalle rocce, in modo da avere una misura dello spessore degli strati a flaser anche nell'ampia fascia compresa fra le sezioni 3 e 5.
5. A lato del ghiaione che si trova sotto al Castelletto è stata misurata la sezione stratigrafica 5(33T-273393.72 m E-5157227.09 m N). Sono stati misurati solo 5.5 metri di sezione poiché quest'area è interessata dalla presenza di alcune faglie che rendono molto difficile la correlazione degli strati. Le rocce presenti sono ben preservate e non hanno subito un forte processo di ricristallizzazione, rendendo così possibile il riconoscimento

delle facies al loro interno.

6. La sezione stratigrafica 6 (33T-271927.78 m E-5157096.86 m N) è stata misurata nei pressi della stretta valle che sale dal Passo Falzarego tra Col dei Bos e le Torri del Falzarego. L'affioramento è in questo caso molto ben esposto e le rocce non sono state soggette ad un eccessivo processo di ricristallizzazione, rendendo più semplice il riconoscimento delle facies. La sezione misura più di 12.5 metri e si presenta molto differente rispetto alle precedenti avendo, soprattutto, nella parte bassa una prevalenza di strati argillosi. Un'altra differenza evidente rispetto alle altre sezioni è data dalla presenza di strati con lamine parallele e ripples all'altezza di quelli che altrove sono strati con flaser bedding.

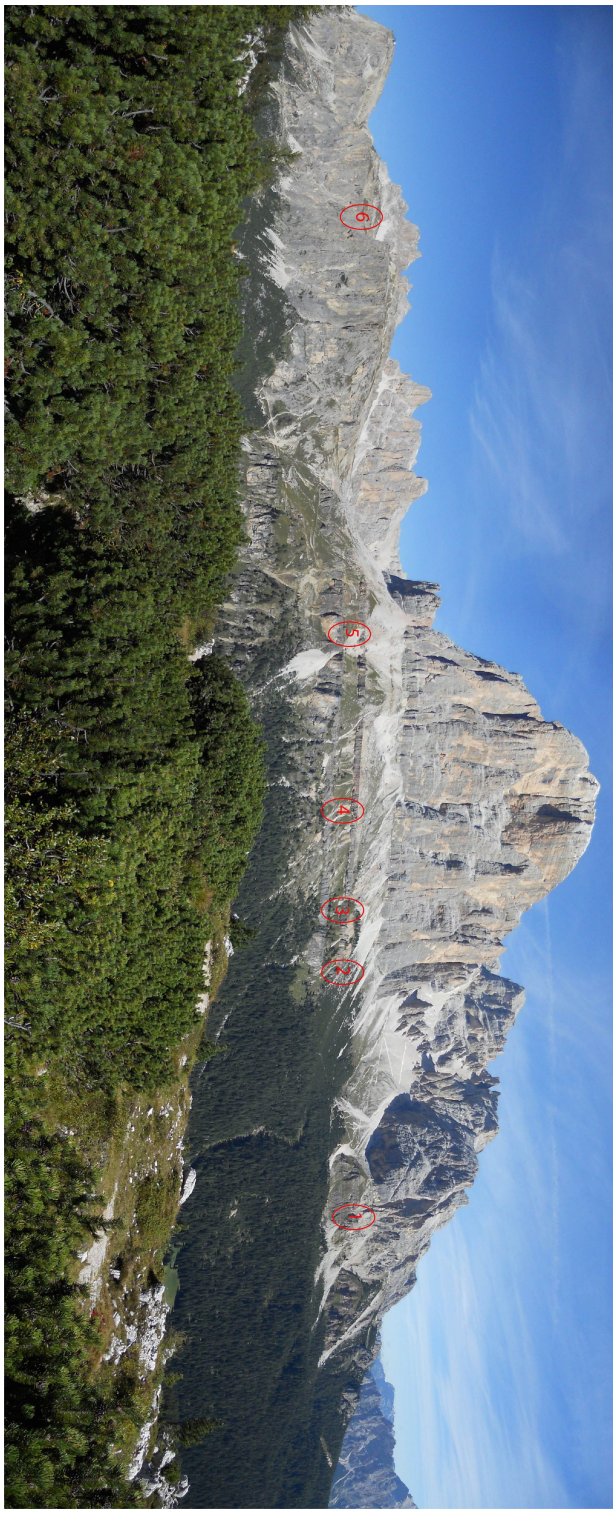


Fig. 26: le sei sezioni misurate nella parte alta del Membro delle Areniti del Dibona, sul versante meridionale del gruppo delle Tofane

IV.2 Analisi di facies dell'intervallo 1

Lo studio degli affioramenti del Membro di Borca (Neri et al. 2007), della parte inferiore della Formazione di Heiligkreuz, corrispondenti alle litozone A, B, C e D proposte da Preto e Hinnov (2003), ha portato alla definizione di 9 facies. Per ognuna delle facies è stato anche descritto il tipo di porosità facendo riferimento alla classificazione di Choquette P. W e Pray L. (1970), vedi figura 41. Viene fatta una stima della porosità primaria, anche se nei campioni studiati non è più presente perchè riempita da cementi di seppellimento o comunque tardivi.

1. F1: Grainstone altamente dolomitizzati con bioclasti. Il contenuto in fossili è dato da abbondanti resti vegetali, echinodermi ed altri bioclasti di cui non si riesce a distinguere l'origine. Sono frequenti aggregati di pirite di dimensione millimetrica. La facies si riconosce in strati decimetrici a giunti molto ondulati o nodulari spesso amalgamati e per cui non sempre facili da identificare e discontinui. Porosità: interparticle ed intraparticle.
2. F2: Siltite ricca in bioclasti subcentimetrici. Contenuto in fossili dato da resti vegetali, bivalvi e gasteropodi. La facies F2 si ritrova in livelli di pochi centimetri, facilmente erodibili. Porosità non riconoscibile, ma presumibilmente molto bassa.
3. F3: Argille. Il contenuto in fossili è dato da abbondanti resti vegetali e rari gasteropodi. La facies F3 si trova in sottili livelli di pochi centimetri. Porosità non riconoscibile, ma presumibilmente molto bassa; nelle argille, data la dimensione molto ridotta dei grani, la porosità totale sarà molto elevata, mentre la porosità efficace sarà molto bassa (spazio che può occupare l'acqua libera).
4. F4: Grainstone ricco in resti vegetali di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Il contenuto in fossili è dato da resti vegetali, echinodermi e bivalvi. Presenza abbondante di pirite. Questa facies si presenta in strati di massimo 20 cm che variano lateralmente di spessore fino in certi casi a chiudersi. Porosità intraparticle ed interparticle.

5. F5: Grainstone arenaceo ricco in bioclasti. Il contenuto in fossili è dato da bivalvi, gasteropodi ed echinodermi. Presenza di litici e quarzo con una buona classazione granulometrica. Strati piano-paralleli a giunti ondulati o poco nodulari di dimensioni decimetriche che possono chiudersi contro patch reef (facies F7) o adattarsi alla morfologia degli stessi. Porosità intraparticle ed interparticle.
6. F6: Rudstone bioclastici con oncoidi, ooidi e granuli silicoclastici. Il contenuto in fossili è dato da bivalvi, echinodermi e resti vegetali. Sono presenti anche rari frammenti di biocostruttori carbonatici quali coralli e spugne calcaree, e intraclasti composti da frammenti di boundstone microbiale. In affioramento si trova in strati piano-paralleli a giunti ondulati o poco nodulari di dimensioni decimetriche che possono chiudersi contro patch reef o adattarsi alla morfologia degli stessi. Porosità intraparticle ed interparticle.
7. F7: Boundstone microbiali. Le sezioni sottili ricavate per lo studio di questa facies non hanno fornito informazioni poiché molto dolomitizzate. Nel campione a mano è però possibile riconoscere un fabric trombolitico; sono infatti visibili dei grumi di micrite che sfumano in microsparite. Questa micrite è un'automicrite, ossia precipitata in posto per l'azione di processi biologici e chimico-fisici. Si riconoscono anche stromatactis, cavità allungate con base piana e tetto irregolare. Contenuto in fossili dato da coralli in posizione di vita, spugne calcaree, bivalvi, resti vegetali e echinodermi. Questa facies si ritrova in affioramento in corpi di forma lenticolare rigonfiati di dimensioni da metriche fino a quasi 60 metri. Porosità scarsa di tipo fenestrae o assente; i vuoti sono presenti in fenestrae o in stromatactis non interconnessi; pertanto la porosità efficace è praticamente nulla. Non è stata riconosciuta nei campioni raccolti, ma è possibile che questa facies fosse caratterizzata anche da una porosità primaria di tipo growth framework, associata alla crescita di organismi biocostruttori.

8. F8: Wackestone bioclastico. Contenuto in fossili dato da bivalvi, echinodermi, ostracodi, gasteropodi ed oncoidi. Presenza anche di litici e di quarzo. È stata riscontrata la presenza di strutture geopetali in gusci di ostracodi che confermano la polarità dello strato. Questa facies si ritrova in strati decimetrici molto compatti e con grande continuità laterale sempre associata ad F9. Porosità vedi F9.
9. F9: Dolosiltite. Riempimento di cavità all'interno di boundstone microbiale e costituita da carbonato molto ricristallizzato all'interno del quale non è possibile riconoscere granuli o strutture. Sempre associata a F7 in strati decimetrici molto compatti e con grande continuità laterale. Per la porosità delle facies F8 e F9, che sono da considerare insieme, si ha porosità di tipo channel evidenziata dalla presenza della facies F9 all'interno della facies F8, che non presenta porosità primaria visibile al microscopio ottico. Pertanto la roccia formata da queste due facies avrà elevata porosità.

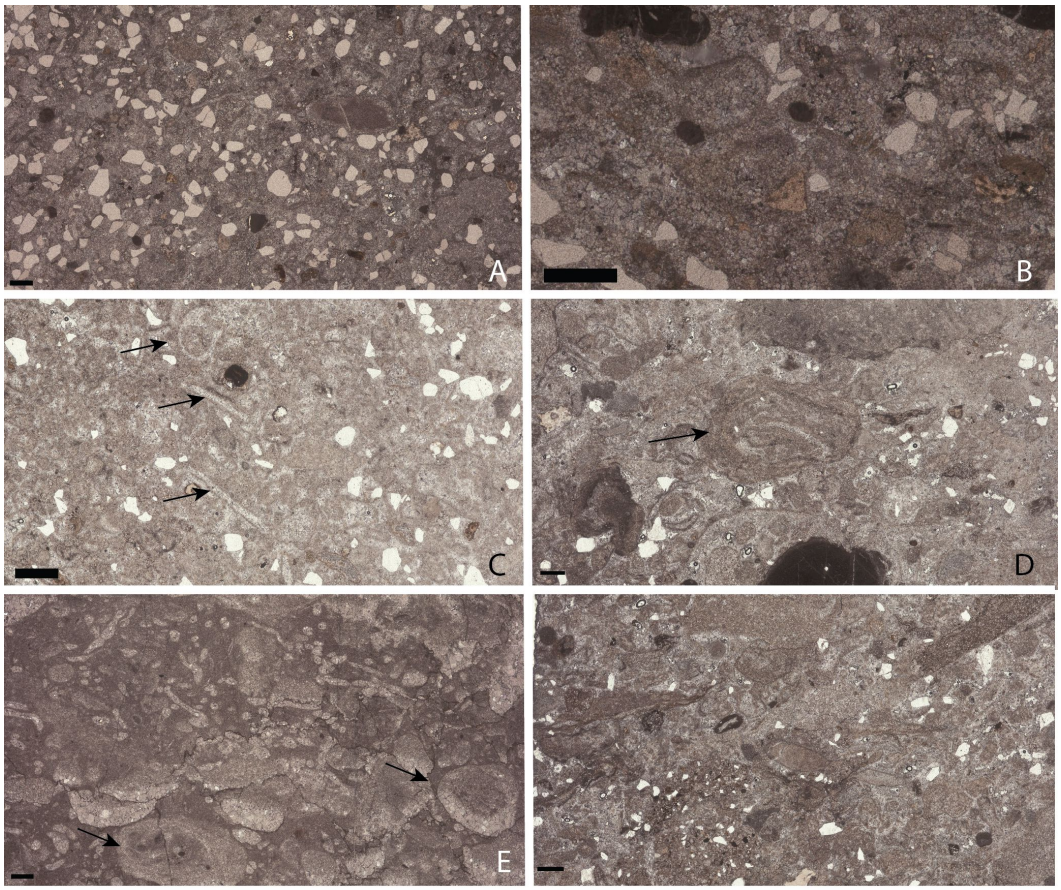


Fig. 27: la scala in basso a sinistra indica 1 mm. A) facies F5, grainstone arenaceo con bioclasti ed intraclasti. B) facies F5, ingrandimento: si nota la presenza di litici ben classati e bioclasti resi difficili da riconoscere per la dolomitizzazione del campione. C) grainstone arenaceo con bioclasti (F5): sono indicati bioclasti (gasteropode e bivalvi). D)rudstone (F6); viene messo in evidenza un oncoide. E) rudstone bioclastico con oncoidi (indicati) (F6); i bioclasti all'interno di questo rudstone sono difficili da riconoscere per il grado di dolomitizzazione della roccia. F) rudstone bioclastico (F6); oltre agli oncoidi ed ai bioclasti all'interno di questa facies si riesce a riconoscere anche la presenza di granuli di quarzo; campione molto dolomitizzato.

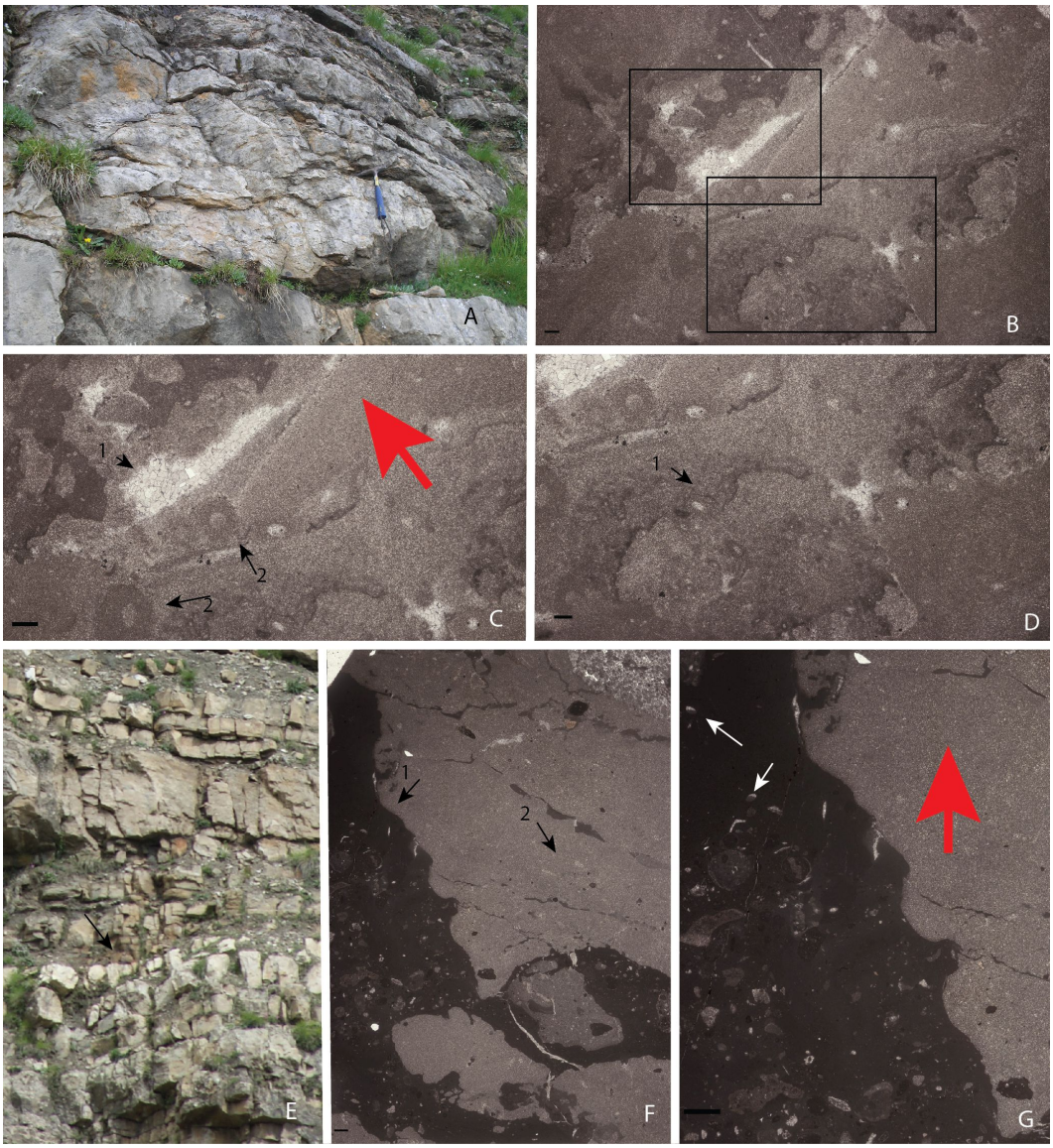


Fig. 28: la scala in basso a sinistra indica 1mm. A) mound (scala:martello- h=30 cm)affiorante al rifugio Dibona. B) facies F7, i due riquadri illustrano la posizione degli ingrandimenti sottostanti; il campione è molto ricristallizzato, ma si riescono comunque a vedere strutture geopetali ed incrostazione di probabile origine microbiale. C) facies F7, 1- struttura geopetale che indica la polarità (in rosso) dello strato; 2- cf. Terebella*. D) organismi incrostanti, facies F7.E) facies F9-F10 in affioramento; sono indicati gli strati decimetrici con grande continuità laterale. F)1-facies F9, Wackestone bioclastico con bivalvi, echinodermi, ostracodi, gasteropodi ed oncoidi; 2-facies F10, dolosiltite. G) strutture geopetali in ostracodi all'interno del wackestone bioclastico (in rosso la polarità dello strato).*

IV.3 Rilevamento geologico

Allo scopo di meglio interpretare il significato delle facies del Membro di Borca, i loro rapporti laterali, ed i rapporti con le unità sovra- e sottostanti, è stato eseguito un rilevamento geologico di dettaglio in una zona chiave dell'area studiata dove il Membro di Borca sembra chiudersi in onlap sulla unità sottostante (Dolomia Cassiana). Un rilevamento delle singole facies si è però rivelato impossibile per le condizioni di affioramento non sempre ideali e per la diffusa dolomitizzazione.

Il limite fra Dolomia Cassiana e Formazione di Heiligkreuz nell'area di studio non è sempre facile da riconoscere per la forte dolomitizzazione secondaria che ha interessato la Dolomia Cassiana e, localmente, il Membro di Borca della Formazione di Heiligkreuz, cancellando nella maggior parte dei casi anche le strutture sedimentarie. Sono state riconosciute facies di piattaforma interna riferibili alla Dolomia Cassiana, wackestone-packstone a bioclasti in strati regolari piano-paralleli, nelle rocce affioranti sulla paretina al di sotto del sentiero 404 del CAI verso la strada militare che sale a Forcella Col dei Bos. Questo ha aiutato a determinare che il corpo roccioso che costituisce la parte occidentale della prima parete alla base della Tofana di Rozes sia in Dolomia Cassiana. Il riconoscimento del limite con la Formazione di Heiligkreuz è stato suggerito da una superficie inclinata visibile in panoramica (Fig. 29).

Come si vede nella figura 30, nel settore occidentale dell'affioramento sulla Dolomia Cassiana poggiano strati decimetrici di dolomie bianche (F8 e F9) che si riescono a riconoscere lungo tutta l'area in esame e pertanto sono importanti come strati guida. Questi strati coincidono con la parte superiore del Membro di Borca (Neri et al., 2007) e corrispondono alla litozona D proposta da Preto e Hinnov (2003).

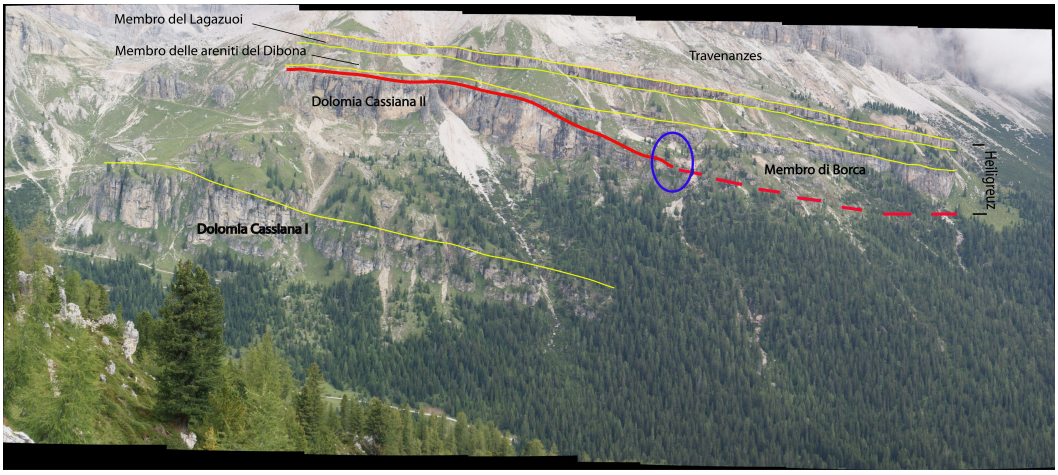


Fig. 29: unità stratigrafiche alla base della Tofana di Rozes: in rosso il limite fra Dolomia Cassiana ed Heiligkreuz, in blu la sezione misurata

Fig.30: gli strati di dolomia bianchi affioranti al top della piattaforma Cassiana

Verso Est, tra l'unità a dolomie bianche stratificate (litozona D in Preto e Hinnnov, 2003) e il tetto della Dolomia Cassiana è intercalata una unità terrigeno-carbonatica, che è stata attribuita alla parte inferiore del Membro di Borca. Tale intervallo stratigrafico spesso ha cattive condizioni di affioramento, ma il contatto con la sottostante Dolomia Cassiana è stato osservato lungo una breve incisione (evidenziata in blu in figura 29). In questa località è stata misurata una sezione stratigrafica di dettaglio di quasi 9 metri (Fig. 31) nella quale è possibile riconoscere un cambio brusco da dolomie massive (tetto della Dolomia Cassiana) a strati a composizione più varia e ricchissimi in materia organica (localmente la base del Membro di Borca). Questa sezione dimostra come le paretine rocciose in località Sotecordes non siano in Dolomia Cassiana, ma siano già parte della formazione di Heiligkreuz.

Come si vede in figura 31 la sezione misurata inizia con quasi 3 metri di dolomia massiva all'interno della quale si riesce a riconoscere la presenza relativamente comune di echinodermi, seguita dalla successione delle facies F1, F2, F3 e F4.

Alla scala del rilevamento, l'unità fra il top della Dolomia Cassiana e gli strati a dolomie bianche è costituita da mound (F7) e strati di calcareniti (F5 e F6) che poggiano su questi. Queste rocce costituiscono la parte inferiore del Membro di Borca (Neri et al., 2007) e sono state descritte da Preto e Hinnov (2003) nelle litozone A, B e C. Il riconoscimento di queste facies è evidente nelle rocce affioranti nei pressi del rifugio Dibona, mentre nell'area di Sotecordes l'alto grado di dolomitizzazione rende molto difficile il riconoscimento delle stesse.

Nei pressi del rifugio Dibona si può facilmente riconoscere la presenza dei mound poiché costituiscono dei corpi carbonatici massivi, limitati lateralmente e di dimensione generalmente metriche, all'interno degli strati di calcarenite (Fig. 27 e Tavole I e II).

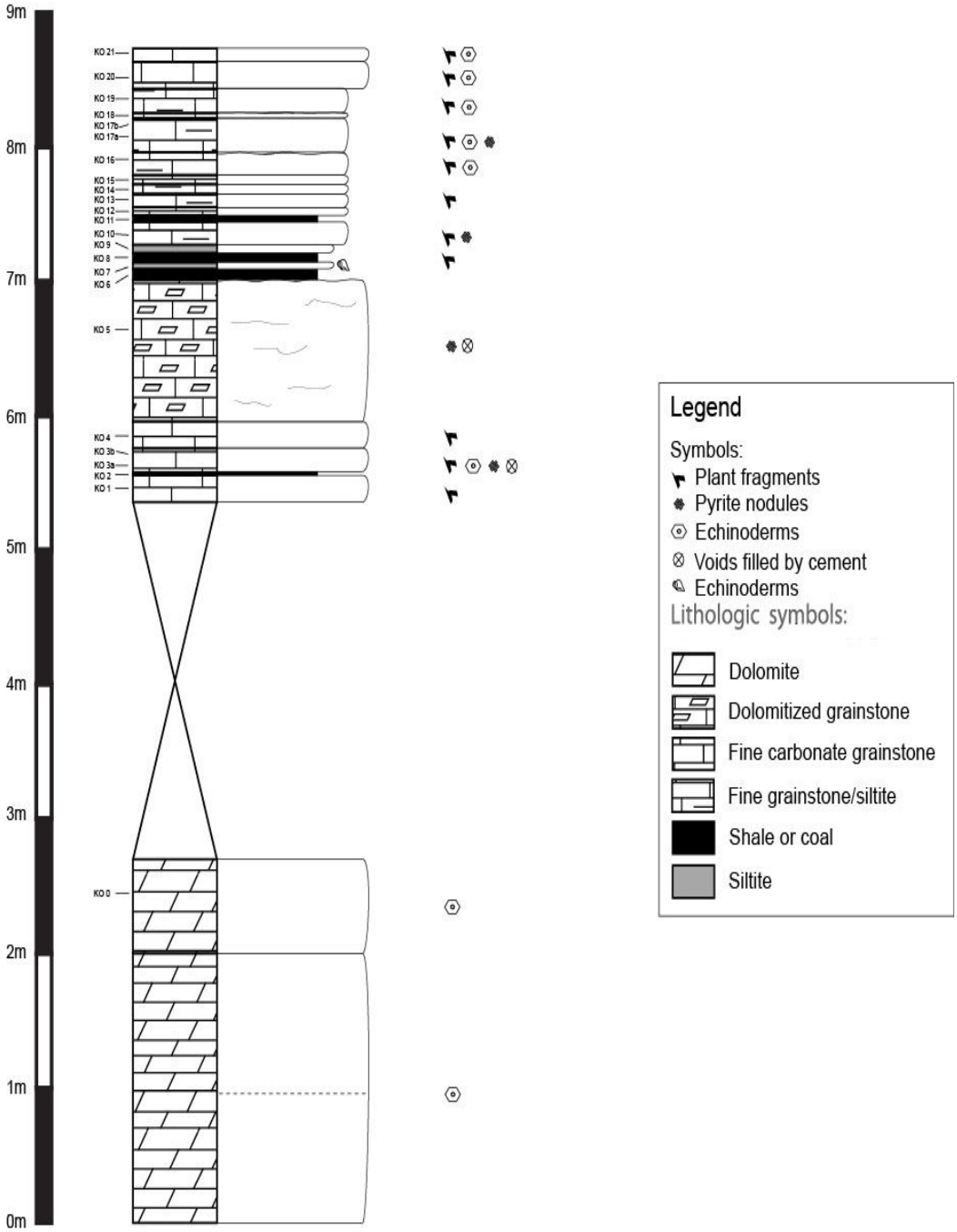


Fig. 31: la sezione stratigrafica misurata al limite Dolomia Cassiana-Heiligkreuz

Fig. 32: i mound presenti nei pressi del rifugio Dibona

L'affioramento presente a Nord del parcheggio del rifugio Dibona presenta delle differenze geometriche rispetto agli altri affioramenti dell'area di studio; qui gli strati infatti non si presentano orizzontali, ma mostrano un'inclinazione di circa 30°. In passato quest'area è stata interpretata come una discordanza angolare fra un blocco tiltato e la successione soprastante. In realtà, come si può vedere dal modello tridimensionale ricavato dal laser scanner si è in presenza di stratificazione primaria con geometria offlap. Al di sopra di questo intervallo affiorano le facie F8 e F9 con grande continuità laterale in tutta l'area in esame.

Tutte queste informazioni sono state raccolte all'interno di una carta geologica del versante a Sud della parete della Tofana di Rozes. Come si può vedere sulla carta (Tavola III) gli strati composti dalle facies F8 e F9 affiorano con continuità in tutta l'area e sono stati messi in evidenza con il colore blu. Le restanti facies della Formazione di Heiligkreuz sono state cartografate seguendo la suddivisione in 3 membri (Neri et al., 2007). Il verde rappresenta la parte inferiore del Membro di Borca costituito dalle facies F1, F2, F3, F4, F5, F6 e F7; l'alto grado di ricristallizzazione, non ha permesso una creazione di una carta delle facies di dettaglio. Vengono comunque indicati in carta i mound riconosciuti nell'area rilevata. Questa carta mostra come gli strati della Formazione di Heiligkreuz siano in onlap sulle Rocce della Dolomia Cassiana e mostrano le varie fasi di riempimento dei bacini avvenute nel Carnico.

IV.4 Interpretazione intervallo 1

Con i dati raccolti in campagna e dalla osservazione delle microfacies si possono ricavare queste informazioni generali:

1. Gli strati del Membro di Borca della Formazione di Heiligkreuz poggiano con geometria onlap sullo slope della piattaforma della Dolomia Cassiana.
2. Sono presenti corpi biocostruiti (mound), di dimensioni molto variabili (da 1-2 metri fino a qualche decina di metri) che inizialmente poggiano sullo slope ereditato dalla precedente piattaforma Cassiana (Carnico Inferiore). In questo modo creano una forte rugosità a scala metrica-ultrametrica lungo il profilo dello slope ereditato.
3. Le rocce che costituiscono questo intervallo sono costituite da sedimenti di origine marina, all'interno dei quali si ritrovano numerosi fossili di origine terrestre.
4. Si riconoscono strati mal classati a base erosiva e a gradazione inversa che indicano un trasporto in massa,

L'associazione delle facies riconosciute in questo intervallo permette di determinare l'ambiente deposizionale. Come illustrato in precedenza, i sedimenti si depositano su uno slope preesistente, lo slope della piattaforma Cassiana, ereditandone così la morfologia. Gli strati a base erosiva e gradazione inversa poco sviluppata, caratterizzati da cattiva classazione, sono stati interpretati (Breda et al., 2009) come prodotti di trasporto in massa di tipo debris-flow sottomarino. Le nostre osservazioni confermano questa interpretazione, che è inoltre coerente con la deposizione su uno slope ereditato. La crisi dei sistemi carbonatici successiva al Carnian Pluvial Event si può vedere nel passaggio da una piattaforma ad alto rilievo costituita da facies microbiali (piattaforma Cassiana) a facies più granulari (F4, F5 e F6) senza evidenza di cementazione precoce. Queste facies si depositano inizialmente sul piano inclinato dello slope della precedente Dolomia Cassiana, sul quale però si vengono a creare degli ostacoli

costituiti da mound microbiali, che costituiscono dei piccoli rilievi modificando così la morfologia del fondale marino. Si veda a questo proposito il modello deposizionale proposto, per il vicino slope del La Varella, da Keim et al. (2006). Pertanto i sedimenti che si depositano lungo lo slope, anche per trasporto di massa, si devono adattare alla morfologia data dai mound. Questo fa si che in affioramento si vedano gli strati di calcareniti piano-paralleli chiudersi o adeguarsi alla forma del mound (Tavola I e II). In presenza di morfologie complesse presenti sullo slope, come un solco dovuto alla concentrazione dei flussi, o in presenza di un restringimento tra due mound vicini, una diminuzione di sezione può aumentare la velocità della corrente. Questo potrebbe far si che si depositino corpi con strati clinoformi come quelli che affiorano al rifugio Dibona.

La grande quantità di fossili di origine terrestre (soprattutto frustoli carboniosi), indica la vicinanza di questo ambiente alla terra emersa. Sebbene le facies siano tutte marine, è evidente un contributo terrigeno alla sedimentazione che spiega la presenza di una abbondante componente silicoclastica grossolana.

In sintesi, l'ambiente sedimentario è di uno slope a basso angolo, caratterizzato da sedimentazione carbonatica e mista dominata da processi di trasporto gravitativo e da correnti. Sono però intercalati a questi sedimenti carbonatici scheletrici e misti piccole biocostruzioni microbiali, la cui influenza sulla morfologia genera strutture sedimentarie a scala metrica-ultrametrica nei sedimenti deposti nelle aree ad essi adiacenti.

IV.5 Analisi di facies dell'intervallo 2

L'intervallo studiato in dettaglio nella parte alta del Membro delle Areniti del Dibona ha evidenziato la presenza delle facies sotto riportate. È stata anche fatta una stima della porosità primaria, nonostante nei campioni studiati non sia più presente perchè riempita da cementi di seppellimento o comunque tardivi.

1. F10: Grainstone oolitico bioclastico. Il contenuto in fossili è dato da gasteropodi, bivalvi, echinodermi e alghe verdi. Sono state riconosciute tre generazioni di cemento: cemento fibroso attorno agli ooidi, dolomite di sostituzione dentro agli ooidi e cemento a mosaico. Il cemento fibroso è interpretato come cemento primario di origine marina. Questa facies si riconosce in strati metrici con laminazione incrociata 2D poiché le sezioni ortogonali al paleoflusso non evidenzieranno la presenza di ripples, bensì quella di laminazioni piano-parallele. Porosità interparticle ed intraparticle
2. F11: Grainstone/wackestone con bioclasti. Il contenuto in fossili è dato da resti vegetali molto abbondanti, rari echinodermi e rari brachipodi. In affioramento è presente in strati di circa mezzo metro. Le microfacies costituite da grainstone presentano porosità interparticle ed intraparticle; le microfacies costituite invece da wackestone presentano porosità intraparticle molto ridotta.
3. F12: Argille. Non sono stati riconosciuti bioclasti all'interno. Si presenta in strati da centimetri a decimetrici di colore da grigio scuro a nero, facilmente erodibili. Porosità non riconoscibile, ma presumibilmente molto bassa; nelle argille, data la dimensione molto ridotta dei grani, la porosità totale sarà molto elevata, mentre la porosità efficace sarà molto bassa (spazio che può occupare l'acqua libera).
4. F13: Argille grigio scure-marroni con resti vegetali. A differenza di F13 questa argilla presenta numerosi frammenti di vegetali carbonizzati. In affioramento è presente fino a strati di circa mezzo metro di spessore. Porosità non riconoscibile, ma presumibilmente molto bassa; nelle argille, data la dimensione molto ridotta dei grani, la porosità totale sarà molto

elevata, mentre la porosità efficace sarà molto bassa (spazio che può occupare l'acqua libera).

5. F14: Arenite grossolana di color verde scuro dato dal contenuto di quarzo, di litici e di feldspati molto alterati mal classati e spigolosi. Non sono stati riconosciuti bioclasti all'interno di questa arenite. In affioramento è presente in strati di dimensioni di qualche decimetro, e in particolare costituisce uno strato continuo di spessore variabile tracciabile come livello guida lungo tutto il fianco meridionale del gruppo delle Tofane. Queste areniti possono contenere intraclasti carbonatici di alcuni centimetri, non spigolosi. Porosità interparticle.
6. F15: Breccia con clasti da millimetrici fino a 5 cm, di varie dimensioni e forma prevalentemente ellittica appiattita, color grigio giallastro. La matrice è data da un fango carbonatico più chiaro rispetto ai clasti, anch'essi formati da fango carbonatico. In affioramento si trova in uno strato di qualche decina di decimetri che varia spessore lateralmente fino a chiudersi sugli strati composti da F14. In alcuni affioramenti può essere descritta come una tipica breccia carbonatica a clasti piatti (Demicco e Hardie, 1994). Porosità tipo interparticle; non può essere una porosità primaria tipo breccia perchè i clasti non sono immersi in cemento di sepellimento, ma in matrice.
7. F16: Grainstone a peloidi. Assenza completa di fossili. Nel campione a mano non si riesce a distinguere la presenza dei peloidi, pertanto l'aspetto di questa facies ad occhio nudo è simile a quello di un mudstone calcareo (Fig. 34-F). In affioramento si trova in un intervallo di strati di dimensioni decimetriche caratterizzati dalla presenza di strutture flaser bedding (drappi di fango nei troughs dei ripples), wavy bedding (i drappi di fango costituiscono letti che ricoprono interamente il ripple o la laminazione incrociata) e lenticular bedding (è presente una sand-ripple completamente immersa in fango). Porosità interparticle.
8. F17: Grainstone oolitico. Altamente dolomitizzato e sterile. In

affioramento si presentano in strati metrici all'interno dei quali è possibile riconoscere la presenza di megaripples. Porosità interparticle.

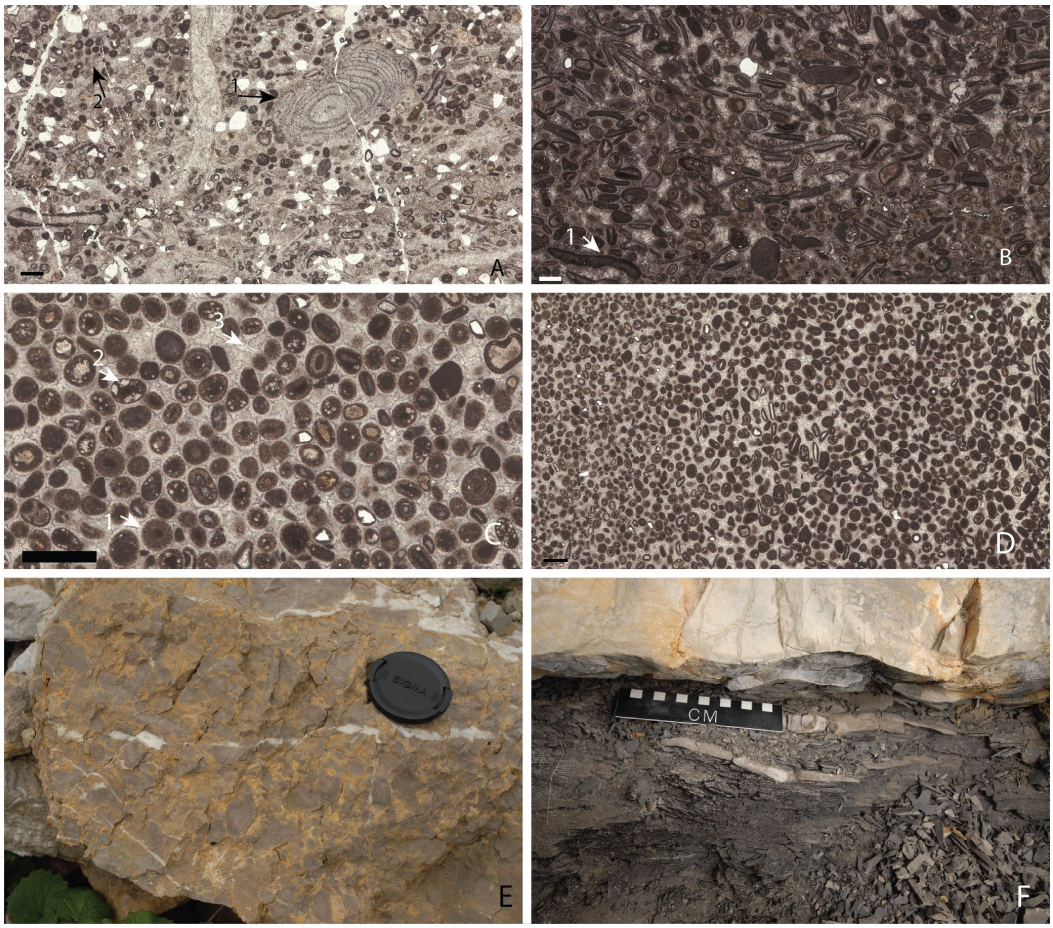


Fig. 33: nelle immagini A,B,C e D la scala in basso a sinistra rappresenta 1 mm; A) grainstone oolitico bioclastico (F11); 1-frammento di biocostruttore (spugna calcarea?) 2- ooliti. B) grainstone oolitico bioclastico (F11), si può osservare l'orientazione preferenziale orizzontale da parte dei grani più allungati; 1-alghe verdi. C)grainstone oolitico bioclastico (F11); vengono messe in evidenza le tre generazioni di cemento: 1-cemento fibroso attorno agli ooidi- 2-dolomite di sostituzione all'interno degli ooidi- 3- cemento a mosaico. D)grainstone oolitico (F11). Si può notare la buona classazione dei grani, in prevalenza ooliti, che presentano dimensioni molto simili. E) facies F16; breccia intraclastica fotografata in detrito; la facies F16 qui fotografata proviene da sotto gli strati a flaser della sezione 1. F) facies F13; argilla affiorante nella sezione del rifugio Dibona.

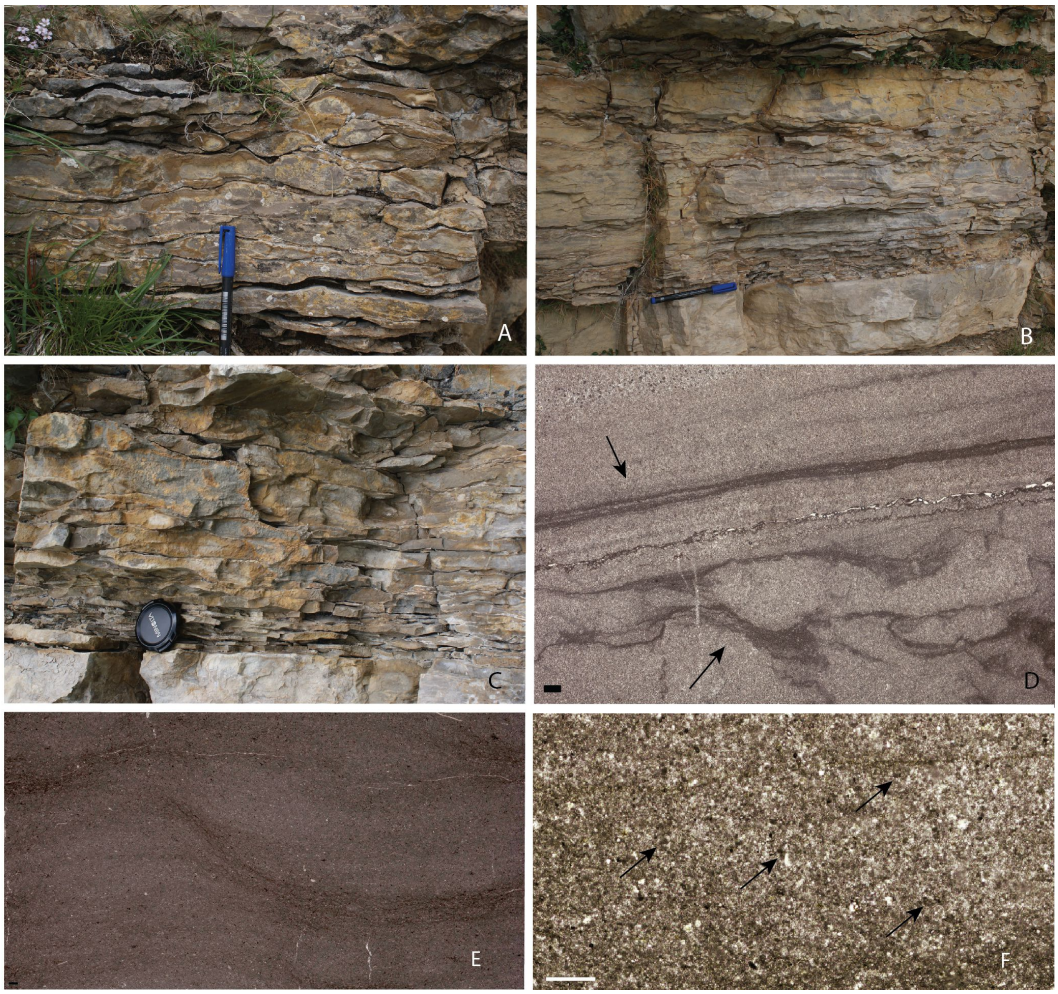


Fig. 34: la scala in basso a sinistra indica 1 mm. A)B)C)strutture flaser, wavy, lenticular bedding in affioramento; foto scattate nei pressi del rifugio Dibona. D) facies F17, grainstone a peloidi, campione raccolto nei pressi del rifugio Dibona; in evidenza delle passate di fango. E) facies F17, particolare di ripple modificato dalla forza di carico e separato da veli di pelite. F) facies F17, ad alto ingrandimento si può notare la presenza di peloidi; questo giustifica l'interpretazione a grainstone a peloidi e non a mudstone come appare nel campione a mano.

IV.6 Descrizione sezioni

Per comprendere le variazioni laterali degli strati dell'intervallo in esame misurati nella sezione 1 sono state misurate altre 5 sezioni sul versante meridionale della Tofana di Rozes. Dall'osservazione delle sezioni stratigrafiche misurate si possono fare alcune considerazioni:

1. Lo spessore degli strati di F16 nell'area studiata rimane pressoché costante. Come si può vedere nella Tavola V gli strati con flaser bedding presentano uno spessore in media di 2.40 metri:
    - sezione 1: 2.41 metri
    - sezione 2: > 2.30 metri
    - sezione 3: 2.58 metri
    - sezione 4: 2.60 metri
    - sezione 5: ca 2.70 metri
    - sezione 6: < 2 metri

    L'unica variazione degna di nota si ha nella sezione 6 dove si registra una diminuzione dello spessore degli strati di F14 che in questo caso misurano complessivamente un intervallo inferiore ai 2 metri; la misura non può essere presa con precisione poiché l'affioramento risulta coperto da detrito proprio al tetto degli strati presi in considerazione. Complessivamente si può quindi affermare che non c'è variazione laterale significativa degli strati a flaser nell'area di studio.
2. Gli strati a flaser bedding presentano un aspetto simile nelle sezioni dalla 1 alla 5, con strutture flaser bedding, wavy bedding e lenticular bedding, mentre l'unica variazione si ha nella sezione 6 delle Torri del Falzarego dove sembra di notare delle strutture formatesi in un ambiente con energia maggiore rispetto agli altri affioramenti; infatti in questo caso, soprattutto al tetto dell'intervallo in esame, prevale la presenza di lamine piane.
3. Alla base degli strati con F16 si può notare come nelle sezioni 1, 2 e 3 ci

sia la presenza di una breccia (F15) che poggia su uno strato di arenite (F14). La breccia si chiude lateralmente e non è più presente nelle sezioni 4, 5 e 6; dove è presente solo l'arenite (F14), su cui poggiano direttamente gli strati a flaser bedding..

4. Non vengono ritrovati fossili di origine terrestre nelle sezioni dalla 1 alla 5. La sezione 6 invece presenta un contenuto in fossili dato non solo da elementi di origine marina, ma anche dalla presenza di resti vegetali di origine terrestre.
5. Sono state raccolte misure di paleocorrente, misurando la direzione delle creste di ripples o l'immersione delle laminazioni incrociate. Questi dati una volta raccolti sono stati inseriti all'interno di due rose diagram distinti utilizzando Stereonet. Dai due diagrammi si possono ricavare differenti informazioni:
    - nel rose diagram A sono state inserite le immersioni delle laminazioni incrociate; questo diagramma mette in evidenza la presenza di due versi di paleoflusso: uno con verso NO, l'altro con verso E
    - nel rose diagram B sono invece state raccolte le direzioni delle creste di ripples; questo diagramma non da il verso di una corrente, ma si può comunque capirne la direzione. Dai dati raccolti si può riconoscere una direzione del paleoflusso con direzione circa NO-SE.

    Mettendo insieme le due informazioni ricavate da questi diagrammi si può determinare che al momento della deposizione dei sedimenti nell'area in esame erano presenti due correnti di flusso principali con direzione circa NO-SE.

Immersioni laminazioni incrociate		Direzioni creste di ripples	
310	300	135-315	045-225
302	50	115-295	015-195
305	65	000-180	040-220
300	80	020-200	040-220
95	55	030-210	168-348
85	345	170-350	080-260
80	330	005-185	0-180
330	290	010-190	20-200
260	60		

Fig. 35:Tabella con i dati raccolti

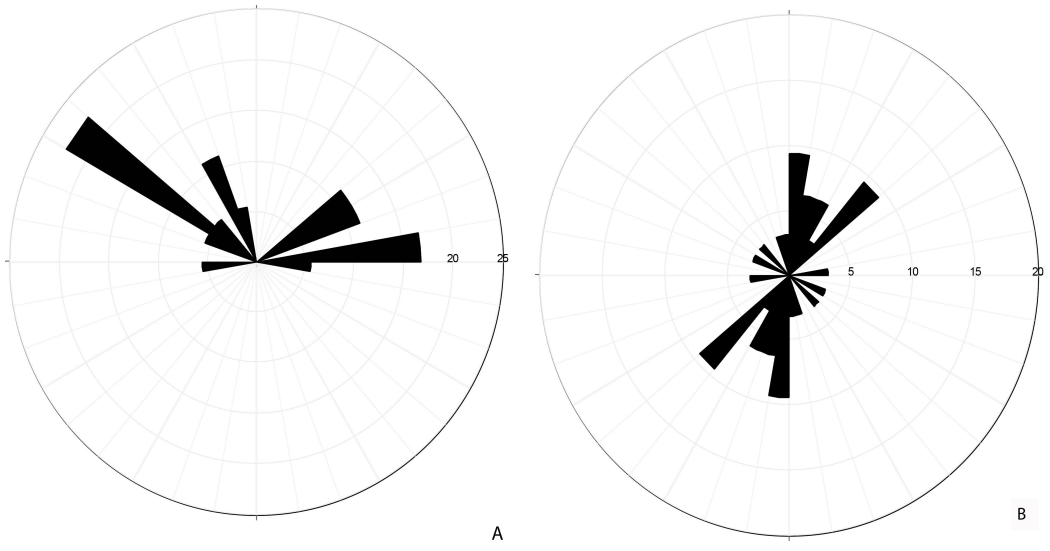


Fig. 36: Rose diagram: A) rappresenta i dati di immersione delle laminazioni incrociate; B) raccoglie i dati di direzione delle creste di ripples. Nel complesso le paleodirezioni raccolte evidenziano la presenza di flussi opposti approssimativamente paralleli, con le creste di ripple, che non danno informazione di verso, disposte coerentemente (perpendicolarmente) alle direzioni di flusso.

IV.7 Interpretazione dell'intervallo 2

Dai dati raccolti in campagna per l'intervallo di strati preso in esame nella parte superiore del Membro delle Areniti del Dibona della Formazione di Heiligkreuz, si possono trarre queste conclusioni:

1. Sono visibili in affioramento strutture deposizionali dovute a corrente. Sono state riconosciute laminazioni incrociate, megaripples, flaser bedding, wavy bedding e lenticular bedding.
2. Sono stati raccolti dati di paleodirezione che mostrano la presenza di due correnti con direzione differente. (Fig. 36)
3. Ad eccezione della parte inferiore della sezione 6, nelle altre 5 sezioni non sono stati trovati fossili di origine terrestre. I sedimenti che costituiscono queste rocce sono esclusivamente marini e carbonatici; l'unica facies a non presentare queste caratteristiche è la facies F14.
4. La presenza di ooliti e di alghe verdi sono indicatrici di un ambiente di mare basso ad alta energia; inoltre la presenza di altri fossili, come gli echinodermi, indica salinità normale.
5. Presenza di un corpo canalizzato a relativamente alta energia e sedimentazione marina. Dato il contesto, questo corpo (F15) è da considerare come un canale tidale.
6. Gli strati studiati mostrano continuità laterale di spessore, segno di un ambiente deposizionale con morfologia livellata.

L'associazione delle facies riconosciute in questo intervallo di strati porta alla definizione di un ambiente di mare basso con topografia livellata. Le strutture sedimentarie individuate e la doppia direzione delle paleocorrenti indicano come questo ambiente fosse dominato dall'azione di correnti tidali. Più in dettaglio, le facies granulari a stratificazione incrociata rappresentano probabilmente barre tidali o treni di dune (megaripple) mobilizzate da correnti tidali ad alta energia, mentre gli intervalli a flaser-wavy-lenticular bedding sono da attribuire alla porzione a bassa energia di una piana tidale carbonatica. Le facies presenti

contengono quasi esclusivamente carbonati, non rappresentano pertanto una piana tidale o un estuario in corrispondenza di una sorgente terrigena puntiforme o diffusa (runoff da terra emersa, foce fluviale o delta). Più probabilmente le facies tidali di questo intervallo indicano un ambiente di stretto, all'interno di un sistema quasi puramente carbonatico. Si vengono così a formare delle barre oolitiche dove la corrente passa con maggiore energia, mentre nelle zone dove la corrente è meno forte si ha la formazione di piane tidali a bassa energia con flaser bedding.
I dati raccolti mostrano la presenza di due correnti dominanti con direzione circa NO-SE; questa informazione è utile a dimostrare la presenza di un bacino con la stessa direzione delle paleocorrenti nell'area del Passo Falzarego.
La presenza di resti vegetali di origine terrestre negli strati misurati della sezione 6 indica una maggior vicinanza di quest'area all'area emersa e probabilmente un apporto laterale distale di provenienza continentale.

V. Discussione

V.1 Ricostruzione di un ambiente dominato da correnti tidali nell'area del gruppo delle Tofane

Lo studio delle facies e delle strutture sedimentarie dell'intervallo 2, parte superiore del Membro delle Areniti del Dibona, ha portato alla definizione di un ambiente di mare basso con topografia livellata dominato dall'azione di correnti tidali. L'associazione di facies riconosciuta in questo intervallo indica un ambiente di stretto nel quale le strutture riconosciute in campagna suggeriscono energia idrodinamica variabile. In particolare le facies granulari (F11) a stratificazione incrociata (Fig. 33) indicano alta energia delle correnti tidali che depositano il sedimento sotto forma di barre tidali o di dune. Gli strati invece che rappresentano strutture flaser-wavy-lenticular bedding (F17) sono indicatori di una piana tidale carbonatica interessata da correnti di marea di bassa energia. Si vengono così a formare delle barre oolitiche dove la corrente passa con maggiore energia, mentre nelle zone dove la corrente è meno forte si ha la formazione di piane tidali a bassa energia con flaser bedding. La quasi totale assenza di materiale terrigeno in molte delle facies studiate suggerisce un'alimentazione molto limitata da sorgenti continentali emerse.

Un analogo attuale delle condizioni ambientali dell'area di studio nell'intervallo studiato è dato da alcune porzioni dell'arcipelago delle Bahamas. In questo sistema carbonatico è possibile riconoscere delle aree di stretto, come Joulter Cays o Abaco, nelle quali, nonostante il regime microtidale, la limitazione laterale dovuta alla presenza di isole porta alla formazione di flussi di marea ad alta velocità. Nelle aree invece dove è presente una piattaforma il flusso diminuisce di velocità a causa della maggior area della sezione di passaggio ed a causa dell'attrito (Rankey e Reeder, 2011). In alcune aree, come Joulters Cays, l'energia delle correnti tidali è bassa a tal punto di permettere l'aggradazione di sedimenti in acque basse. In contesti di piana tidale dove è presente bassa energia si può formare un accumulo piatto di fango carbonatico e ooidi altamente bioturbati

(Harris, 2009).

Nelle aree invece dove l'energia è maggiore si formano delle barre oolitiche, la cui forma e le caratteristiche non dipendono esclusivamente dalla velocità del flusso, ma anche dalla morfologia presente e dalla dimensione dei granuli (di solito, ooidi). Nell'area di Lily Bank, ad esempio, i grani presenti sulle creste delle barre sono ben ordinati e costituiti prevalentemente da ooidi testimoniando la presenza di una corrente ad alta energia. In canali più profondi tra le barre, dove l'energia è meno forte, il sedimento è più fine e diminuisce la quantità di grani oolitici.

In generale si può vedere come nell'arcipelago delle Bahamas siano presenti molte situazioni ambientali simili a quelle che hanno interessato la deposizione dei sedimenti della parte alta del Membro delle Areniti del Dibona nel versante meridionale del gruppo delle Tofane. In particolare si può prendere in esempio l'area di Joulter Cays; un ambiente di stretto dominato dall'azione di correnti tidali e composto esclusivamente da sedimenti di origine carbonatica.

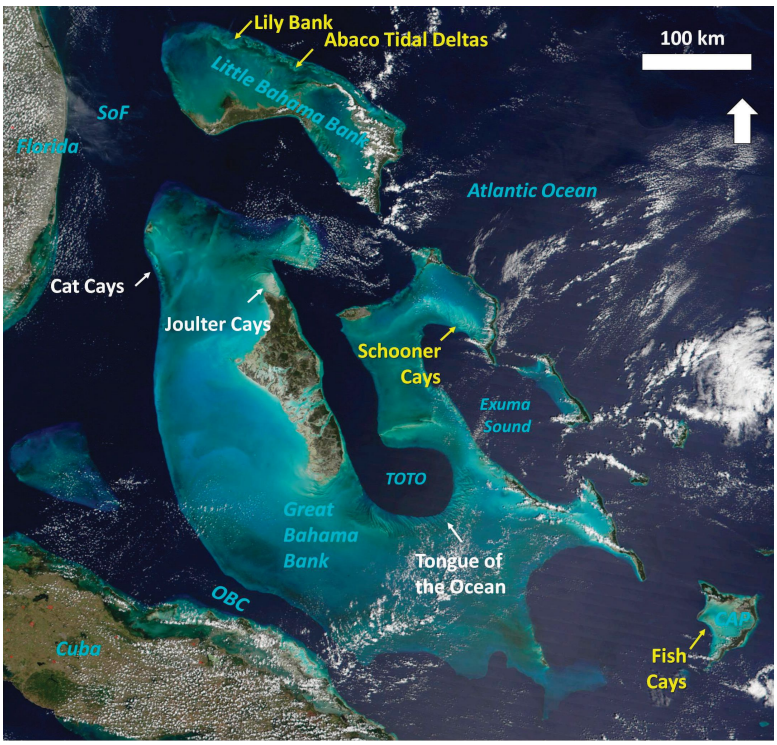


Fig. 37: l'arcipelago delle Bahamas. Joulter Cays si può considerare un analogo attuale dell'ambiente deposizionale della parte alta della Formazione di Heiligkreuz nell'area del gruppo delle Tofane.

Il rose diagram A (Fig. 38A) raccoglie i dati di immersione delle laminazioni incrociate raccolte nell'area fra il rifugio Dibona e Col dei Bos, che costituisce un transetto Est-Ovest di circa 3.5 Km. Questo diagramma mette in evidenza la presenza di due correnti: una diretta ONO, l'altra diretta verso Est. Il rose diagram B (fig. 38B) contiene invece i dati di direzione delle creste di ripples, per le quali non era possibile identificare un verso del flusso in campagna. Questa indeterminazione è dovuta in parte alla preservazione non sempre ideale, per cui i ripple carbonatici sono spesso leggermente carsificati e non sempre facilemente isolati dalla roccia incassante, e in parte dal fatto che almeno alcuni dei ripple misurati sono simmetrici. Da questo secondo diagramma non si può ricavare il verso di un flusso, ma solo la sua direzione, che si suppone fosse perpendicolare alle creste dei ripple. Nel rose diagram B sono evidenti due set di direzione principali: uno ha direzione circa N-S, mentre il secondo ha direzione NNE-SSO. Queste direzioni sono perpendicolari ai versi tabulati nel rose diagram A, e possono essere attribuiti alle stesse due correnti con verso differente.

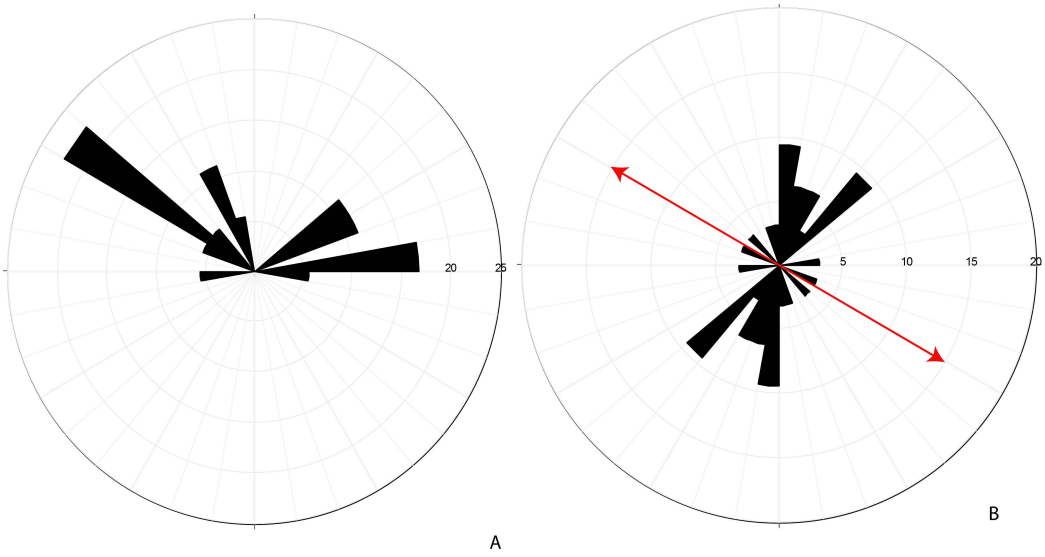


Fig.38: Rose diagram: A) rappresenta i dati di immersione delle laminazioni incrociate; B) raccoglie i dati di direzione delle creste di ripples. Nel complesso le paleodirezioni raccolte evidenziano la presenza di flussi opposti approssimativamente paralleli, con le creste di ripple, che non danno informazione di verso, disposte coerentemente (perpendicolarmente) alle direzioni di flusso.

Per definizione un sistema tidale presenta una corrente di risalita della marea, idealmente verso terra (flood current), ed una di marea calante, verso mare (ebb current). Le due correnti dovrebbero avere la stessa direzione, ma verso opposto. I rose diagram ricavati con i dati dell'area compresa fra il rifugio Dibona e Col dei Bos mettono però in evidenza due flussi di corrente non a 180° l'uno dall'altro. In realtà in natura la situazione ideale non si presenta quasi mai e la presenza di altri fattori, come la morfologia del bacino e la velocità della corrente, fa si che i due flussi non abbiano quasi mai la stessa direzione. Ad esempio, nel caso attuale di Schooner Cays (Bahamas) è possibile vedere come la corrente di flood segua un percorso differente rispetto alla corrente di ebb (Rankey e Reeder, 2011). Infatti, il flusso dovuto alla marea crescente segue i canali tidali, avendo così delle restrizioni laterali formate dalle barre oolitiche. La corrente di ritorno invece non segue più il tragitto dei canali tidali, ma fluisce sopra le barre senza restrizioni laterali. Il sistema di correnti tidali ricostruito in questo lavoro è quindi paragonabile a quello proposto da Rankey e Reeder (2011) per Schooner Cays.

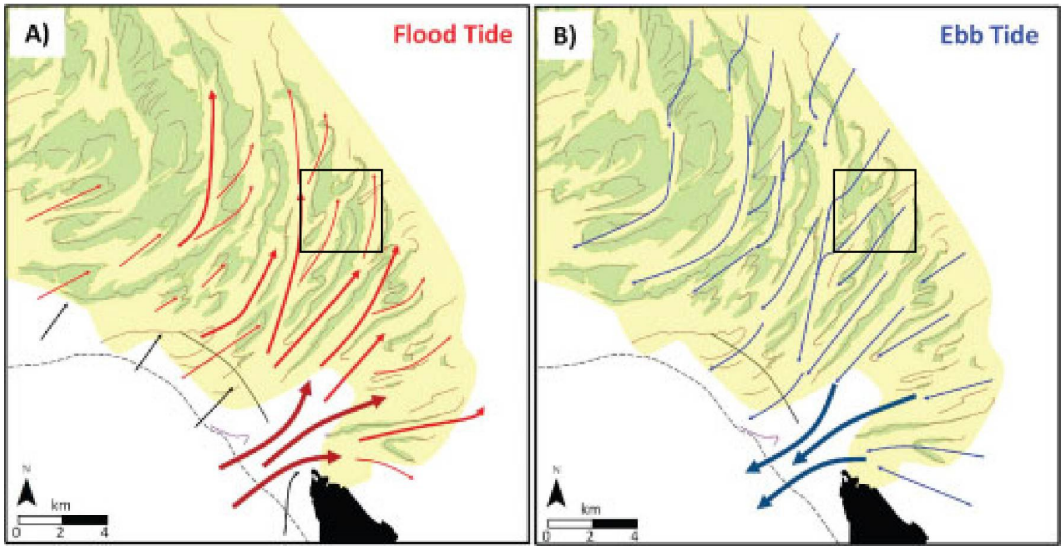


Fig. 39: sistema tidale di Schooner Cays (Bahamas). Le correnti di flood seguono la morfologia dei canali, mentre le correnti di ebb seguono una direzione differente, passando sopra alle barre oolitiche. Nel riquadro in nero è indicata, per paragone, un area delle dimensioni dell'area studiata dal rifugio Dibona al Col dei Bos.

Nel caso attuale di Schooner Cays si parla di correnti di flood e di correnti di ebb (Rankey e Reeder, 2011); nel record geologico è possibile distinguere fra le due se si riesce a ricostruire la paleogeografia dell'area ed a determinare quale sia il flusso della marea crescente (Dalrymple e Choi, 2006). La ricostruzioni paleogeografiche dell'area della Tofana al momento della deposizione di questi sedimenti non permettono di poter dire quale sia stata la corrente di flood fra le due. Inoltre come si può vedere nei rose diagram di figura 38 le misure prese dalle forme presenti nell'area di studio sono equamente distribuite all'interno del diagramma e pertanto non rendono possibile il riconoscimento di una corrente dominante. Questo vale sia per le strutture di rilevo decimetrico (barre e dune del diagramma A) che per quelle centimetriche (creste di ripple del diagramma B). Pertanto, con i dati in possesso, sembra di poter dire che la corrente di flood e la corrente di ebb per l'area a Sud del gruppo delle Tofane avessero energia simile, e non ci fosse una corrente chiaramente dominante.

Scendendo in dettaglio sono state riconosciute in affioramento, nelle facies F11, altre strutture tipiche di un ambiente dominato dal tidale. Sono stati riconosciuti dei drappi di fango nella congiunzione fra la laminazione incrociata ed il giunto di strato; il contatto fra le due superfici infatti non avviene mai perpendicolarmente, ma la laminazione incrociata tende ad assumere la forma di un sigmoide ed a diminuire l'angolo di incidenza. Proprio in presenza di tale sigmoide è possibile riconoscere la presenza di fango (Fig. 40). Questa forma è caratteristica dell'azione tidale (Longhitano, 2011). Sempre alla scala dello strato è possibile riconoscere in affioramento una concentrazione di granuli di dimensione maggiore rispetto agli altri costituenti della roccia; questi granuli sono dati in prevalenza da frammenti di guscio di bivalvi e di gasteropodi (Fig. 40). Strutture simili a queste sono state descritte da Longhitano et al. (2010) nel Pliocene della Basilicata, in successioni che presentano un'alternanza abbastanza regolare fra un sedimento misto e livelli di bioclasti. La bassa marea riduce la sezione idraulica attraverso cui scorre la corrente ed aumentanto l'energia della stessa; i bioclasti vengono quindi sollevati e trasportati lasciando depositare la componente silicoclastica. Con l'alta marea invece aumenta la sezione idraulica e la corrente,

avendo energia minore, non è più in grado di sostenere i bioclasti che vengono depositati lungo il lee side della duna. Questo crea un'alternanza fra materiale silicoclastico e bioclati abbastanza regolare. Nell'area studiata in questo lavoro non si riconosce la stessa alternanza, ma la concentrazione sistematica di bioclasti ai giunti di lamina sembra indicare un processo simile a quello descritto da Longhitano et al. (2010).

Fig. 40: A)laminazioni incrociate sulla facies F11, rifugio Dibona; B) drappi di fango sul sigmoide formato nell'incidenza fra lo strato e la laminazione incrociata, rifugio Dibona; C) drappi di fango all'interno dello strato, rifugio Dibona; D) concentrazione di bioclasti sul giunto di lamina, rifugio Dibona; E) concentrazione di bioclasti e fango sul giunto di uno strato, rifugio Dibona

La condizione di stretto è probabilmente ereditata dalla fase deposizionale precedente. Bosellini et al. (1982) hanno proposto una ricostruzione dell'area che si estende dal gruppo delle Tofane fino al Nuvolau (Fig. 41). Questi autori riconoscono la presenza di due piattaforme distinte: la piattaforma del Nuvolau e la piattaforma del Lagazuoi. Queste due piattaforme progradavano verso un unico bacino intrapiattaforma, nel quale si depositava la Formazione di San Cassiano, con direzioni rispettivamente SSE e NE. Nella successiva fase di riempimento del bacino, avvenuta con la deposizione della Formazione di Heiligkreuz, si viene quindi a creare un ambiente di stretto. I rose diagram (Fig. 38) prodotti con le informazioni raccolte in campagna mostrano due correnti di verso quasi opposto con direzione circa ONO-SSE. Il bacino presente nell'area del Passo Falzarego aveva quindi un'orientazione circa ONO-ESE; i dati raccolti in questo lavoro sono coerenti con l'interpretazione paleogeografica proposta da Bosellini et al. (1982).

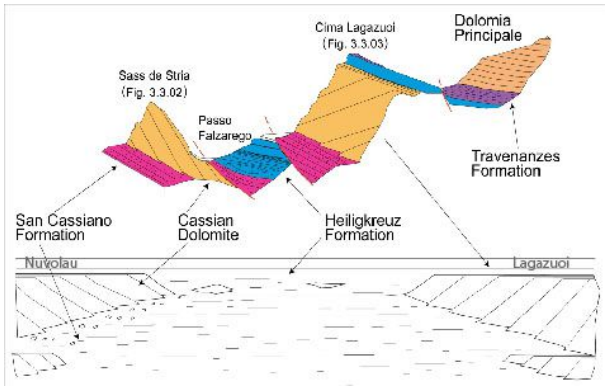


Fig. 41: Geologia del Passo Falzarego e del Lagazuoi (modificato da Bosellini 1982)

V.2 Porosità

Lo studio della porosità delle rocce carbonatiche è molto importante per capire i processi diagenetici e valutare la possibilità che queste rocce possano costituire dei serbatoi per il petrolio (Wardlaw, 1979; Ehrlich et al., 1991; Moore, 2001; Flugel, 2004). Più del 50% delle riserve di idrocarburi nel mondo si trova nei pori presenti in calcari o dolomie (Flugel, 2004). La porosità è la percentuale del volume totale di una roccia che è occupato da vuoti, che possono essere isolati o connessi (Flugel, 2004). La porosità nelle rocce sedimentarie è suddivisa principalmente in due gruppi:

1. porosità primaria: detta anche singenetica, deriva dai vuoti interposti tra i frammenti dei minerali al momento della deposizione
2. porosità secondaria: associata a variazioni del volume poroso successive alla sedimentazione, oppure a fenomeni che portano alla creazione di fratture.

Per lo scopo di questo lavoro viene presa in considerazione la porosità primaria delle rocce, che può venir preservata o meno in base alla storia diagenetica della roccia. Le rocce che vengono considerate nell'area di studio non presentano più porosità primaria poiché i processi diagenetici hanno portato ad un riempimento dei vuoti da parte di cementi.

L'obbiettivo di questo lavoro è quello di dimostrare la presenza o meno di variazioni di porosità primaria dovute al Carnian Pluvial Event. Sono stati studiati due intervalli della formazione di Heiligkreuz attraverso l'osservazione in sezione sottile di campioni raccolti nell'area a Sud del gruppo delle Tofane. Per la classificazione della porosità in questo lavoro si fa riferimento alla classificazione proposta da Choquette e Pray (1970) e modificata da Adams e McKenzie (1998).

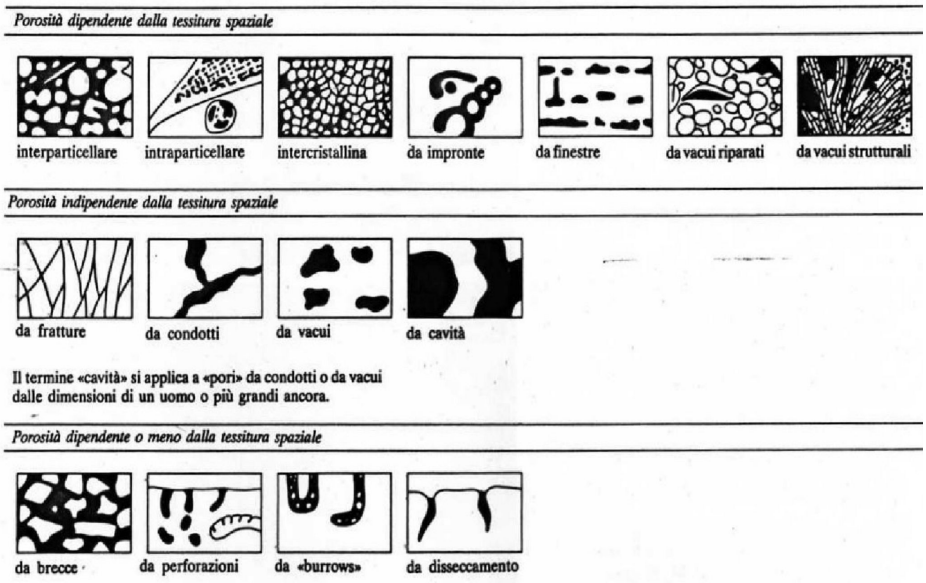


Fig. 42: tipi di porosità nei sedimenti; i pori sono rappresentati in nero. (Choquette P. W e Pray L., 1970)

La formazione di Heiligkreuz poggia nella parte occidentale dell'area in esame sulla Dolomia Cassiana. La produzione carbonatica nelle piattaforme Cassiane, dove la factory dominante era di tipo M, avveniva sia nell'ambiente di acqua bassa del *platform top* che sui margini e le scarpate superiori. Le facies che si riconoscono all'interno delle rocce della Dolomia Cassiana non presentano pertanto una porosità primaria di tipo intraparticellare, ossia la porosità tra i singoli granuli del sedimento.

Il primo intervallo studiato coincide con il Membro di Borca (Neri et al., 2007) ed è stato interpretato come uno slope a basso angolo, caratterizzato da sedimentazione carbonatica e mista dominata da processi di trasporto gravitativo e da correnti con piccole biocostruzioni microbiali, la cui influenza sulla morfologia genera strutture sedimentarie a scala metrica-ultrametrica nei sedimenti deposti nelle aree ad essi adiacenti. L'analisi delle facies di questo intervallo mette in evidenza la presenza di corpi con porosità primaria differente. I mound (F7), costruzioni microbiali che si formano sullo slope della Dolomia Cassiana, presentano una porosità primaria molto bassa di tipo fenestrae. In figura 43 viene messa in evidenza una grossa fenestra simile a stromatactis di

dimensioni circa 7x2mm; questo tipo di facies presenta porosità efficace quasi nulla poiché i pori non sono collegati tra di loro. Gli strati di calcarenite che si depositano contemporaneamente ai mound presentano una porosità primaria interparticellare ed intraparticolare, anche se l'elevato grado di ricristallizzazione dei campioni non permette di capire quale sia il volume dei vuoti presenti originariamente in queste facies; tuttavia proprio l'elevata dolomitizzazione suggerisce elevata porosità primaria attraverso la quale sono fluiti i flussi dolomitizzanti.

L'intervallo 2 è invece stato identificato come un ambiente di stretto, all'interno di un sistema quasi puramente carbonatico dominato da correnti di marea. Le facies che si riconoscono nei campioni raccolti mostrano una porosità primaria di tipo interparticellare ed intraparticolare molto elevata. Ad esempio la facies F11 mostra un'elevata porosità primaria dove adesso è presente il cemento a mosaico. Il cemento fibroso presente attorno agli ooidi della stessa facies è invece da considerare come un cemento marino, pertanto non utile a determinare la porosità primaria.

La differenza di porosità primaria che si vede fra la parte iniziale della formazione di Heiligkreuz, nel Membro di Borca, e la parte alta del Membro delle Areniti del Dibona è evidente. Questa variazione avviene contemporaneamente al Carnian Pluvial Event; pertanto si può affermare che il CPE interviene anche sulla porosità primaria delle rocce stesse. Se la porosità primaria si fosse preservata senza che i processi diagenetici la cancellassero, queste rocce avrebbero potuto costituire dei serbatoi di idrocarburi.

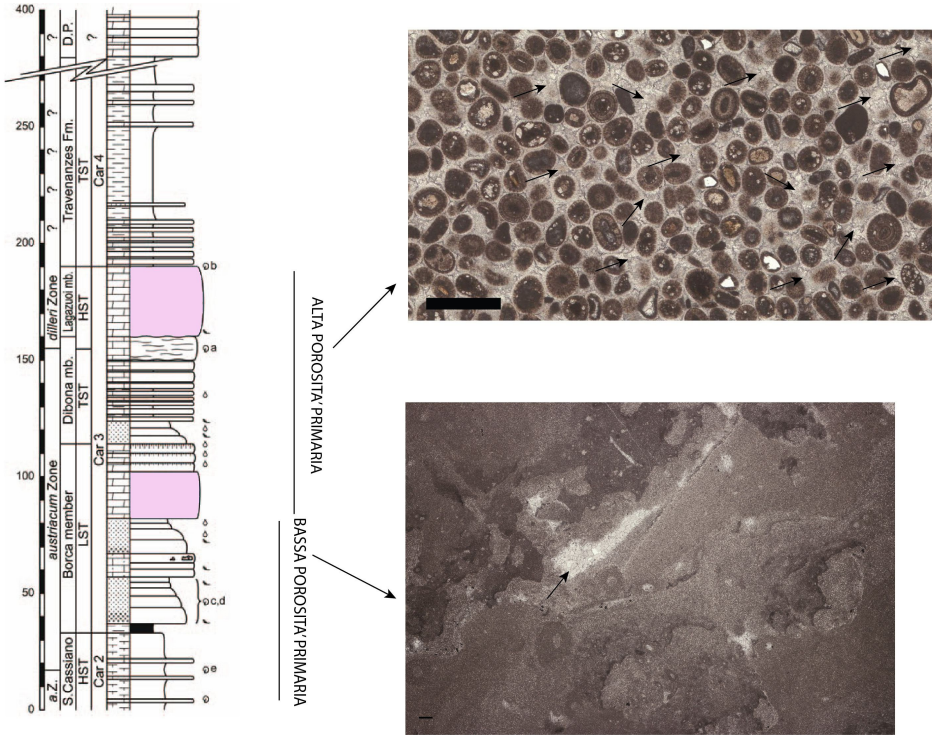


Fig. 43: la formazione di Heiligkreuz (da Breda et al., 2009) suddivisa in due parti in base alla porosità primaria. In rosa sono evidenziati i due intervalli (i clinoformi presso il rifugio Dibona e il Membro del Lagazuoi) interessati da maggior dolomitizzazione, indice di alta porosità primaria. L'immagine in alto (la scala in basso a sinistra indica 1 mm) mostra l'alta porosità primaria di un grainstone oolitico proveniente dall'intervallo 2, mentre l'immagine in basso mostra la quasi totale assenza di porosità all'interno delle rocce biocostruite dell'intervallo 1

VI. Conclusioni

1. Sono stati studiati due intervalli della Formazione di Heiligkreuz nell'area del gruppo delle Tofane con lo scopo di determinare l'ambiente deposizionale. Il primo intervallo è stato interpretato come uno slope a basso angolo, caratterizzato da sedimentazione carbonatica e mista dominata da processi di trasporto gravitativo e da correnti. Sono però intercalati a questi sedimenti carbonatici scheletrici e misti piccole biocostruzioni microbiali, la cui influenza sulla morfologia genera strutture sedimentarie a scala metrica-ultrametrica nei sedimenti deposti nelle aree ad essi adiacenti. Il secondo intervallo è stato invece interpretato come un ambiente di stretto, all'interno di un sistema quasi puramente carbonatico dominato da correnti di marea. Sono state raccolte misure di direzione di creste di ripples e di immersione di lamine incrociate che hanno mostrato una chiara bidirezionalità delle paleocorrenti. Il doppio verso della direzione del flusso indica la dominanza di correnti tidali durante la deposizione dei sedimenti della parte alta del Membro delle Areniti del Dibona. Il bacino nel quale si depositavano questi sedimenti aveva orientazione NO-SE.

2. Lo studio dei due intervalli ha portato alla dimostrazione che il Carnian Pluvial Event ha agito anche sulla porosità primaria di queste rocce. La porosità presente nella Dolomia Cassiana è infatti molto bassa, così come è molto bassa nella porzione del Membro di Borca costituito da costruzioni microbiali. Sempre all'interno dello stesso membro di Borca si riconoscono però facies con elevata porosità, che indicano un cambiamento nelle caratteristiche dei sedimenti che costituiscono la roccia. Salendo nella successione di strati si arriva al secondo intervallo preso in considerazione, che invece indica un'elevata porosità primaria all'interno delle proprie facies.

Bibliografia

Adams E. & McKenzie W. S.,1998, Carbonate Sediments & Rocks Under the Microscope, Manson Publishing

Berra F., 2012, Sea-level fall, carbonate production, rainy days: How do they relate? Insight from Triassic carbonate platforms (Western Tethys, Southern Alps, Italy), Geology, V. 40, pp 271-274

Bosellini A., 1968, Paleogeologia preanisica delle Dolomiti centrosettentrionali, Accademia Nazionale Lincei, Rend. Sc. Fis. Mat. Nat., serie VIII, V. 9, pp 3-33

Bosellini A., 1984, Progradation geometries of carbonate platforms: example from the Triassic of the Dolomites, Sedimentology, V.51, pp 33-43

Bosellini A., 1996, Geologia delle Dolomiti, Athesia, Bolzano

Bosellini A., Gianolla P. & Stefani M., (2003), The Triassic carbonate platforms of the Dolomites (northern Italy): their evolution and stratigraphic framework, Memorie Scienze Geologiche, V. 54, pp 111-114

Bosellini A., Masetti D. & Neri C., 1982, La geologia del Passo del Falzarego – Guida alla geologia del sudalpino centro orientale, Guide geologiche regionali S.G.I., pp 73-278

Breda A., Preto N., Roghi G., Furin S., Meneguolo R., Ragazzi E., Fedele P., Gianolla P., 2009, The Carnian Pluvial Event in the Tofane Area (Cortina D'Ampezzo, Dolomites, Italy), Geo.Alp, V. 6, pp 80-115

Breda e Preto, 2011, Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system; the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy), Sedimentology, V. 58, pp 1613-1647

Bridge J. S., Demicco R. V., 2008, Surface processes, landforms and sediment deposits, Cambridge University Press, Cambridge

Catuneanu O., 2002, Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits,

and pitfalls, Journal of African Earth Science, V. 35, pp 1-43

Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J. P. et al., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy, Earth-Science Reviews, V. 92, pp 1-33

Choquette P. W & Pray L., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, American Association of Petroleum Geologists, V. 54, pp 207-250

Choughenour C. L., Archer A. W., Lacovara K. J., 2009, Tides, tidalites, and secular changes in the Earth-Moon system, Earth-Science Review, V. 97, pp 59-79

Collinson J., Mountney N., Thompson D., 1982, Sedimentary structures, Terra Publishing, 292 pp. Hertfordshire

Dal Corso J., Mietto P., Newton R.J. Et al., 2012, Discovery of a major negative 13C spike in the Carnian (Late Triassic) linked to the eruption of Wrangellia fl ood basalts, Geology, V. 40, pp 79-82

Demicco, R. V., and Hardie, L. A., 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Atlas Series V. 1, p 255

Dharlymple R. W. & Choi K., 2007, Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation, Earth-Science Review V. 81, pp 135-274

De Zanche et al., 1993, Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy), Memorie scienze geologiche, V.45, pp 1-27

Doglioni, 1987, Tectonics of the Dolomites, Journal of structural geology, V. 46, pp 47-60

Doglioni C. & Carminati E., 2008, Structural style & Dolomites field trip, Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, APAT, V. LXXXII

Flugel E., 2004, Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application, ed. Springer

Gaetani M., Fois E., Jadoul F. e Nicora A., 1981, Nature and evolution of Middle Triassic Carbonate Buildups in the Dolomites (Italy), Marine Geology., V. 44, pp 25-57

Gianolla P., De Zanche V., Mietto P., 1998, Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution, Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication No. 60, pp 719-747

Gianolla, P., Micheletti, C., Panizza, M. and Viola, F., (2008): Nomination of the Dolomites for Inscription on the World Natural Heritage List Unesco. - Arti-media, Trento, 367 pp.

Harris P.M., 2009, Depositional Environments of the Joulters Cays Area, Field Guide to some carbonate rock environments, Kendall/Hunt Publishing Company, pp 157-162

Keim L. & Schlager W., 1999, Automicrite facies on steep slopes (Triassic, Dolomites, Italy), Facies, V. 41, pp 15-26

Keim L. & Schlager W., 2001, Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy), Sedimentary Geology V. 139, pp 261-283

Kenter J. A. M., 1990, Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric, Sedimentology, V. 37, pp 777-794

Kvale, E.P., Fraser, G.S., Archer, A.W., Zawistoski, A., Kemp, N., McGough, P., 1994, Evidence of seasonal precipitation in Pennsylvanian sediments of the Illinois Basin, Geology V. 22, pp 331–334.

Longhitano S. G., 2011, The record of tidal cycles in mixed silici–bioclastic deposits: examples from small Plio–Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea, Sedimentology V. 58, pp 691-719

Longhitano G., Mellere D., Steel Ronald J. & Ainsworth R. B., 2012 Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights, Sedimentary Geology

Longhitano S. G., Sabato L., Tropeano M. & Gallicchio S., 2010, A mixed bioclastic-siliciclastic flood-tidal delta in a micro tidal setting: depositional architectures and hierarchical internal organization (Pliocene, Southern Apennine, Italy), Journal of Sedimentary Research, V. 80 pp 36-53

Machel H. G., 1985, Cathodoluminescence in Calcite and Dolomite and Its Chemical Interpretation, Geoscience Canada Vol. 12, No. 4, pp 139-140

Machel H. G., 1987, Cathodoluminescence activation and zonation in carbonate rocks: an experimental approach, Geologie en Mijnbow V. 66, pp 67-74

Machel H. G., 2000, chapter 11, in Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter, 2000, Cathodoluminescence in geosciences, Springer

Machel H. G., Mason R. A., Mariano A. N. & Mucci A., 1991, Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite, Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications, SEPM, pp 9-31

Machel H. G. & Burton E. A., 1991, Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis, Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications, SEPM, pp 37-57

Moore R. C., 1949, Meaning of facies, Memoir Geological Society of America, V. 39, pp 1-34

Neri, C., Gianolla, P., Furlanis, S., Caputo, R. and Bosellini, A., (2007): Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, foglio 29 Cortina d'Ampezzo, and Note illustrative. - APAT, Roma, 200 pp.

Preto et al., 2010, Triassic climates – state of the art and perspectives, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V. 290, pp 1-10

Preto N., Hinnov L. A., 2003, Unraveling the Origin of Carbonate Platform Cyclothems in the Upper Triassic Durrenstein Formation (Dolomites, Italy), Journal of Sedimentary Research, V. 73, pp 774-789

Rankey E. C. e Reeder S. L., 2011, Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas, Journal of sedimentary research, V. 81, pp 97-117

Rigo M., Preto N., Roghi G., Tateo F. & Mietto P., 2007, A rise in the Carbonate Compensation Depth of western Tethys in the Carnian (Late Triassic): Deep-water evidence for the Carnian Pluvial Event, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V. 246, pp 188-205

Roghi G., Ragazzi E. & Gianolla P., 2006, Triassic Amber of the Southern Alps (Italy), Palaios, V. 21, pp 143-154

Russo F., 2005, Biofacies evolution in the Triassic platforms of the Dolomites, Italy, , Annali dell'Università degli Studi di Ferrara, Volume speciale 2005

Schlager W. & Schollnberger W., 1974, Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, pp 66.-67.

Simms M. J. & Ruffel A. H., 1989, Synchroneity of climatic change and extinctions in the Late Triassic, Geology, V. 17, pp 265-268

Stefani M., Furin S., Gianolla P., 2010, The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V. 290, pp 43-57

Stingl V. & Wachtler, 1999, Dolomiti, la genesi di un paesaggio, Athesia, Bolzano

Ringraziamenti

Alla fine di questo mio cammino sono tante le persone che vorrei ringraziare.

Vorrei ringraziare il mio relatore Nereo, per avermi seguito sia nelle Laurea della Triennale che in quella Magistrale sempre con consigli ed indicazioni utili a formare la mia cultura.

Alla mia correlatrice Anna ed a Manuel entrambi sempre molto disponibili durante questo periodo di lavoro.

Un grazie speciale va a Giovanni che mi ha seguito con pazienza spendendo molto tempo per aiutarmi, sempre con molta competenza e grande capacità, ma soprattutto per aver affrontato diverse e pericolose imprese durante i giorni di campagna, come la conquista del Ghiaione della Morte.

Il grazie più grande va alla mia famiglia che sempre ha appoggiato le mie decisioni e mi ha sempre consigliato la strada migliore da prendere per avverare i miei sogni, ma soprattutto, per avermi fatto conoscere ed amare sin da bambino la bellezza e i segreti delle nostre montagne.

A Matteo e Lorenzo, compagni di infinite partite a carte e a Pes, ma soprattutto compagni di studio in tutti questi anni di università, probabilmente certi esami non li avrei mai passati senza di voi.

Ad Andrea, Laura ed Anna per avermi sopportato tre anni come coinquilino; non deve essere stato sempre facile sebbene fossi il preferito di tutti.

Ad Angela e Valentina, coinquiline per poco tempo, ma semplicemente stupende nei miei periodi di sclero durante la tesi.

A Costanza, Luca, Eros, Beatrice, Andrea, Roberta e Sara da anni presenti nella mia vita e per me sempre molto importanti e insostituibili.

A Natascha, Alice, Davide, Mario, Francesco, Anna, Genny, Luca, Silvano, Tiziano, Manuele, Peter e tutti gli altri geologi che con me hanno condiviso questi cinque anni di studio e anche di divertimento.

Al professor Spiess per aver apprezzato uno stile di scrittura “letterario” capace di rendere emozionante anche una relazione di geologia.

A Wikipedia per aver saputo sempre dare risposte ad ogni profondo quesito della mia esistenza.

Infine un grazie a tutte le persone che mi sono state vicine nel percorrere questa strada.

TAVOLE

Tavola I

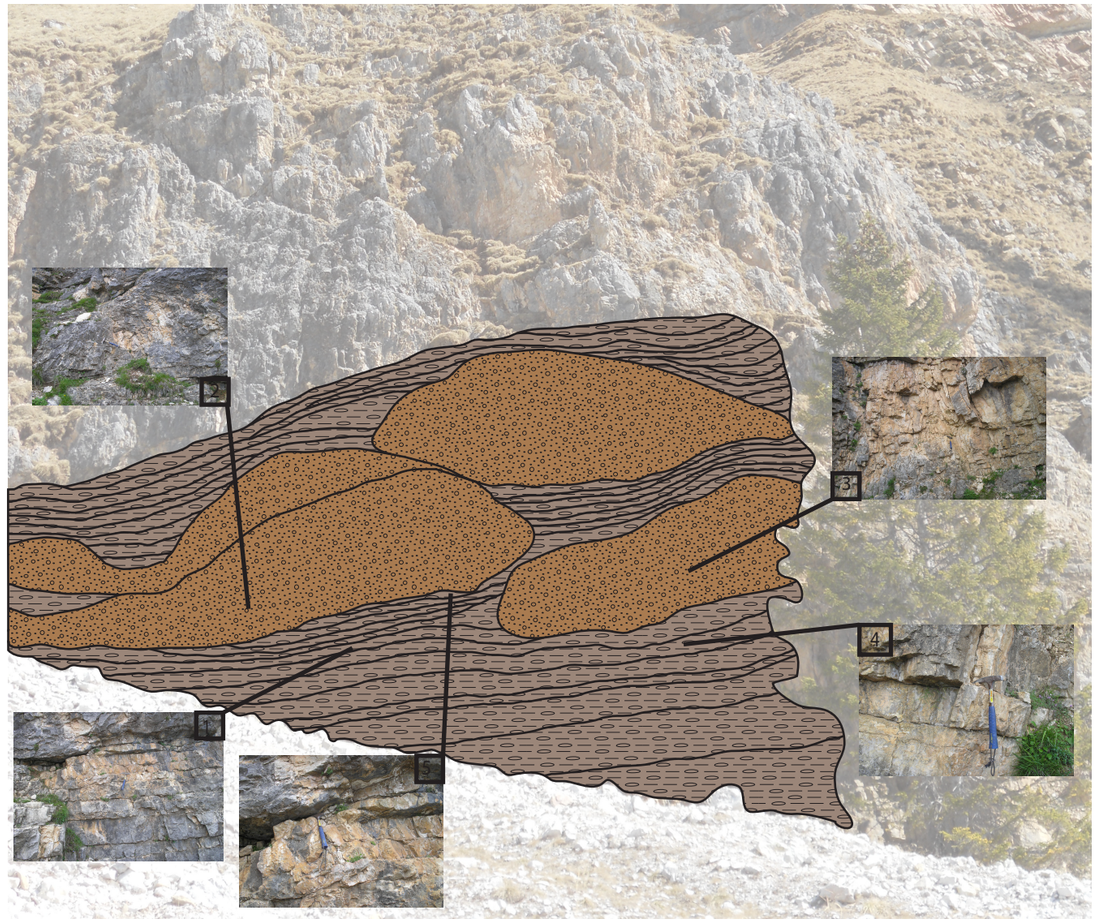


Tavola I: interpretazione grafica dell'affioramento del Membro di Borca, Formazione di Heiligkreuz, ad Oriente del rifugio Dibona. Nei riquadri viene indicato il luogo da dove sono stati prelevati campioni.

Mound

Grainstone, packstone

Tavola II

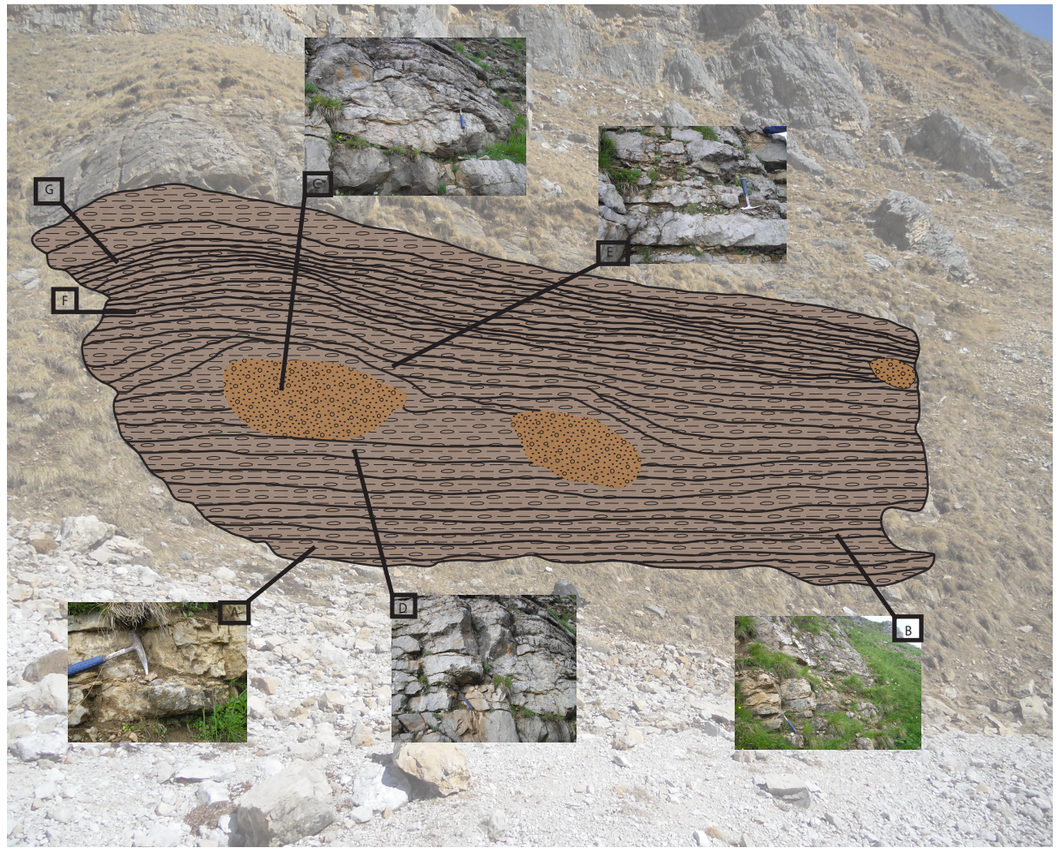


Tavola II: interpretazione grafica dell'affioramento del Membro di Borca, Formazione di Heiligkreuz, a Nord del rifugio Dibona. Nei riquadri viene indicato il luogo da dove sono stati prelevati campioni.

Mound

Grainstone, packstone

Tavola III

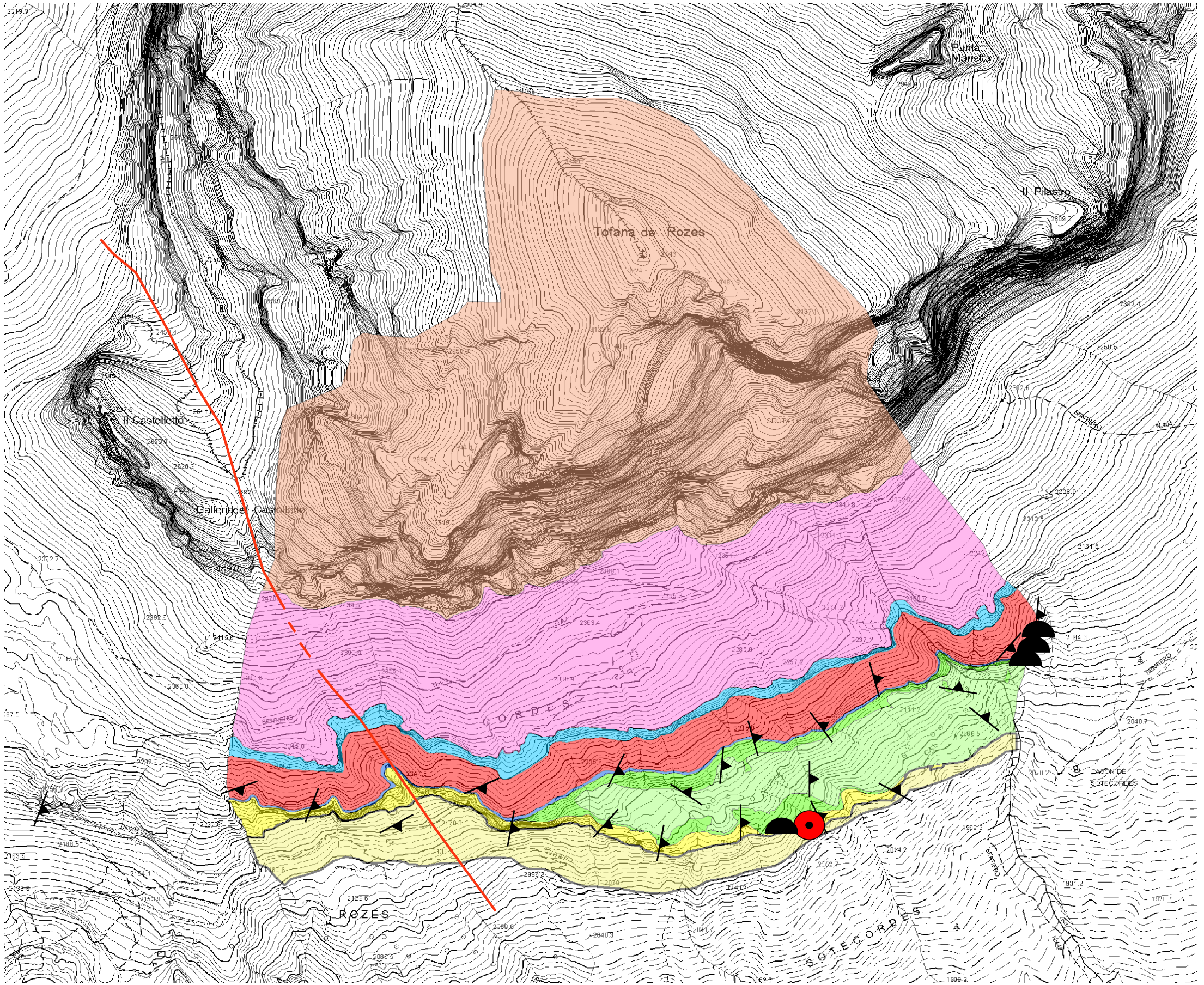
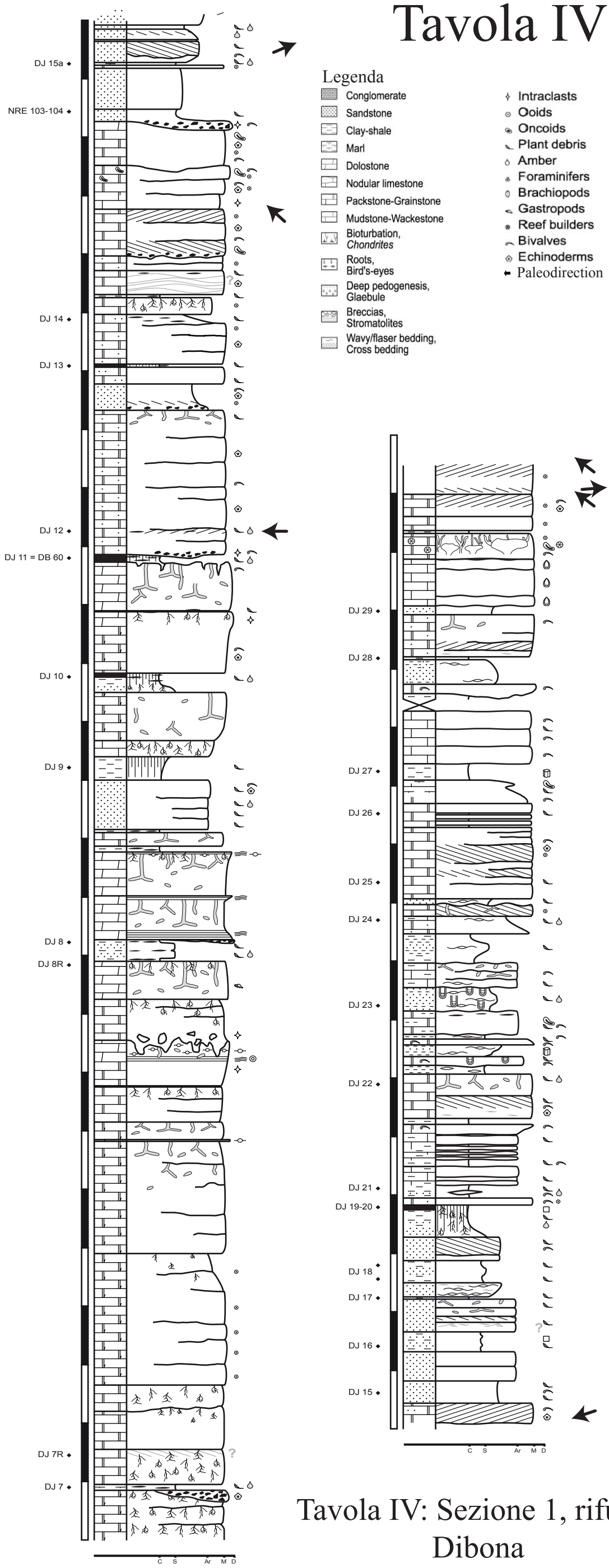


Tavola III: Carta geologica del versante meridionale della Tofana di Rozes

Tavola IV



Legenda

- Conglomerate
- Sandstone
- Clay-shale
- Marl
- Dolostone
- Nodular limestone
- Packstone-Grainstone
- Mudstone-Wackestone
- Bioturbation, *Chondrites*
- Roots, Bird's-eyes
- Deep pedogenesis, Glaebule
- Breccias, Stromatolites
- Wavy/flaser bedding, Cross bedding
- Intraclasts
- Ooids
- Oncoids
- Plant debris
- Amber
- Foraminifers
- Brachiopods
- Gastropods
- Reef builders
- Bivalves
- Echinoderms
- Paleodirection

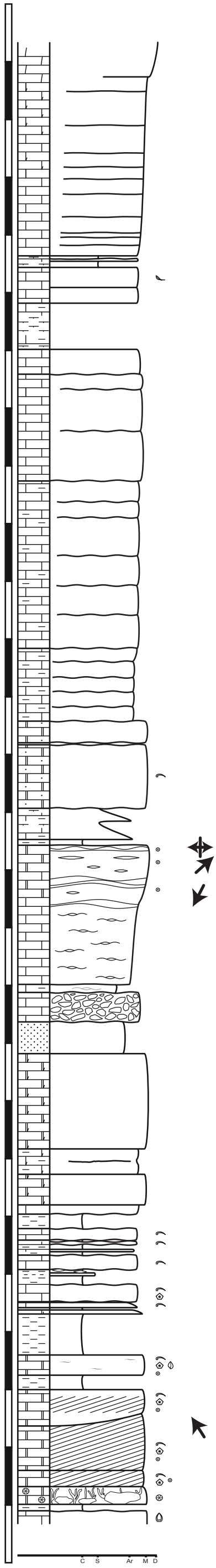


Tavola IV: Sezione 1, rifugio Dibona

Tavola V

Legenda

- breccia
- argilla
- argilla 2
- arenaria
- calcare
- dolomia
- calcare molto dolomitizzato
- calcare marnoso
- calcarenite
- flaser
- laminazioni incrociate

- bivalvi
- echinodermi
- coralli
- brachipodi
- bioturbazione
- fustoli carboniosi

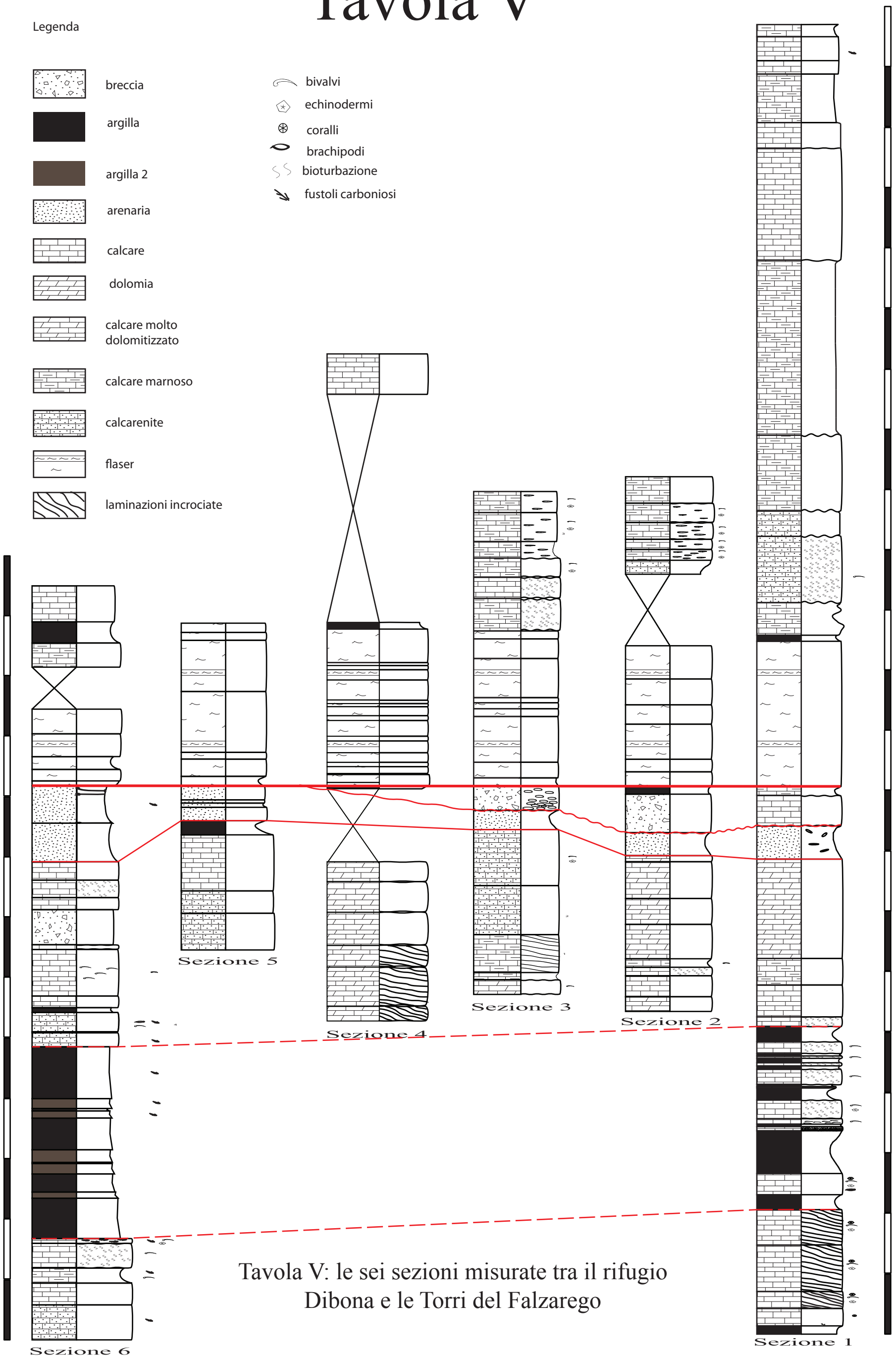


Tavola V: le sei sezioni misurate tra il rifugio Dibona e le Torri del Falzarego