



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE

IN

SCIENZE GEOLOGICHE

**Analisi stratigrafica e strutturale della
Formazione di Heiligkreuz ai Lastoni di
Formin (Triassico Superiore, Dolomiti
Bellunesi)**

Relatore: Dott.ssa Anna Breda

Correlatore: Dott. Matteo Massironi

Laureanda: Marta Cosma

ANNO ACCADEMICO 2012/2013

*“Quello che mi piace dell’esperienza è che
si tratta di una cosa così onesta. Potete fare
un mucchio di svolte sbagliate; ma tenete gli
occhi aperti e non
vi sarà permesso di spingervi troppo lontano
prima che appaia il cartello giusto. Potete
aver ingannato voi stessi, ma l’esperienza non
sta ingannando voi. L’universo risponde il
vero quando lo interrogate onestamente.”*

C.S. Lewis

Indice

1. Scopi del lavoro	7
2. Inquadramento	8
2.1 Inquadramento stratigrafico	8
2.1.1 Formazione di Heiligkreuz	11
2.2 Inquadramento strutturale	13
3. Materiali e metodi	16
4. Risultati dell'analisi stratigrafica	20
4.1 Associazioni di <i>Facies</i>	20
4.2 Sezioni stratigrafiche	24
4.2.1 Legenda	25
4.2.2 Sezione stratigrafica 1	26
4.2.3 Sezione stratigrafica 2	26
4.2.4 Sezione stratigrafica 3	27
4.2.5 Sezione stratigrafica 4	28
4.2.6 Sezione stratigrafica 5	29
4.2.7 Sezione stratigrafica 6	30
4.3 Correlazioni stratigrafiche	31
5. Risultati dell'analisi strutturale	34
6. Conclusioni	38
Bibliografia	39

1. Scopi del lavoro

Lo scopo del lavoro è chiarire i rapporti tra tettonica e sedimentazione nell'ambito della Formazione di Heiligkreuz [Keim *et alii*, 2001; Stefani *et alii*, 2004; Neri *et alii*, 2007].

La Formazione di Heiligkreuz si deposita in Dolomiti durante il Carnico Superiore (Triassico Superiore) andando a livellare la complessa paleotopografia che aveva caratterizzato l'area dolomitica nel periodo precedente, costituita da piccole piattaforme carbonatiche (Dolomia Cassiana) e profondi bacini a sedimentazione terrigeno-vulcanoclastica (Formazione di San Cassiano). I depositi della Fm. di Heiligkreuz colmano i bacini cassiani (Membro di Borca; [Preto & Hinnov, 2003; Neri *et alii.*, 2007]) e la sedimentazione prosegue poi anche sopra le precedenti piattaforme, ormai non più attive, con una successione di arenarie scure a stratificazione incrociata con frequenti resti vegetali e intercalazioni calcaree da micritiche a ruditiche (Membro del Dibona; [Preto & Hinnov, 2003; Neri *et alii.*, 2007]). A questa fa seguito un banco carbonatico oolitico-bioclastico intensamente dolomitizzato (Membro del Lagazuoi; [De Zanche *et alii*, 2000; Preto & Hinnov, 2003; Neri *et alii*, 2007]). Localmente però il banco carbonatico del Lagazuoi è sostituito da una successione a sedimentazione prevalentemente terrigena caratterizzata da arenarie ibride a stratificazione incrociata (Arenarie del Falzarego; [Bosellini, 1982]).

Il rapporto tra sedimentazione prevalentemente carbonatica e terrigena non è ancora stato chiarito e l'obiettivo del lavoro, quindi, è proprio quello di comprendere la correlazione fra questi litosomi, chiarendo se e in che misura una blanda tettonica sin-deposizionale abbia influenzato i cambiamenti della sedimentazione.

L'area dei Lastoni di Formin, che in termini paleogeografici si trova sopra il margine settentrionale di una piattaforma cassiana (Piattaforma del Nuvolau; [Bosellini *et alii*, 1982]), presenta caratteristiche ottimali per visualizzare il contatto stratigrafico tra sedimentazione terrigena e sedimentazione carbonatica e per indagare se vi sia un'influenza tettonica nella transizione laterale tra i due tipi di sedimentazione. Si tratta infatti di un tavolato con blanda inclinazione verso Nord, privo di vegetazione e pressoché pianeggiante. Questa conformazione permette di seguire le variazioni laterali di *facies* su distanze dell'ordine del chilometro ed allo stesso tempo di verificare il rigetto delle faglie esistenti, con prevalente andamento N-S.

Sono state misurate un numero opportuno di sezioni stratigrafiche, poi correlate tra loro in seguito ad un'approfondita analisi di *facies*. Si sono inoltre analizzate, tramite telerilevamento e successiva verifica sul campo, i principali elementi strutturali della zona, analizzando gli indicatori cinematici e le variazioni di spessore riscontrate nella successione stratigrafica a cavallo delle faglie maggiori per valutarne l'eventuale attività sin-deposizionale. Ne è risultato un dettagliato studio stratigrafico/strutturale con produzione di una carta geologica.

2. Inquadramento

I Lastoni di Formin si trovano nella provincia di Belluno tra il monte Croda Da Lago ad Est e il monte Nuvolau ad Ovest. Sono facilmente raggiungibili da Passo Giau (Sentiero Escursionistico 436) oppure dal Rifugio Palmieri (Sentiero Escursionistico 434 e poi 435). L'area consiste in un tavolato con blanda inclinazione verso Nord-Est e quota massima (2657 m s.l.m.) in corrispondenza del “Monte Formin” che occupa la porzione Sud-occidentale del complesso.



Fig. 1 Lastoni di Formin, vista da Forcella Ambrizzola

2.1 Inquadramento stratigrafico

Per contestualizzare il periodo di deposizione della Formazione di Heiligkreuz, di seguito viene riportata una breve descrizione della successione stratigrafica dal Carnico Inferiore fino all'inizio della sedimentazione in Dolomiti della Dolomia Principale (Carnico Superiore-Norico).

Nel Carnico Inferiore l'area Dolomitica presenta una paleogeografia

complessa. Piccole piattaforme carbonatiche di Dolomia Cassiana [Mojsisovics, 1879; Assereto *et alii*, 1977] si alternano a bacini in cui si depone la Fm. di San Cassiano [Münster, 1834; Fürsich e Wendt, 1977] caratterizzata da una sedimentazione mista carbonatico-vulcanoclastica. Alla fine del Carnico Inferiore, a causa dei bassi tassi di subsidenza e del forte tasso di sedimentazione dell'area dolomitica, si assiste alla progressiva riduzione della profondità dei bacini, che si esprime nelle geometrie progradanti delle piattaforme carbonatiche, nella progressiva riduzione dell'angolo di inclinazione dello slope [Biddle *et alii*, 1992] e nello sviluppo di una geometria *climbing* al contatto con l'eteropica Formazione bacinale di San Cassiano. Una graduale diminuzione del livello di base causa ripetuti eventi di esposizione subaerea delle *facies* di piattaforma interna della Dolomia Cassiana documentati dallo sviluppo di livelli pedogenizzati e superfici paleocarsiche al *top* dei cicli peritidali. Ad uniformare completamente la paleotopografia, nel Carnico Superiore, è la Formazione di Heiligkreuz [ex Fm. di Dürrenstein; Pisa *et alii*, 1980; Bosellini, 1984; De Zanche *et alii*, 1993; Preto & Hinnov, 2003] che presenta rapide variazioni laterali di *facies* e sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica. Essa si sovrappone in concordanza alla Formazione bacinale di San Cassiano, in *onlap* alle scarpate delle piattaforme Cassiane, e con contatto disconforme (spesso marcato da *paleokarst*) alle *facies* di piattaforma interna della Dolomia Cassiana [Pia, 1937; Neri *et alii*, 2007].

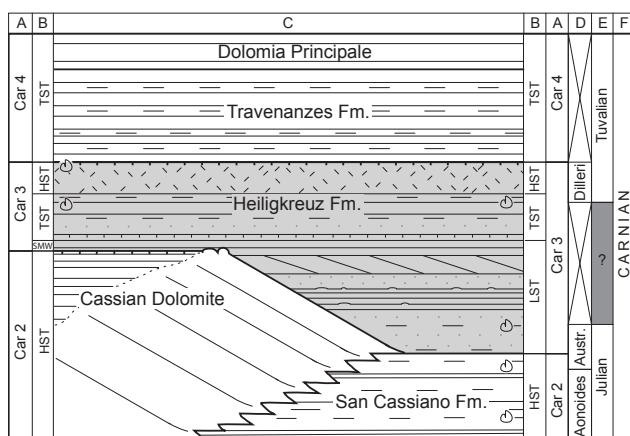


Fig. 2 Schema stratigrafico del Carnico delle Dolomiti [De Zanche *et alii*, 1993; Preto e Hinnov, 2003; modificato].

Successivamente, sempre nel Carnico Superiore, si depone la Formazione di Travenanzes, che presenta una sedimentazione mista carbonatico-terrigena, caratterizzata da peliti e marne varicolori con intercalazioni arenacee e conglomeratiche e livelli evaporitici di ambiente continentale costiero, alternate a dolomie cristalline e afanitiche di ambiente peritidale (Neri *et alii*, 2007; Breda & Preto, 2011). L'estrema variabilità ambientale caratteristica dell'Anisico e del Carnico si tramuta in una sostanziale uniformità a partire dal Carnico Superiore e per tutto il Norico. Al tempo della deposizione della Dolomia Principale, l'intero dominio sudalpino viene incorporato in un sistema deposizionale peritidale, con ampie lagune e piane di marea che si estendono per centinaia di chilometri sia in direzione Nord-Sud che Est-Ovest; il margine della piattaforma e il passaggio al mare aperto sono documentati verso il bacino sloveno a Nord-Est [Cousin, 1973; Buser, 1989; Schlaf *et alii*, 1997; De Zanche, 2000; Gianolla *et alii*, 2003] e nel "Dachstein Kalk" delle falde australpine superiori [Stampfli *et alii*, 1991].

2.1.1 Formazione di Heiligkreuz

L'unità presa in esame è estremamente complessa, sia dal punto di vista della successione di eventi deposizionali (in cui probabilmente giocano un ruolo significativo le variazioni climatiche) sia dal punto di vista della variabilità laterale di *facies*.

Come successione standard si assume la successione del settore occidentale del Foglio 029 Cortina d'Ampezzo, alla quale si riferisce la suddivisione in tre membri cartografabili [Neri *et alii*, 2007]:

Membro di Borca (HKS₁): l'intervallo basale consiste in prevalenti calcari chiari alternati a quantità variabili di peliti e marne e areniti ibride in riduzione verso l'alto. La componente carbonatica è data da bioclasti e ooliti, la componente terrigena consiste invece di arenarie e microconglomerati. Si osservano stratificazione incrociata bisensoriale

e *hummocky cross stratification*, espressione di un ambiente litorale di bassa profondità e condizioni francamente marine. L'unità si conclude con un intervallo essenzialmente dolomitico (massiccio alla base e stratificato al tetto) con livelli stromatolitici e suoli carbonatici nella parte alta: tali elementi sono indicativi di una fase di esposizione subarea. Questo membro va a colmare quasi completamente le aree bacinali presenti depositandosi in concordanza con la Fm. di San Cassiano, dove raggiunge gli spessori maggiori, e in *onlap* sulle scarpate delle piattaforme Cassiane. Non è invece presente sulle *facies* di piattaforma interna della Dolomia Cassiana dove invece si deposita direttamente il membro delle Areniti del Dibona.

Membro delle Areniti del Dibona (HKS₂): consiste in arenarie, peliti e calcareniti ibride con stratificazione incrociata, ricche di resti vegetali, di livelli centimetrici di carbone e localmente di minuti granuli di ambra [Ragazzi *et alii*, 2006]. Esso si deposita in tutta l'area Dolomitica, senza distinzioni tra bacini, ormai completamente colmati, e piattaforme. Tale membro è l'espressione di un forte apporto terrigeno grossolano e si inserisce in un *trend* trasgressivo-regressivo, con forte variabilità laterale di *facies*. La parte inferiore dell'unità è rappresentata da un'alternanza di arenarie, calcareniti e peliti scure con strutture deposizionali sia da onda che da corrente, in particolar modo si nota *hummocky cross stratification*. La *Maximum Flooding Surface* è rappresentata da un sottile livello di calcari nodulari, che localmente contengono faune ad ammonoidi [De Zanche *et alii*, 2000; Stefani *et alii*, 2004]. Le *facies* soprastanti si inseriscono in un *trend* regressivo, transizionale con il successivo Membro del Lagazuoi: troviamo infatti calcari e dolomie arenacee con laminazione piano-parallela, stratificazione incrociata e *hummocky cross stratification*. Da segnalare, in numerose sezioni, un orizzonte carbonatico con stratificazione *flaser*, *wavy* e *lenticular*, espressione di un ambiente intertidale e considerato un *marker bed* utile per la

correlazione della successione nelle diverse aree [Preto & Hinnov 2003].

Membro del Lagazuoi (HKS₃): si tratta di un *grainstone* oolitico-bioclastico con stratificazione incrociata bisensoriale, indicativa di ambienti di alta energia. Presenta spessori medi di 25-30 m, che nell'area dei Lastoni di Formin sono inferiori ai 10 m [Preto & Hinnov, 2003]. Al tetto di questa unità, ricompaiono localmente cicli peritidali con livelli stromatolitici che unitamente a strutture paleocarsiche denotano condizioni di emersione. La competenza dei litotipi che costituiscono questo intervallo fa sì che esso formi bancate ben visibili nel paesaggio. Prosegue, nel Membro del Lagazuoi, il *trend* regressivo iniziato nelle sottostanti Areniti del Dibona. Lateralmente questo membro è sostituito da una successione pressoché interamente terrigena inquadrata nelle cosiddette "Arenarie del Falzarego" [Bosellini *et alii*, 1978, 1982] con la quale non sono chiari i rapporti stratigrafici.

2.2 Inquadramento strutturale

Gli eventi tettonici documentati nell'area di interesse sono riconducibili a tre fasi tettoniche principali: la tettonica medio triassica, il *rifting* giurassico e la compressione alpina.

Nell'Anisico, nell'area delle Dolomiti, si instaura una tettonica sin-sedimentaria [Preto *et alii*, 2011], interpretata di volta in volta come puramente distensiva [Bosellini, 1968; Bechstadt *et alii*, 1978] o come trascorrente, con alterni episodi trastensivi e tranpressivi [Doglioni, 1982; 1984; Doglioni & Neri, 1989; Blendinger, 1983; 1985; Brandner, 1984; Gianolla *et alii*, 1998]. Tale tettonica porta alla formazione di una serie di piccole piattaforme carbonatiche (Fm. di Monte Rite, del Serla Superiore e del Contrin) alternate a bacini a sedimentazione mista (Fm. di Dont, del Bivera e dell'Ambata) [Assereto *et alii*, 1978; Gianolla *et alii*, 1998]. La massima differenziazione batimetrica si raggiunge nel Ladinico Inferiore

a causa di una maggiore subsidenza che precede una fase magmatica associata alla messa in posto dei Plutoni di Predazzo e dei Monzoni [Preto *et alii*, 2011]. I rilievi creatisi durante questo periodo vengono poi smantellati nel Ladinico Superiore iniziando, insieme ad apporti terrigeni extra-bacinali, il colmamento sedimentario dei bacini esistenti che prosegue e si conclude nel Carnico con la deposizione della Fm. Di San Cassiano e della Fm. di Heiligkreuz.

Sono state avanzate molte ipotesi sul contesto geodinamico della tettonica triassica: si è parlato alternativamente di *rifting* abortito [Bechstädt *et alii*, 1978], di subduzione di crosta oceanica [Marinelli *et alii*, 1980], di subduzione ensialica [Castellarin *et alii*, 1980], di grandi strutture trascorrenti regionali [Doglioni, 1984; Blendinger, 1985] e di *underplating* magmatico e preludio del *rifting* Giurassico [Brodie & Rutter, 1987; Dal Piaz, 1993; Dal Piaz & Martin, 1998].

La tettonica del Triassico superiore può invece essere più francamente inquadrata come l'anticipazione del *rifting* giurassico durante il quale si riscontra lo sviluppo di strutture distensive con orientamento prevalente Nord-Sud [Doglioni *et alii*, 1989; Doglioni, 1992]. Ciò è confermato dalla presenza di fratture estensionali subverticali e dalle variazioni considerevoli negli spessori della Dolomia Principale, maggiori in Dolomiti Orientali [Bosellini, 1965], attribuiti a faglie normali probabilmente ad andamento meridiano. Nel Giurassico si instaura un marcato regime tettonico distensivo che porta alla formazione di elementi paleostrutturali allineati in senso Nord-Sud quali il Bacino Lombardo, la Piattaforma Trentina, il Bacino Bellunese e la Piattaforma Friulana [Bosellini, 1973; Winterer & Bosellini, 1981]. L'area di studio si trova sul margine Nord-orientale della Piattaforma di Trento.

Nel Cretacico inferiore, inizia la convergenza tra placca Adria e placca Europea che porterà al sollevamento della Catena Alpina [Dercourt *et alii*, 1986; Balla, 1988; Platt *et alii*, 1989, Dal Piaz *et alii*, 2003]; abbiamo pertanto il passaggio da una tettonica distensiva ad

una tettonica compressiva. Dettagliate analisi [Caputo, 1996] hanno permesso di ricostruire la stratigrafia tettonica delle Dolomiti Nord-orientali riconoscendo una fase tettonica caratterizzata da un asse di massima compressione orientato NE-SO, che è stata correlata all'evento tardo Cretacico-Paleogenico conosciuto come "Fase Dinarica", ben documentata nel settore orientale della catena sudalpina [Cousin, 1981; Horvath, 1984; Massari *et alii*, 1968; Doglioni, 1987]. L'orogenesi alpina oligo-pliocenica è caratterizzata dalla convergenza Adria-Europa, che porterà allo sviluppo di sovrascorrimenti con vergenza meridionale [Doglioni & Castellarin, 1985; Doglioni & Bosellini, 1987; Caputo, 1996; 1997; Schönborn, 1999]. Nell'ambito di tale orogenesi, è possibile distinguere tre fasi tettoniche, ciascuna delle quali è caratterizzata da una particolare orientazione dell'asse di massima compressione: la prima con asse orientato NNE-SSW, inquadrabile come prosecuzione della fase Dinarica (Chattiano-Burdigaliano); la seconda con asse orientato NNW-SSE, detta fase Alpino-Valsuganese (Serravalliano-Tortoniano); la terza con asse orientato NO-SE, detta fase Schledense (Messiniano-Pliocene Inferiore). Si riscontra pertanto, nelle prime due fasi, una rotazione antioraria fino alla posizione attuale dell'asse di massima compressione, riconducibile ad una variazione della direzione di convergenza tra Africa ed Europa [Mazzoli & Helman, 1994; Caputo, 1996]. La fase Schledense può essere ricondotta, invece, ad una variazione locale nella posizione dell'asse di massima compressione [Massironi *et alii*, 2006].

3. Materiali e metodi

L'area è stata studiata sia dal punto di vista stratigrafico (misurazione di sezioni stratigrafiche, analisi di *facies* e correlazione tra le diverse sezioni), che dal punto di vista strutturale (telerilevamento e indagini di campagna per l'identificazione dei principali lineamenti strutturali presenti e la produzione di una carta geologica).

L'analisi stratigrafica è iniziata in campagna con la misurazione di sei log omogeneamente distribuiti sul tavolato dei Lastoni di Formin, tre lungo la parete Nord e tre in quella Sud (fig. 3), per permettere di evidenziare le variazioni della sedimentazione sia in senso E-W che in senso N-S.

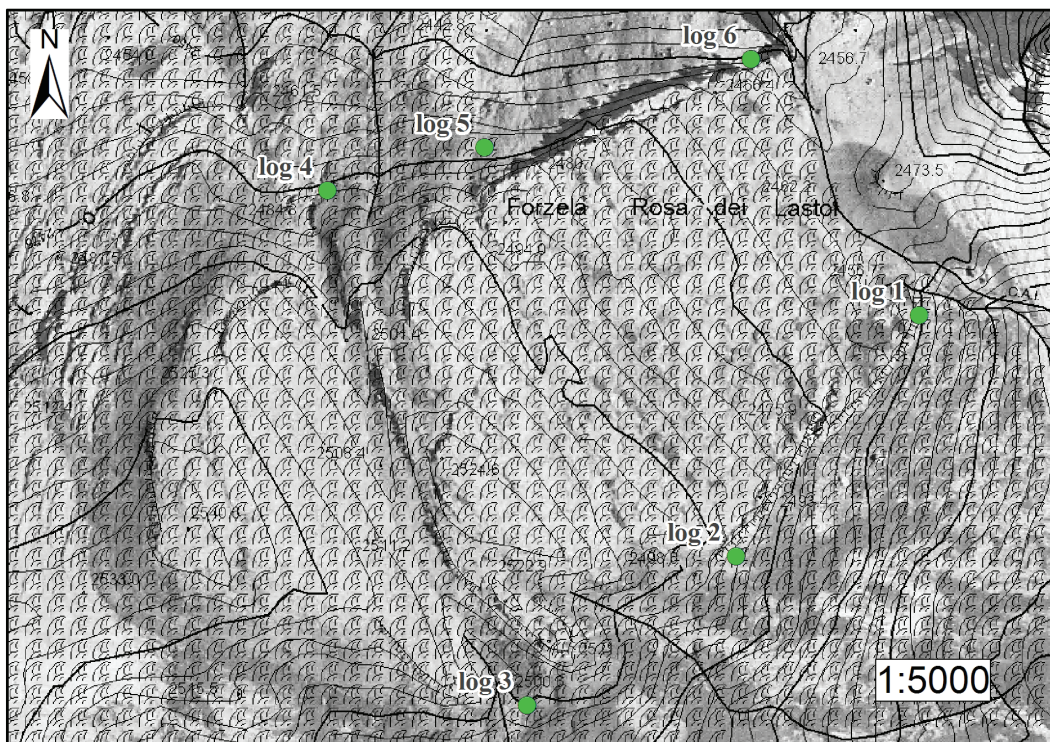


Fig. 3 Posizione delle sezioni stratigrafiche analizzate ai Lastoni di Formin.

Le posizioni delle sezioni sono state rilevate con l'ausilio di un GPS.

L'intervallo stratigrafico analizzato si colloca all'interno della Fm. di Heiligkreuz al di sopra delle *facies* di piattaforma interna della Dolomia

Cassiana e comprende il Membro del Dibona (HKS₂) e il Membro del Lagazuoi (HKS₃). Dove possibile la misurazione è iniziata a partire dal tetto della Dolomia Cassiana riconoscibile grazie alla presenza di livelli stromatolitici e di cavità paleocarsiche, indicatori di condizioni da peritidali a subaeree. Altrove, la parte basale della successione stratigrafica in esame non è affiorante e difficilmente rilevabile a causa della facile erodibilità dei litotipi presenti; non è stato quindi in questi casi possibile misurare tutto l'intervallo di interesse. Le sezioni stratigrafiche misurate presentano pertanto spessori variabili da 7-8 m a 21-22 m a seconda dell'estensione dell'affioramento.

I log sono stati successivamente disegnati con *Adobe Illustrator*. L'analisi e la suddivisione delle sezioni in *facies* è stata condotta considerando la granulometria, le strutture sedimentarie, la presenza di materia organica, ed eventualmente la presenza di resti vegetali macroscopici, ed il rapporto tra frazione carbonatica e terrigena. Infine si è proceduto con la correlazione stratigrafica tra le diverse sezioni realizzando tre transetti: uno per la parete Sud, uno per quella Nord e uno per le sezioni più occidentali, finalizzato ad individuare le variazioni della sedimentazione in senso Nord-Sud.

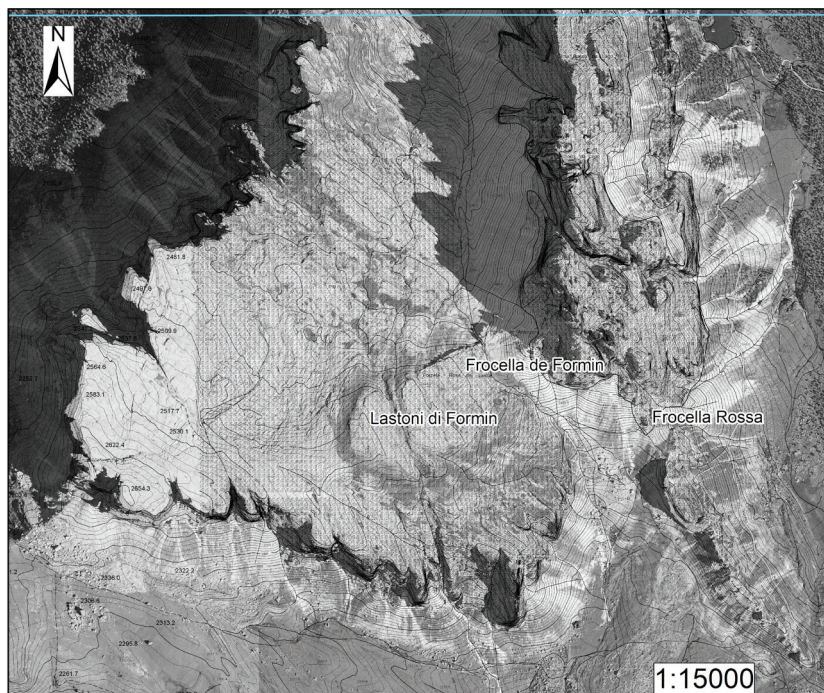


Fig. 4 Area analizzata per la produzione della carta geologica.

Per quanto riguarda l'analisi strutturale si è preferito prima studiare l'area attraverso l'analisi di foto aeree per poi controllare e rielaborare in campagna i dati raccolti. Il telerilevamento ha coinvolto un'area di indagine più ampia dei Lastoni di Formin, estendendosi alle zone limitrofe (Croda da Lago e Forcella Ambrizzola) (fig. 4).

Inizialmente, sfruttando il programma *ArcGis*, si sono riproiettate nel sistema Monte Mario alcune ortofoto e georeferenziate delle foto aeree sulla base della carta C.T.R dell'area. Le ortofoto e le foto aeree sono state scelte in base alle diverse strutture visibili; infatti, a seconda della posizione del Sole e della luminosità della foto sono apprezzabili strutture diverse. Un altro fattore determinante è la presenza della neve che può in alcuni casi rendere più semplice l'individuazione dei lineamenti presenti, spesso difficilmente riconoscibili a causa della copertura vegetale (fig. 5).

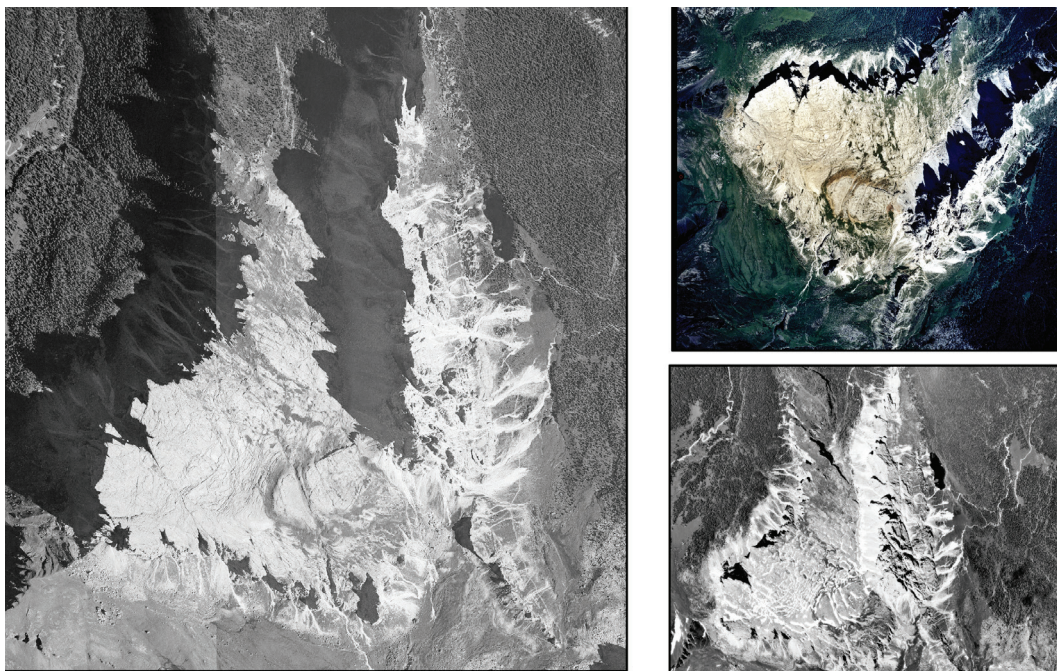


Fig. 5 A sinistra: ortofoto in bianco e nero. A destra: foto aeree da georeferenziare. In alto la foto è a colori ed è ruotata rispetto al Nord. In basso la foto presenta un manto nevoso che permette in alcuni casi di riconoscere strutture non visibili in altro modo.

Successivamente sono stati tracciati sulle foto i vari elementi riconoscibili: inizialmente quelli strutturali che sono stati suddivisi, a seconda dell'importanza, in fratture e faglie ed in seguito quelli litologici.

É infatti possibile riconoscere da una foto aerea diverse caratteristiche quali il colore, la tessitura, l'erosibilità, la tendenza a formare pareti o cenge che nell'insieme permettono di individuare la formazione rocciosa presente.

Il lavoro è poi proseguito in campagna, dove sono state controllate ed eventualmente ridisegnate le strutture presenti e i limiti geologici ponendo una maggior attenzione all'area propria dello studio.

Si è ragionato sulle dislocazioni delle faglie misurando i rigetti e andando alla ricerca degli indicatori cinematici che permettono la caratterizzazione cinematica delle faglie. Sono state misurate un elevato numero di giaciture di piani di faglia che successivamente sono stati rielaborati con il programma *Stereonet* realizzando uno *stereoplot*. Ciò ha permesso l'individuazione e la caratterizzazione dei vari sistemi di faglie presenti. Lo studio si è svolto anche grazie all'interpretazione di alcune panoramiche del tavolato che hanno permesso di inquadrare le strutture e la loro tipologia. Si è inoltre svolta una sommaria analisi geomorfologica, appoggiandosi alle foto aeree e alla cartografia già esistente (Neri et alii, 2007), per poter redigere la carta geologica dell'area con una certa completezza.

4. Risultati dell'analisi stratigrafica

4.1 Associazioni di *Facies*

Le associazioni di *facies* individuate sono descritte nelle pagine seguenti in ordine stratigrafico. Sono stati evidenziati i tratti peculiari riscontrati nelle sezioni stratigrafiche analizzate. Ad ognuna di queste associazioni è stato associato un colore per rendere più immediata la comprensione dei log e degli schemi di correlazione.

■ **Dolomie peritidali [FA1]:** tale associazione di *facies* compare solo nelle sezioni più ad Ovest (log 3 e 4). Si tratta di una dolomia in banchi compatti di 30-40 cm che presenta livelli stromatolitici (fig. 6), *bird eyes* e cavità paleocarsiche (fig. 7) riempite da dolosiltiti rosso-giallastre (fig. 8). Tali elementi sono indicatori di un ambiente che va dal peritidale al subaereo. Le caratteristiche riscontrate permettono di ricondurre questa associazione alle *facies* di piattaforma interna della Dolomia Cassiana.



Fig. 6 Livelli stromatolitici



Fig. 7 Top Dolomia Cassiana incarsito



Fig. 8 Riempimento cavità paleocarsiche

■ **Dolomie afanitiche con tracce di radici e paleosuoli [FA2]:** questa unità si ritrova affiorante solo nella sezione 4 e subaffiorante nella 3. È caratterizzata dalla presenza di una dolomia afanitica bianco-giallastra con tracce di radici e strutture pedogenetiche (fig. 9), che passa ad una porzione estremamente pedogenizzata incoerente di colore rossastro (figg. 10-11).

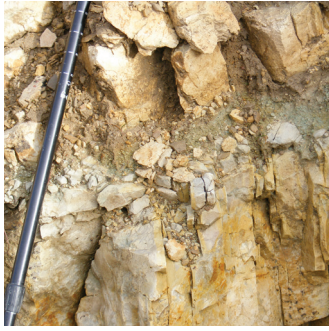


Fig. 9 Dolomia afanítica



Fig. 10 Particolare del paleosuolo



Fig. 11 Paleosuolo incoerente rossastro

■ **Arenarie e siltiti a laminazione incrociata planare [FA3]:** si tratta di arenarie da fini a medie con laminazione incrociata planare a piccola scala e *ripple* simmetrici alternati a livelli, con spessori fino a 20 cm, di peliti da decantazione con laminazione piano parallela (fig. 12). Il tutto termina con un livello di arenarie grossolane potente più di mezzo metro estremamente bioturbato. La granulometria e le strutture presenti indicano un ambiente deposizionale di energia relativamente bassa. Si osserva un lieve *thickening* e *coarsening upward*. Anche questa unità è stata individuata distintamente solo nella sezione stratigrafica 4 e risulta sub-affiorante nella sezione 3.



Fig. 12 particolare di [FA3]. Visibile l'alternanza grazie alla diversa erodibilità dei litotipi

■ **Areniti ibride [FA4]:** l'unità si riscontra, più o meno affiorante, in tutte le sezioni ed è caratterizzata dall'alternanza di livelli spessi 10-20 cm di arenaria mal cementata e ricca in materia organica e livelli arenacei di colore giallo, più compatti e carbonatici, potenti fino a 40-50 cm (fig. 13)

Si è riscontrata una tendenza al *coarsening upward* (da arenarie molto fine ad arenarie medie) e allo stesso tempo al *thickening upward*: gli strati variano spessore, passando dai 10-20 cm alla base fino ai 70-90 cm al tetto. Le strutture sedimentarie sono poco evidenti a causa della pervasiva bioturbazione (si sono riconosciute gallerie verticali e a “U”, riconducibili a icnofossili di *Diplocraterion*) che ha obliterato gran parte delle strutture originarie (fig. 14). Nonostante ciò, si sono riconosciute delle caratteristiche comuni a tutte le sezioni: i livelli più ricchi in materia organica, nei quali in alcuni casi sono presenti tracce di radici e resti vegetali (fig. 15), presentano laminazione incrociata planare mentre quelli più carbonatici presentano laminazione incrociata concava. Queste caratteristiche suggeriscono ambienti di deposizione a diversa energia: i livelli più scuri sono associati ad un ambiente a più bassa energia (stratificazione incrociata planare), e con bassi tassi di sedimentazione (maggiore presenza di bioturbazione) mentre l’ambiente associato ai livelli più carbonatici è di più alta energia (stratificazione incrociata concava).

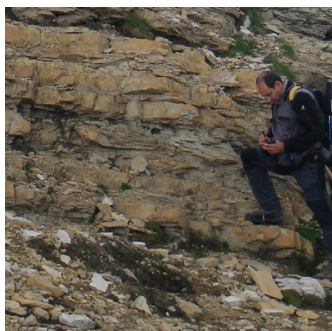


Fig. 13 Alternanza di [FA4].



Fig. 14 Icnofossile di *Diplocraterion*.



Fig. 15 Resto vegetale.

■ **Carbonati con frazione terrigena [FA5]:** tale unità si ritrova nelle sezioni 3, 4 e 5 e consiste in carbonati granulari dolomitizzati con intraclasti, in strati centimetrici a limiti ondulati alternati a livelli pelitici millimetrici. Questi livelli ondulati sono stati localmente ricondotti ad una struttura *wavy-bedding*, tipica di un ambiente di piana tidale di bassa energia (fig. 16). È plausibile che l’ambiente deposizionale sia

caratterizzato da un aumento progressivo dell'energia andando verso l'alto. Ciò è suggerito dall'aumento della frazione carbonatica e dello spessore degli strati, che passano da 5-10 cm alla base per arrivare a 20-30 cm nella parte sommitale, e dalla presenza al *top* della successione di una laminazione incrociata planare (fig. 17) che denota un' energia più alta rispetto al *wavy-bedding*.



Fig. 16 Wavy - bedding.



Fig. 17 Laminazione incrociata planare al top di [FA5]

■ **Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato [FA6]:** questo bancone è costituito da carbonati granulari fortemente dolomitizzati, con tessitura saccaroide, dove le strutture sono visibili esclusivamente grazie alla presenza di vacuoli, allungati nel senso della lamina e formati probabilmente per erosione differenziale, che mettono in evidenza una stratificazione incrociata concava e subordinatamente una laminazione incrociata planare bi-sensoriale (fig. 18). La stratificazione incrociata è di dimensioni via via maggiori verso l'alto, si passa infatti da spessori di 10-20 cm nella parte basale a 70-90 cm al *top* dell'intervallo. Questo aumento degli spessori ha portato a supporre un aumento dell'energia dell'ambiente deposizionale e di conseguenza della granulometria (ciò purtroppo risulta difficilmente verificabile attraverso osservazioni macroscopiche a causa della forte dolomitizzazione). Questa associazione mostra tutti i caratteri tipici del Membro del Lagazuoi, con il quale può pertanto essere identificata, ed è presente in tutte le sezioni stratigrafiche.



Fig. 18 Stratificazione incrociata concava resa evidente dalla presenza dei vacuoli

Bancone carbonatico a stratificazione irregolare e indistinta. [FA7]: L'intervallo, spesso un metro e mezzo circa, è presente esclusivamente nella sezione 5 ed è caratterizzato da carbonati a grana fine in strati massicci pluridecimetrici fortemente incassati, dove le strutture non sono riconoscibili (figg. 19-20). In posizione stratigrafica analoga, nel Bacino di Cortina, è presente un livello a calcari micritici alternati a livelli stromatolitici associati a sottili orizzonti argillitici varicolori di origine pedogenetica [Neri *et alii*, 2007] a cui è presumibilmente correlabile questa unità.



Fig. 19 Bancone carbonatico di [FA7.]



Fig. 20 Riempimento di cavit  paleocarsiche

4.2 Sezioni stratigrafiche

Di seguito sono riportate le sezioni stratigrafiche analizzate con la suddivisione in associazioni di *facies*.

Le associazioni di *facies* presenti testimoniano un graduale passaggio da condizioni di emersione (cavit  paleocarsiche al *top* della Dolomia Cassiana [FA1] e paleosuoli [FA2]) a condizioni pi  tipiche di un'ambiente

marginale costiero (strutture associate a bassa energia quali *ripple* da onda e laminazione piano-parallela in [FA3, FA4 ed FA5] e di più alta energia: laminazione incrociata concava e planare in [FA4, FA5 ed FA6]), fino al ritorno, al tetto della successione, a condizioni di emersione (cavità paleocarsiche al *top* della Formazione di Heiligkreuz [FA7]). L'associazione di *facies* delle Areniti Ibride [FA4] è quella che presenta le *facies* con tassi di sedimentazione più ridotti (*facies* bioturbate), che suggeriscono l'ambiente deposizionale più profondo.

4.2.1 Legenda

Litotipo:

	Peliti
	Areniti con frazione carbonatica
	Calcari dolomitizzati con frazione terrigena
	Calcari dolomitizzati

Strutture:

	Ripple da onda		Superficie paleocarsica
	Stratificazione incrociata planare		Cavità paleocarsica
	Stratificazione incrociata concava		Bioturbazione
	Laminazione piano-parallela		Diplocraterion
	Wavy - bedding		Radici
	Laminazione a lisca di pesce		Clay chips

Facies:

Dolomia Cassiana		[FA1]. Dolomie peritidali.
Membro delle Areniti del Dibona		[FA2]. Dolomie afanitiche con tracce di radici e paleosuoli.
		[FA3]. Arenarie e siltiti a laminazione incrociata planare.
		[FA4]. Areniti ibride.
Membro del Lagazuoi		[FA5]. Carbonati con frazione terrigena.
		[FA6]. Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato.
		[FA7]. Bancone carbonatico a stratificazione irregolare e indistinta.

4.2.2 Sezione stratigrafica 1

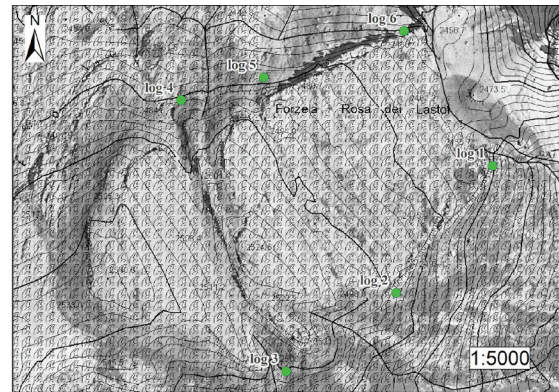
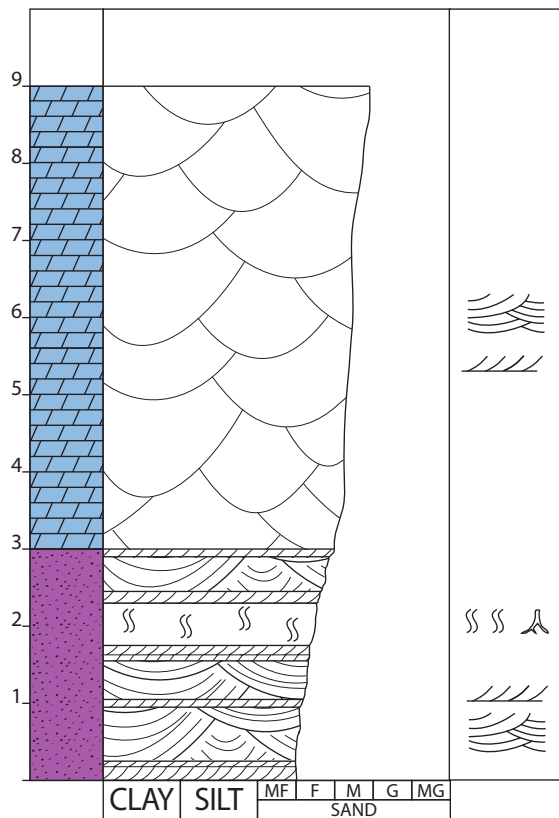


Fig. 21 Spessore: 9 m. Presenta le associazioni di *facies* 4 e 6. È costituito nella parte bassa dalle Areniti Ibride [FA4], di cui non è possibile indicare lo spessore assoluto perché la base non è affiorante. Il passaggio al soprastante Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato [FA6] è netto.

4.2.3 Sezione stratigrafica 2

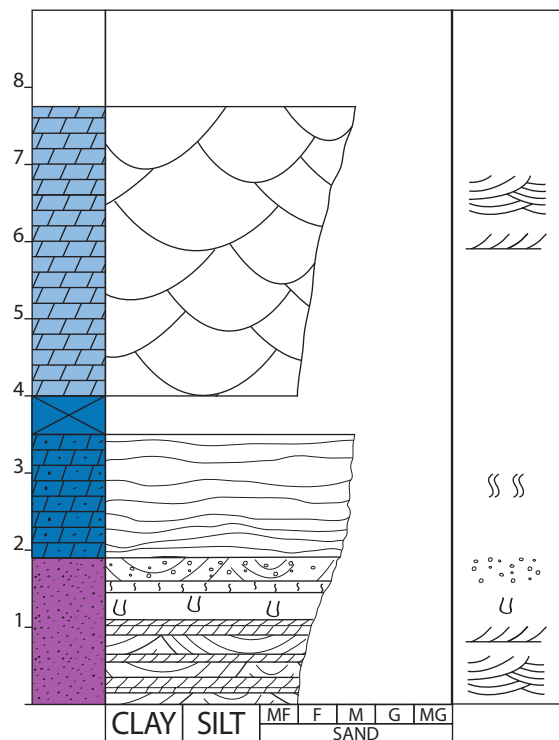


Fig. 22 Spessore: 7,5 m. Presenta le associazioni di *facies* 4, 5 e 6. Si osserva sempre la porzione sommitale delle Areniti Ibride [FA4], cui segue un livello arenaceo con gradazione inversa, sottile stratificazione ondulata centimetrica e marcata bioturbazione [FA5], che passa a sua volta al Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato [FA6].

4.2.4 Sezione stratigrafica 3

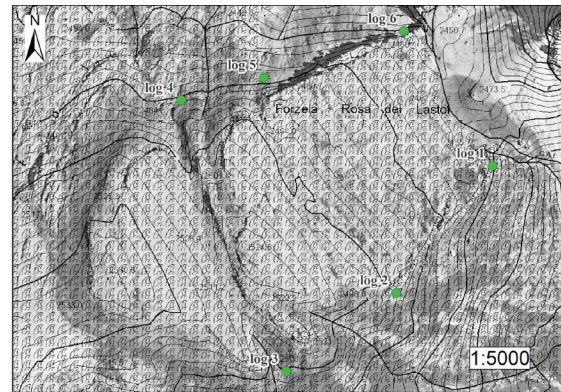
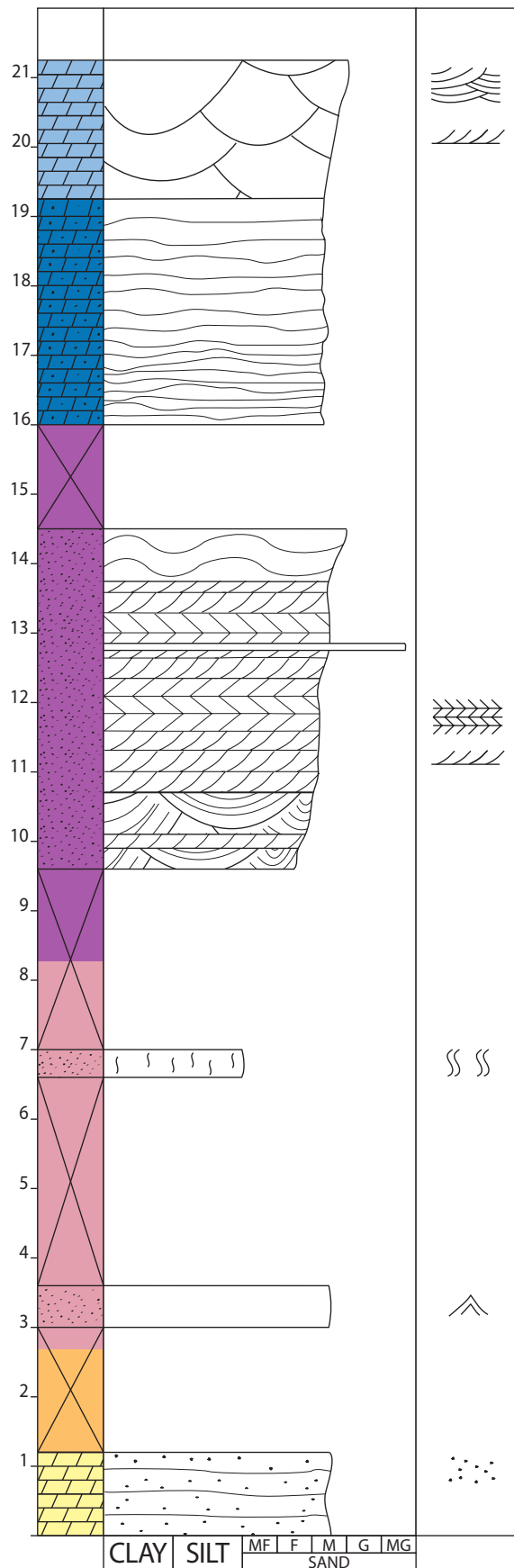


Fig. 23 Spessore: 21 m. Presenta tutta la successione dal tetto della Dolomia Cassiana fino al Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato [FA6]. Il riconoscimento delle Arenarie e siltiti a laminazione incrociata e planare [FA3] si è basato solo su due livelli decimetrici che presentano caratteristiche riconducibili a questa associazione affiorante in posizione analoga nella sezione 4. All'interno delle Arenite Ibride [FA4] si possono osservare un livello microconglomeratico centimetrico, interpretabile come una tempestita, e al tetto delle strutture a fratturazione concava di dubbia interpretazione, ma probabilmente sviluppatesi in fase post-diagenetica.

4.2.5 Sezione stratigrafica 4

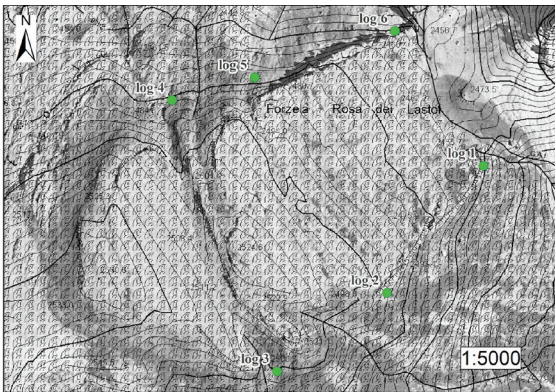
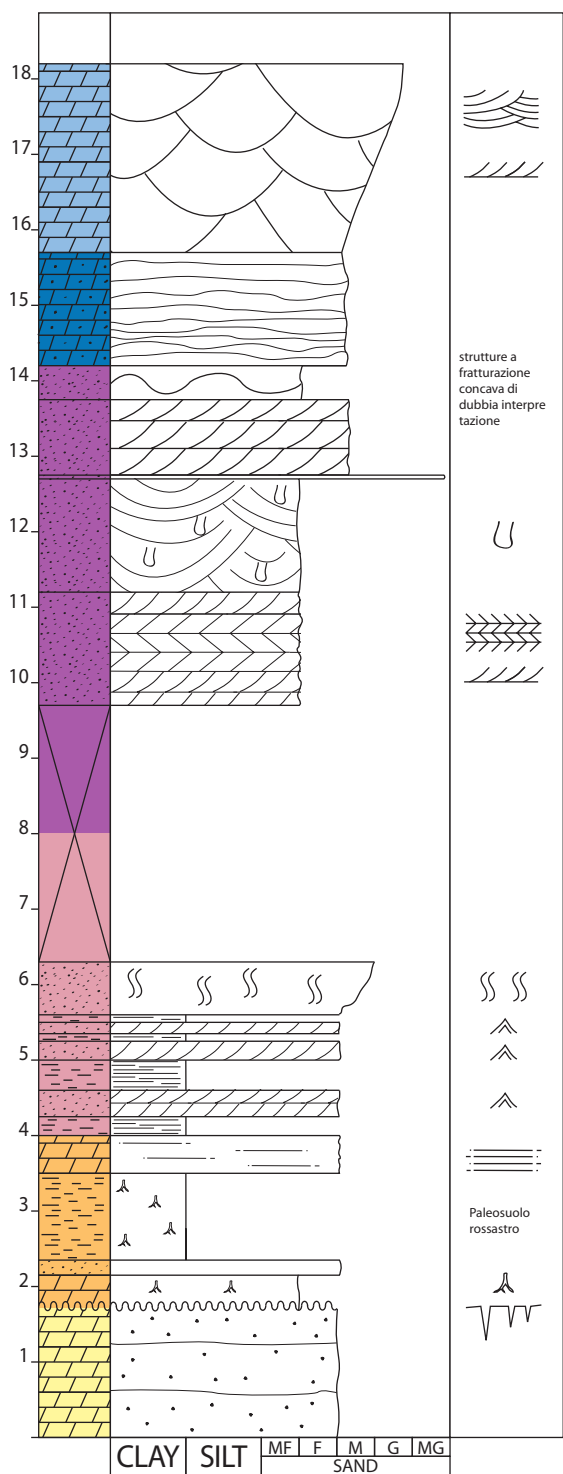


Fig. 24 Spessore: 19 m. Anche questa sezione presenta tutte le associazioni di *facies* tranne il Bancone carbonatico a stratificazione irregolare e indistinta [FA7]. Le Areniti Ibride [FA4] mostrano al tetto le strutture post-diagenetiche a fratturazione concava e in posizione confrontabile alla sezione 3 il livello microconglomeratico. Questa sezione, essendo la più completa, è stata considerata la sezione tipo.

4.2.6 Sezione stratigrafica 5

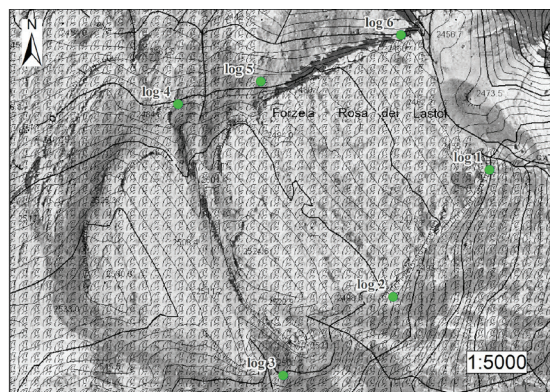
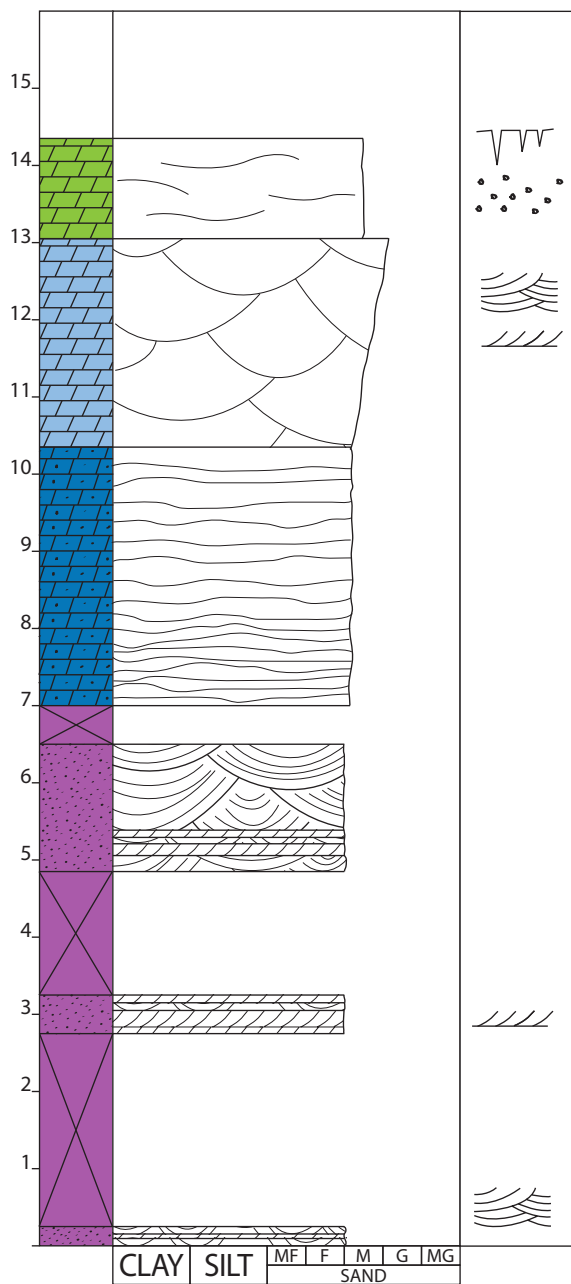


Fig. 25 Spessore: 14,5 m. Non è possibile misurare la successione dal top della Cassiana; la sezione inizia con le Areniti Ibride [FA4] e presenta le associazioni soprastanti fino al Bancone carbonatico a stratificazione irregolare e indistinta [FA7].

4.2.7 Sezione stratigrafica 6

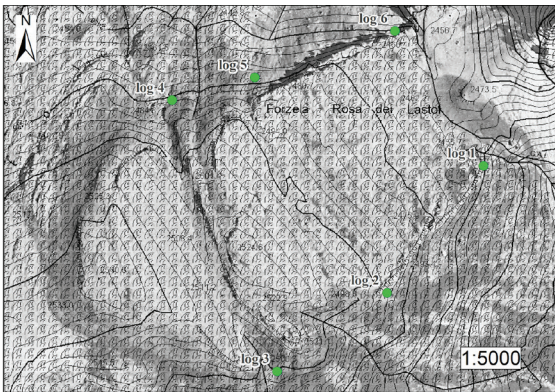
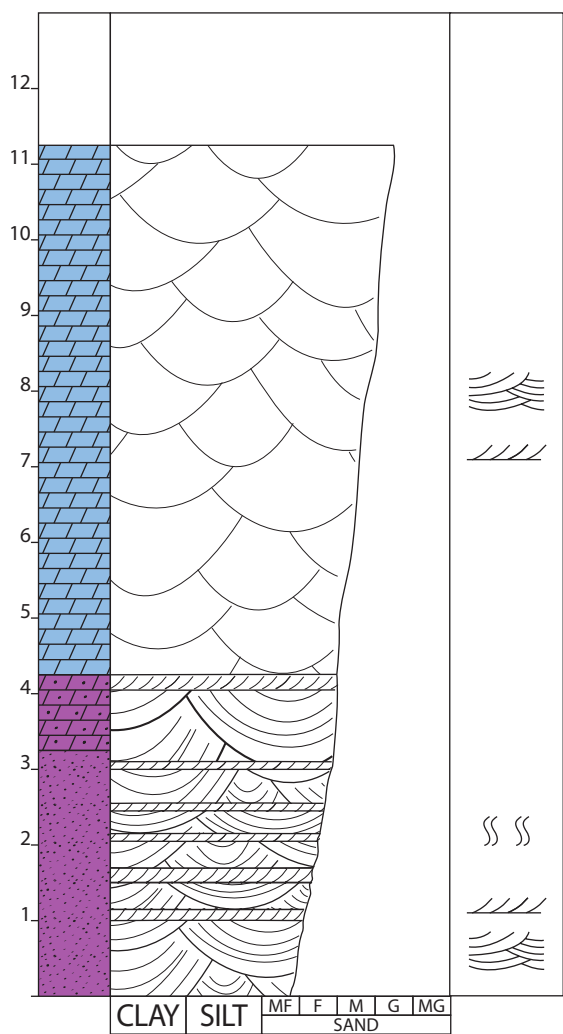


Fig. 26 Spessore: 11 m. Rappresenta l'equivalente della sezione 1 nella parete Nord. Presenta le Areniti Ibride [FA4] e il Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato [FA6].

4.3 Correlazioni stratigrafiche

Per visualizzare le variazioni laterali osservate nella sedimentazione si è effettuata la correlazione delle sezioni stratigrafiche. Gli schemi di correlazione effettuati sono tre: uno per la parete Nord, uno per la parete Sud e uno trasversale riguardante le sezioni 3 e 4.

In mancanza dell'identificazione di una superficie sincrona, si è scelto come *datum* il tetto delle Areniti Ibride [FA4]. Tale scelta è dettata dal fatto che, oltre ad essere osservabile in tutte le sezioni, l'intervallo sommitale di questa associazione di *facies* presenta sempre caratteristiche simili che ne permettono una facile correlazione. Inoltre, dal momento che nelle sezioni in cui è stato possibile misurare l'intera successione stratigrafica, poco sotto a questo limite si osservano le *facies* bioturbate interpretate come intervallo di massimo approfondimento della successione (bassi tassi di sedimentazione), si ritiene che il grado di diacronia di questo limite sia minimo, quantomeno alla scala dei Lastoni di Formin. Si ritiene viceversa, e gli spessori lo confermano, che il contatto tra i Carbonati con frazione terrigena [FA5] e il Bancone Carbonatico altamente dolomitizzato [FA6] sia eteropico: si tratta dunque di una superficie diacrona.

Le uniche sezioni stratigrafiche che comprendono la porzione basale della Formazione di Heiligkreuz sono quelle più occidentali (sezione 3 e sezione 4). Nelle altre sezioni (sezione 1, sezione 2, sezione 5 e sezione 6), la parte basale della successione non è affiorante a causa della scarsa coerenza dei litotipi presenti. L'associazione di *facies* delle Areniti Ibride, presente in tutte le sezioni stratigrafiche, ne rappresenta quindi la base. Proprio per questo motivo non è possibile determinare se esistono variazioni laterali di spessore all'interno di questa associazione. Il passaggio tra le Areniti Ibride e il soprastante Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato [FA6] presenta caratteristiche variabili. In particolare, mentre nelle sezioni più orientali (1 e 6) il contatto è diretto e caratterizzato da un aumento progressivo (in senso stratigrafico) della frazione carbonatica nella parte sommitale delle Areniti Ibride [FA4] che rimane pur sempre minoritaria, nelle sezioni 2, 3, 4 e 5 tra l'unità terrigena e quella carbonatica ritroviamo una *facies* transizionale a composizione mista in cui la frazione carbonatica diventa ormai preponderante (il Carbonato con frazione terrigena [FA5], caratterizzato da strutture *wavy-bedding* passanti a laminazione incrociata planare). Il Bancone carbonatico soprastante [FA6] si riscontra in tutta l'area di indagine ed è caratterizzato da una riduzione degli spessori da Est verso Ovest: si passa infatti da spessori di 6-7 m a spessori di 1-2 m su una distanza di 350 m. È verosimile che la variazione nella potenza di questa unità corrisponda ad un'originaria differenza di spessore.

Il Bancone carbonatico a stratificazione irregolare e indistinta [FA7] osservato sopra al Bancone carbonatico fortemente dolomitizzato [FA6] in sezione 5, e localmente riscontrato fuori sezione anche altrove nell'area di indagine, presenta strutture paleocarsiche indicative di emersione e costituisce l'ultimo evento deposizionale attribuibile alla Formazione di Heiligkreuz.

Nell'insieme si può affermare che ai Lastoni di Formin, nell'ambito della Formazione di Heiligkreuz, la transizione verticale (stratigrafica) da *facies*

a prevalente frazione terrigena verso *facies* puramente carbonatiche si riscontra in tutte le sezioni misurate. Dal confronto tra le sezioni misurate e dalla loro correlazione (vedi schemi di correlazione) emerge inoltre una variazione laterale nella sedimentazione in senso Est-Ovest, con graduale sviluppo delle *facies* terrigene verso Ovest a discapito della sedimentazione carbonatica che presenta spessori via via minori.

5. Risultati dell'analisi strutturale

Nella descrizione delle strutture rilevate si procederà inizialmente caratterizzando le faglie di maggiore importanza e successivamente si focalizzerà l'attenzione sull'area dei Lastoni di Formin, verificando l'eventuale attività sin-sedimentaria delle faglie presenti.

La struttura principale attraversa tutta la carta geologica nella sua porzione più orientale ed è caratterizzata da generale andamento meridiano. A Nord è costituita da due faglie sub-verticali e parallele tra loro che limitano una ad Est e l'altra ad Ovest il monte Croda da Lago. Nei pressi di Cima d'Ambrizzola deviano l'una verso l'altra (la faglia occidentale immerge verso ENE e quella orientale verso ONO) diminuendo l'inclinazione e convergendo poi in un'unica faglia sub-verticale con direzione NNO-SSE. Queste due faglie creano una struttura tipo *graben* che ribassa la Dolomia Principale. A Sud della Croda da Lago, in corrispondenza di Forcella Rossa, la faglia più orientale pone a contatto il *top* della Fm. Di Travenanzes, e la soprastante Dolomia Principale, con la Dolomia Cassiana (fig. 27) elidendo completamente la Fm. di Heiligkreuz e buona parte della Fm. di Travenanzes (il rigetto stimato è di 160-170 m).

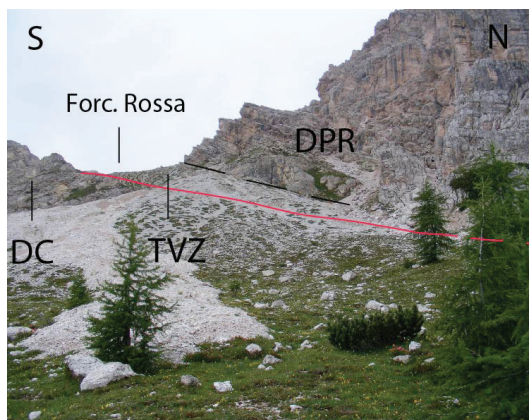


Fig. 27 Forcella Rossa. La faglia elide buona parte della Formazione di Travenanzes e tutta la Formazione di Heiligkreuz.

La faglia occidentale, nei pressi di Forcella de Formin, si complica sdoppiandosi per un breve tratto e presentando anche un faglia antitetica (con immersione verso OSO) tra le due principali. Come si può notare dalla figura 28 queste tre faglie pongono in contatto la Dolomia Principale e il Membro del Lagazuoi (HKS_3) con *facies* che costituiscono la parte centrale della Fm. di Travenanzes. Buona parte di questa formazione, che in queste zone ha spessori di 180-190m, è quindi mancante. Il rigetto associato a questa struttura avrà pertanto lo stesso ordine di grandezza. Dalla diversa posizione del limite Heiligkreuz-Dolomia Cassiana nei due versanti della forcella è stato possibile riconoscere anche una riattivazione in trascorrenza destra della faglia. Le geometrie e le dislocazioni hanno permesso di ricondurre l'insieme di queste faglie ad una tipica struttura a fiore negativo. Tali strutture sono compatibili con la riattivazione in trascorrenza destra di faglie estensionali tardo triassiche e giurassiche avvenuta durante la fase Alpina-Valsuganese.

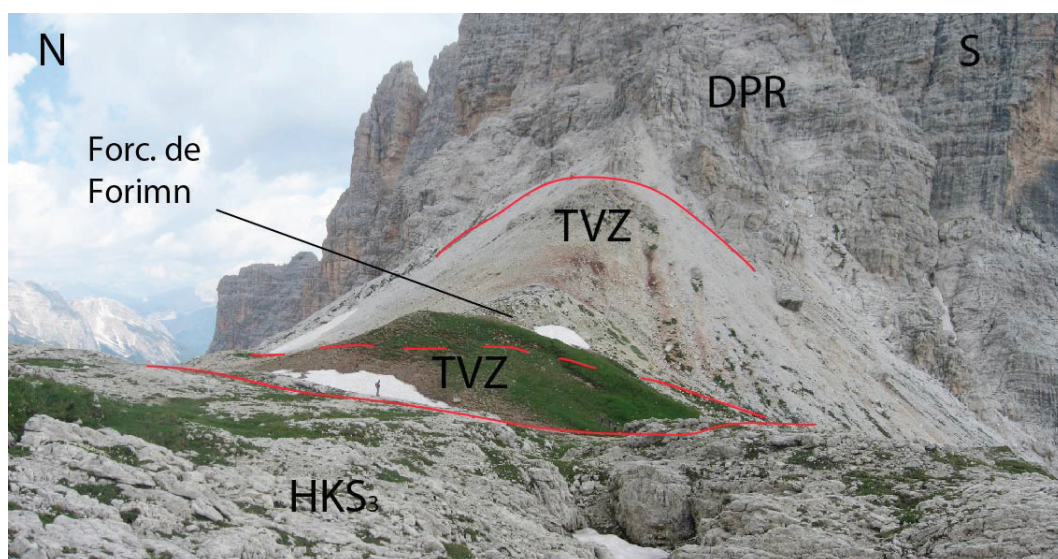


Fig. 28 Forcella de Formin. Foto scattata dal tavolato dei Lastoni di Formin verso la Croda da Lago.

Le faglie rilevate ai Lastoni di Formin presentano una direzione NNO-SSE con alta inclinazione (circa 80°) e immersione verso Ovest. Quella più importante si trova appena ad Ovest dei log 3 e 4, in posizione ottimale quindi per verificare l'eventuale attività sin-deposizionale. Questa faglia,

che in corrispondenza della Fm. di Heiligkreuz si divide in due, disloca tale formazione in senso normale creando un rigetto complessivo di 18 m (fig. 29). Il piano di faglia affiorante in Dolomia Cassiana è fortemente alterato per dissoluzione carsica e non si è pertanto potuto riconoscere alcun indicatore cinematico.

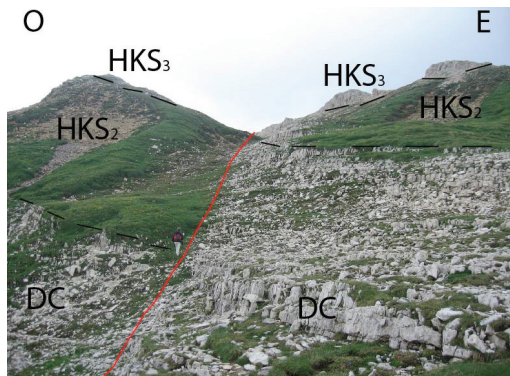


Fig. 29 Parete Sud, vicino sezione stratigrafica 3. È visibile il rigetto della faglia che disloca la formazione di Heiligkreuz e la Dolomia Cassiana.

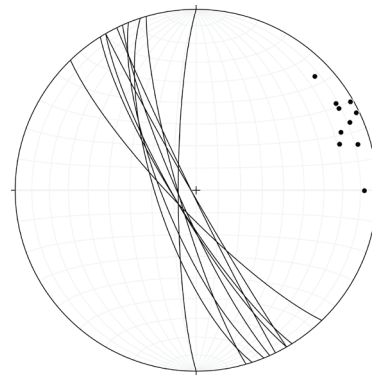


Fig. 30 Stereoplot che evidenzia la direzione della faglia principale dei Lastoni di Formin.

Per misurare gli spessori si è scelto, per comodità di acquisizione, l'intervallo tra il *top* della Dolomia Cassiana e il *bottom* del Membro del Lagazuoi, corrispondente al Membro delle Areniti del Dibona. Si sono effettuate quattro misurazioni due in parete Nord, che presentano rispettivamente ad Est e ad Ovest della faglia spessori di 13 e 12 m, e due lungo quella Sud, con spessori di 23 m (fig. 31).

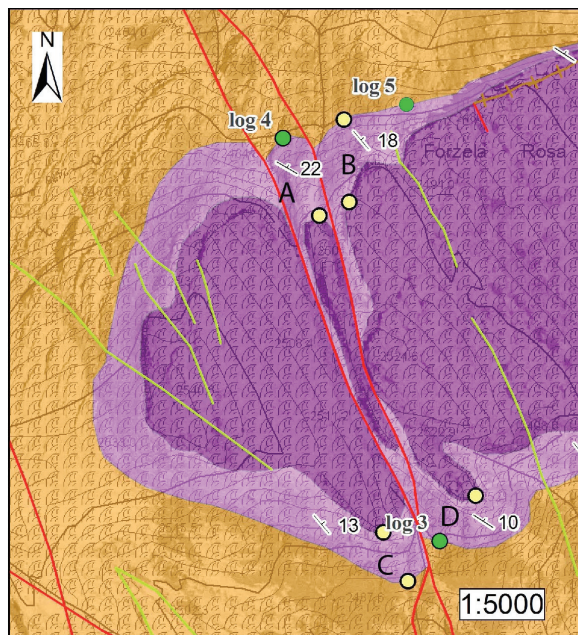


Fig. 31 Posizione misurazioni compiute per calcolare le variazioni di spessore del Membro delle Areniti del Dibona. In parete nord gli spessori calcolati risultano rispettivamente di 12 m (A) e 13 m (B); in parete Sud gli spessori calcolati risultano di 23 m da entrambe le parti della faglia (C e D).

La mancanza di strutture sin-sedimentarie, quali *rollover anticline*, e soprattutto la sostanziale coincidenza in direzione EO degli spessori della successione di Helligkreuz ai lati, della faglia suggeriscono che essa non ne abbia condizionato la sedimentazione.

La faglia più orientale studiata ai Lastoni di Formin presenta, in concordanza con quella sopra descritta, direzione NNO-SSE e inclinazione di 70°. Si è riconosciuta una struttura secondaria tipica di faglie distensive: l'*horsetail-splay* (fig. 32). La buona preservazione di tali strutture secondarie suggerisce l'assenza di riattivazioni tardive in trascorrenza.

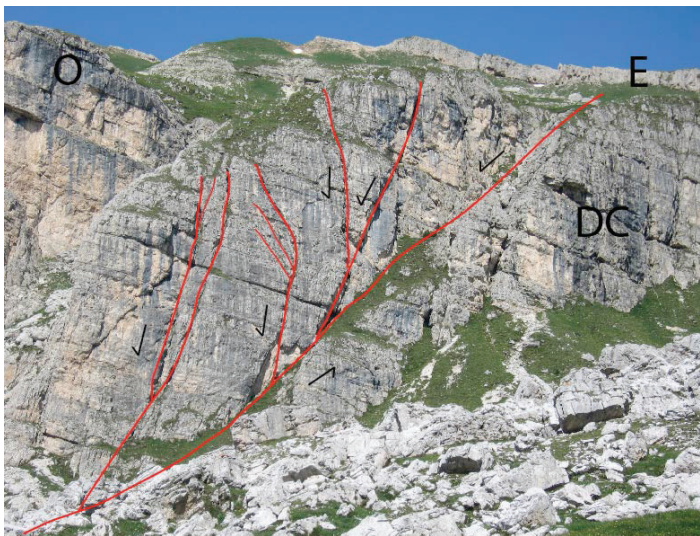


Fig. 32 Horsetail - Splay in Dolomia Cassiana.

Il rigetto di queste faglie è ben visibile, anche se minimo (50 cm) in Dolomia Cassiana mentre è assente sul Membro del Lagazuoi. Ciò, oltre ad escludere ulteriormente una riattivazione alpina, suggerisce che l'attività di questa faglia fosse sin-deposizionale al Membro delle Areniti del Dibona ma precedente al bancone carbonatico soprastante che sutura tale faglia.

Dalle analisi svolte è quindi emerso che ai Lastoni di Formin la Formazione di Heiligkreuz si è depositata senza sostanziali controlli strutturali. L'unica faglia sin-sedimentaria rilevata non comporta comunque rilevanti variazioni negli spessori.

6. Conclusioni

Dal lavoro di tesi svolto sono emersi vari aspetti che caratterizzano i rapporti tra tettonica e sedimentazione nell'ambito della Fm. di Heiligkreuz ai Lastoni di Formin.

In particolare lo studio e la correlazione delle sezioni stratigrafiche hanno messo in risalto la presenza di una transizione verticale (in senso stratigrafico) tra sedimentazione prevalentemente terrigena e prevalentemente carbonatica congiuntamente ad una variazione laterale in senso Est-Ovest di tali litosomi. Si assiste infatti in quest'area ad un graduale sviluppo delle *facies* terrigene verso Ovest a discapito della sedimentazione carbonatica che presenta spessori via via minori.

L'analisi successiva è andata ad indagare l'eventuale controllo strutturale di tale variazione laterale. Le strutture studiate, sia ai Lastoni di Formin che nelle zone limitrofe, presentano generale andamento meridiano.

Le dislocazioni avvengono prevalentemente in senso normale e solo in un caso si è riscontrata una riattivazione tardiva in trascorrenza che ha portato alla formazione di una struttura a fiore negativo. Nel valutare l'attività sin-sedimentaria delle faglie si sono misurate le variazioni di spessore del Membro delle Areniti del Dibona ad Est e ad Ovest della faglia maggiore presente ai Lastoni di Formin, non riscontrando alcuna variazione sostanziale che non fosse imputabile ad errori nell'acquisizione dati. Non si è pertanto riscontrato alcun indicatore che potesse convalidare l'ipotesi di un controllo strutturale nell'ambito della sedimentazione della Fm. di Heiligkreuz ai Lastoni di Formin.

Bibliografia

ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F. (1977)-*Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico ed interpretazione genetica*. L'ind. Miner., 28: 367-402

BALLA Z. (1988)-*Clockwise paleomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary)*. Tectonophysics, 145: 277-292.

BECHSTÄDT T., BRANDNER R., MOSTLER H. & SCHMIDT K. (1978)-*Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps*. Neues Jahrb. Geol. Paleont. Abh., 156(2): 157-158.

BLENDINGER W. (1985)-*Middle Triassic strike-slip tectonics and igneous activity of the Dolomites (Southern Alps)*. Tectonophysics, 113: 105-121.

BOSELLINI A. (1965)-*Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., 15: 1-72

BOSELLINI A. (1968)-*Paleogeologia preanistica delle Dolomiti centrosettentrionali*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat., Nat., serie VIII, 9(1): 3-33.

BOSELLINI A. (1973)-*Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. Acc. Naz. Lincei Quad., 183: 163-205.

BOSELLINI A. (1984)-*Progradation geometries of carbonate platforms: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy*. Sedimentology, 32: 1-24.

BOSELLINI A., DAL CIN R. & GRADENIGO A. (1978)-*Depositi litorali raibliani nella zona di Passo Falzarego (Dolomiti Centrali)*. Ann. Univ. di Ferrara, sez.5: 223-237

BOSELLINI A., MASETTI D. & NERI C. (1982)-*La geologia del passo Falzarego*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (ed.) "Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale": 273-278.

BRANDNER R. (1984)-*Meeresspiegelschwankungen und Tectonic in der Trias der NW Tethys*. Jahrb. Geol. Bundesanst., 126: 287-325.

BREDA A. & PRETO N. (2011)-*Anatomy of an Upper Triassic continental to marginal-marine system: the mixed siliciclastic-carbonate Travenanzes Formation (Dolomites, Northern Italy)*. Sedimentology 58 (6), 1613-1647.

BRODIE K.H. & RUTTER E.H. (1987)-*Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy*. Tectonophysics, 140. 203-210.

BUSER S. (1989)-*Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin*. Mem. Soc. Geol. It., 40: 313-320.

CAPUTO R. (1996)-*The polyphase tectonics of Eastern Dolomites*. Mem. Sc. Geol., 48: 93-106.

CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAVILLA E. (1980)-*Middle Triassic magmatism in the Southern Alps II: a geodynamic model*. Riv. It. Paleont. Strat., 85: 1111-1124.

- COUSIN M. (1973)-*Le sillon slovène: les formations triasiques, jurassiques et néocomiennes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale, Alpes méridionales) et leurs affinité dinarique*. Bull. Soc. Géol. France, 15: 326-339.
- COUSIN M. (1981)-*Le rapport Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie e de la Yougoslavie*. Soc. Geol. Du Nord, 5(1-2): 1-1042.
- DAL PIAZ G. V. (1993)-*Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, 327-344.
- DAL PIAZ G. V. & MARTIN S. (1998)- *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico*. Memorie di Scienze Geologiche, 53: 43-62.
- DAL PIAZ G., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003)-*Geological outline of the Alps*. Episodes, 26: 175-180.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SIORPAES C. & VAIL P. R. (1993)-*Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. Mem. Sc. Geol., 45: 1-27
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P. & ROGHI G. (2000)-*Carnian stratigraphy in the Raibl/Cave del Predil area (Julian Alps, Italy)*. Eclogae Geol. Helv., 93: 331-347.
- DERCOURT J., ZONESHAİN P., RICOU L., KAZMIR V., LE PICHON X., KNIPPER A., GRANDJACQUET C., SBORTSHICOF I., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D., BOULIN J., SIBUET J., SAVOSTIN L., SOROKHTIN O., WESTPHAL M. & BAZHENOV (1986)-*Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, 123: 241-315.
- DOGLIONI C. (1982)-*Tettonica triassica nella Valle di Livinallongo (Dolomiti centrali)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, 8: 1-20.
- DOGLIONI C. (1984)-*Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti*. Giorn. Geol., serie 3, 46: 47-60.
- DOGLIONI C. & CASTELLARIN A. (1985)-*A geologic schematic cross section of eastern Southern Alps*.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987)-*Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, 76: 735-754.
- DOGLIONI C. (1987)-*Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. Journ. Struct. Geol., 9: 181-193.
- DOGLIONI C. & NERI C. (1989)-*Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. Rend. Soc. Geol. It., 11: 197-204.
- DOGLIONI C. (1992)-*Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine inversion in the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., 85(1): 105-126.
- GIANOLLA P. (1995)-*Stratigrafia sequenziale al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino Orientale)*. Ann. Univ. di Ferrara (N.S.), sez.9, Scienze Terra, 5: 49-57.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. (1998a)-*Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps. Definition of sequences and basin evolution*. In: P. DE GRACIANSCKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN, P. VAIL & D. ULMER-SCHOLLE (ed.) "Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins" 60: 723-751.

GIANOLLA P., RAGAZZI E. & ROGHI G. (1998b)-*Upper Triassic amber from the Dolomites (Northern Italy). A paleoclimatic indicator?* Riv. It. Paleont. Strat., 104(3): 381-390.

GIANOLLA P., ROGHI G. & DE ZANCHE V. (2003)-*An upper Tuvanian platform-basin system in the Julian Alps: the start-up of the Dolomia Principale (Southern Alps, Italy).* *Facies*, 49: 135-150, Pl. 19-23, 5 Figs. Erlanger.

HORVÁTH F. (1984)-*Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides.* Ann. Geophys., 2: 147-154.

KEIM L., BRANDNER R., KRISTYN L. & METTE W. (2001b)-*Termination of Carbonate Slope Progradation: An example From the Carnian of the Dolomites, Northern Italy.* Sediment. Geol., 143 (no. 3-4): 303-323.

MARINELLI M., VIEL G. & FARABEGOLI E. (1980)-*Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico* . L'Ind. Miner., 1(s. 3): 1-14. Roma.

MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C & JOBSTRAIBIZER P.G. (1986)-*A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy).* IAS Spec. Pubbl., 8: 141-168.

MASSIRONI M., ZAMPIERI D. & CAPORALI A. (2006)-*Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy)*

MAZZOLI S. & HELMAN M. (1994)-*Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics.* Geol. Rund., 83: 275-286.

MOJSISOVICS E. VON (1879)-*Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichten der Alpen.*: 1-552. Wien

MÜNSTER G. (1834)-*Das Kalkmergellager von St. Cassian und die darin befindlichen Ceratiten.* Leonhard u Bronn's Jahrb.: 1-15, 2 tavv. Stuttgart.

NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAOPUTO R., BOSELLINI A. (2007)-*Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 029 Cortina d'Ampezzo.* A.P.A.T SystemCart 1 -200

PIA J. (1937)-*Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*, 248 pp., Wien.

PISA G., M., M. & VIEL G. (1980)-*Infraraibl Group: a proposal (Southern Calcareus Alps, Italy).* Riv. It. Paleont. Strat., 85(3-4): 683-1002.

PLATT J., BEHRMANN J., CUNNINGHAM P., DEWEY J., HELMAN M., PARISH M., SHEPLEY M., WALLIS S. & WESTON J. (1989)-*Kinematic of the Alpine arc and the motion history of Adria.* Nature, 337: 158-161.

PRETO N. & HINNOV L. A. (2003)-*Unraveling the Origin of Carbonate Platform Cyclothems in the Upper Triassic Durrestein Formation (Dolomites, Italy).* Journal of Sedimentary Research, 73 (no. 5): 774-789.

PRETO N., FRANCESCHI M., GATTOLIN G., MASSIRONI M., RIVA A., GRAMIGNA P., BERTOLDI L., NARDON S. (2011)-*The Latemar: a Middle Triassic polygonal fault-block platform controlled by syndimentary tectonics.* Sedimentary Geology 234 (1-4), 1-18.

ROGHI G., RAGAZZI E., GIANOLLA P. (2006)-*Triassic Amber of the Southern Alps (Italy)*. *Palaios*, 21(2): 143-154.

SCHLAF J., LEIN, R. & KRISTYN, L. (1997)-*Sequence stratigraphy of Upper Triassic carbonate platform margins in the Julian Alps (Slovenia)-an example for tectonic control on the development of systems tracts*. *Gaea heidelberg.*, 3: 303-304.

SCHÖNBORN G. (1999)-*Balancing cross section with kinematic constraints: The Dolomites (northern Italy)*. *Tectonics*, 18(3): 527-545.

STAMPFLI G., MARCOUX J. & BAUD A. (1991)-*Tethyan margins in space and time*. *Palaeog.*, *Palaeocl.*, *Palaeoec.*, 87: 373-409.

STEFANI M., BRACK P., GIANOLLA P., KEIM L., MAURER F., NERI C., PRETO N., RIVA A., ROGHI G. & RUSSO F. (2004)-*Triassic carbonate platforms of the Dolomites: carbonate production, relative sea-level fluctuations and the shaping of the depositional architecture*. 32^{dn} Int. Geol. Congr.: 1-44.

WINTERER E. & BOSELLINI A. (1981)-*Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65: 394-421.