



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Scienze Geologiche
Direttore Prof.sa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE
IN
GEOLOGIA

***FOTOGRAMMETRIA E ANALISI STRUTTURALE DELLA
FAGLIA DEL MONTE CORNELLO (TRENTINO)***

Relatore: Prof. Matteo Massironi
Correlatori: Dott. Marco Franceschi
Dott. Alessandro Rizzi

Laureando: Mattia Martinelli

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

Indice

Abstract	pg. 5
Introduzione	pg. 7
1. Inquadramento geologico	pg. 9
1.1 Stratigrafia	pg. 10
1.2 Evoluzione tettonico-strutturale	pg. 15
2. La Carta geologica	pg. 17
3. I dati LIDAR e le ricostruzioni stereo-fotogrammetriche	pg. 18
4. Il modello 3D	pg. 22
5. Integrazione del modello strutturale 3D con il modello fotogrammetrico	pg. 23
6. Analisi strutturale	pg. 25
6.1 Il graben del Monte Cornello	pg. 27
6.2 Evoluzione strutturale del complesso del Monte Cornello	pg. 30
7. Conclusioni	pg. 32
8. Ringraziamenti	pg.34
9. Bibliografia	pg. 35

Abstract

La zona del Sudalpino, ha subito a partire dalla fine del Triassico due importanti eventi tettonici. Il primo è il rifting Norico-Liassico, che ha portato alla frammentazione della Dolomia Principale in alti e bassi strutturali, attraverso la formazione di faglie normali con andamento N-S. Nelle zone di alto strutturale, in particolare sulla Piattaforma di Trento si depone il Gruppo dei Calcari Grigi, le cui formazioni presentano chiari segni di tettonica sinsedimentaria distensiva. Il secondo è la compressione alpina avvenuta nel Neogene, che ha portato alla formazione di thrust sudvergenti e alla riattivazione in trascorrenza delle faglie normali Liassiche. Il Monte Cornello, oggetto di studio di questa tesi, rappresenta un chiaro esempio dell'evoluzione strutturale avvenuta nel Sud-Alpino. Attraverso la realizzazione di una carta geologica in scala 1:10.000 e di un modello tridimensionale realizzato anche con l'ausilio di tecniche fotogrammetriche, è stata effettuata un'analisi strutturale delle faglie presenti sul Monte Cornello. Ciò ha permesso di stabilire l'evoluzione deformativa del settore sia durante la distensione giurassica che durante la compressione alpina.

Abstract

From Late Triassic onward, the Southern Alps underwent two important tectonic events. The first is the Norian-Liassic extension, which led to the fragmentation of Dolomia Principale platform into high and low paleostructural domains, controlled by N-S normal faults. On the high domains and, in particular, on the Trento Platform the Calcarei Grigi group deposited during the extensional event as shown by several synsedimentary evidences recorded on most of the Group formations. The second tectonic event is the alpine compression, which occurred during Neogene. This event has led to the formation of sudvergent Thrusts and strike-slip reactivation of the Liassic normal faults. In The Monte Cornello, which is the main object of this study, is well recorded the whole structural evolution of the Southern Alps. Through the realization of a geological map in 1:10000 scale and a 3D model, obtained also with the help of photogrammetric techniques, a structural analysis of the Monte Cornello faults was carried out. This has allowed us to establish the evolution of the deformation in the area during the Jurassic extension as well as during the Alpine compression.

Introduzione

Con il presente lavoro si vuole definire geometria, età e cinematica del sistema di faglie del Monte Cornello che si trova nei pressi di Mezzolombardo in Provincia di Trento. Per raggiungere questo scopo si è deciso di realizzare una carta geologica con un accurato lavoro di campagna e di utilizzare un modello tridimensionale ricavato grazie ai dati LIDAR forniti dalla Provincia Autonoma di Trento e l'utilizzo del programma Gocad. Il modello tridimensionale ottenuto è stato integrato nelle zone di maggior interesse con i dati tridimensionali ottenuti da riprese fotogrammetriche e l'uso dei programmi Polyworks e Agisoft Photoscan.

Il lavoro si è svolto secondo le seguenti fasi:

- 1) Da agosto 2012 a febbraio 2013 è stato eseguito il lavoro di campagna, con acquisizione dei dati necessari per la realizzazione della carta geologica. Come base topografica è stata utilizzata la carta tecnica regionale 1:10.000 della provincia autonoma di Trento. A causa dei pochi affioramenti presenti nell'area di studio il lavoro di rilevamento ha richiesto molto tempo e ripetute verifiche.
- 2) Da febbraio 2013 a maggio 2013 si è svolto uno stage al museo tridentino di scienze naturali sotto la guida del dott. Marco Franceschi, per imparare a usufruire dei programmi necessari per l'elaborazione del modello tridimensionale. In questa fase è avvenuta la stesura definitiva della carta geologica e la sua digitalizzazione utilizzando il programma ArcGis nonché la realizzazione dei profili geologici necessari per lo studio del rigetto del sistema di faglie del Monte Cornello e la realizzazione del modello tridimensionale. Quest'ultimo è stato ottenuto tramite la ricostruzione dei piani coincidenti con le faglie e i contatti stratigrafici.

3) L'analisi fotogrammetrica è stata realizzata presso la Fondazione Bruno Kessler di Trento, con l'aiuto del dottor Alessandro Rizzi .

Dopo l'acquisizione delle immagini in campagna , si è utilizzato Polyworks e Agisoft Photoscan per la ricostruzione tridimensionale.

Il modello fotogrammetrico è stato quindi sovrapposto al modello tridimensionale in modo da migliorare la qualità dell' immagine nella zona di interesse per l'interpretazione strutturale.

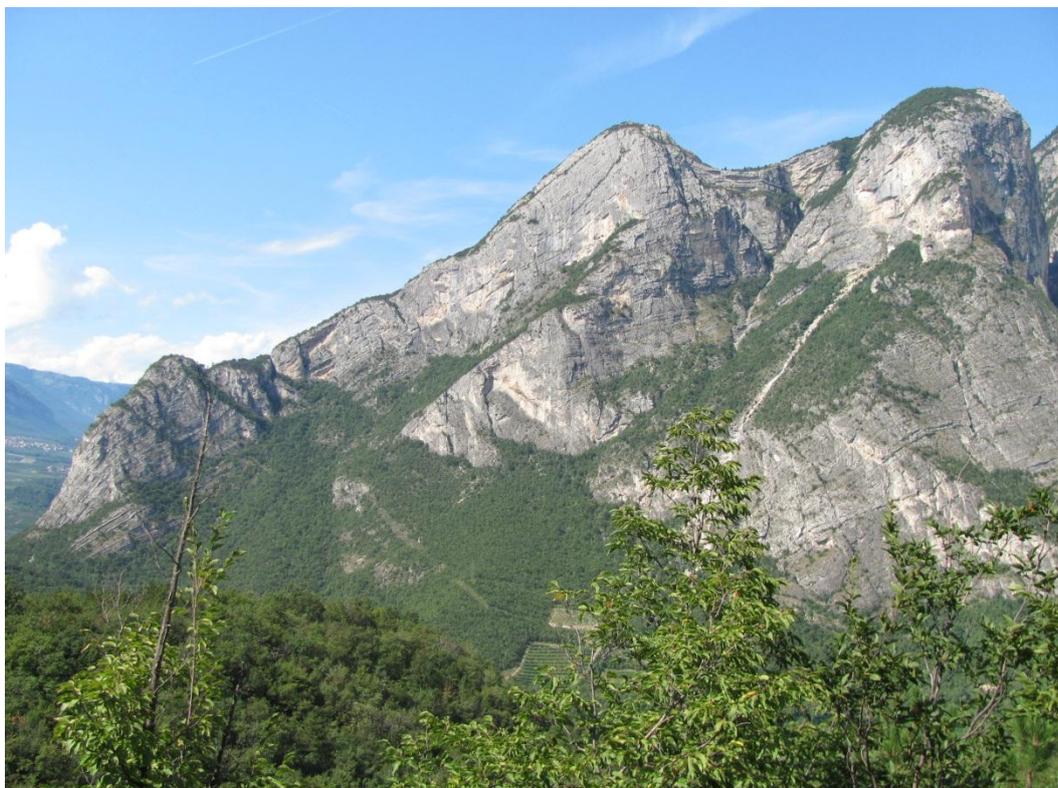


Figura 1: Il Monte Cornello visto da Sud

1. Inquadramento geologico

L'area studiata si trova in Trentino nei pressi dell'abitato di Mezzolombardo, quindi nel Sud-alpino Orientale che rappresenta la zona non metamorfica della catena Alpina. Il Sud-Alpino è caratterizzato dalla presenza di thrust-sud vergenti, ed è separato tramite il Lineamento Periadiatico dalle Alpi in senso stretto caratterizzate da metamorfismo subduittivo collisionale e vergenza europea.

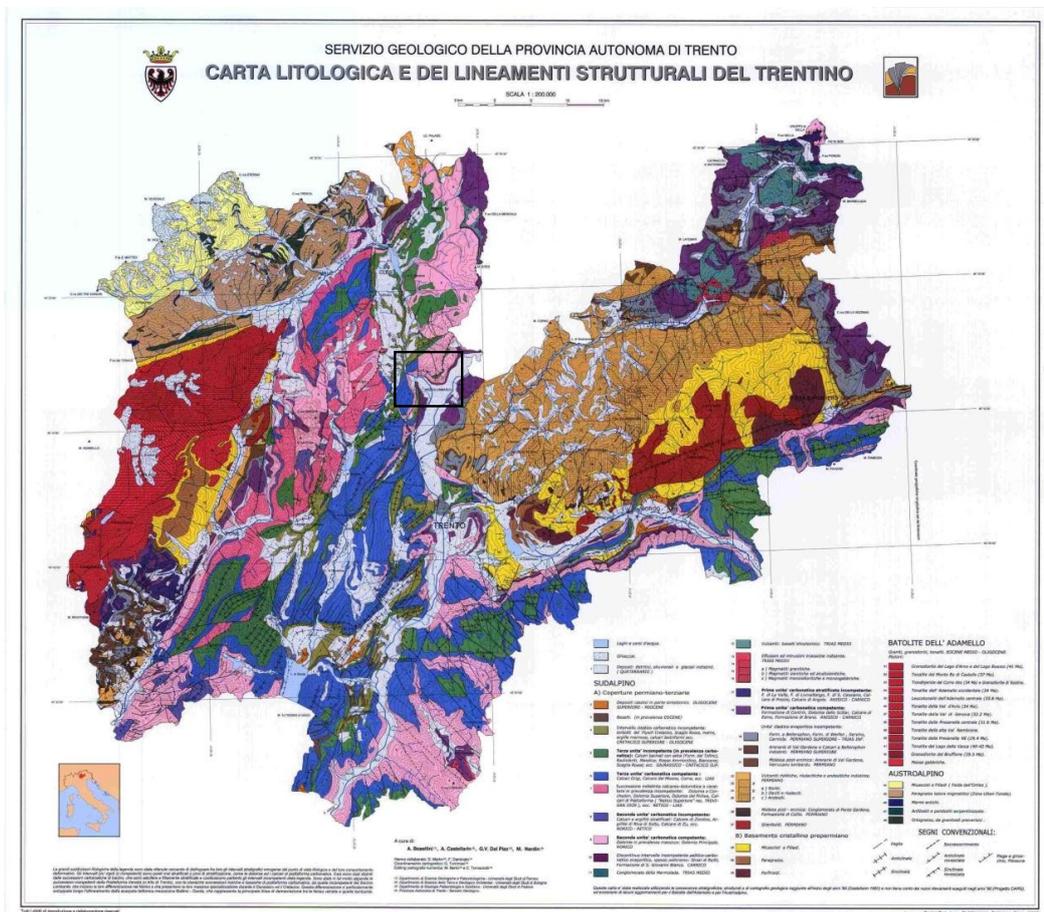


Figura 2: Carta geologica del Trentino. (A. Bosellini et al., 1999). Nel rettangolo l'area studiata

Le rocce affioranti nel Sud-Alpino ed, in particolare nelle zone circostanti l'area di studio vanno dal basamento metamorfico formatosi durante l'orogenesi ercinica (350-320 Ma) alle coperture, sia sedimentarie che vulcaniche, con età che vanno dal Permiano al Miocene.

In particolare nella zona studiata, le sequenze affioranti sono la Formazione dello Scillar (Anisico Sup. – Ladinico inf.), la Dolomia Principale (Carnico superiore – Retico), il Gruppo dei Calcari Grigi (Hettangiano – Pliensbachiano) e il Rosso Ammonitico Veronese (Bajociano sup. – Titoniano inf.).

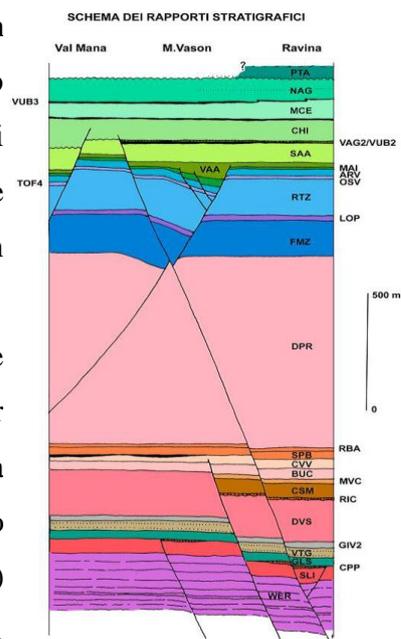


Figura 3: Schema dei rapporti stratigrafici (Trias-Giurassico) in Val d'Adige (M. Avanzini)

1.1 Stratigrafia

Tralasciando la Formazione dello Scillar (Anisico Sup. – Ladinico inf.), poco importante ai fini del presente studio, mi soffermerò sulle altre formazioni affioranti.

La Dolomia Principale, qui con uno spessore di circa 500 metri, si presenta ben stratificata costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici con prevalenti facies lagunari. L'ambiente deposizionale è quello di una vasta e articolata piattaforma carbonatica dolomitizzata precocemente.

Durante il Lias la piana tidale della Dolomia Principale viene sottoposta ad una tettonica estensionale che si genera a causa dell'apertura dell'Atlantico centro-settentrionale e dell'oceano Ligure Piemontese.

La Dolomia Principale viene così frammentata in alti e bassi strutturali che nella regione del Sud-Alpino, si susseguono da ovest verso est, individuando i seguenti

domini: Bacino Lombardo, Piattaforma di Trento, Bacino Bellunese e Piattaforma Friulana.

L'area oggetto del nostro studio si trova al margine occidentale della piattaforma di Trento. Qui la successione liassica al di sopra della Dolomia Principale, prende il nome di Gruppo dei Calcari Grigi il quale comprende quattro formazioni: La Formazione di Monte Zugna, il Calcare oolitico di Loppio, la Formazione di Rotzo e il Calcare oolitico di Massone.

Formazione di Monte Zugna (FMZ, Hettangiano - Sinemuriano inferiore)

Nella Formazione del Monte Zugna (Membro inferiore Auct.) sono riconoscibili tre litofacies generalmente sovrapposte: A) calcari prevalentemente micritici od oolitico bioclastici in sequenze cicliche submetriche e metriche fortemente bioturbate, B) calcari stromatolitici organizzati in una successione prevalentemente peritidale caratterizzata da cicli a scala metrica grossomodo bipartiti in una unità inferiore subtidale (potente tra 10 e 100 cm) ed una superiore di tipo inter -sopratidale (potente tra 2-3 e 60 cm), C) calcari micritici pseudonodulari e marne scure organizzati in una successione prevalentemente subtidale nella quale sono riconoscibili cicli con livelli carbonatici di base (potenti da 20 a 120 cm) cui seguono sottili livelli argillosi scuri, fino a nerastri.

Il limite inferiore con la Dolomia Principale è graduale quando tra le due unità si interpone una fascia di dolomitizzazione altrimenti netto paraconcordante quando la Formazione di monte Zugna si appoggia sui livelli a teepee e paleosuoli del tetto della Dolomia Principale. Lo spessore è di 100-150 m.

Le associazioni algali sono caratteristiche del Lias (*Heteroporella* cf. *ellembergeri*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Palaeodasycladus gracilis*, *Tersella alpina*, *Sestrospera liasina*, *Fanesella dolomitica*, *Rivularia moldavica*, *Thaumatoporella* spp.). In tutta la formazione, ed in particolare nella sua porzione inferiore, sono presenti foraminiferi agglutinanti riconducibili a *Textularidae* ed *Ataxofragmidae* e rari esemplari di *Lituolidae* (*Mayncina* cf. *termieri*) e *Trocoline* .

Sono riconoscibili inoltre resti di alghe solenoporacee, *Aeolisaccus dunningtoni*, ostracodi, piccoli gasteropodi e resti di echinodermi, bivalvi e coralli.

Calcare Oolitico di Loppio (LOP, Sinemuriano medio - superiore)

Il Calcare oolitico di Loppio è costituito da una successione di calcari oolitici grossolani in prevalenza a cemento spatico (grainstone) e di colorazione bianca o grigio-chiara, con granuli formati in prevalenza da ooidi e botroidi e in parte da intraclasti e bioclasti. Si tratta di sequenza mal stratificata o in spesse bancate da metriche fino a decametriche, talora con lamine trattive parallele od inclinate a basso angolo, più raramente a stratificazione incrociata. Il tetto è caratterizzato da una unconformity riscontrabile alla scala dell'intero bacino dell'Adige. Limite inferiore graduale su FMZ. Spessore 10-30m.

Formazione di Rotzo (RTZ, Carixiano - Domeriano)

La Formazione di Rotzo è indubbiamente l'unità più rappresentativa del Gruppo. Depositata in ambiente prevalentemente subtidale (Clari, 1976; Masetti et alii, 1998), questa unità risulta internamente organizzata in sequenze asimmetriche (cicli) thickening e shallowing upward, di spessore mediamente metrico (Masetti et alii, 1998). E' divisibile in due litofacies sovrapposte (talvolta l'unità basale può essere ridotta o assente): A) una inferiore, caratterizzata dal prevalere di litofacies calcareo marnose, in cui strati metrici di packstone a peloidi bioturbati si sovrappongono ad alternanze calcareo-marnose decimetriche; B) una superiore (ma che può essere spesso esclusiva), in cui il tetto dei cicli è frequentemente caratterizzato dalla presenza dei cosiddetti banchi a Lithiotis (a geometria sia tabulare che lenticolare, mound), costituiti da bivalvi coloniali. In questa porzione superiore della Formazione di Rotzo sono ben rappresentate anche biocalcareni ruditiche e calcareniti oolitico-intraclastiche in strati e banchi di spessore superiore al metro. Questi livelli sono spesso intercalati nella successione all'interno dei cicli tidali, registrando anche episodi di elevata energia (strati di

tempesta). Limite inferiore paraconcordante o discordante su LOP. Spessore 150m.

Calcere Oolitiche di Massone (OM, Domeriano)

Corrisponde all'Oolite di Massone (Auct.). E' costituito da una successione, in strati generalmente metrici, di calcari oolitici a cemento spatico (grainstone) di colorazione grigio-chiara fino a bianca talora con stratificazione o laminazione incrociata. Le ooliti, oncoidi e botroidi, sono generalmente predominanti rispetto ai bioclasti e spesso esclusivi. Le ooliti di questa unità si differenziano da quelle del Calcere oolitico di S. Vigilio in base alla struttura concentrica, alla micritizzazione dei cortici e alle dimensioni maggiori dei granuli. L'assenza di strutture sedimentarie quali stratificazioni incrociate a grande scala caratteristiche invece del Calcere oolitico di San Vigilio, contribuiscono a distinguere questo litosoma alla scala dell'affioramento.

L'ambiente deposizionale della Formazione di Monte Zugna corrisponde a ambienti di piana di marea frequentemente emersa che passa progressivamente ad ambienti più subtidali. Questa Formazione attraversa l'intera piattaforma con piccole variazioni di spessore. Il calcere oolitico di Loppio rappresenta un evento di approfondimento ambientale registrato più o meno simultaneamente in vasti settori della Tetide. Lo spessore della Formazione aumenta andando da est (30 metri sul altipiano dei Sette Comuni) a ovest della Piattaforma di Trento e raggiunge il massimo spessore in corrispondenza del margine occidentale di essa (200 metri nella sezione di Santa Massenza, in Val del Sarca). Questa geometria a prisma, che si ispessisce verso occidente e si chiude con un evidente unconformity al tetto, suggerisce che l'unità in questione rappresenti un insieme di corpi sabbiosi costieri che accompagnava la progressiva risalita del livello del mare da ovest verso est e che la sua sovrapposizione alla Formazione di Monte Zugna, sia la registrazione di un collasso tettonico nei settori occidentali della Piattaforma di Trento da riferirsi all'evoluzione giurassica dell'intero margine continentale

(D.Masetti et al. 1998). Per quanto riguarda la formazione di Rotzo invece l'ambiente deposizionale corrisponde a quello che potrebbe essere definito una rampa-laguna, cioè ad una laguna racchiusa da complessi oolitici marginali con rampe deposizionali a basso gradiente con basse profondità ma sempre e comunque subtidali. (D.Masetti et al.,1998) La Formazione di Rotzo raggiunge il suo spessore minimo nella parte più occidentale della Piattaforma di Trento. Presenta inoltre brusche variazioni di spessore, anche su brevi distanze, all'interno della Piattaforma di Trento, dovute alla presenza di faglie sin-sedimentarie legate al Rifting giurassico.

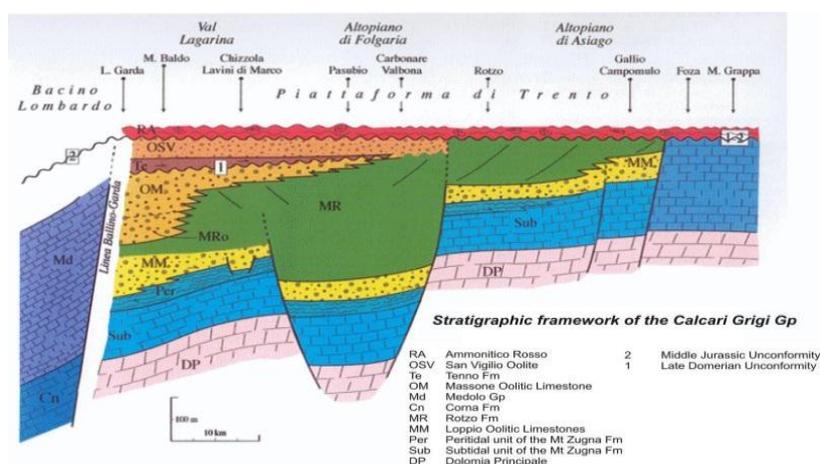


Figura 4: Schema stratigrafico del Gruppo dei Calcarei Grigi sulla Piattaforma di Trento, sezione E-W. (M. Avanzini).

Il calcare di Massone rappresenta l'inizio del definitivo annegamento della Piattaforma di Trento con la migrazione verso l'interno della piattaforma dei corpi oolitici marginali.

Durante il Dogger la piattaforma sprofonda definitivamente e passa a condizioni pelagiche, diventando un plateau con una profondità che poteva raggiungere anche i mille metri. In queste condizioni si ha la deposizione della Formazione del Rosso Ammonitico Veronese, costituito da sedimenti calcarei fini depositatisi con un tasso di sedimentazione molto basso (meno di un millimetro ogni mille anni).

1.2 Evoluzione tettonico-strutturale

Se non si tiene conto della tettonica pre-Triassica e Triassica in quanto di età precedente alle formazioni presenti nell'area di studio, le principali fasi tettoniche che hanno caratterizzato la zona di rilevamento sono due:

1. Rifting Norico –Liassico
2. Compressione Neogenica

1. In prossimità dell'area oggetto di studio le prime testimonianze di questa fase si ritrovano al interno della Dolomia Principale. In Valsugana infatti i Calcari Grigi si trovano in discordanza angolare al di sopra della Dolomia Principale il cui

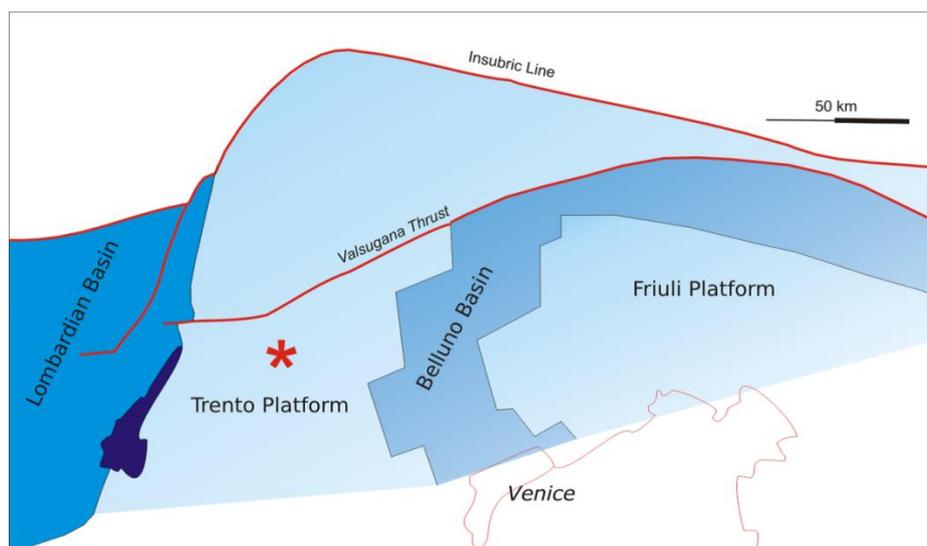


Figura 5: La paleogeografia del Sud-Alpino durante il Lias.

spessore è ridotto anche di centinaia di metri. Questo suggerisce una frammentazione della Piattaforma data da una tettonica distensiva che annuncia il successivo e più importante rifting Giurassico (Bosselini e Hardie, 1978). Alla fine del Triassico, l'intera piattaforma della Dolomia Principale viene sottoposta a una tettonica estensionale, legata all'apertura del oceano Atlantico Settentrionale e dell'oceano Ligure Piemontese.

Bassano-Valdobbiadene) con un andamento medio ENE-OSO e alla riattivazione in trascorrenza delle faglie estensionali sin-sedimentarie legate alla precedente evoluzione della Piattaforma di Trento.

2. La Carta Geologica

La Carta geologica, è stata realizzata utilizzando come base topografica la carta tecnica regionale 1:10.000 per i rilievi in campagna, mentre per la digitalizzazione con Arcgis è stato utilizzato il DTM della Provincia Autonoma di Trento.

Carta geologica del Monte Cornello

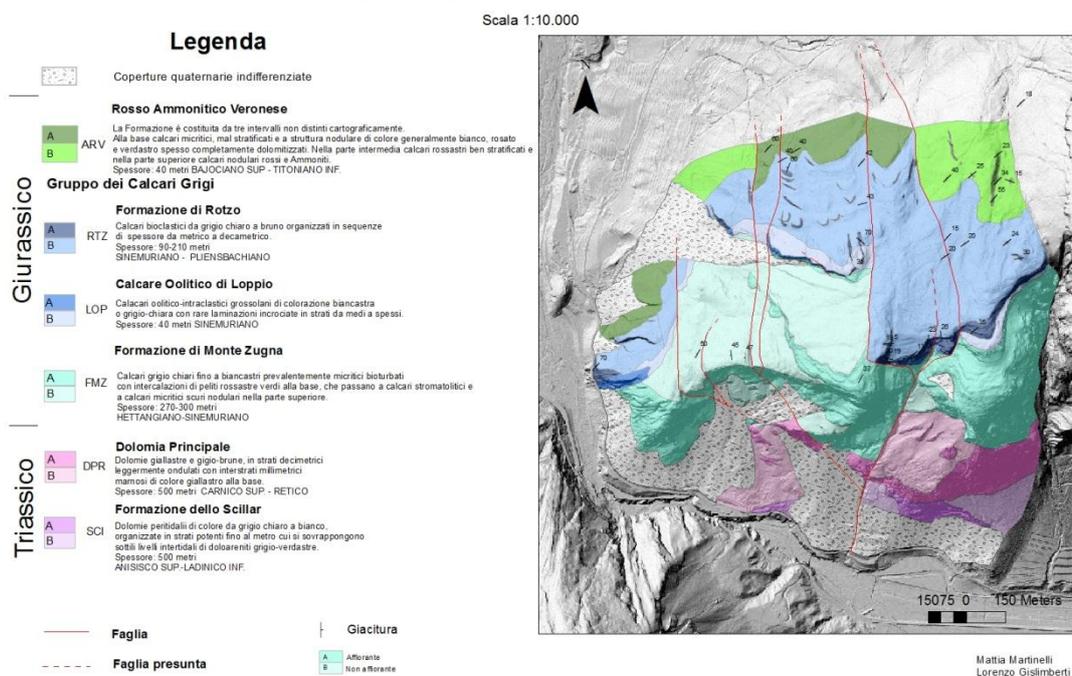


Figura 8: La Carta geologica in scala 1:10.000, realizzata per questa tesi.

Le litologie affioranti sono la Formazione dello Scillar, la Dolomia Principale, il Gruppo dei Calcari Grigi e il Rosso Ammonitico. È presente una serie di faglie normali con direzione N-S e NNO-SSE e subito a est del Monte Cornello, troviamo il graben oggetto principale dello studio.

3. I dati LIDAR e le ricostruzioni stereo-fotogrammetriche

Il rilevamento LIDAR (Light Detection and Ranging) è una tecnica di telerilevamento per l'esecuzione di rilievi topografici ad alta risoluzione. Esso permette, tramite un sistema laser e un sensore, di rilevare punti nello spazio. Questi sistemi sono utilizzati per rilevare oggetti in campo architettonico, archeologico, geologico, etc. Ad esempio dai dati tridimensionali rilevati (nuvola di punti), che rappresentano la realtà, possono essere estratte informazioni metriche. Questi sistemi di rilevamento possono essere, con opportuni accorgimenti, essere montati su dispositivi mobili come aerei o elicotteri..

Ciò permette il rilevamento di un vasto territorio dall'alto ad elevata risoluzione (per il LIDAR la risoluzione è di 2 metri) e con un'alta velocità di acquisizione dei dati. Implica però costi elevati e elevate competenze nell'elaborazione dei dati.

Da un rilievo LIDAR si ottiene una nuvola di punti e ad ogni punto sono associate diverse informazioni: tre coordinate spaziali (planimetria e quota) valore di intensità(in base al ritorno del raggio laser), etc.

Dalla nuvola di punti totale vengono utilizzati opportuni algoritmi per ottenere un Modello Digitale di Superficie (DSM, Digital Surface Model). Questo è una superficie tridimensionale che rappresenta il suolo rilevato ma che non discrimina se terreno, edifici, alberi, etc. Per riuscire ad ottenere un modello del terreno (DTM, Digital Elevation Model) sono necessarie ulteriori elaborazioni che comprendono sia un filtraggio automatico che manuale.

Il modello LIDAR DTM e DSM della Provincia Autonoma di Trento è stato estratto da una rilevazione nadirale tramite sistema a scansione laser. Ne consegue che dove la superficie topografica diventa pressoché verticale, la superficie visibile (riflettente) si riduce e la nuvola di punti diventa di conseguenza molto poco densa. Questo capita per ogni tipo di rilievo nel quale la superficie di acquisizione sia per sua morfologia non perpendicolare al sistema di rilevamento

dei dati. Quindi, sebbene la risoluzione dello strumento rimanga costante i triangoli ottenuti durante la realizzazione del modello 3D saranno molto grandi e la risoluzione del modello molto scarsa.

Per ovviare a questo problema si è pensato di integrare il modello 3D, con un modello ottenuto tramite l'utilizzo della Fotogrammetria terrestre.

La Fotogrammetria è una tecnica di rilievo che oggi si sviluppa soprattutto per lo studio del territorio, ed è uno strumento che va via via diffondendosi sempre più in quanto permette di ricavare informazioni metriche da un oggetto utilizzando dei fotogrammi dell'area studiata. Inoltre, lo sviluppo della fotografia digitale e di software sempre più potenti, in grado di elaborare le immagini, permette un utilizzo sempre maggiore di questa tecnica.

La fotogrammetria stereoscopica, il metodo da noi utilizzato, consente di riportare l'oggetto fotografato all'interno di un sistema geometrico di coordinate spaziali x , y , z . Questo permette anche di ricavare i valori di quota e profondità di ogni punto. Per fare questo, è necessario fotografare lo stesso oggetto da almeno due punti di vista differenti, per ricavare informazioni 3D dalle aree di sovrapposizione, in modo da ricavarne una visione tridimensionale. La fotogrammetria pertanto stabilisce una relazione geometrica fra le immagini (2D) e la scala reale (3D) al momento della ripresa fotografica, una volta ricostruita questa relazione, è possibile ottenere informazioni metriche sull'oggetto. (Russo & Remondino, 2011).

Il processo di elaborazione per la creazione di un modello 3D fotogrammetrico è costituito, oltre che dall'acquisizione delle fotografie dell'oggetto da studiare, dalle seguenti fasi:

1. Calibrazione della foto-camera per determinare l'orientamento interno;
2. Triangolazione delle immagini per determinare l'orientamento esterno;
3. Restituzione 3D della scena per derivare una nuvola di punti non strutturata;
4. Creazione di un modello 3D strutturato;
5. Texture mapping e visualizzazione del modello 3D foto-realistico.

Una foto-camera possiede dei parametri di orientamento interno, come ad esempio la lunghezza focale e la posizione del punto principale (x, y) . Questi parametri, devono essere calibrati per correggere eventuali errori come, ad esempio, la distorsione dell'ottica della camera. Completato l'orientamento interno si procede alla determinazione dell'orientamento esterno delle immagini, che con dei calcoli numerici mette in relazione le coordinate dei punti omologhi (punti riconoscibili su più immagini ed utili a derivare le equazioni di collinearità che permettono la ricostruzione fotogrammetrica) visualizzati sulle immagini con le rispettive coordinate tridimensionali.

A questo punto vengono effettuate varie misure di punti omologhi tra le immagini, il che permette di procedere alla restituzione grafica, viene cioè creata una nuvola di punti derivata dai punti omologhi. In questa fase vengono anche ricalcolate le coordinate 3D dell'oggetto utilizzando le equazioni di collinearità che tengono conto dei parametri interni e esterni.

La nuvola di punti ottenuta, viene poi convertita in una mesh a triangoli, che viene poi trasformata in una texture fotografica per una migliore resa grafica.

Si ottiene così un modello 3D fotogrammetrico.

Il lavoro di tesi svolto si proponeva di realizzare un modello tridimensionale fotogrammetrico ad alta risoluzione della struttura del graben situato a est del Monte Cornello, per poter meglio osservare i limiti e l'andamento delle faglie e per integrare il dato LIDAR per una migliore ricostruzione del modello geologico strutturale in 3D.

Il lavoro, svolto in collaborazione con la Fondazione Bruno Kessler e con l'aiuto del dott. Alessandro Rizzi, ha avuto due fasi principali:

1. Acquisizione dei dati in campagna
2. Elaborazione digitale del modello fotogrammetrico

1. Acquisizione Dati

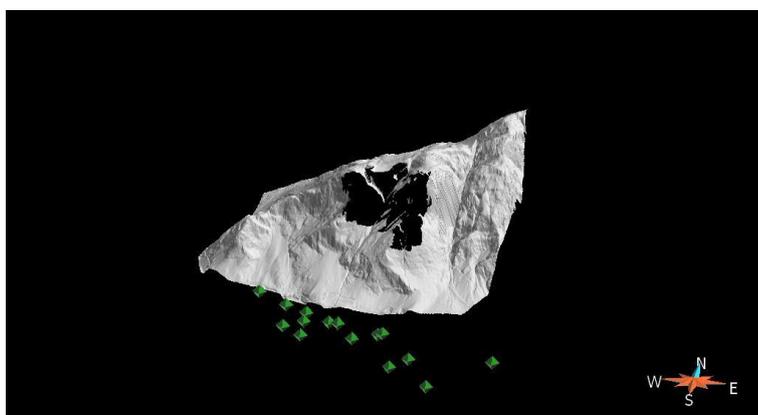


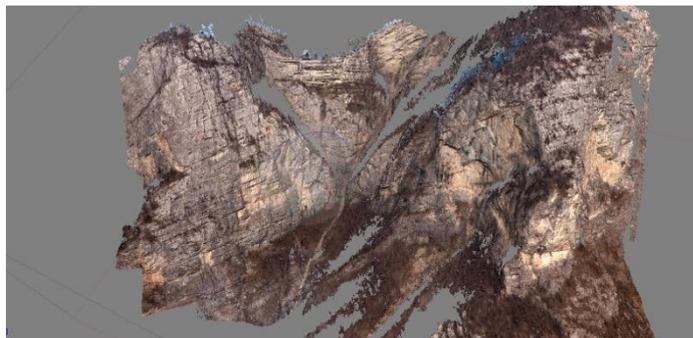
Figura 9: Il modello LIDAR, con i punti di presa per la fotogrammetria.

Si sono utilizzati tre tipi di obiettivi diversi con lunghezza focale di 35 mm, 85 mm e 135 mm in modo da avere immagini con un campo più ampio ma con una risoluzione minore e immagini con una risoluzione maggiore ma che coprono un'area più piccola.

I punti di presa scelti sono stati 16, questo ha permesso di fotografare la parete da varie angolazioni e da varie altezze. Le fotografie sono state scattate in modo da avere dei punti di sovrapposizione, necessari poi per la ricerca dei punti omologhi durante la fase di elaborazione dei dati da parte del computer. Per ogni punto di presa è stata poi acquisita anche la posizione geografica tramite il GPS per avere poi una corretta orientazione delle camere. (i.e. definizione dei parametri esterni).

2. Elaborazione digitale del modello fotogrammetrico

Delle 272 foto scattate ne sono state scelte 16, quindi una per ogni punto di presa. Queste sono state inserite all' interno del programma di elaborazione



fotogrammetrica, Agisoft PhotoScan. A questo punto è stato possibile iniziare la costruzione del modello tridimensionale attraverso le fasi descritte in precedenza e cioè:

Figura 10: Il modello fotogrammetrico

1. Ricerca dei punti omologhi e correzione dei parametri interni e esterni
2. Costruzione di una mesh a triangoli.
3. Rivestimento della mesh tramite una texture fotografica.
4. Modello 3D fotorealistico con risoluzione di 2 metri.

4. Il Modello 3D

Il modello 3D è stato realizzato utilizzando i dati LIDAR della Provincia Autonoma di Trento ed il programma Gocad. Il modello ha permesso di perfezionare i limiti della carta geologica e soprattutto, di ricostruire in tre dimensioni i limiti stratigrafici e l'andamento delle faglie. In questa maniera è stato possibile valutare con molta precisione direzione, inclinazione e rigetto delle faglie e le variazioni di spessore degli strati, informazioni fondamentali per comprendere l'evoluzione strutturale dell'area di studio.

5. Integrazione del modello strutturale 3D con il modello fotogrammetrico

Come detto in precedenza uno degli scopi del utilizzo del modello fotogrammetrico in questa tesi è quello di migliorare la qualità dell'immagine del modello strutturale tridimensionale.

Il lavoro è stato molto laborioso e ha richiesto alcuni giorni per essere risolto. Sono stati infatti effettuati vari tentativi per trovare il modo migliore per sovrapporre la fotogrammetria al modello.

La prima idea che abbiamo seguito, è stata quella di unire il dato LIDAR e quello fotogrammetrico in un'unica nuvola di punti da importare in Gocad.

A tal fine abbiamo utilizzato il programma Polyworks nel quale sono stati effettuate le seguenti fasi:

1. Dopo aver importato i due modelli in Polyworks, sono stati sovrapposti inserendo manualmente dei punti omologhi osservabili su entrambi i prodotti. È stata così anche ricavata una matrice di rototraslazione per permettere, nel caso il lavoro avesse dovuto essere svolta nuovamente, di effettuare di nuovo l'operazione di sovrapposizione senza dover di nuovo inserire i punti omologhi.
2. Il modello LIDAR è stato ritagliato nei punti di sovrapposizione con il modello fotogrammetrico in modo da non creare punti di interferenza tra i due.
3. Il modello LIDAR e quello fotogrammetrico sono stati uniti in modo da ottenere, un unico modello di superficie tridimensionale.

A questo punto il modello intero è stato importato nuovamente nel programma Agisoft, in modo da creare una nuova texture da esportare poi come nuvola di punti da importare in Gocad.

Quest'ultima fase ha creato molti problemi che ci hanno costretto ad adottare un diverso approccio.

Il primo problema consisteva nel fatto che la nuvola di punti da esportare in Gocad deve avere associato ad ogni punto, oltre che le coordinate X,Y,Z anche un quarto valore I di intensità che determina, il livello di grigio associato a ciascun

punto. Il programma Agisoft permette di esportare la nuvola di punti con valori X,Y,Z ma non permette, di creare il quarto valore.

Inoltre il programma consentiva l'esportazione della sola nuvola di punti ottenuta tramite stereo-fotogrammetria e non la nuvola LIDAR. Si è dunque optato per una strategia più veloce ed anziché creare un modello unico in Polyworks si sono sovrapposti i due modelli (LIDAR e fotogrammetrico) direttamente in Gocad.

Questo sistema preclude la possibilità di creare un modello unico ma il risultato è comunque soddisfacente per le esigenze della tesi.

In particolare utilizzando un altro programma chiamato Ciclone è stato aggiunto al modello fotogrammetrico il quarto valore I (ricavato dai colori RGB delle fotografie), quindi la nuvola di punti è stata esportata ed inserita in Gocad. Qui è bastato semplicemente ritagliare il modello LIDAR nei punti di sovrapposizione e sostituirlo con quello stereo-fotogrammetrico.



Figura 11: Il modello LIDAR, si nota la scarsa risoluzione sulle pareti

Figura 12: Il modello LIDAR, tagliato nell'area di sovrapposizione con quello fotogrammetrico.

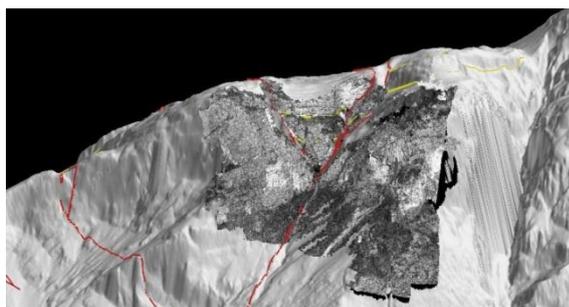
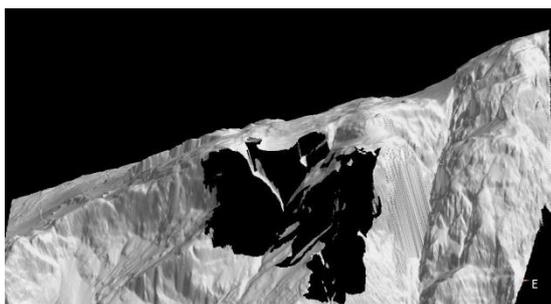


Figura 13: Il modello LIDAR, integrato con quello fotogrammetrico.

6. Analisi strutturale



Figura 14: La parete Sud del Monte Cornello, con le faglie studiate.

Il Monte Cornello è tagliato da una serie di faglie normali con direzione NNO-SSE e N-S. La faglia principale, passa subito ad est del Monte Cornello e ha una giacitura di circa 270/60. La faglia attraversa l'intero Gruppo dei calcari grigi, la Dolomia Principale e la Dolomia dello Scillar.

Come visibile nella carta geologica alla scala 1:10.000, alla faglia principale sono associate una serie di faglie coniugate sia sintetiche che antitetiche, con le seguenti giaciture:

Faglia 1: 66/40

Faglia 2: 85/70

Faglia 3: 80/45

Faglia 4: 260/80

Faglia 5: 76/65

Faglia 6: 270/60 (i numeri sono quelli di fig.14)

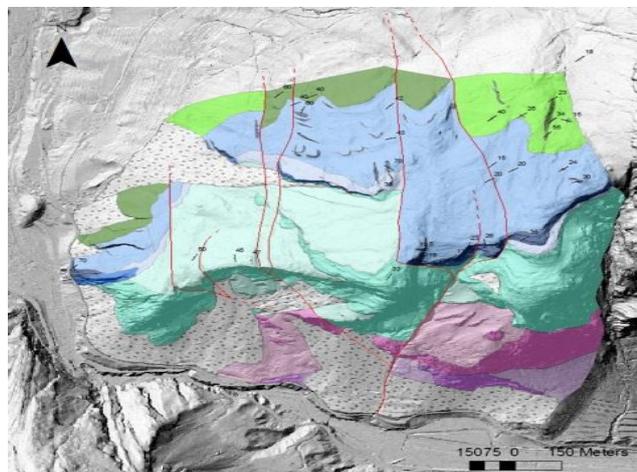


Figura 15: La Carta geologica del Monte Cornello in scala 1:10.000

Tali faglie sono da attribuire alla distensione avvenuta tra il Norico e il Liassico. Tuttavia l'intera struttura del Monte Cornello è stata anche coinvolta nella deformazione alpina. Come osservabile nella carta geologica infatti la direzione di immersione degli strati varia di poco mano a mano che ci si sposta dal Monte Cornello verso il fiume Noce, con valori che vanno da N 320 a N 270. Allo stesso tempo però l'inclinazione varia considerevolmente passando da 19° appena ad est del Monte Cornello a 70° nei pressi della strada S.S. n°43 della Val di Non sul fiume Noce.

Ne risulta un'ampia anticlinale con asse NE-SW e pertanto da attribuire alla compressione alpina. Tale anticlinale si trova al tetto di un importante struttura alpina denominata, sovrascorrimento della Paganella. (M. Cucato et al., 2012.)

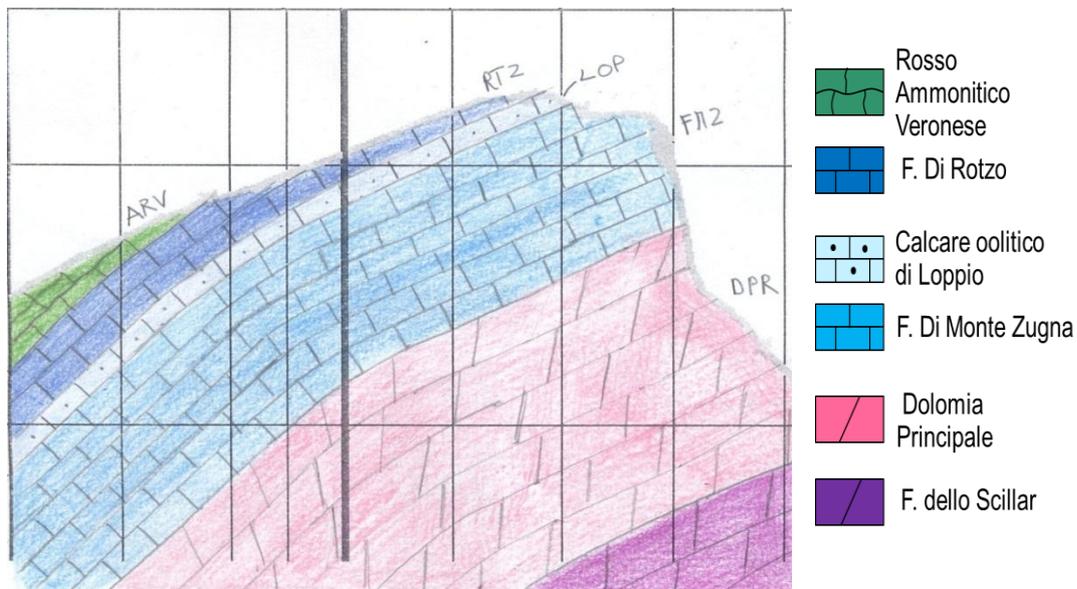


Figura 16: Profilo effettuato in direzione N-S, si nota l'ampia anticlinale.

Per derivare la reale giacitura delle faglie sviluppatesi durante la sedimentazione del Gruppo dei Calcari Grigi è pertanto necessario riportarle alla loro giacitura originaria facendo ruotare gli strati fino a farli diventare orizzontali.

La reale giacitura delle faglie al momento della loro attività giurassica era pertanto la seguente:

Faglia 1: 70/70

Faglia 2: 270/70

Faglia 3: 80/65

Faglia 4: 260/50

Faglia 5: 76/70

Faglia 6: 270/65

6.1 Il graben del Monte Cornello



Figura 17: il graben del Monte Cornello.

La faglia principale assieme a una faglia normale antitetica provoca l'abbassamento dell'intero Gruppo dei Calcari Grigi, in corrispondenza del graben oggetto di studio.

Come visibile in figura. 20, più ci si avvicina alla master fault più gli strati della Formazione di Rotzo si ispessiscono e si inclinano a definire un anticlinale di roll-over. Tali effetti non sono invece visibili negli strati delle formazioni del calcare oolitico di Loppio mentre nella formazione di Monte Zugna si nota un aumento di spessore a tetto della faglia principale ma all'esterno del graben, al cui nucleo

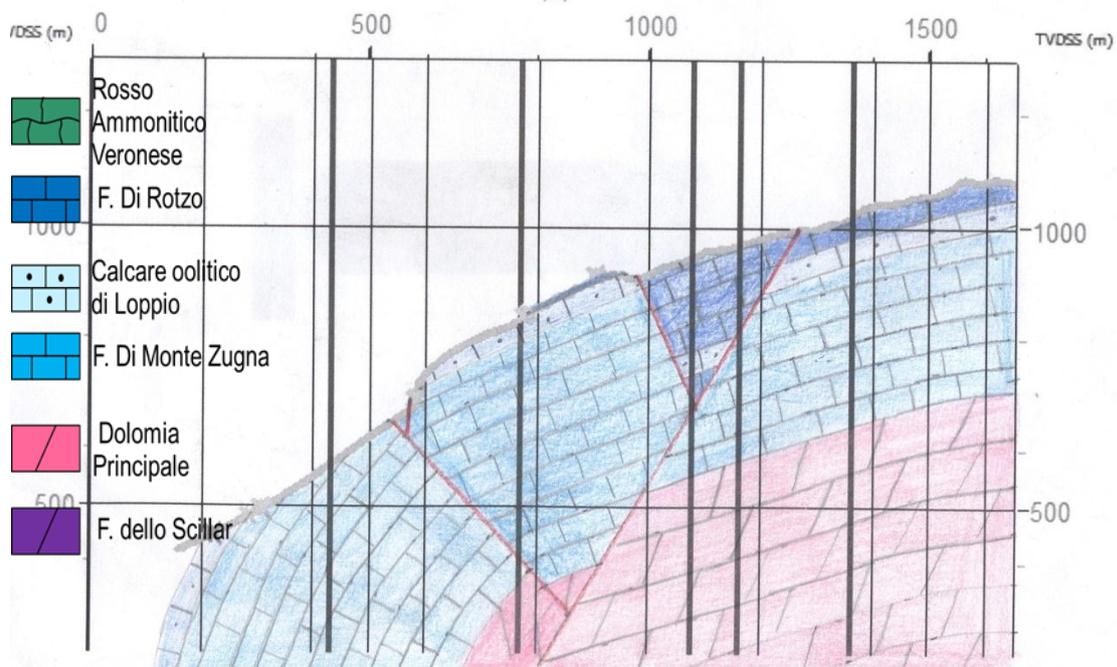


Figura 18: Profilo effettuato in direzione E-W. Si nota la variazione di spessore degli strati.

affiora la Formazione di Rotzo. Nel profilo effettuato in direzione E-W, lungo l'immersione delle faglie si osserva infatti che all'interno del graben lo spessore della Formazione di Rotzo raggiunge circa i 200 mentre al di fuori lo spessore si riduce notevolmente fino ad arrivare a meno di 100 metri. Questo perché la faglia

durante la sua attività crea maggior spazio di accomodamento favorendo quindi una maggiore sedimentazione all'interno del Graben.

Per quanto riguarda la Formazione di Monte Zugna, a letto della faglia principale lo spessore è di circa 250 metri, mentre a tetto raggiunge i 570 metri.

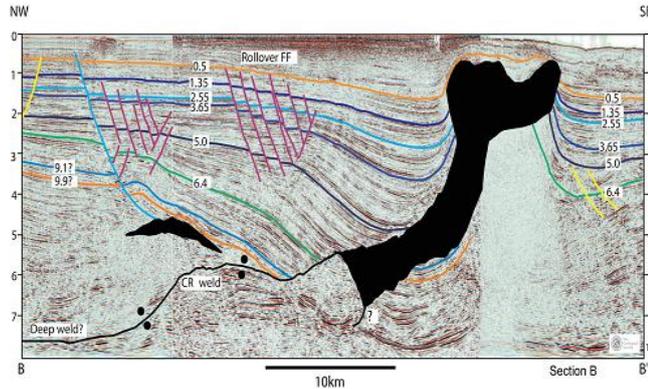


Figura 19: A sinistra, sezione sismica di una faglia sinsedimentaria. Si nota l'anticlinale di roll-over e l'aumento dello spessore delle litologie vicino alla master fault.

Figura 20: A destra le geometrie degli strati della F. di Rotzo nel graben.



Alle due faglie principali, se ne associano di minori, sia sintetiche che antitetiche che accomodano ulteriormente la deformazione.(vedi fig.21)

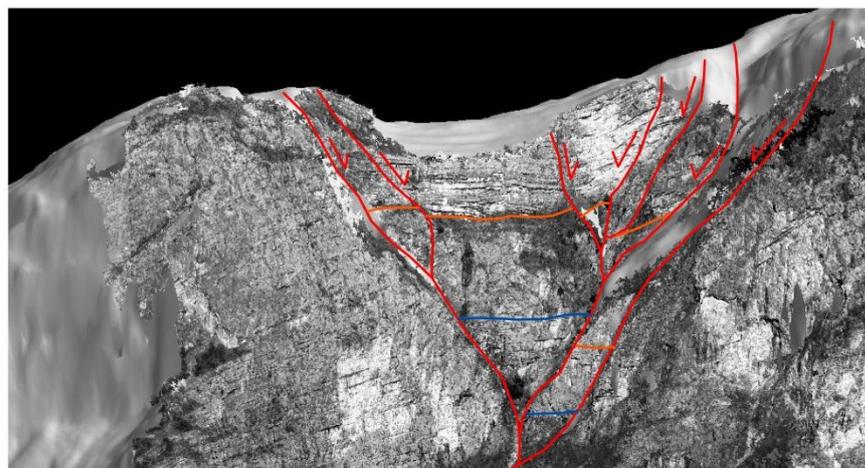


Figura 21: La struttura tettonica all'interno del graben, studiata con l'ausilio della fotogrammetria.

6.2 Evoluzione strutturale del complesso del Monte Cornello

Le nostre osservazioni documentano che il graben del Monte Cornello fosse attivo durante la deposizione della Formazione di Rotzo (Carixiano – Domeriano) dal momento che le successioni di questa formazione presentano chiare evidenze di tettonica sinsedimentaria. Tuttavia, nel blocco a ovest della faglia principale, all'esterno del graben, la Formazione di Monte Zugna aumenta il suo spessore (250 metri a est della faglia; 570 metri a ovest). La faglia principale era quindi attiva già durante la deposizione di questa formazione. Il calcare Oolitico di Loppio non sembra avere evidenze di attività sinsedimentaria. Si possono effettuare due ipotesi sulla durata dell'attività della faglia. La prima ipotesi è che la faglia sia stata attiva durante tutta la deposizione dei Calcari Grigi intensificando la sua attività durante la deposizione della Formazione di Rotzo. Quindi il calcare oolitico di Loppio non sembra presentare strutture sinsedimentarie semplicemente perché la metodologia da noi usata, non ci permetta di vedere variazioni di spessore su una formazione con uno spessore così esiguo.

La seconda ipotesi invece è che la faglia sia stata attiva durante la deposizione della Formazione di Monte Zugna e della Formazione di Rotzo e abbia avuto un periodo di stasi durante la deposizione del calcare oolitico di Loppio.

L'orientazione delle faglie sia la principale, che le relative coniugate hanno tutte un andamento circa N-S e sono compatibili con un σ_3 orientato E-O. I limiti della formazione del Rosso Ammonitico Veronese appaiono indisturbati dall'attività normale delle faglie che limitano in graben. Ciò suggerirebbe, che l'attività distensiva delle faglie sia terminata con la deposizione della Formazione di Rotzo. Il limite fra il Rosso Ammonitico e la Formazione di Rotzo è tagliato in trascorrenza. Ciò è coerente con il fatto che l'intera struttura del Monte Cornello è stata successivamente coinvolta nella tettonica alpina, che ha riattivato le faglie estensionali liassiche e ha ripiegato l'intera successione formando un'anticlinale con asse NE-SW. Tale piega è associata al sovrascorrimento della Paganella. Vari indicatori cinematici ritrovati nei pressi dei piani di faglia del

Monte Cornello indicano inoltre attività trascorrente, compatibile con la cinematica attesa lungo tali faglie, durante la compressione alpina.



Figura 22: Indicatori cinematici trascorrenti destri sul Monte Cornello.

Interessante da questo punto di vista è anche notare che tutti i limiti che si trovano a est della faglia principale, sono spostati verso sud rispetto a quelli che si trovano a ovest del graben. La faglia principale è stata quindi riattivata in trascorrenza. Analoga cinematica è assunta della faglia che si trova subito a est dell'area del Monte Cornello. Un'altra faglia che rigetta il limite in carta con cinematica trascorrente è la faglia da noi precedentemente chiamata faglia 1, in questo caso si tratta di una trascorrente sinistra.

7. Conclusioni

Lo scopo di questa tesi è stato studiare le strutture che hanno interessato il Monte Cornello e i suoi dintorni, nei pressi di Mezzolombardo in Provincia di Trento.

Per raggiungere lo scopo è stato prima di tutto necessario realizzare una carta geologica del area per capire quali fossero le litologie affioranti e per acquisire le giaciture degli strati e delle faglie presenti.

In particolare si sono rilevate le seguenti formazioni geologiche: Dolomia dello Scillar, Dolomia Principale, Gruppo dei Calcari Grigi e Rosso Ammonitico Veronese. Da un punto di vista di assetto strutturale gli strati aumentano la loro inclinazione andando dal Monte Cornello (20° di inclinazione) verso la valle di Non dove presso il fiume Noce raggiungono anche i 70° di inclinazione, definendo così una piega anticlinale, che si può associare al sovrascorrimento della Paganella.

Il complesso del Monte Cornello è inoltre interessato, da una faglia principale normale associata ad una serie di faglie coniugate, sia sintetiche che antitetiche anch'esse normali. Le faglie normali definiscono un graben che si sviluppa subito a est del monte Cornello dove le formazioni del Gruppo dei Calcari Grigi sono evidentemente ribassate. La Formazione di Rotzo, presenta inoltre un anticlinale di roll-over a tetto della faglia principale e un evidente variazione di spessore all'interno del graben, infatti qui la Formazione di Rotzo raggiunge i 210 metri di spessore mentre all'esterno del graben il suo spessore diminuisce fino a 100 metri. Un notevole aumento di spessore si riscontra anche nella Formazione di Monte Zugna all'esterno del graben, ma comunque a tetto della faglia principale. Questa formazione infatti a letto della faglia principale ha uno spessore di circa 250 metri, mentre a ovest supera i 560 metri. . Non ci sono invece chiare evidenze di un attività sin-sedimentaria nel calcare oolitico di Loppio.

Ciò dimostra il carattere sin-sedimentario della faglia durante la deposizione della Formazione di Monte Zugna e della Formazione di Rotzo e una possibile, sebbene incerta, stasi durante la deposizione dell'unità oolitica di Loppio.

La giacitura delle faglie e la loro cinematica sono quindi compatibili con la distensione Liassica e visto che le evidenze sin-sedimentarie si ritrovano sia nella Formazione di Monte Zugna che nella Formazione di Rotzo, è possibile affermare che la faglia sia stata verosimilmente attiva dall'Hettangiano al Pleinsbaciano. Il Rosso Ammonitico Veronese che si depone al di sopra dei Calcari Grigi, non presenta invece evidenze di attività tettonica normale. La struttura del Monte Cornello ha subito sicuramente anche gli effetti della tettonica compressiva sviluppatasi in seguito alla compressione alpina. Ciò è dimostrato sia dalla vistosa anticlinale ad asse NE-SW che si è formata a causa del sovrascorrimento alpino, della Paganella, sia dalla riattivazione in trascorrenza di alcune delle faglie rilevate.

La realizzazione di un modello 3D ha permesso di osservare con estrema chiarezza l'assetto strutturale del Monte Cornello e soprattutto con grande dettaglio l'aumento di spessore della Formazione di Rotzo all'interno del graben. Oltre al modello 3D è stata realizzata una ricostruzione fotogrammetrica, che ha permesso di integrare il modello tridimensionale, fornendo maggiori dettagli sull'andamento delle faglie e dei limiti all'interno del graben e a tetto della faglia principale che lo limita verso est. In particolare, la ricostruzione 3D di tipo fotogrammetrico, è risultata essere di grande aiuto per lo studio di dettaglio e alla misurazione di strutture in luoghi altrimenti irraggiungibili.

La ricostruzione fotogrammetrica, copre un settore molto ridotto dell'area rilevata e sicuramente un proseguimento potrebbe avere come obiettivo ampliare il rilievo fotogrammetrico su un'area più estesa della parete studiata, anche attraverso l'aumento dei punti di acquisizione.

8. Ringraziamenti

Si ringrazia:

- Il relatore, professor Matteo Massironi.
- Il MUSE, Museo delle Scienze, per le attrezzature fornite.
- Il dott. Marco Franceschi, per averci seguito durante tutto l'anno.
- La Fondazione Bruno Kessler di Trento e il dott. Alessandro Rizzi, per l'aiuto dato nel realizzare il modello fotogrammetrico
- Il mio compagno di tesi, Lorenzo Gislimberti per le giornate passate assieme durante il rilevamento, per il modello 3D e per l'importante lavoro svolto.
- Infine la mia famiglia che mi ha sostenuto in questi anni.



9. Bibliografia

BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. S. CLOETINGH, W. SASSI, F. HORVATH & C. PUIGDEFABREGAS (Eds.): «Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution». *Sedimentary Geology*, 86: 55-76.

CASTELLARIN A. (1972) - Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra piattaforma veneta e bacino lombardo a Nord di Riva del Garda. *Giorn. Geol.*, s. 2, 38: 11-212

Carta Geologica d'Italia, 1:50000, Foglio Mezzolombardo. Direttore di Rilevamento: M. Avanzini (Sedimentario), G.M. Bargossi (Vulcanico), M. Cucato (Quaternario) Rilevatori: M. Cucato, C. Morelli, M. Rinaldo, R. Tomasoni (2012).

DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A., MASSIRONI M. (2003). Geological outline of the Alps. *EPISODES*, vol. 26; p. 175-180, ISSN: 0705-3797

MASETTI D., CLAPS M., GIACOMETTI A., LODI P. & PIGNATTI P. (1998) - I Calcari Grigi della Piattaforma di Trento (Lias Inferiore e Medio, Prealpi Venete). *Atti Tic. Sc. Terra*, 40: 139-183, Pavia.

MORETTI ALESSANDRO, "Tettonica distensiva sin-sedimentaria giurassica nella Valsugana centro-occidentale"

Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000 foglio Mezzolombardo.

PICOTTI V. & COBIANCHI M. (1996) - Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform. *Mem. Sci. Geol.*, 48: 171-219

RUSSO, M., REMONDINO, F., GUIDI, G., 2011: Principali tecniche e strumenti per il rilievo tridimensionale in ambito archeologico. *Archeologia e Calcolatori*, n. 22, pp. 169-198, ISSN: 1120-6861, ISBN: 978-88-7814-526-9

SARTI M., BOSELLINI A. & WINTERER E. L. (1992) – Basin geometry and Architecture of a Tethyan passive margin (Southern Alps, Italy): implications for rifting mechanisms.

TOBALDO M., ZANDONAI F., AVANZINI M., MIORANDI R. & ZAMPIERI D. (2004) - Note illustrative della carta geologica del settore nord occidentale del Monte Pasubio (Trentino, Italia). St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., 79 (2002): 161-180.

ZAMPIERI D. (1995) – L'anticlinale di rollover liassica dei Sogli Bianchi nel Monte Pasubio (Vicenza). Atti Tic. Sci. Terra (Serie speciale), 3: 3-9.

ZAMPIERI D. (1995b) - Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy. Tectonics, 14: 645-657