

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA
FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE, NATURALI
CORSO DI LAUREA IN SCIENZE GEOLOGICHE



**ANALISI GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA
DELLA PARTE SOMMITALE
DEL MASSICCIO DE LA MARZOLA**

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS
OF THE UPPER PART
OF THE MARZOLA MASSIF

Padova, 23 luglio 2019

Studente: Gasperini Norman

Relatrice: Prof. Martin Silvana

Al mio Papi

INDICE

1. Introduzione	pag. 6
2. Inquadramento geografico	pag. 7
3. Inquadramento geologico-strutturale	pag. 10
4. Studi precedenti	
4.1 I ghiacciai würmiani	pag. 12
4.2 Indagini geofisiche	pag. 15
4.3 Stratigrafia	pag. 17
5. Nuovi studi	
5.1 Misure strutturali	pag. 21
5.2 Le frane de La Marzola	pag. 23
5.3 Analisi della scarpata della frana F4	pag. 27
5.4 Morfometria del corpo di frana	pag. 31
• Profili altimetrici attraverso le strutture lineari del corpo di frana	pag. 32
• Calcolo del volume ipotetico della frana	pag. 38
• Stima dell'angolo di viaggio (travel angle)	pag. 40
6. Conclusioni	pag. 42
7. Ringraziamenti	pag. 45
8. Bibliografia	pag. 46

1. INTRODUZIONE

La mia tesi di laurea triennale in Scienze Geologiche è focalizzata sulla geologia e la geomorfologia del monte La Marzola, situato nella Provincia di Trento.

La scelta di questo argomento di tesi è nata esclusivamente da me, in quanto era mia forte intenzione voler affrontare un argomento della zona dove abito, ovvero la montagna subito a fianco del mio paese.

Ho cercato di reperire informazioni e dati importanti sia attraverso il rilevamento geologico che consultando testi, pubblicazioni e carte geologiche-strutturali redatte in precedenza da altri geologi.

Il lavoro svolto è stato compiuto con rigorosa serietà, eseguendo con precisione le misure e trattando i dati con accuratezza per ottenere il risultato più realistico possibile.

Il testo è stato suddiviso in due parti:

la prima è una descrizione del monte La Marzola, sulla base dei lavori redatti da altri geologi sull'area circostante, focalizzandomi principalmente sull'influenza che l'ultima glaciazione (Würm – 10 Ky) ha avuto sulla morfologia delle valli limitrofe (Valsugana e valle dell'Adige) e la modellazione dei versanti;

la seconda parte è incentrata sullo studio morfologico e morfometrico del versante occidentale del monte La Marzola, sul quale è presente una grande frana. Sono stati analizzati in particolare la scarpata principale e il corpo di frana. Inoltre ho cercato di ricercare le principali caratteristiche di una D.G.P.V., per poter così confermare o meno questa ipotesi, in quanto questa frana viene considerata tale da alcuni autori.

La misura dei corpi geologici è stata fatta con l'ausilio di software quali ArcGIS, Lidar e Google Earth Pro. Alcune misure sono state effettuate sul campo utilizzando una cordella metrica, bussola e altri strumenti. Altre osservazioni sono state effettuate sul campo analizzando principalmente le strutture del corpo di frana.

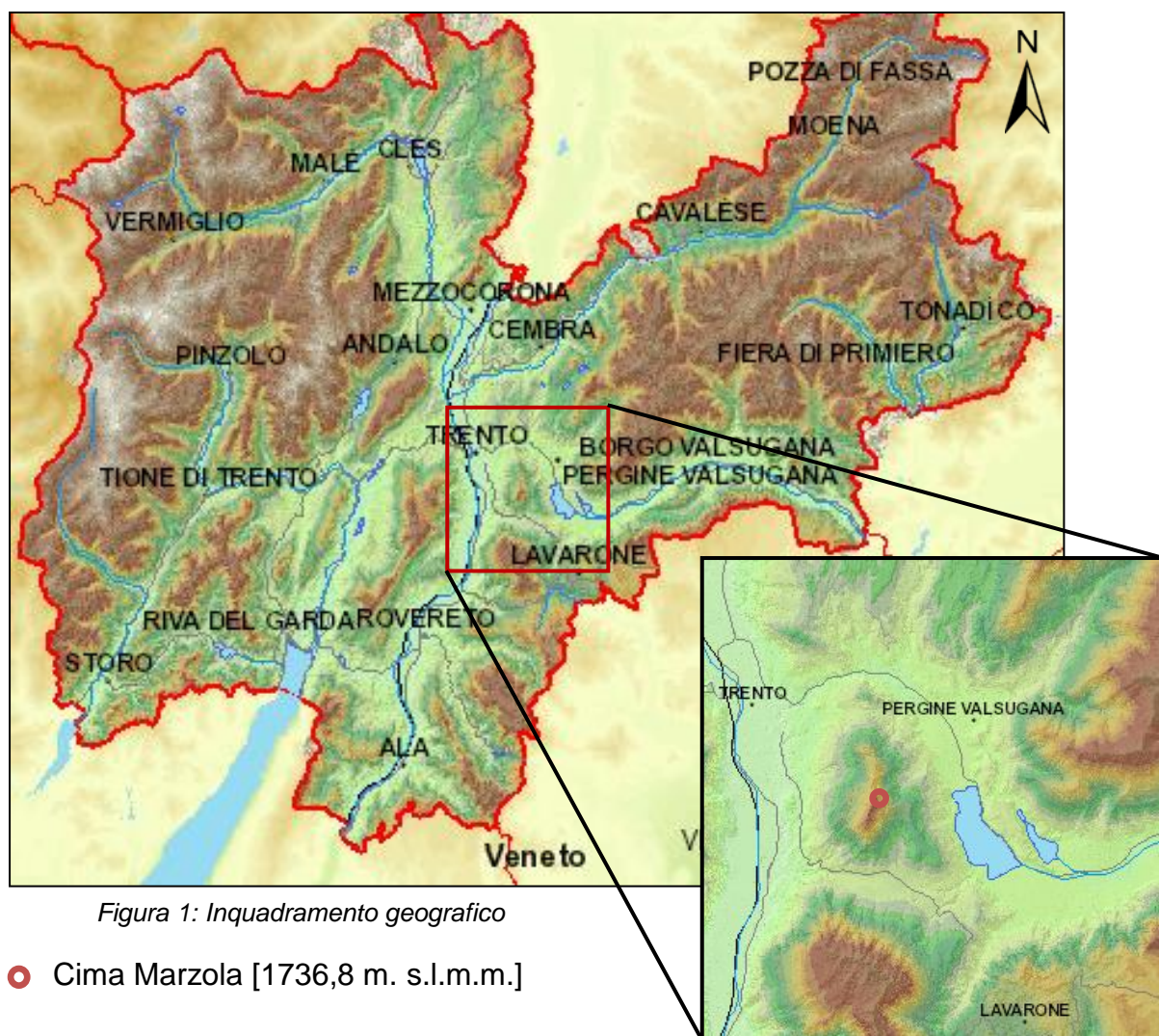
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area di interesse è il monte denominato "La Marzola" situato in Trentino – Alto Adige, più precisamente nella provincia di Trento. La Marzola [1736,8 m. s.l.m.m.] è posta all'incrocio della valle dell'Adige orientata nord-sud e della Valsugana.

La prima si trova ad ovest rispetto a La Marzola, mentre la seconda la circonda a nord e a est (Fig.1). A sud invece confina con un altro massiccio molto importante, la Vigolana [2149 m. s.l.m.m.].

La Marzola si trova sulla sinistra idrografica del fiume Adige. Copre un'area di circa 30 km². L'insero della figura 1 mostra la zonazione altimetrica del massiccio:

	quote < 550 m;		1000 m – 1200 m;
	550 m - 800 m;		1200 m – 1450 m;
	800 m – 900 m;		> 1450 m;
	900 m – 1000 m;		



La morfologia della Marzola è molto articolata a causa della presenza di forme di erosione molto sviluppate, in particolare nel settore ENE. Il versante occidentale ha una geometria completamente differente, meno inclinato, con alternanza di tratti più ripidi e di pianori, sui quali sono stati costruiti edifici o campi coltivati. Su questo versante è presente una frana di grandi dimensioni, che sarà l'argomento principale della seconda parte della mia tesi.

Facendo un profilo altimetrico W-E (Fig. 2) è possibile identificare le due differenti geometrie dei versanti:

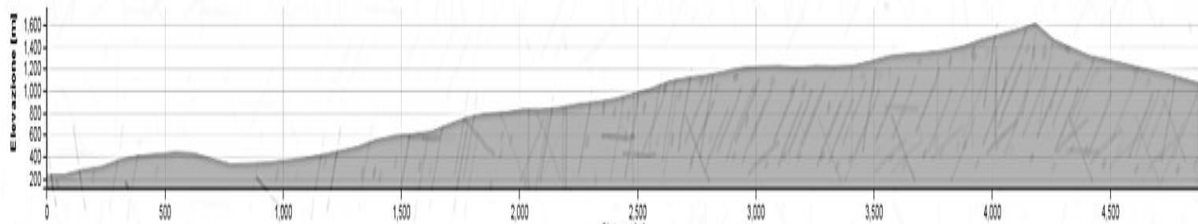


Figura 2: Profilo altimetrico W-E

La cresta della Marzola funge da spartiacque dei bacini idrografici del fiume Adige, del torrente Fersina che confluisce poi nell'Adige e del fiume Brenta.

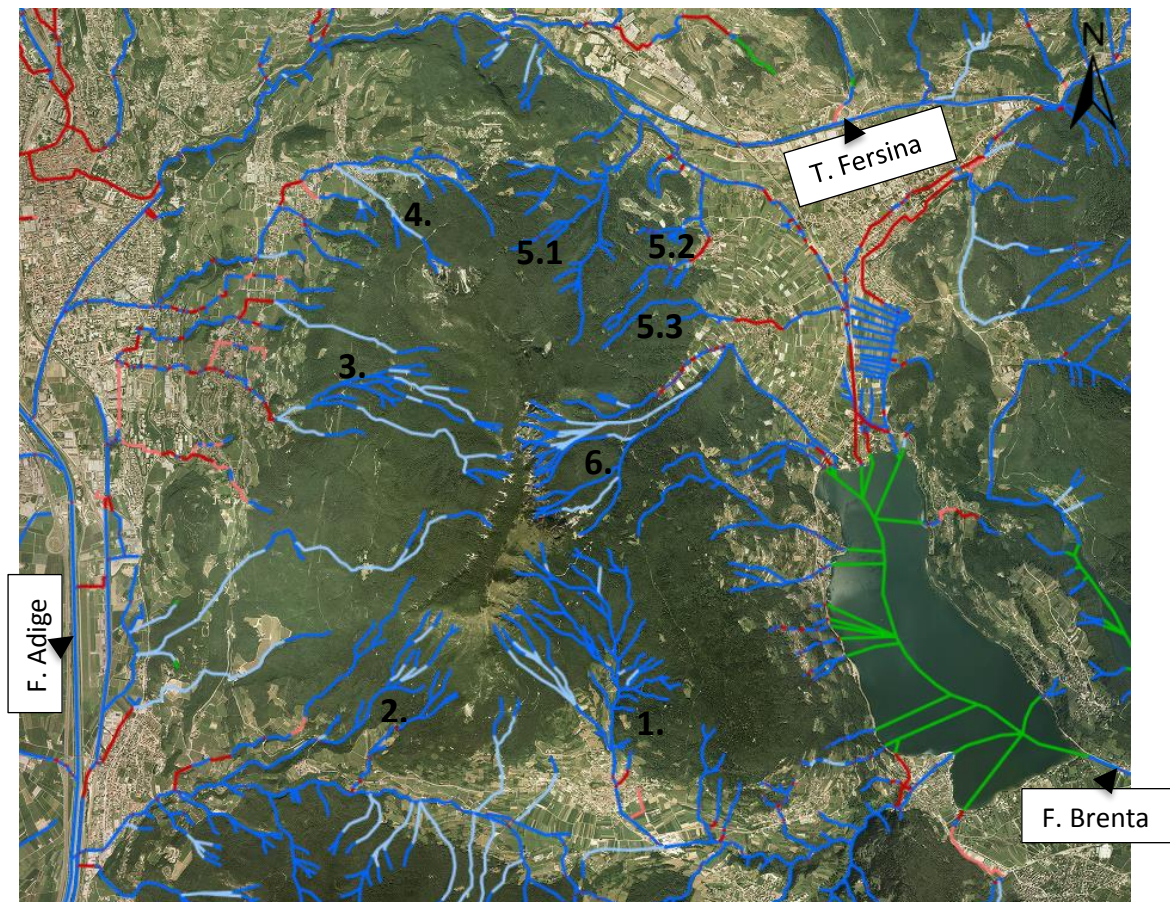


Figura 3: Idrografia del monte La Marzola [Portale Geocartografico Trentino].

In Fig. 3 vengono rappresentati tutti i reticoli fluviali presenti sui versanti del monte La Marzola. In blu sono indicati i corpi idrici caratterizzati da un alveo naturale che scorrono in superficie, mentre i tratti di colore rosso rappresentano alvei che sono stati antropizzati e fatti passare sotto la superficie del suolo tramite tubi di cemento. Questi sono canali di tipo permanente.

Le principali vallette nelle quali scorrono questi torrenti che andranno ad alimentare poi quelli di ordine superiore, menzionati in precedenza, sono: l'omonima valletta nella quale scorre il torrente Rombonos (Fig. 3, n° 1), che attraversa l'abitato di Vigolo Vattaro sul versante a sud del monte La Marzola. Sono presenti una serie di vallette sul versante a sud-ovest quali Val del Spin, Valleselle, Pralencie e altre (Fig. 3, n° 2), che alimentano il Rio Valsorda. Sul versante ad ovest vi è la Val Grande il cui corso d'acqua viene convogliato nel Rio Cernidor (Fig. 3, n° 3) che attraversa il paese di Villazzano. A nord-ovest vi è il Rio Salè (Fig. 3, n° 4), il quale viene alimentato più a monte da altri torrenti quali il Rio delle Mole, il Rio Slavina, il Rio Gabbiolo e altri. A nord-est vi è la Val Grande con il suo omonimo Rio (Fig. 3, n° 5.1), il Rio Costasavina (Fig. 3, n° 5.2) e il Rio Santo (Fig. 3, n° 5.3). Sul fianco ad est del monte La Marzola vi è una valletta dove scorre il Rio Merdar (Fig. 3, n° 6).

Tutti i torrenti che si trovano sui versanti a sud-est ed est del monte La Marzola, confluiscono le loro acque nel lago di Caldonazzo.

Le valli circostanti all'area in studio sono state caratterizzate in passato dalla presenza di ghiacciai (Bassetti, 2007), infatti alla base del versante occidentale, in località Molini di Villazzano, sono presenti depositi cementati di breccia di grandi dimensioni (Avanzini et al. 2010), forse di origini glaciali.

La zona di studio appartiene alla fascia prealpina caratterizzata dai massicci della catena del Monte Baldo, Monte Bondone, Paganella, Cornetto, Cima Vigolana, Panarotta, il plutone di Cima D'Asta e altri, e attraversata da profonde valli orientate trasversalmente alla catena alpina, tra le quali le valli dell'Adige e del Sarca-Mincio (Garda), la Valsugana, la Val di Fiemme e Fassa e la Val di Non e Val di Sole.

Dal punto di vista geologico, l'area appartiene alle Alpi Meridionali dove le litologie predominanti sono quelle carbonatiche. Nell'area della Valsugana tuttavia affiorano anche il basamento cristallino costituito da scisti di basso grado e granitoidi di età Permiana.

Il monte La Marzola è accessibile solo tramite strade forestali che raggiungono il Rifugio Maranza (E412) e sentieri S.A.T. che portano fino alla cima (1736,8 m. s.l.m.m.). Dall'abitato di Vigolo Vattaro salgono diversi sentieri tra i quali l'E440, E 438, E437, E433 oppure dal Passo del Cimirlo tramite l'E411.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

La porzione meridionale delle Alpi (Alpi Meridionali) presenta un complesso assetto strutturale. Come si può osservare in figura 4 sono presenti almeno tre sistemi tettonici: il sistema Schio-Vicenza caratterizzato da faglie trascorrenti con andamento NW-SE, il sistema delle Giudicarie caratterizzato da sovrascorrimenti e strutture transpressive in direzione NNE-SSW e il sistema della Valsugana caratterizzato da sovrascorrimenti orientati WSW-ENE, vergenti a sud. Il monte la Marzola (puntino rosso in figura 4) si trova proprio all'incrocio di questi tre sistemi tettonici.

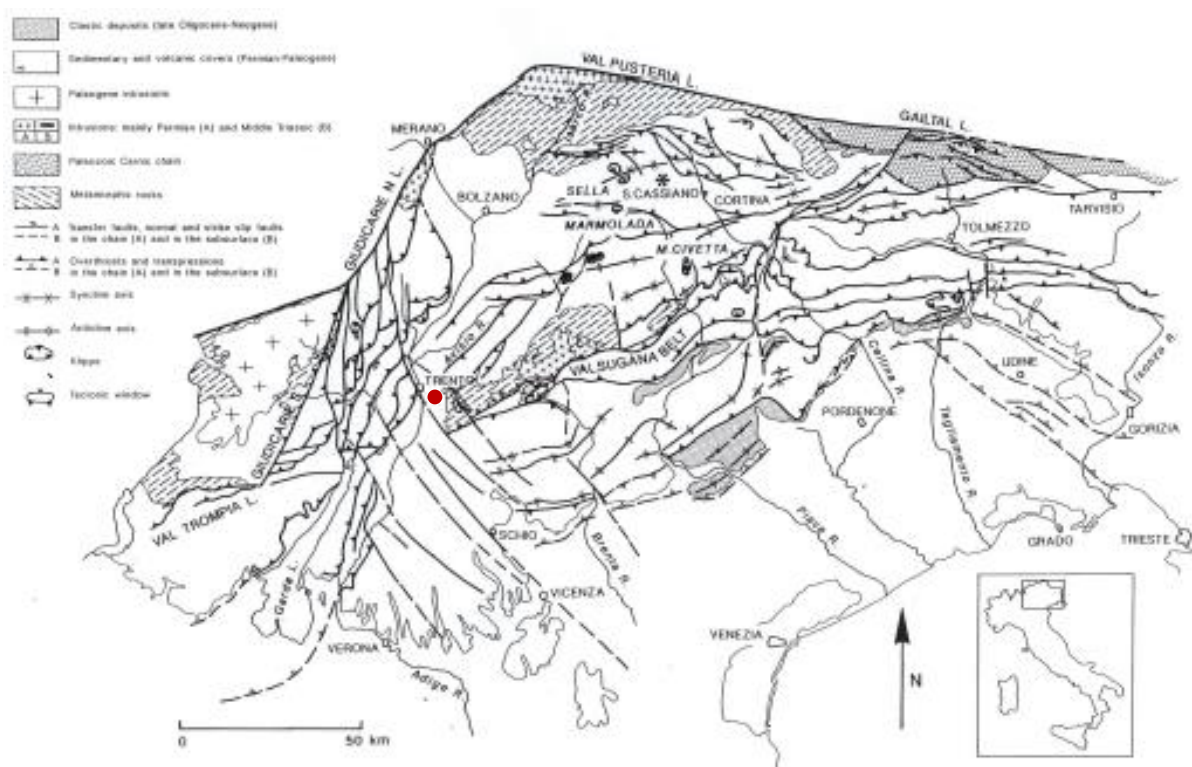


Figura 4: Inquadramento geologico strutturale [Selli, 1998]

Durante il Permiano, l'area del monte La Marzola si trovava probabilmente al limite meridionale di una grande depressione tettonica, chiamata Distretto Vulcanico Atesino [Selli, 1998]. Questo grande complesso vulcanico è stato associato ad una tettonica distensiva a carattere regionale caratterizzata da faglie sin-vulcaniche orientate NNE-SSO e NE-SO. Questi lineamenti sono stati successivamente riattivati e sono noti come il lineamento della Valsugana e la Linea del Calisio [Bargossi et alii, 1983]; essi dividono le vulcaniti del Distretto Vulcanico Atesino poste a nord, dalle rocce prevalentemente calcaree, poste a sud e su di un alto strutturale.

Si può ipotizzare che La Marzola si trovasse in prossimità del margine del Distretto Vulcanico ma molto più a sud rispetto al bacino vulcanico [Selli 1998], essendo presenti nell'area della Marzola le Arenarie della Val Gardena.

Nel Mesozoico (Norico-Liassico) avvenne un sostanziale mutamento del quadro paleogeografico per cui in seguito al rifting continentale della Tetide, sul margine della placca africana si formarono alcune piattaforme carbonatiche tra cui, ad esempio, le Piattaforme di Trento e quella Friulana, separate dal bacino Bellunese [Selli, 1998]. In base alle litologie presenti nei pressi del monte La Marzola, l'alternanza di litologie calcaree e marnose indica la collocazione del Monte La Marzola sull'alto strutturale di Trento in un ambiente peritidale di mare basso.

Durante il Neogene avvenne la convergenza tra la placca europea e la placca africana, dal cui scontro verrà poi a formarsi l'attuale catena delle Alpi, nella cui porzione meridionale (Alpi Meridionali) sono presenti numerosi sovrascorrimenti. Alcuni sovrascorrimenti sono presenti nella zona settentrionale del monte La Marzola, lungo le Linee Trento-Roncogno e del Calisio. Quest'ultima, con direzione NW-SE è stata interpretata come la riattivazione della Paleolinea del Calisio, formatasi nel Permiano, [Selli, 1998]. La linea Trento-Roncogno, orientata con direzione E-W e passante poco più a sud della sella del Passo Cimirlo e del Monte Celva, è una faglia inversa che mette a contatto le successioni permo-triassiche dell'*hangingwall* con i Calcari Grigi del *footwall* presenti sul Monte Celva.

4. STUDI PRECEDENTI

4.1 I ghiacciai würmiani

Le Alpi Meridionali erano completamente ricoperte da ghiacciai con l'eccezione di qualche cima più alta (Penck & Brückner, 1909). Le due principali lingue glaciali presenti in Trentino, erano quelle del ghiacciaio del Garda, la cui lingua arrivava ben oltre l'attuale perimetro del lago stesso, e quella del ghiacciaio dell'Adige, che terminava nei pressi dell'abitato di Rivoli Veronese (VR). Anche la Valsugana è stata interessata dal passaggio di un ghiacciaio. A differenza del lago di Garda, i laghi di Caldonazzo e Levico non erano presenti durante l'ultima glaciazione (Würm - 10 Ky): essi infatti si sono formati solo in seguito, grazie allo sbarramento da parte dei conoidi dei torrenti Centa e Fersina e altri all'estremità della piana, così da creare gli attuali bacini dei laghi di Caldonazzo e Levico (Trener, 1952).

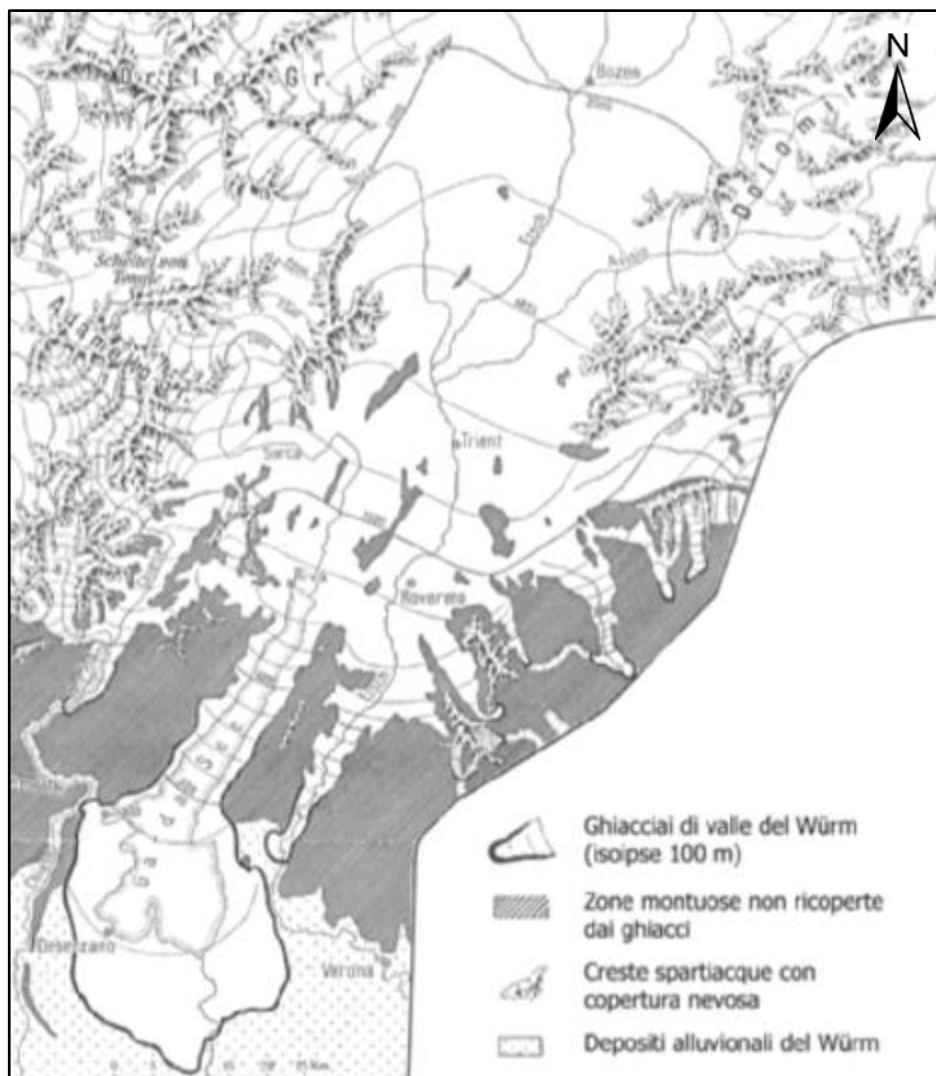


Figura 5: Ricostruzione del Trentino Alto-Adige e aree limitrofi durante la massima espansione glaciale würmiana (da Penck & Brückner 1909, modificato).

Osservando attentamente la morfologia della zona, si può giungere alla conclusione che le valli circostanti siano state interessate da una recente attività glaciale (glaciazione di Würm – 10 Ky): infatti la classica forma ad U e la presenza di depositi di till lo confermano. Queste forme di accumulo glaciale sono ben visibili in Valsugana (Fig. 8), infatti per molti chilometri si possono osservare depositi di till, principalmente di morene laterali, ubicate ai lati della valle. In figura vengono delimitati con il colore rosso le morene laterali e i depositi di till indifferenziato, mentre le frecce rosse stanno ad indicare il verso di percorrenza del ghiacciaio.

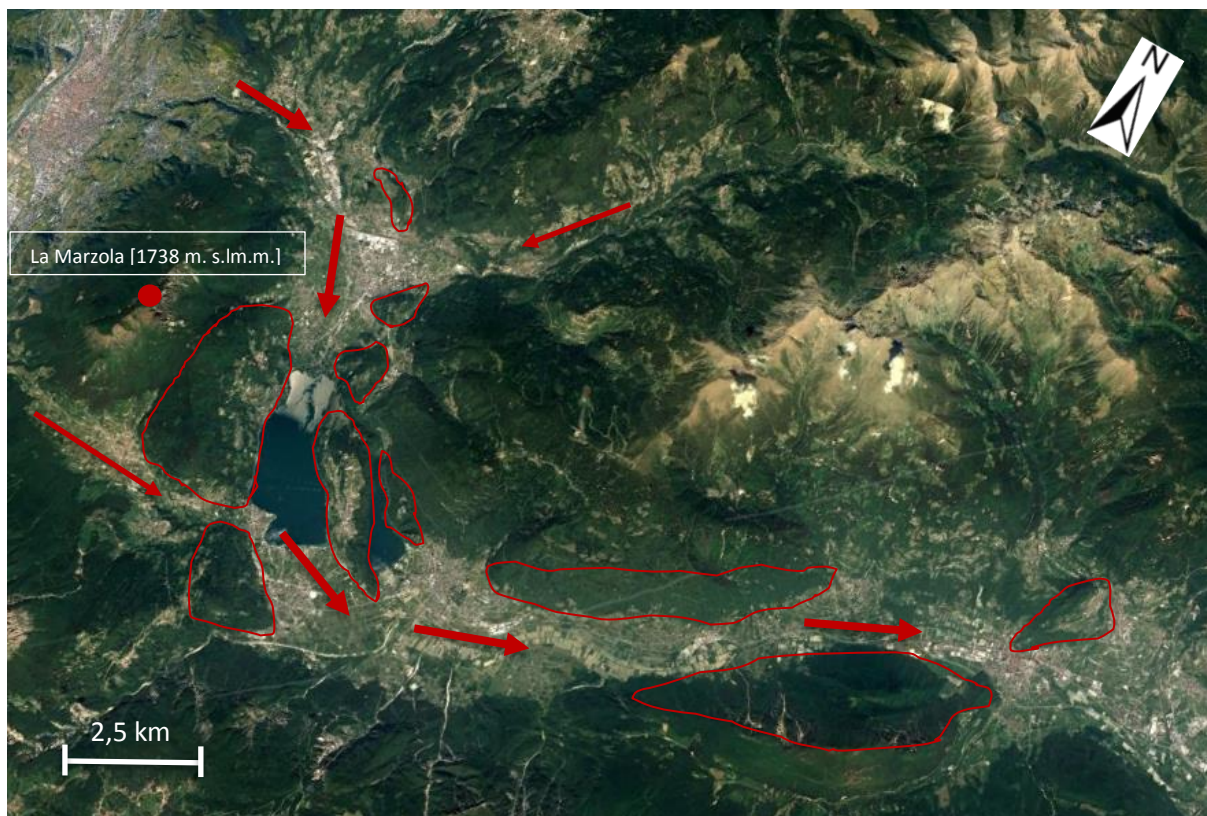


Figura 6: Verso di percorrenza del ghiacciaio della Valsugana (frecce rosse), principali depositi glaciali oggi visibili nella valle (Google Earth Pro et al.)

Riguardo il ghiacciaio della Valsugana (Fig. 8/Fig. 9), non si può escludere che una lingua minore del ghiacciaio dell'Adige possa aver imboccato in contropendenza la valle. In figura 9 viene indicata anche la presenza di una linguetta glaciale, orientata ovest-est, all'altezza dell'abitato di Mattarello, che indicherebbe il passaggio sull'altopiano della Vigolana di una sottile lingua glaciale che dalla valle dell'Adige transitava verso la Valsugana (Penck & Brückner, 1909).

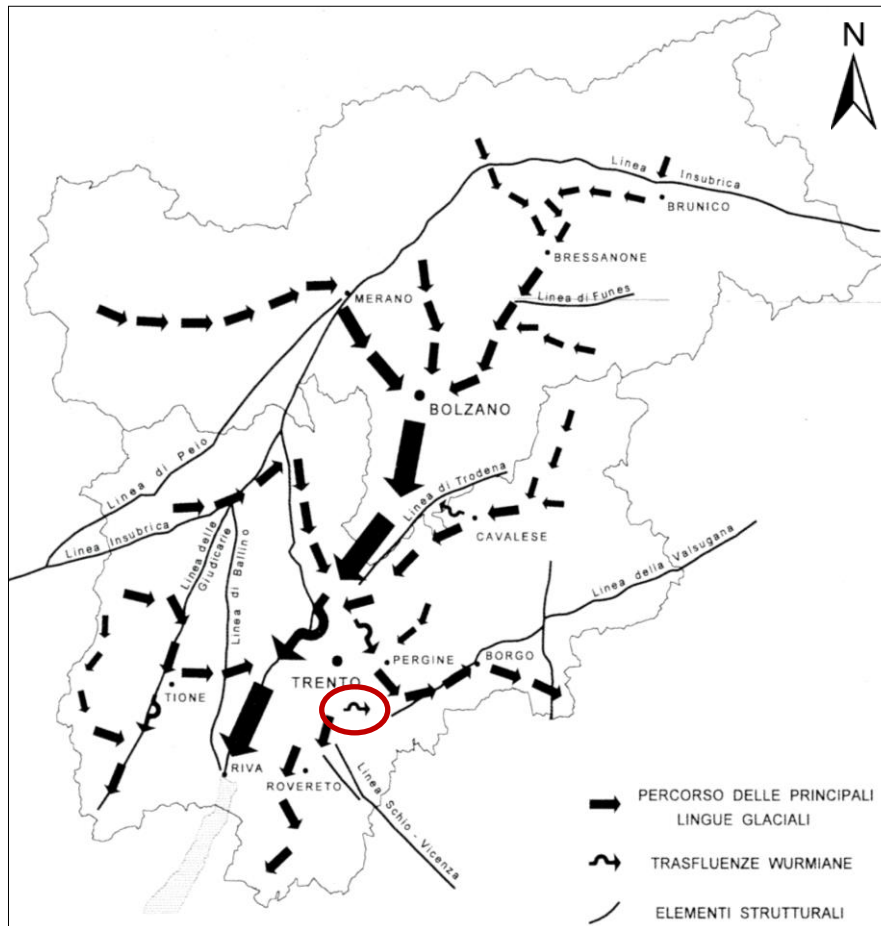
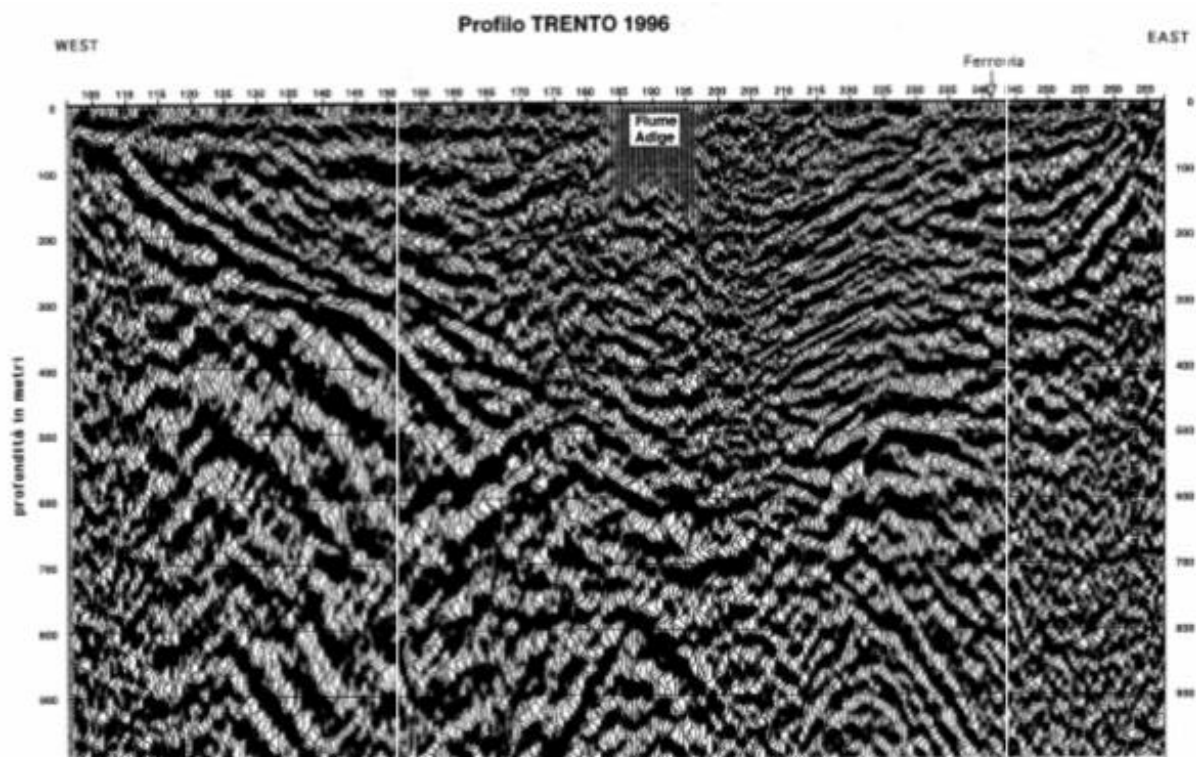


Figura 7: Direzioni delle principali lingue glaciali in Trentino durante l'ultimo massimo glaciale (Bosellini et alii, 1999).

Il corpo principale del ghiacciaio dell'Adige (Fig. 9) scorreva lungo l'omonima valle, fino a terminare più a sud, in corrispondenza dell'abitato di Rivoli Veronese.

4.2 Indagini geofisiche

Alla fine del secolo scorso (1998) alcune ricerche geofisiche (sismica a riflessione) sono state dedicate all'analisi della struttura e morfologia di alcune valli del Trentino (Felber et alii, 2000) attualmente ricoperte da spessi depositi di quaternario. Il profilo sismico relativo alla Valle dell'Adige (Fig. 10), è stato eseguito nei pressi dell'abitato di Mattarello, all'altezza dell'attuale aeroporto G. Caproni e orientato perpendicolarmente all'asse della valle. Si stende per una lunghezza di 1650 m.



← Figura 8: Profilo sismico della Valle dell'Adige (Felber et alii, 2000) →

Il profilo sismico (Fig. 11) ha evidenziato una serie di discontinuità, specialmente nella porzione più ad est. La presenza di queste serie di discontinuità suggerirebbe la presenza di materiale molto eterogeneo alla base del versante occidentale del monte La Marzola.

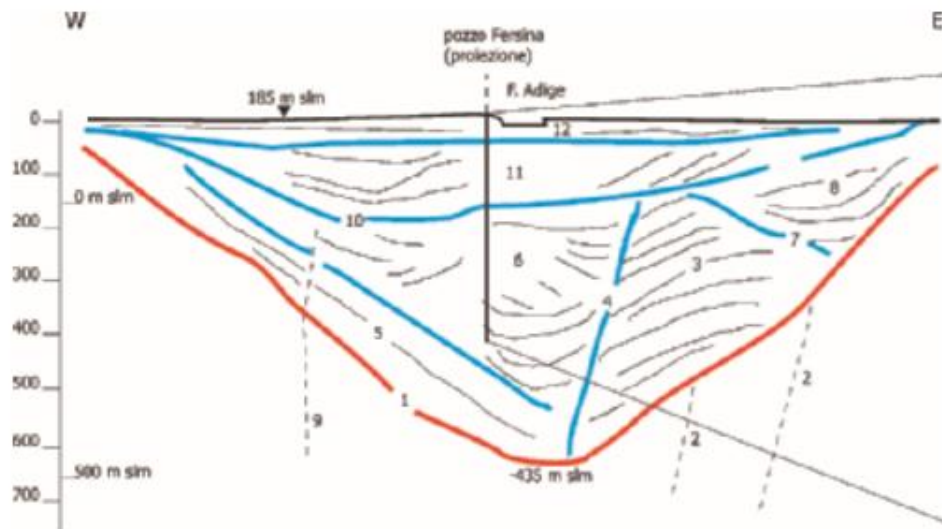


Figura 9: Interpretazione profilo sismico della Valle dell'Adige (Felber et alii, 2000)

Secondo l'interpretazione di Felber et alii (2000), i depositi appartenenti all'unità 3, rappresenterebbero un esteso corpo dislocato (frana), composto da aggregati rocciosi di età Permo-triassica e in discordanza con il sottostante basamento metamorfico del Paleozoico. I depositi appartenenti all'unità 8 invece vengono definiti da coloro che hanno effettuato l'indagine, come il paleoalveo dei torrenti presenti sul versante ovest/nord-ovest del monte La Marzola. L'orizzonte 10 invece rappresenta la superficie di erosione del ghiacciaio che era presente nella valle durante l'ultimo evento glaciale. I depositi dell'unità 12 rappresentano gli attuali sedimenti alluvionali del fiume Adige.

Considerando la sequenza di deposizione, l'unità 3 costituita da depositi di frana, si sarebbe deposta prima dell'ultima glaciazione (Würm, 10 ky). La frana da me studiata si trova invece sopra questi depositi di origine glaciale. I due depositi di frana sono dovuti quindi ad eventi avvenuti in periodi differenti, uno in età pre-glaciale (unità 3), l'altro in età tardiglaciale o post-glaciale. È possibile che la frana attuale sia la riattivazione di una paleo-frana.

4.3 Stratigrafia

La successione stratigrafica presente in prossimità del monte La Marzola appartiene a litologie permiane e per la maggior parte triassiche. La successione comprende il basamento metamorfico composto dalle filladi quarzifere, presente nel fondo valle, fino alla Formazione di Travenanzes che affiora in cima alla Marzola. Nei massicci circostanti la Marzola, vedi per esempio la Vigolana a sud, la successione stratigrafica raggiunge litologie appartenenti al Cretaceo.

In Fig. 12 viene rappresentata la serie stratigrafica completa che si ritrova nella zona

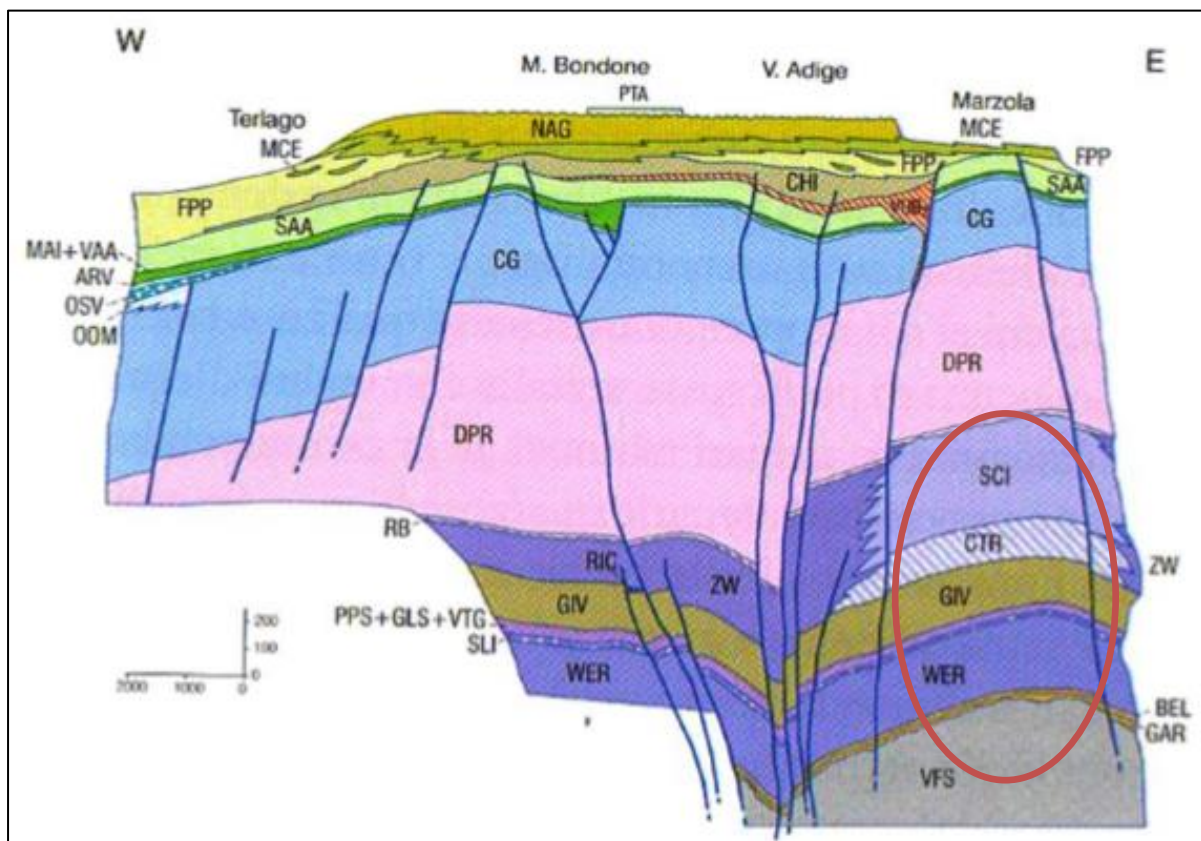


Figura 10: Sequenza stratigrafica della zona (Avanzini et alii, 2010)

VFS: Filladi e filladi quarzifere; GAR: Arenaria di Val Gardena; BEL: Formazione a Bellerophon; WER: Formazione di Werfen; SLI: Dolomia del Serla inferiore; PPS: Conglomerato di Piz da Peres; GLS: Formazione a Gracilis; VTG: Conglomerato di Voltago; GIV: Formazione di Giovo; RIC: Conglomerato di Richtofen; ZW: Gruppo delle Zwischenbildungen; CTR: Formazione del Contrin; SCI: Formazione dello Sciliar; RB: Gruppo del Raibl; DPR: Dolomia Principale; CG: Gruppo dei Calcari Grigi; ARV: Rosso ammonitico veronese; MAI: Maiolica; VAA: Scaglia variegata alpina; SAA: Scaglia rossa; CHI: Formazione di Chiusole; VUB2: Basalto della Val Lagarina – membro del Monte Biaena; FPP: Formazione di Ponte Pià; MCE: Calcare di Malcesine; NAG: Calcare di Nago; PTA: Argille di Ponte Arche;

Descrizione delle litologie:

Basamento cristallino metamorfico (Permiano - Guadalupiano)

Il basamento cristallino metamorfico comprende principalmente le filladi e le filladi quarzifere di età pre-Permiana. Affiorano in corrispondenza del Monte di Bosentino [1009,4 m. s.l.m.m.], nel letto del torrente Mandola, e in prossimità del Passo Cimirlo. Sono rocce che presentano una foliazione ben visibile, di colore che varia dall'argento ad un grigio plumbeo, ma comunque variabile in base all'associazione mineralogica presente. Sono costituite da quarzo, muscovite, clorite, plagioclasio +- biotite e ilmenite. Lo spessore non risulta facilmente calcolabile.

Arenarie della Val Gardena (AVG) – (Permiano – Lopingiano)

Le Arenarie della val Gardena affiorano prevalentemente in prossimità del passo del Cimirlo e zone limitrofi, e sporadicamente sul versante ad ovest del monte La Marzola, negli abitati di Villazzano, Salè e nei pressi di Roncogno.

Si presentano come arenarie rosse, grigie e bianche, frequentemente alterate, con minime stratificazioni e poco compatte. Lo spessore risulta non essere maggiore di 25 - 30 metri.

Formazione a Bellerofon (Permiano - Lopingiano)

Affiora principalmente al Passo Cimirlo, sul versante a nord-est del monte La Marzola, e in maniera sporadica, vicino a Roncogno, nel comune di Altopiano della Vigolana, Civezzano e Gabbio. È composta da calcari siltosi grigi, solitamente nodulari su una colorazione scura tendente al bituminoso, fittamente stratificati con interstrati marnosi e carboniosi. Lo spessore è variabile, ma compreso tra 10 - 40 metri.

Formazione di Werfen (Trias. Inf. – Olenechiano, Induano)

La Formazione del Werfen affiora sui fianchi del monte La Marzola, ricoperta in molte zone da depositi quaternari quali conoidi e depositi di origine glaciale. Affiora nella zona del Passo Cimirlo, a seguire sul versante che guarda verso Costasavina e Pergine per poi proseguire in prossimità dell'altopiano della Vigolana, Civezzano e Gabbio. Si tratta di successioni di materiale carbonatico: calcari, dolomie arenacee e siltose, calcari e dolomie marnose, marne siltite ed arenarie rosse e grigie, calcareniti oolitiche, bioclastiche, intraclastiche, a volte dolomitizzate, micriti. Lo spessore viene stimato tra i 250 e i 300 metri (Ghetti & Neri, 1983).

La Formazione del Werfen viene divisa in 10 sotto unità (a volte se ne riconoscono solamente 9), e vengono chiamati membri.

In base alle loro caratteristiche litologiche, colore e contenuto fossilifero troviamo quindi:

- Membro di Tesero
- Membro di Mazzin
- Membro di Andraz
- Membro di Siusi
- Membro dell'Oolite a Gasteropodi
- Membro del Campil
- Membro della Val Badia
- Membro del Cencenighe
- Membro di San Lucano
- Membro di Terra Rossa

Formazione del Serla Inferiore (Trias. Medio - Anisico)

La Formazione del Serla Inferiore non affiora nell'area di nostro interesse. Dove segnalata sul resto della carta si manifesta come rocce dolomitiche in prevalenza di color grigio chiaro-rosato e visibile una minima stratificazione planare. Spessore estremamente variabile da 15 - 100 metri in base a dove ci si trova.

Formazione a Gracilis (Trias. Medio - Anisico)

Si trova in contatto litologico con gli ultimi membri del Werfen, affiora in gran quantità sulle pendici del Monte Celva (Passo Cimirlo), sul fianco de La Marzola rivolto verso est, Altopiano della Vigolana, Villazzano Grotta, Loc. Salè.

Si tratta di un'alternanza di dolomie calcareo marnose e calcareniti grigiastre a bioclasti e peloidi in strati centimetrico-decimetrici con presenza talvolta di giunti nodulari. Lo spessore raggiunge al massimo 60 metri.

Conglomerato di Voltago (Trias. Medio - Anisico)

Il Conglomerato di Voltago si ritrova principalmente, ma in quantità minime sul versante ad est del monte La Marzola, in prossimità di Terra Rossa. È composto da arenarie medie-fini talvolta alternate con siltiti rossastre e grigiastre. Non è raro vedere intercalate a queste anche livelli conglomeratici discontinui. Si può vedere una base erosiva che poggia sulla Formazione a Gracilis. Lo spessore può raggiungere in alcuni casi anche 40 metri.

Formazione di Giovo (Trias. Medio – Anisico)

Si trova anche in spessori molto potenti su praticamente tutto il perimetro dei fianchi del monte La Marzola. È composta sia da carbonati che da depositi clastici con granulometria variabile depositatisi in ambiente marino marginale. Lo spessore è variabile tra 180 – 200 metri.

Conglomerato di Richthofen (Trias. Medio – Anisico):

Affiora principalmente sui versanti rivolti a nord, nord-est del monte La Marzola, nei pressi di Spiazzo Grande, Crozzi dell'Agola e Crozzi Rossi.

È un conglomerato composto da elementi centimetrici fino a metrici di elementi brecciatati di dolomia e calcari provenienti dalla piattaforma carbonatica. Inoltre si possono trovare intercalate peliti e arenarie rosse. Lo spessore non supera i 10 metri.

Formazione del Contrin (CTR) (Trias. Medio – Anisico):

Affiora molto abbondante nella parte media-alta del monte La Marzola, su tutti i versanti. Si compone di dolomie subtidali chiare ad alghe calcaree. È composta da strati potenti circa fino al metro sui quali si sovrappongono sottili livelli intertidali (10-30 cm) di doloareniti grigio-verdastre. È possibile riconoscere calcareniti a gasteropodi, lamellibranchi ed alghe *Dasycladacee*. Sono presenti contatti erosivi con livelli sottostanti.

Spessore che si aggira sui 150 -170 metri.

Formazione dello Sciliar (SCI) (Illirico – Fassanico):

Affiora principalmente sulla parte sommitale del monte La Marzola, in prossimità della cima e della cresta. È composta in prevalenza da dolomie saccaroidi (ricristallizzate) di colore biancastro o grigio chiaro. Al letto di questa formazione si può trovare la presenza di brecce e corpi di dolomie cristalline scure. Si riconoscono anche piccoli bivalvi, Gasteropodi e alghe *Dasycladacee*.

Lo spessore dell'unità varia da 50 a 350 metri.

Formazione di Travenanzes (TVZ):

Affiora unicamente negli ultimi metri a ridosso della cima a sud del monte La Marzola e in parte sul monte Celva. La litozona è formata da prevalenti dolomie grigio-biancastre, talora con fiamme gialle o rosate in strati decimetrici cui si intercalano livelletti centimetrico-millimetrici di peliti verdi e grigie. La parte sommitale dell'unità è costituita da dolomie grigio chiare fino a biancastre in strati di spessore metrico a giunti piani separate da livelletti centimetrici di peliti rosse.

Spessore variabile tra 10 e 15 metri.

5. NUOVI STUDI

5.1 Misure strutturali

Dalle diverse uscite sul campo che sono state effettuate, sono stati ricavati alcuni dati significativi di giacitura degli strati. Nella seguente immagine (Fig. 5) vengono rappresentati i luoghi dove sono state prese alcune le giaciture:

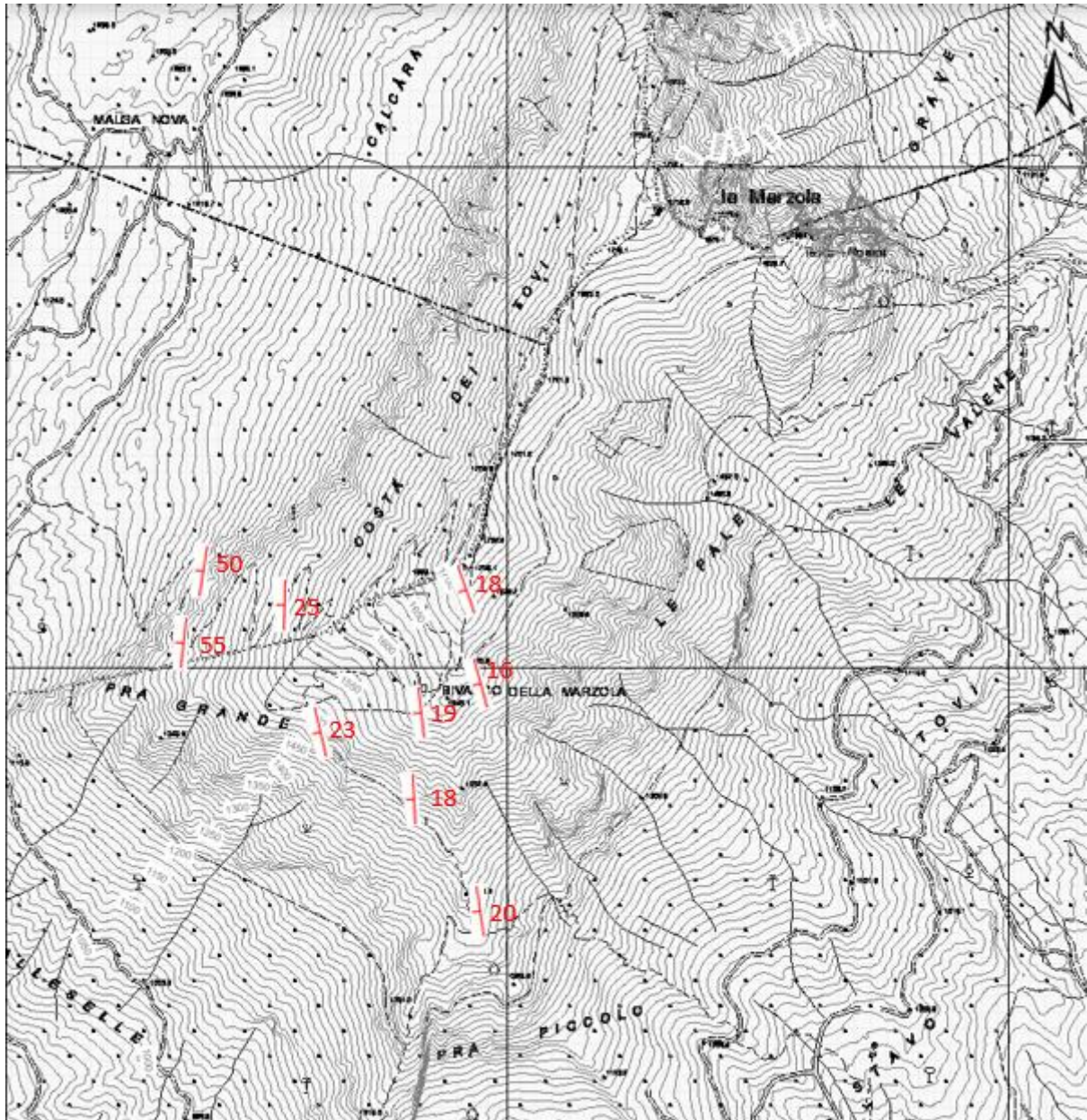


Figura 11: Giacitura degli strati in prossimità della cresta del monte La Marzola

Osservando l'andamento delle giaciture andando da E verso W, si può notare come l'immersione sia pressochè identica per tutte (N270), mentre l'inclinazione degli strati aumenta spostandosi verso W. Si passa quindi da un'inclinazione di 20° in prossimità del Bivacco della Marzola (1643,1 m. s.l.m.m.), fino ad arrivare a 50° sul sentiero E412 poco più a nord del Pra Grande.

Si può quindi ipotizzare che la struttura presente sul monte La Marzola sia una struttura monoclinale con gli strati immergenti verso W (Felber et alii, 2000).

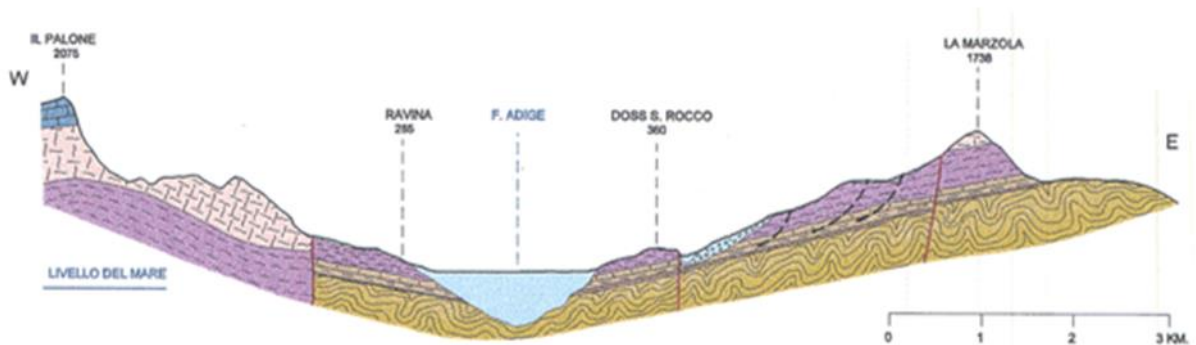


Figura 12: Struttura monoclinica de La Marzola [Felber, 2000].

5.2 Le frane de La Marzola

La Marzola è un massiccio caratterizzato dalla presenza di almeno 4 frane principali collocate sui suoi fianchi (Fig. 13), caratterizzate principalmente da movimento di tipo “scivolamento rotazionale” e frana “da crollo” in accordo con la classificazione di Varnes (1978). Osservando alcune immagini dell’area, tramite l’utilizzo di Google Earth Pro oppure andando sul terreno, è possibile distinguerle chiaramente.

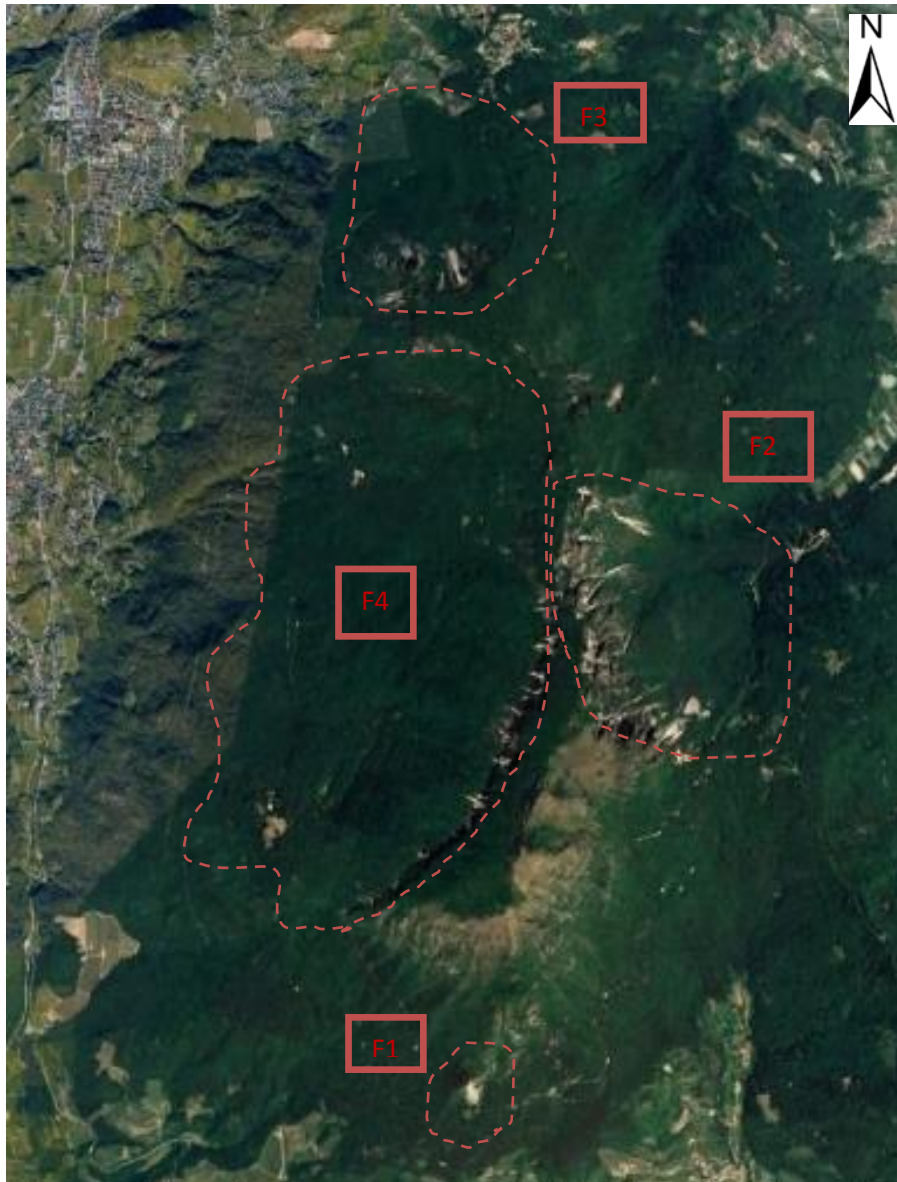


Figura 13: Distribuzione dei fenomeni franosi nell'intorno del Monte



Sul fianco meridionale del monte La Marzola, è ben visibile la presenza di una piccola frana da crollo.

Figura 14: Frana di crollo

Sul versante rivolto a NE, è una frana di tipo “complessa” di cui non si comprende l’innescò.

Non avendo fatto uno studio dettagliato di questo fenomeno franoso, e non essendoci altri studi su questa frana, mi sono basato unicamente sulle foto aeree (Google Earth Pro).

Potrebbe trattarsi di una frana di tipo “complessa”, in quanto sembra che inizialmente sia avvenuto uno scivolamento rotazionale, e che successivamente altro materiale sia stato coinvolto nella frana.

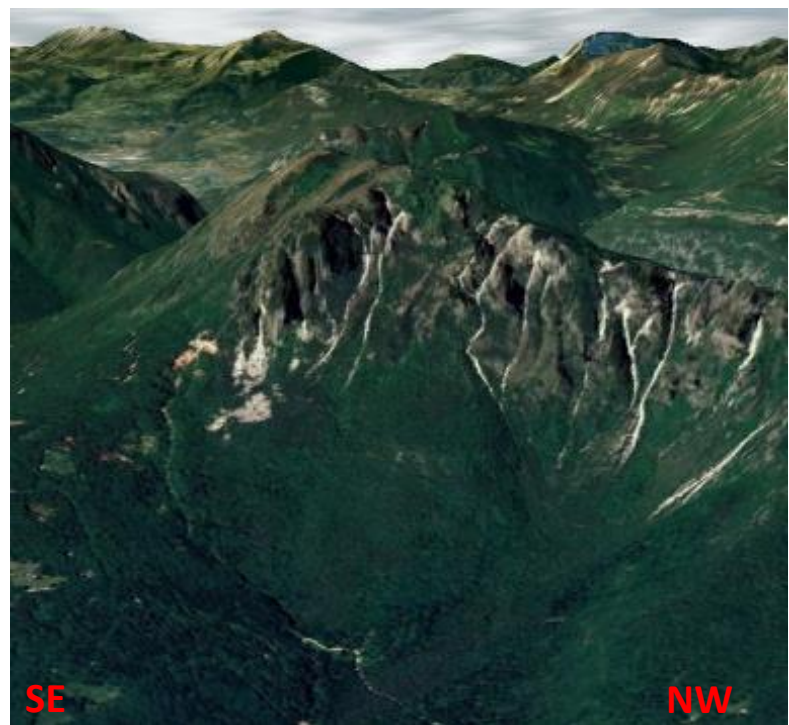


Figura 15: Frana per scivolamento/colamento (F2)



Sul versante a nord del monte La Marzola vi è una terza frana di tipo “scivolamento rotazionale”, ma di dimensioni inferiori rispetto alla precedente (F2).

Figura 16: Frana per scivolamento

Sul fianco rivolto ad ovest della montagna, vi è la frana maggiore per volume ed estensione. Si tratta di una frana con tipo di movimento definito di “scivolamento rotazionale” (Varnes, 1978) con coronamento a forma arcuata. Su questa frana ho focalizzato il mio studio.

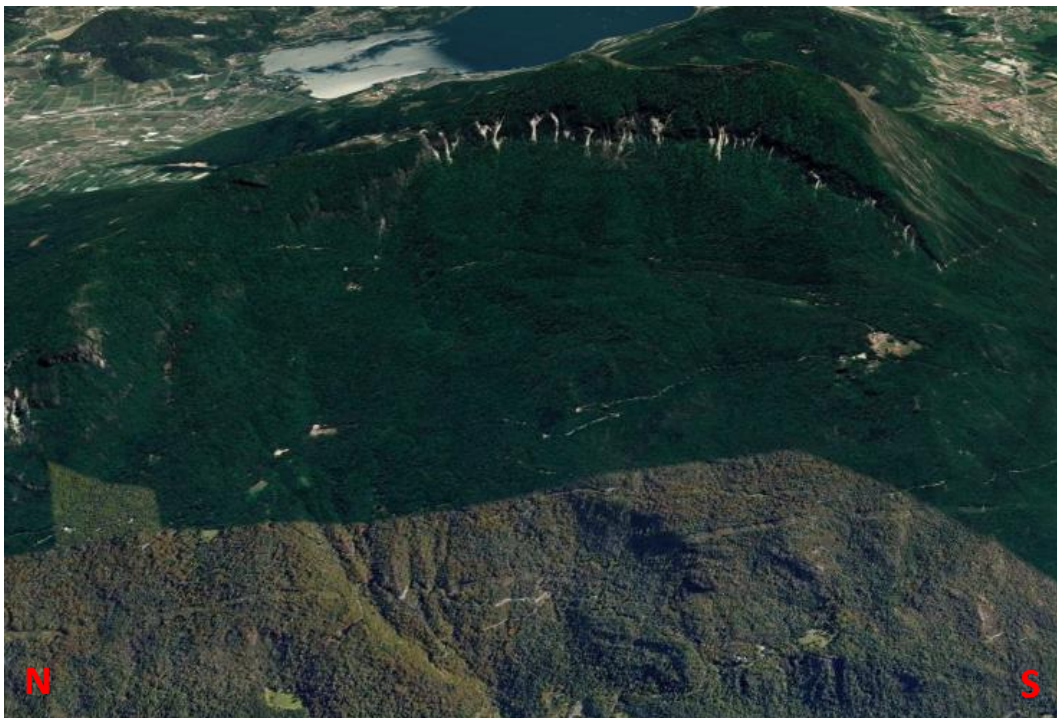


Figura 17: Frana per scivolamento rotazionale (F4)

Il materiale franato ed indicato in figura 13 con il nome F4, è composto da un misto delle litologie presenti nei pressi del Monte Marzola: Formazione di Travenanzes, Dolomia dello Sciliar, Formazione del Contrin e a seguire le altre litologie sottostanti. Misto a questo è presente anche del materiale apparentemente di provenienza glaciale, quali depositi di till indifferenziato e diamicton glaciali.

Secondo Basetti et alii (2007), che hanno studiato numerose altre frane del Trentino, ipotizzano che queste, come anche la frana de La Marzola, risalirebbero ad un'età postglaciale, avvenuta in seguito al ritiro del ghiacciaio dell'Adige dopo l'ultima glaciazione (10 Ky). Nei depositi glaciali che ricoprono il versante occidentale della Marzola deformato dalla frana F4, si trovano litologie molto differenti dalle rocce carbonatiche del substrato. Sono abbondanti le rocce magmatiche effusive come le rioliti della zona di Bolzano (dove è presente l'omonima caldera) o altre rocce effusive provenienti da luoghi più vicini (val di Cembra).

5.3 Analisi della scarpata principale della frana F4



Figura 18: Coronamento della zona di distacco della frana nonché del piano di scivolamento principale

La lunghezza della scarpata della frana, o piano di scivolamento principale è stato misurato tramite l'ausilio del DTM-Lidar: è risultato quindi poco più lungo di 4 km.

La figura 18 mostra la forma della zona di distacco della frana: a doppio arco, divisa tra i due da un dente che si protrae verso valle. Si potrebbe ipotizzare che la frana abbia dato luogo a due lobi, oppure che il movimento della frana possa esser avvenuto in due momenti distinti anche se in un lasso di tempo molto ravvicinato.



Figura 19: Superficie del piano di scivolamento

Il punto sommitale della scarpata principale, rappresentato con il puntino rosso ● in figura 19, è posto indicativamente a quota 1550 m. s.l.m.m. La superficie del piano di scivolamento principale e la sola parte esposta all'aria aperta è stato misurato tramite l'ausilio del Google Earth Pro dal quale è risultato che tale superficie sia pari a 0,328 km².

Nella carta geologica a scala 1:10000 del progetto CARG, Foglio 060 Trento, e dall'immagine satellitare di Google Earth Pro, si può notare come il piano di scivolamento non sia una superficie liscia e ben levigata.

Il piano di scivolamento immerge mediamente a N300°, con un'inclinazione che varia tra 40° e 60°.

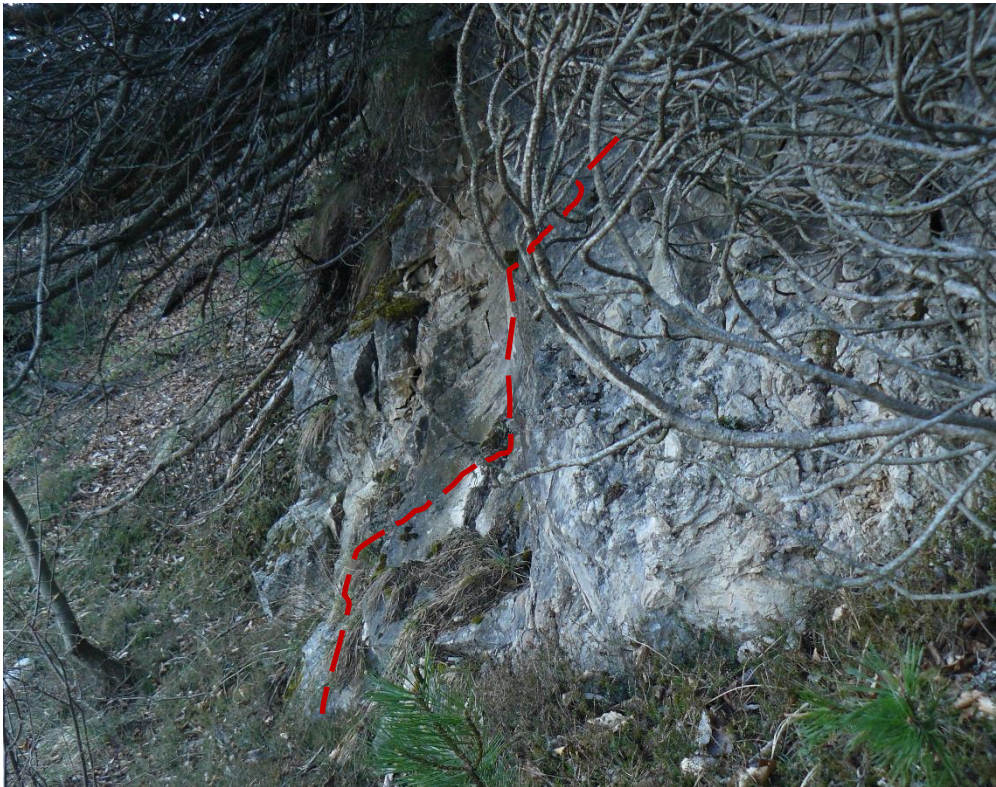



Figura 20: Piano di rottura di rottura del piano di scivolamento. Sul sentiero SAT0401 a quota 1400 m. s.l.m.m. e indicato in figura 18 con il simbolo 

Lo stato di degrado osservato sul piano di scivolamento della frana (fig. 20) suggerisce che non si tratti di una frana recente. In diversi punti del piano di movimento sono presenti colate di materiale detritico (fig. 22) proveniente sia dal piano di scivolamento il quale progressivamente viene eroso, che dal coronamento. Il materiale così viene portato a valle grazie alla gravità e altri agenti di trasporto (principalmente l'acqua). Si formano così dei conoidi di materiale detritico, che andranno ad accumularsi sul piano di scivolamento e sulla parte sommitale del corpo di frana.



Figura 21: Coronamento della frana



Figura 22: Conoide composto da materiale franato dalla scarpata

5.4 Morfometria del corpo di frana

All'interno del volume di materiale che è stato spostato a valle per gravità in seguito al fenomeno franoso si possono distinguere:

- la lunghezza totale (L) della frana è definita come la “*distanza minima tra il punto inferiore e il coronamento della frana*” (Varnes, 1978). In figura 23 viene indicata con il segmento color azzurro A-B;
- la larghezza della massa spostata (Wd) viene definita come la “*larghezza massima della massa spostata misurata perpendicolarmente alla lunghezza totale*” (Varnes, 1978). In figura 23 viene indicata con il segmento color verde C-D.

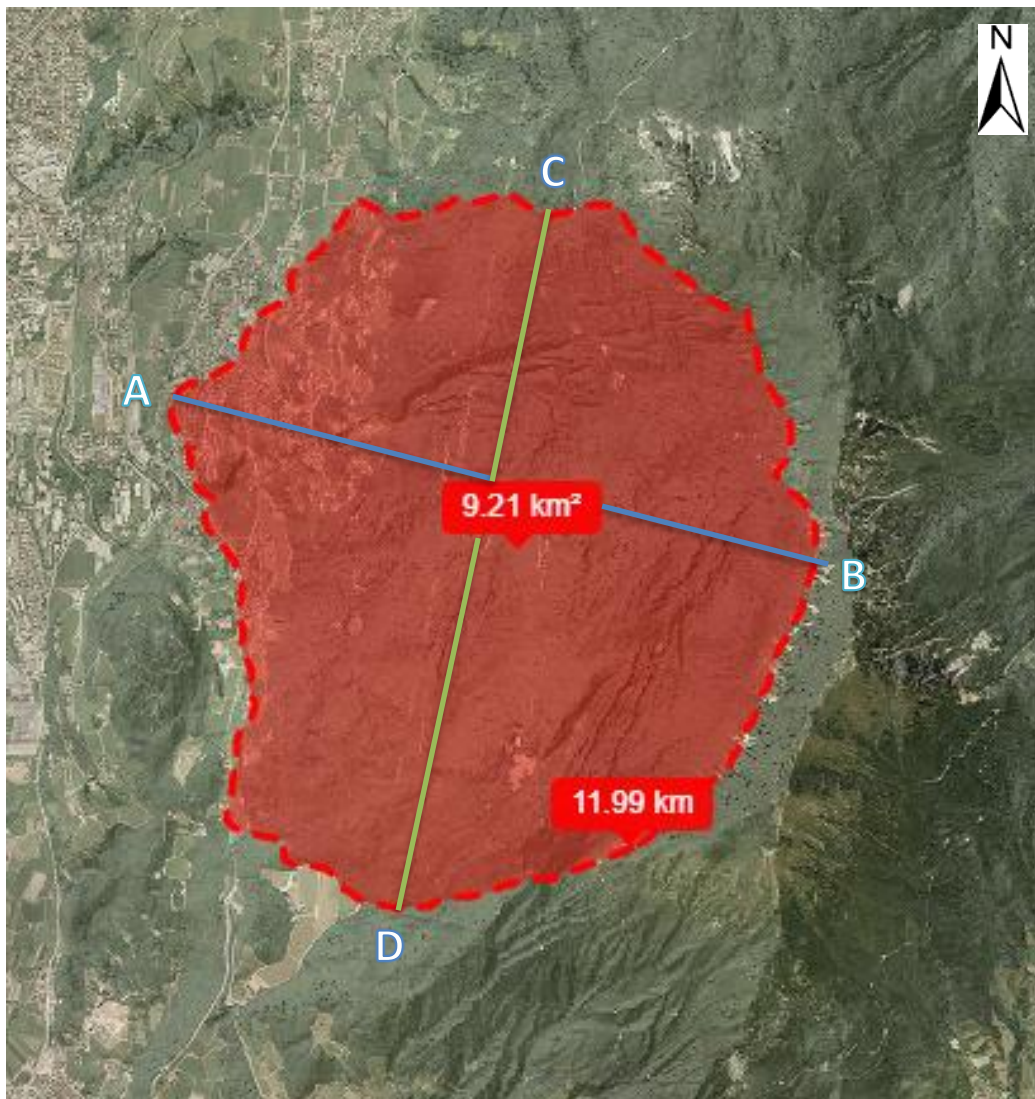


Figura 23: Estensione areale del corpo di frana

Tramite l'ausilio del DTM-Lidar del Portale Geocartografico Trentino, è stato possibile calcolare in maniera approssimativa la superficie occupata dal solo deposito della frana, delimitato inferiormente dall'unghia della frana, superiormente dalla testata e lateralmente dai fianchi della frana stessa. Il corpo franoso ricopre quindi un'area di circa 9 km². (Fig. 23).

- **Profili altimetrici attraverso le strutture lineari del corpo di frana**



Figura 24: Immagini sormontate del DTM-Lidar (2009) e ortofoto (2015)

Nella parte centrale del corpo di frana si può osservare tramite l'ausilio del DTM-Lidar e osservazioni sul campo, alcune lineazioni (Fig. 24) con direzione SSW – NNE (direzione parallela alla faglia delle Giudicarie) (Foglio 060 Trento – Avanzini et alii, 2010)

Osservando queste strutture sul campo, in direzione ortogonale circa W-E, esse appaiono allineate e asimmetriche di tipo “*horst & graben*” con il fianco rivolto a W meno inclinato rispetto al fianco rivolto ad E. Altre due lineazioni di dimensioni inferiori (fig. 24) sono presenti sul corpo di frana. Una delle due strutture è posta più in alto e vicino alla scarpata principale, a quote comprese tra i 1350 e i 1400 m. s.l.m.m., l'altra più in basso, verso il piede della frana, a quote comprese tra i 800 e i 850 m. s.l.m.m.

Con l'ausilio di Google Earth Pro ho tracciato i profili altimetrici attraverso le strutture lineari (WNW – ESE). Grazie alla funzione di soleggiamento del Lidar, ho potuto osservare come i fianchi a valle si presentino con una colorazione chiara, mentre il fianco rivolto a monte con colorazione scura.

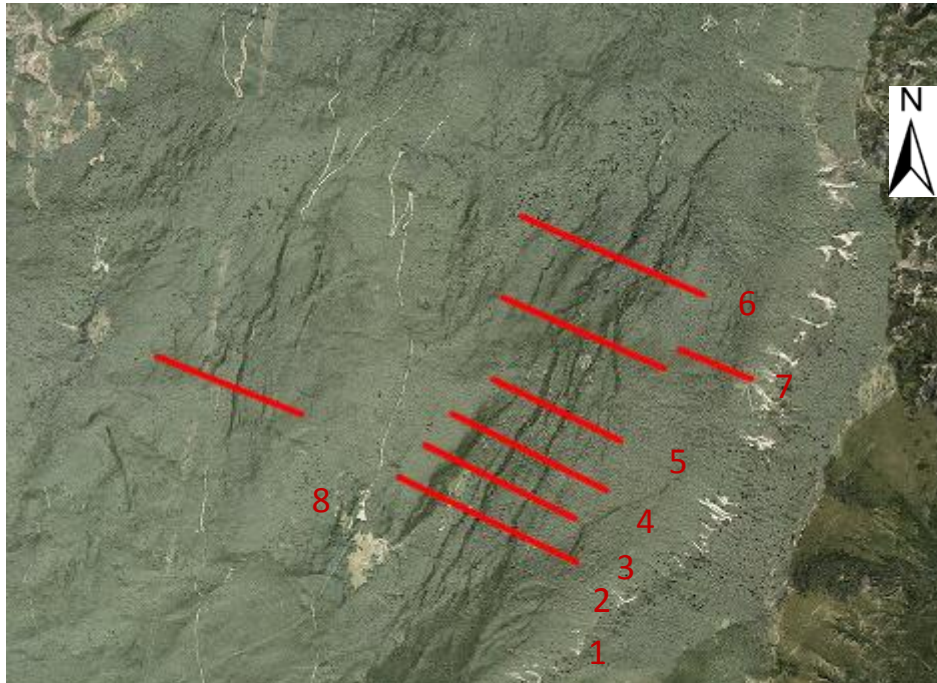
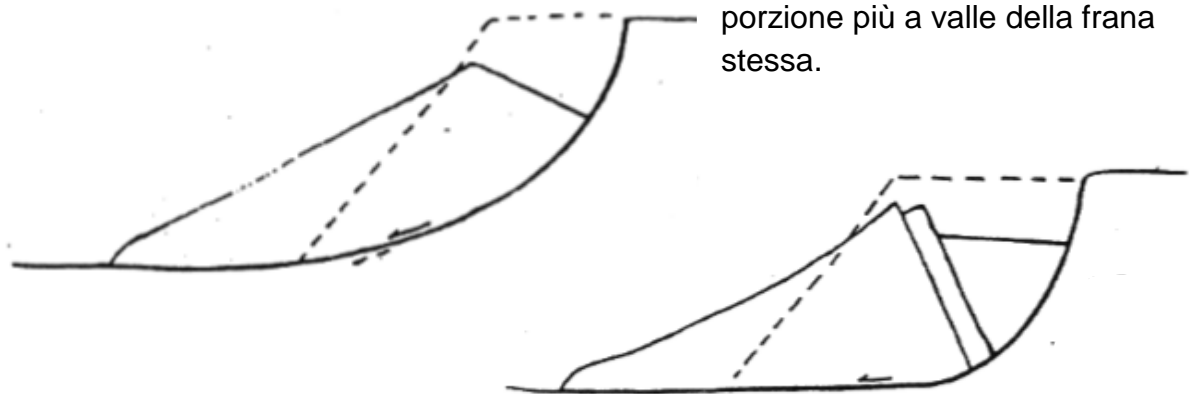


Figura 25: Schema della posizione dei profili altimetrici posti sul corpo di frana

I profili altimetrici hanno confermato la struttura “*horst & graben*”, come indicato nello schema 1. Skempton & Hutchinson (1969) hanno interpretato questi tipi strutture come dovute alla presenza di un livello di terreno coesivo, il cui cinematismo è dovuto allo scorrimento di masse di terreno o roccia lungo una superficie curvilinea. Si verifica spesso in seguito a rottura progressiva, che si propaga a partire dal piede del pendio. Si tratta di un cinematismo autostabilizzante. Si formano quindi queste strutture tipo “*horst & graben*” in seguito a fenomeni trattivi dovuti allo stiramento del

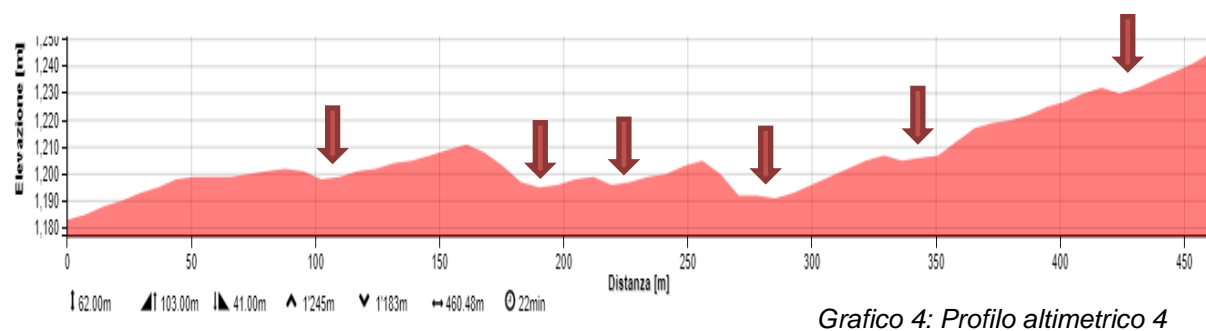
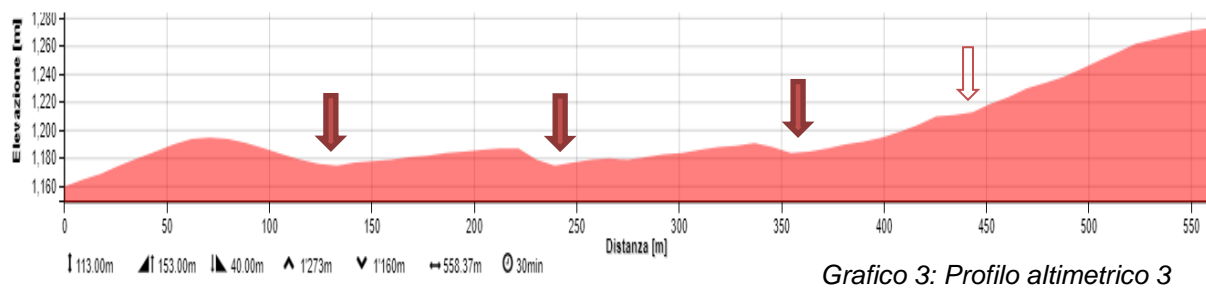
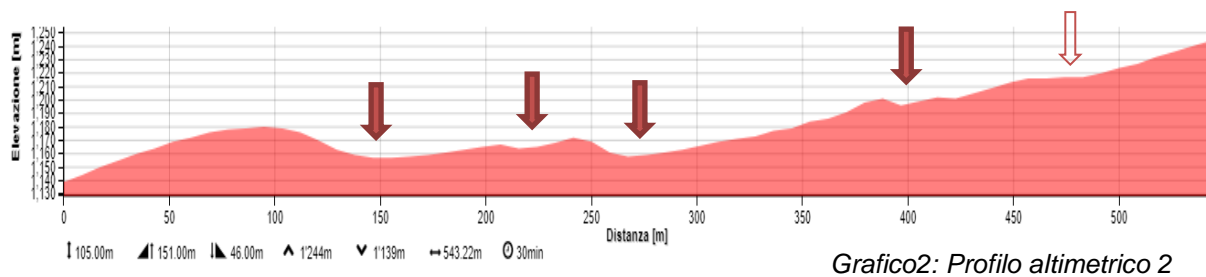
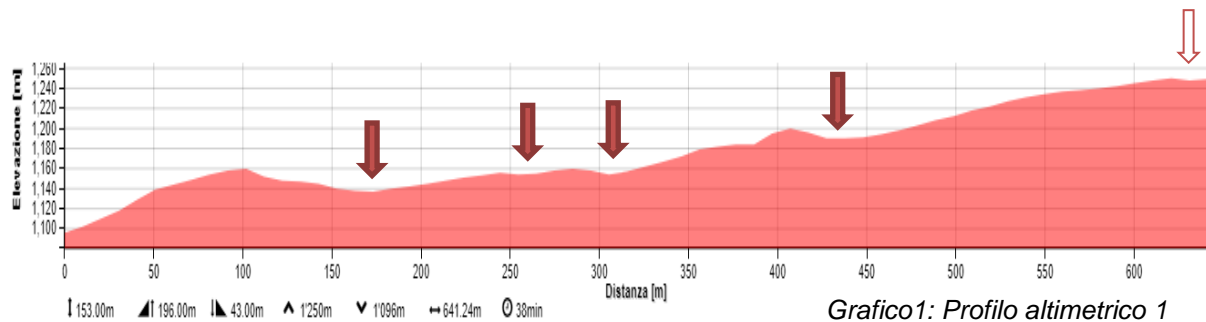
corpo di frana da parte della porzione più a valle della frana stessa.



Schema 1: Possibile schema da trazione della frana della Marzola

Le varie cause che possono innescare questi tipi di fenomeni sarebbero (Varnes, 1978) :

- Eventi meteorici intensi;
- Sovraccarichi sulla sommità del pendio;
- Sollecitazioni sismiche;
- Scalzamento al piede della frana di materiale, per cui diminuisce così la componente normale degli sforzi lungo la superficie di rottura;



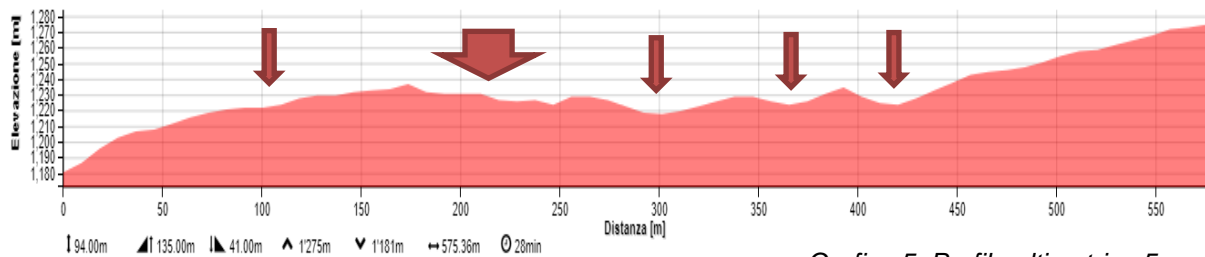


Grafico 5: Profilo altimetrico 5

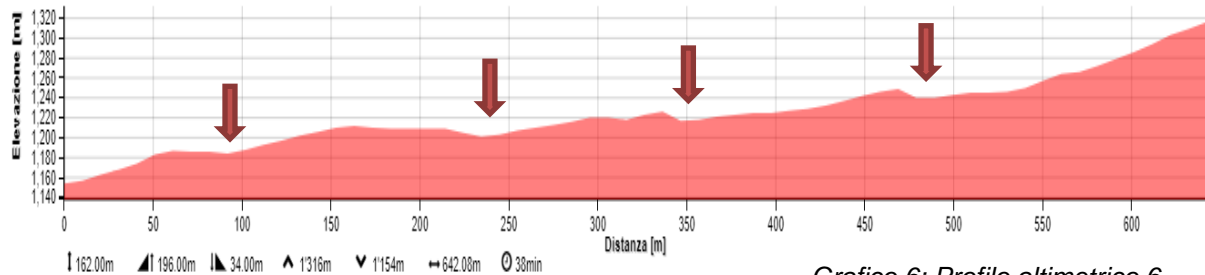


Grafico 6: Profilo altimetrico 6

I sei profili altimetrici sono stati effettuati sulla stessa porzione della struttura da trazione (quella centrale e più grande), i profili 7 e 8 sono stati effettuati in due strutture a parte, rispettivamente a ridosso del piano di scivolamento principale a quota 1370 m. s.l.m.m. (vedi figura 24) e a quota 840 m. s.l.m.m. nella porzione più a valle dell'ammasso di frana (vedi figura 24).

Le frecce rosse presenti sui profili altimetrici stanno ad indicare dove sono posizionati i trenches lungo il profilo.

Queste strutture lineari sembrano essersi formate in seguito allo stiramento/trazione da parte del deposito di frana.

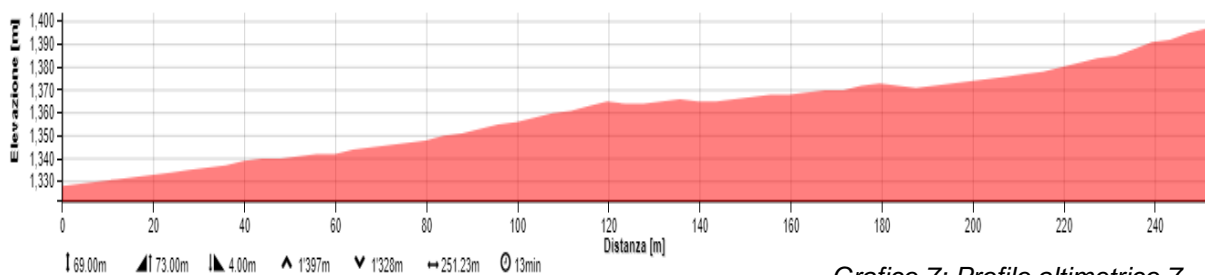


Grafico 7: Profilo altimetrico 7

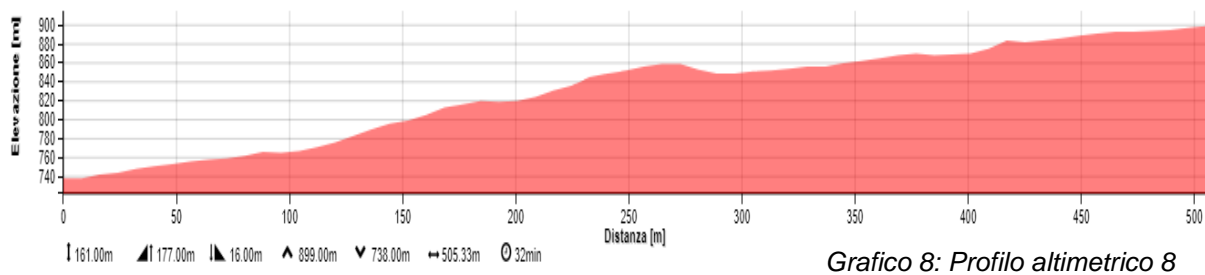


Grafico 8: Profilo altimetrico 8

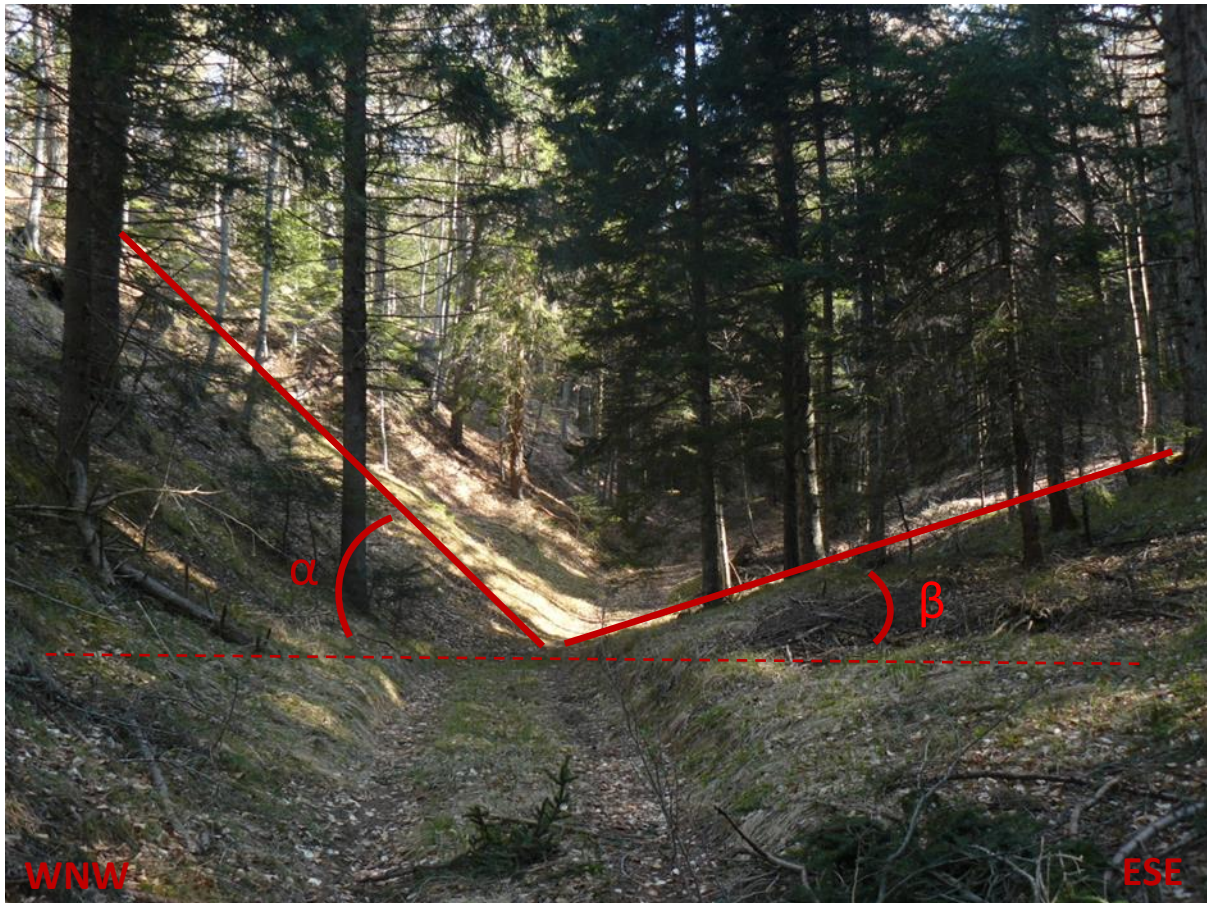


Figura 26: Trench gravitativo da trazione nei pressi di Malga Nova

In figura 26 si può osservare come il fianco sinistro del trench gravitativo è direzionato verso ESE (monte) e abbia un angolo rispetto all'orizzontale molto maggiore rispetto all'altro fianco del trench rivolto verso WNW (valle). Nel punto più basso del trench è presente una strada forestale sterrata adibita per il passaggio di trattori, bici e anche a piedi.

Ho assunto che l'ammasso roccioso che si è staccato dal versante occidentale della Marzola si sia mosso in direzione circa SE-NW, dal punto "B" verso il punto "A" (fig. 23), ovvero perpendicolarmente alle strutture lineari osservate in campagna, assumendo queste ultime come strutture di trazione del corpo di frana in accordo con Skempton & Hutchinson (1969).

Secondo uno studio in quest'area eseguito da Felber nel 2000, la nicchia di distacco principale della frana corrisponderebbe a dei livelli evaporitici risalenti al Triassico Medio/Inferiore, in particolare sono state riconosciute la Formazione a Gracilis, la Dolomia del Serla e alcuni membri del Werfen.

Nel Progetto CARG Foglio 060 Trento (Avanzini et alii, 2010), vengono analizzate con più dettaglio le litologie presenti sul corpo di frana. Sono state suddivise diverse zone in base alle rocce che sono state trovate. Si possono quindi individuare:

- In località Bindesi (600 m. s.l.m.m.) e nei suoi dintorni (San Rocco) sono stati trovati dei depositi di breccia cementata (Avanzini et alii, 2010). Questi depositi sono composti da clasti a matrice-sostenuta con blocchi di dimensioni maggiori al suo interno. Le litologie presenti sono rocce dolomitiche a grana fine in predominanza, ma anche quarziti, rioliti provenienti dalla zona di Bolzano e anche andesiti in minor quantità;
- Nei pressi di Crozzi d'Agola sono presenti depositi del sub-sistema di Lisignago;
- Nei pressi di Crozzi dell'Altar (1250 m. s.l.m.m.) sono presenti depositi di diamicton massivo supportato dalla presenza di clasti, inoltre sono presenti blocchi eterometrici di roccia dolomitica, in particolare appartenenti alla Dolomia dello Sciliar e alla Formazione del Contrin. In questa zona sono presenti le strutture da trazione di cui ho discusso nel paragrafo precedente;
- Nei pressi di Prati di Pra Gioan sono presenti depositi di diamicton massivo supportato da clasti con blocchi dolomitici al suo interno;

- **Calcolo del volume ipotetico della frana**

Ho cercato di calcolare il volume del deposito della frana F4 presente sul fianco a W del monte La Marzola, tenendo conto che il volume di una frana può essere approssimato come forma alla metà di un ellissoide di rotazione a tre assi.

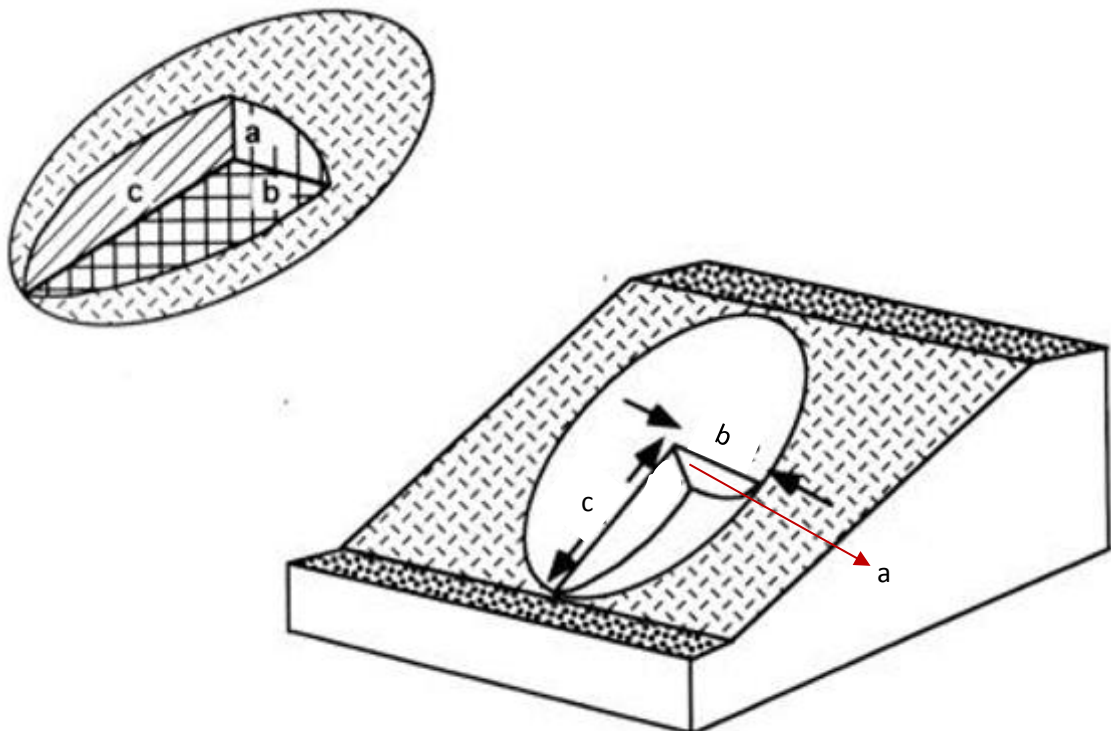
Se la forma fosse una mezza sfera, il volume da calcolare risulterebbe essere:

$$V = (4/3\pi r^3)/2$$

Tuttavia, mentre il raggio della sfera è uguale per qualsiasi segmento si voglia considerare, per quanto riguarda la metà di un ellissoide di rotazione a tre assi (schema 2), bisogna invece utilizzare il seguente calcolo:

$$V = (4/3\pi a * b * c)/2$$

dove a, b e c sono le lunghezze dei tre semiassi, che per ovvi motivi saranno diversi tra loro.



Schema 2: Rappresentazione del volume ipotetico della frana

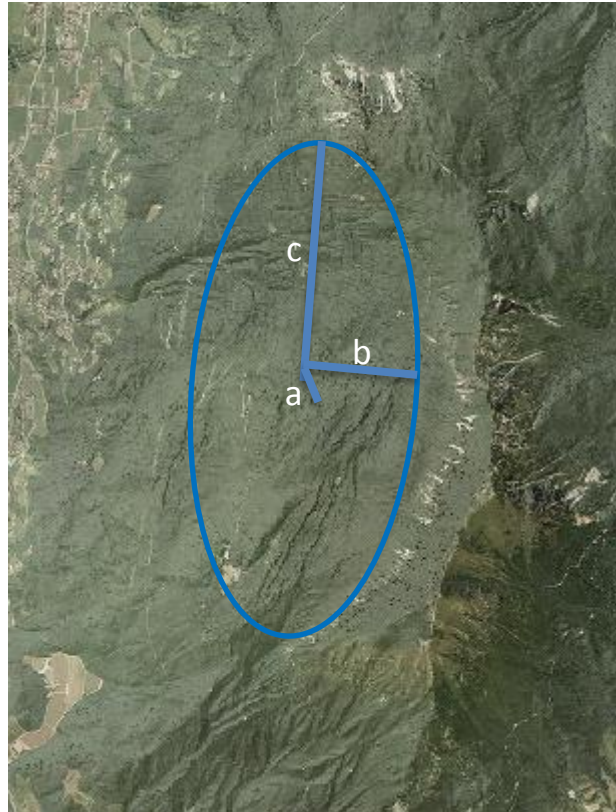


Figura 27: Schema della metà dell'ellissoide della frana per il calcolo del volume

$$V = (4/3\pi a * b * c)/2$$

a = 100 m spessore del deposito

b = 700 m semiasse della lunghezza della massa spostata

c = 1500 m semiasse della larghezza della massa spostata

Il volume di materiale franato viene stimato tramite il calcolo delle lunghezze dei tre semiassi a, b, c.

$$V = (4/3 * \pi * 1550 * 700 * 100) / 2 =$$

$$= (439.600.000) / 2 =$$

$$= 219.800.000 \text{ m}^3 \sim 220 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Lo stesso volume della frana è stato stimato da Felber et alii (2000) ed è risultato di $180 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

- **Stima dell'angolo di viaggio (Travel angle):**

L'angolo di viaggio di una frana, in inglese travel angle, viene definito come il valore angolare medio della frana stessa, considerando come estremi per il calcolo il punto sommitale presente sul coronamento e il punto inferiore (Fig. 28).

“Cosa l'angolo di viaggio rappresenta ha numerose interpretazioni. È stato considerato come una misura della mobilità relativa della frana (Nicoletti & Sorriso-Valvo 1991, Corominas 1996). Shreve (1968) chiamò questo angolo il coefficiente equivalente di frizione e Scheidegger (1973) ridefinì questo concetto, indicando che per un corpo franoso, la tangente dell'angolo di viaggio è, infatti, il coefficiente di frizione del piano di contatto tra la massa franata e il terreno, che è anche espresso dal rapporto tra la altezza verticale (H) e la componente orizzontale della distanza di viaggio (L).”

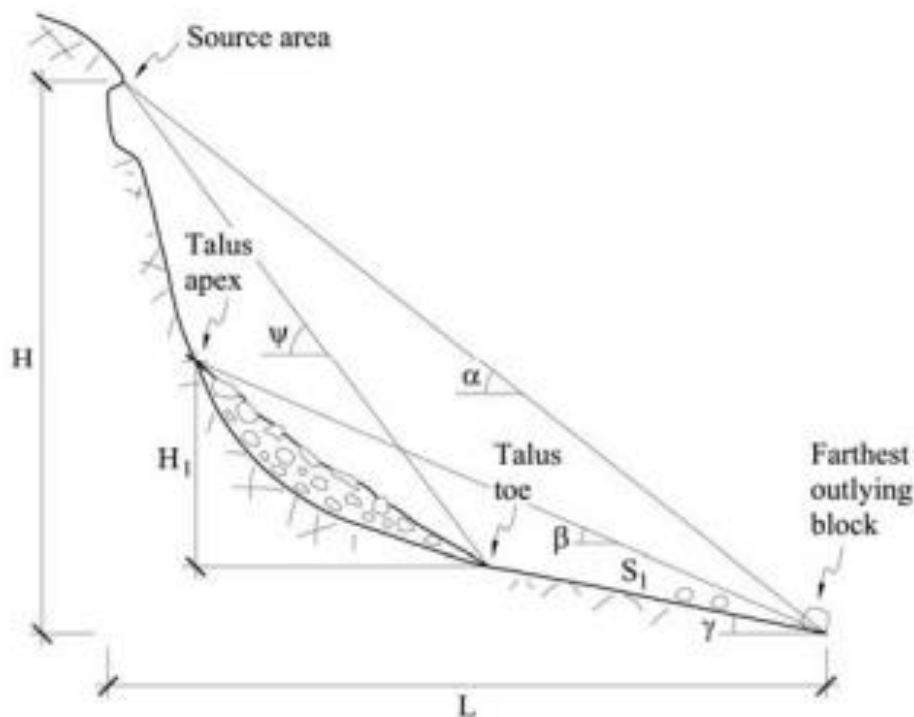


Figura 25: Rappresentazione dell'angolo di viaggio di una frana

Tanto più l'angolo di viaggio (travel angle) della frana è piccolo, tanto maggiore è la distanza percorsa dal materiale della frana rispetto alla zona sorgente.

Nel caso della frana della Marzola, l'angolo di viaggio risulta essere:

$$\alpha = \arctan(\Delta y / \Delta x) = \arctan(1180 / 3499) = \arctan(0,33) = 18,6^\circ$$

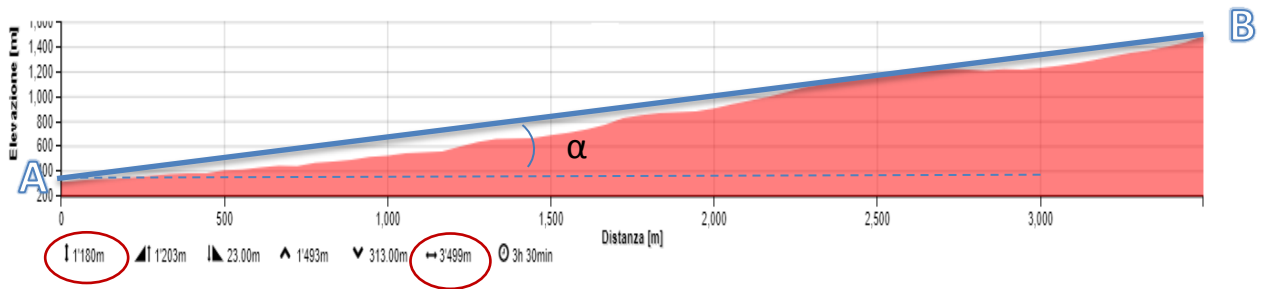


Figura 29: Rappresentazione del calcolo dell'angolo di viaggio (travel angle)

6 CONCLUSIONI

La tesi evidenzia la posizione geografica del massiccio della Marzola, il reticolato idrografico, le litologie, la presenza di depositi glaciali relitti e la presenza di numerose frane su tutti i versanti che la circondano.

La frana maggiore collocata sul versante occidentale copre un'area di circa 9 km², un volume di circa $220 \cdot 10^6$ m³. Il coronamento della frana si estende per poco più di 4 km, ed ha forma arcuata, tipica proprio delle frane con movimento di tipo "scivolamento rotazionale".

Le misurazioni e calcoli matematici effettuati sulla frana (calcolo del volume ipotetico della frana), è risultato tutto sommato abbastanza buono, in quanto si avvicina molto ai valori che hanno ottenuto altri geologi che hanno studiato il versante occidentale del monte Marzola con più precisione e con l'attrezzatura adeguata (Felber et alii, 2000).

Il calcolo della superficie del piano di scivolamento principale esposta all'aria aperta è risultato di 0,328 km². Questo dato è forse quello con l'errore maggiore, rispetto a tutti gli altri dati raccolti, in quanto il piano di scivolamento principale risulta essere ben visibile nella zona a sud della frana, mentre è poco identificabile o a tratti inesistente nella parte più a nord del piano stesso.

Per quanto riguarda il calcolo dell'angolo di viaggio e superficie del corpo di frana, non ho trovato alcun valore che possa confermare o smentire il mio risultato, o nessun range di valori per cui si possa dare una interpretazione del dato ottenuto.

Tramite il DTM-Lidar del Portale Geocartografico Trentino, ho riconosciuto una serie di strutture lineari interpretabili come strutture di trazione legate allo sviluppo della frana.

Analizzando gli 8 profili altimetrici effettuati sul corpo di frana, si può vedere l'andamento del versante della montagna, nonché le strutture da trazione sopra menzionate. È quindi stata confermata la presenza di più di un tranch gravitativo da trazione.

Dall'osservazione della morfologia sembra che il fenomeno franoso sia avvenuto in due momenti distinti, creando così due lobi. Inizialmente si è distaccato il lobo meridionale della frana, che risulta anche essere di dimensioni più ragguardevoli, e solo in seguito si è staccato anche il lobo più settentrionale. Questo potrebbe essere concorde con l'interpretazione fatti prima riguardo il piano di scivolamento principale, che per quanto riguarda la porzione a sud è sicuramente nettamente più visibile rispetto alla porzione più a nord del piano di scivolamento, che risulta chiaramente poco visibile e a tratti sembra quasi che non ci sia minimamente.

La carta geologica del progetto CARG, redatta da Avanzini et alii (2010), identifica il versante occidentale del monte La Marzola come una grande D.G.P.V. (deformazione gravitativa profonda di versante).

Secondo lo studio da me condotto, questa considerazione viene confermata in quanto gran parte dei parametri rientrano nelle caratteristiche morfostrutturali di una D.G.P.V. :

- Le dimensioni del fenomeno sono compatibili con quelle dell'intero versante (Agliardi et al., 2001).
- Il volume è dell'ordine di alcune centinaia di migliaia o più (anche milioni) di metri cubi (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994).
- Lo spessore di alcune decine o centinaia di metri (Rizzo, 1984).
- Le estensioni in larghezza sono dell'ordine dei chilometri (Kojan & Hutchinson, 1978)
- L'entità degli spostamenti è piccola (nella fase iniziale) in confronto alle dimensioni planimetriche del fenomeno (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994). Negli stadi finali, precedenti al collasso, le velocità possono raggiungere anche i 20 cm al giorno (Muller, 1968), passando così ad un *creep* accelerato che precede la rottura. – (non ho verificato questo aspetto per mancanza di dati e tempi necessari per analizzarlo).
- La presenza di morfostrutture quali sdoppiamenti di vetta, scarpate, controscarpate, trincee, *tension cracks* (Jahn, 1964; Zischinsky, 1966, 1969; Ter-Stepanian, 1966 ...). Queste strutture superficiali costituiscono le tipiche evidenze morfologiche (sia durante i rilievi di campagna che analizzando le foto aeree) delle D.G.P.V.. In svariati casi le trincee e le altre morfostrutture assumono forma a gradinata più o meno arcuata in pianta (Sorriso-Valvo, 1979).
- La presenza di frane minori all'interno della massa in deformazione e di vecchi collassi nel settore inferiore del versante (Agliardi et al., 2001).

Tuttavia non ho trovato completa concordanza riguardo a:

- Assenza di una superficie o zona di rottura continua, a differenza dei comuni fenomeni franosi, che invece è presente nel caso specifico sul monte La Marzola.
- Secondo Agliardi et al., 2001, l'assenza di una superficie continua di scivolamento basale di una D.G.P.V. non è diagnostica di tale fenomeno, in quanto possono essere stati ereditati da pre-esistenti superfici di origine tettonica (faglia). A conferma di tutto ciò, sulla carta geologica del CARG, è stata posizionata in prossimità del coronamento una faglia di tipo normale. Questa potrebbe essere responsabile del fatto che il piano di scivolamento posto a sud sia più evidente rispetto alla porzione posta più a nord.

Sulla carta CARG viene delimitata la presenza di una D.G.P.V. che interessa anche parte del versante rivolto ad est, e che quindi presenta dimensioni nettamente maggiori rispetto a quelle visibili sul campo.

In seguito all'evento climatico di fine ottobre (2018) che ha colpito anche questa zona del Trentino Alto-Adige, creando numerosi danni a riguardo, non è da escludere che le più frequenti ed intense piogge che colpiranno queste zone in futuro, possano in qualche modo variare la stabilità di questo versante e di molti altri interessati da fenomeni franosi e che quindi è una variabile (quella del cambiamento climatico) da tenere in considerazione per lo studio in futuro dei fenomeni franosi in generale.

7 RINGRAZIAMENTI

Voglio ringraziare la Prof.ssa S. Martin per la possibilità datami di realizzare questo progetto di tesi. La ringrazio per la pazienza avuta nei miei confronti e per tutti i consigli che mi ha dato.

Ringrazio i miei genitori che mi hanno dato la possibilità di continuare il mio percorso di studi e per avermi sempre sostenuto e incoraggiato anche durante quei momenti più difficili.

Ringrazio il dott. Bridi F. per il fondamentale aiuto datomi in fase di interpretazione dei dati ed organizzazione del testo.

Ringrazio mio fratello Florian per il supporto tecnico e logistico che ha fornito durante le uscite sul campo.

Ringrazio gli altri miei fratelli, zii e parenti tutti, i quali grazie alle continue domande di chiarimenti in ambito geologico e continui elogi, mi hanno fatto sentire come una persona molto importante ed apparentemente studiata.

8 BIBLIOGRAFIA

AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A. and SELLI L. (2010) Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, foglio 060 Trento. Provincia Autonoma di Trento, SystemCart, Roma, 244 p.

BASSETTI & BORSATO, 2007 - Evoluzione geomorfologica della Bassa Valle dell'Adige dall'Ultimo Massimo Glaciale: sintesi delle conoscenze e riferimenti ad aree limitrofe. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., 82.

PANIZZA M., 1963 – Sezione stratigrafica permo-werfeniana della Terra Rossa (M. Marzola, Trento). St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 40, pp. 135-164, Trento

PENCK A. & BRÜCKNER E., 1909 – Die Alpen in Eiszeitaler, vol. III. Leipzig.

GHETTI S. & NERI C., 1983 – La Formazione di Werfen (Trias inferiore) della Valsugana (Trento). St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 60, pp. 135-164, Trento.

ZAMPIERI D., MASSIRONI M., SEDEA R., SPARACINO V., 2003. - Strike-slip contractional stepovers in the Southern Alps (northeastern Italy). Eclogae Geol. Helv. 96, 115 – 123.

BOSELLINI A., CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.B. & NARDIN M., 1999 – Carta Geologica e dei Lineamenti strutturali del Trentino alla scala 1: 200.000. Servizio Geologico Provincia Autonoma di Trento.

CUCATO M., DE ZANCHE V., MIETTO P. & SANTINI L., 1987 – La successione stratigrafica anisica dei monti Marzola e Vigolana nei pressi di Trento. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 64, pp. 65-76, Trento.

FUGANTI A., BAZZOLI G. & MORTEANI G., 2001 – La genesi della Valle dell'Adige. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 77, pp. 205-219, Trento.

FELBER M. et al., 2000 – Indagini sismiche e geognostiche nelle valli del Trentino meridionale (Val d'Adige, Valsugana, Valle del Sarca, Valle del Chiese), Italia. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, vol. 75, pp. 3-52.

SELLI L., 1998 – Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia). Mem. Sc. Geol. It., vol. 53, pp. 503-541, Roma.

TRENER G. B., 1952 – L'origine geologica e l'idrografia dei laghi di Caldonazzo e di Levico. Società tipografica Mareggiani, Bologna

BOSELLINI A., 1965 – Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, vol. 15/3, pp. 5-68, Trento.

DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1986 – Stratigrafia delle Zwischenbildungen (Triassico medio) nei dintorni di Trento. Memorie Scienze Geologiche, vol. 38, pp. 479-488, Padova.

DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1989 – Il Triassico della Valsugana. Mem. Sc. Geol., vol. 41, pp. 163-189, Padova.

FUGANTI A., BAZZOLI G. & MORTEANI G., 2001 – La genesi della Valle dell'Adige. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 77, pp. 205-219, Trento.

ABDOLHOSSEIN K., FAISAL H., NORMANZIA O. - Contribution of the Root to Slope Stability, 2012

CARLIN G., 2009 – I fenomeni di instabilità del versante occidentale del monte Marzola, (Trentino Meridionale): studio geologico e geomeccanico

DEMURTAS M. – Caratterizzazione geologico-strutturale della linea della Val di Centa (Passo della Fricca, Alpi meridionali, Italia)

FLAIM L. – Le deformazioni gravitative del versante sinistro della Val Ridanna (Alto Adige-Südtirol, Italia): Geologia strutturale e geomeccanica

Progetto preliminare autostrada Valdastico A31 nord, Consorzio Raetia, 2011

Appunti del corso di Geologia Applicata con elementi di legislazione, corso di laurea triennale in Scienze Geologiche, anno accademico 2018-2019.

AGLIARDI, F., CROSTA, G. & ZANCHI, A. (2001) Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. Engineering Geology, 59, 83-102.

DRAMIS, F. (1984) Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde di versante. Bollettino della Società Geologica Italiana, 103, 681-687.

RIZZO, V. (1984) Alcuni esempi di fenomeni gravitativi profondi nel tentativo di una loro caratterizzazione. Bollettino della Società Geologica Italiana, 103, 697-700.

KOJAN, E. & HUTCHINSON, J.N. (1978) Mayunmarca rockslide and debris flow. In: VOIGHT, B. (ed.) Rockslides and Avalanches - Natural Phenomena. Development in Geotechnical Engineering, 14, 25-35.

MÜLLER, L. (1968) New consideration on the Vajont slide. Felsmechanik Ingenieurgeologie, 6 (1), 1-91.

JAHN, A. (1964) Slope morphological feature resulting from gravitation. Zeitschrift für Geomorphologie Suppl., 5, 59-72.

ZISCHINSKY, U. (1966) On the deformation of high slopes. In: Proceedings of the 1 st Congress of the International Society of Rock Mechanics, Lisbon, Volume 2, 179-185.

ZISCHINSKY, U. (1969) Über Sackungen. Rock Mechanics, 1 (1), 30-52.

Carte

Carta Geologica d'Italia 1:50.000 (foglio 060 Trento) – Progetto CARG

Carta Geologica d'Italia (foglio 082 Asiago) – Progetto CARG

Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (foglio 021 Trento)

Software

WebGIS DTM Lidar

Ortofoto 2015

Carta Tecnica Provinciale (CTP) 2017