

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

Direttore: Prof.ssa Cristina Stefani

**TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA**

CURRICULUM GEOLOGIA TECNICA

**STUDIO DELLA FRANA DI PREZZO (TN) NEL
QUADRO DELLE GRANDI FRANE DEL
TRENTINO SUD-OCCIDENTALE**

Relatore: Prof. Rinaldo Genevois

Correlatore: Prof. Mario Floris

Laureando: Luca Gandolfo

ANNO ACCADEMICO 2012/2013

*... A Voi, Mamma e Papà,
che mi avete permesso
di realizzare questo cammino ...*

INDICE

1. INTRODUZIONE	- 9 -
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO-STRUTTURALE.....	- 12 -
2.1 ALPI MERIDIONALI: SUCCESSIONI MESOZOICHE E LORO EVOLUZIONE PREALPINA	- 14 -
2.2 ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	- 16 -
2.3 ASPETTI GEOMORFOLOGICI GENERALI: DEPOSITI PLIO-QUATERNARI.....	- 22 -
2.4 CENNI SULLA TETTONICA NEOALPINA	- 23 -
3. FENOMENI DI DISSESTO E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE	- 28 -
3.1 ASPETTI GENERALI	- 28 -
3.2 LE DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE.....	- 35 -
3.2.1 <i>Aspetti teorici</i>	- 35 -
3.2.2 <i>Caratteristiche morfostrutturali e fattori di innesco</i>	- 37 -
3.2.3 <i>Le principali DGPV osservate</i>	- 43 -
4. LA FRANA DI PREZZO.....	- 52 -
4.1 INTRODUZIONE ED ASPETTI GENERALI.....	- 52 -
4.2 MATERIALI E METODI DI STUDIO	- 54 -
4.2.1 <i>Base topografica</i>	- 54 -
4.2.2 <i>Fotointerpretazione</i>	- 54 -
4.2.3 <i>Modello digitale del terreno (DTM)</i>	- 55 -
4.3 MONITORAGGIO P.A.T.....	- 59 -

4.3.1	<i>Il monitoraggio di Prezzo</i>	- 60 -
4.4	ASSETTO GEOLOGICO, STRUTTURALE, GEOMORFOLOGICO ED IDROGEOLOGICO	- 62 -
4.4.1	<i>Assetto strutturale</i>	- 68 -
4.4.2	<i>Depositi Neogenici e Quaternari</i>	- 72 -
4.4.3	<i>Aspetti idrogeologici</i>	- 74 -
5.	CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO TECNICA	- 77 -
5.1	ANALISI DEI DATI GEOMECCANICI	- 77 -
5.2.1	<i>Caratteristiche delle discontinuità</i>	- 78 -
5.2.2	<i>Joint Compressive Strength (JCS)</i>	- 81 -
5.2.3	<i>Geological Strength Index (GSI)</i>	- 84 -
5.2	LE PROVE DI LABORATORIO	- 86 -
5.2.1	<i>Elaborazione dei dati</i>	- 89 -
5.3	LA MODELLAZIONE NUMERICA DEL FENOMENO	- 94 -
5.3.1	<i>Il software FLAC 7.0</i>	- 94 -
5.3.2	<i>Costruzione del modello</i>	- 98 -
5.3.3	<i>Risultati dell'analisi bidimensionale</i>	- 100 -
6.	ANALISI INTERFEROMETRICA DELL'AREA DI PREZZO....	- 108 -
6.1	IL SAR E L'INTERFEROMETRIA: ASPETTI TEORICI.....	- 108 -
6.2	STUDIO DELL'AREA DI PREZZO.....	- 117 -
7.	CONCLUSIONI	- 122 -
8.	RINGRAZIAMENTI	- 126 -

9. BIBLIOGRAFIA	- 127 -
ALLEGATO 1: IL RILIEVO GEOMECCANICO DI DETTAGLIO ...	- 141 -
- <i>Sistemi di classificazione dell'ammasso roccioso.....</i>	<i>- 146 -</i>
➤ <i>Rock Quality Designation (RQD):</i>	<i>- 146 -</i>
➤ <i>Rock Mass Rating (RMR):.....</i>	<i>- 147 -</i>
➤ <i>Sistema Q di Barton</i>	<i>- 148 -</i>
➤ <i>Geological Strength Index (GSI).....</i>	<i>- 153 -</i>
➤ <i>Slope Mass Rating (SMR).....</i>	<i>- 154 -</i>
- <i>Criterio di rottura di Barton & Choubey (1977)</i>	<i>- 156 -</i>
- <i>Criterio di rottura di Hoek & Brown (1980)</i>	<i>- 158 -</i>
ALLEGATO 2: CARTA GEOLOGICA.....	- 161 -
ALLEGATO 3: SEZIONI GEOLOGICHE	- 163 -
ALLEGATO 4: DATI GEOMECCANICI.	- 165 -

1. INTRODUZIONE

La finalità di questo progetto di tesi, partendo da un'analisi alla scala regionale per individuare i principali fenomeni di dissesto che interessano l'area delle Giudicarie, con particolare attenzione verso le grandi frane e le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), è quella di eseguire un'analisi di dettaglio alla scala locale, del dissesto che interessa il comune di Prezzo, piccolo centro abitato situato nella Valle del Chiese (Tn).

Alla base di questo elaborato va collocata la volontà di studiare una zona molto complessa dal punto di vista geologico-strutturale come l'area delle Giudicarie e di ricercare un nesso tra la tettonica della zona e i fenomeni di dissesto presenti. La zona di studio interessa una vasta porzione sud-occidentale della Provincia Autonoma di Trento (Fig. 1-1), al confine con la Lombardia, contenuta nei fogli 042-Malè, 043-Mezzolombardo, 058-Adamello, 059-Tione, 079-Bagolino e 080-Riva del Garda della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

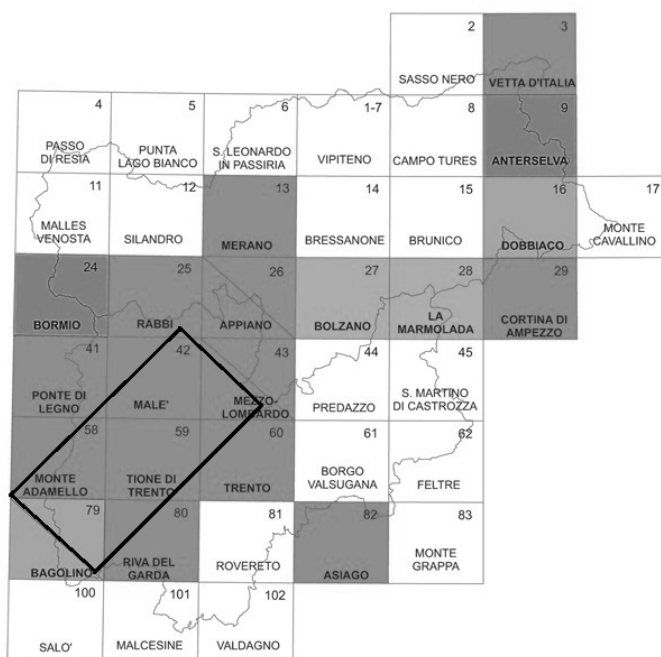


Fig. 1-1: Ubicazione dell'area di studio (Ispra, quadro d'unione della Carta Geologica d'Italia).

Dal punto di vista geologico l'area è di notevole interesse, poiché nella zona tra Riva del Garda e il Gruppo di Brenta possono essere ricostruiti i rapporti tra il margine orientale del "Bacino Lombardo" e la fascia più occidentale della "Piattaforma Veneta". Inoltre, il complesso assetto tettonico-strutturale della zona, ha notevolmente influenzato l'evoluzione della stessa, comportando nel corso dei tempi una serie di fenomeni franosi di notevoli dimensioni. Spesso, il risultato di quest'ultimi è stato quello di sbarrare i corsi d'acqua che percorrevano le rispettive valli, andando così a creare una serie di grossi laghi di sbarramento tra cui i più importanti sono: il Lago di Molveno, di Tovel, di Cavedine e quello di Tenno. Accanto a questi importanti fenomeni legati alla storia geologica della zona, l'attenzione è stata rivolta a quei processi recenti che possono essere considerati attivi, quiescenti o riattivabili e che quindi sono strettamente legati alle attività ed alla vita dell'uomo. In particolare in questo elaborato si è focalizzata l'attenzione sulla frana di Prezzo, fenomeno che interessa l'intero abitato e per questo sottoposto a monitoraggio costante da parte del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T).

Lo studio si è svolto attraverso le seguenti fasi:

- Studio della bibliografia disponibile relativa all'area d'interesse.
- Fotointerpretazione delle immagini aeree.
- Studio ed interpretazione del *Digital Terrain Model* (DTM) ottenuto dai dati LIDAR messi a disposizione dal Servizio Geologico della P.A.T.
- Rilevamento di campagna per la realizzazione di una carta alla scala 1:7.000 (*ALLEGATO 2*).
- Rilevamento geomeccanico di dettaglio per la caratterizzazione del fenomeno e la costruzione di un modello geologico-tecnico-evolutivo dello stesso mediante modellazione numerica effettuata con il software *FLAC 7.0*.
- Analisi interferometrica con metodologia PSInSAR, in collaborazione con la Dott.ssa A. De Agostini, per valutare, con i dati del monitoraggio forniti dal Servizio Geologico della P.A.T, la mobilità della zona interessata dal dissesto.

In questo lavoro viene inizialmente inquadrata l'area di studio da un punto di vista geografico, geologico-strutturale ed idrogeologico (cap. 2). Nel capitolo 3 verrà proposta una descrizione dei principali fenomeni di dissesto e DGPV esaminati al fine di trovare un caso studio di particolare interesse. Successivamente, nel capitolo 4, seguirà l'analisi della frana di Prezzo, con la descrizione dei metodi di studio utilizzati, della situazione geologico-strutturale e delle opere di monitoraggio collocate dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento. Nel capitolo 5 verrà proposta la caratterizzazione geologico-tecnica del fenomeno con la classificazione geomeccanica dell'ammasso roccioso ricavata dall'elaborazione dei dati raccolti durante i rilievi svolti e con la creazione di un modello geologico tecnico atto a ricostruire la storia tensionale della frana, e che permetta, possibilmente, di ipotizzare un'eventuale evoluzione del fenomeno. Il capitolo 6 del presente elaborato, sarà interamente dedicato alle tecniche interferometriche utilizzate per la ricostruzione dei vettori di movimento della zona interessata. Infine, nel capitolo 7 verranno presentati i principali risultati ottenuti attraverso l'approccio multidisciplinare al fenomeno e le considerazioni del caso.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO-STRUTTURALE

La zona di studio è situata in Trentino-Alto Adige, Regione prevalentemente montana ad esclusione delle piccole aree pianeggianti situate nei fondovalle percorsi dai principali corsi d'acqua. In particolare, l'attenzione si è focalizzata su una parte della porzione sud-occidentale della Provincia Autonoma di Trento, come evidenziato in figura 2-1.

L'area comprende il settore delle Valli Giudicarie, la Valle dei Laghi, ed il Gruppo del Brenta, caratterizzate da vari fenomeni di dissesto molto interessanti. La zona è limitata ad E dalla Valle dell'Adige, a NE dalla Val di Non mentre ad O si trova il Gruppo dell'Adamello. Per quanto riguarda invece i confini meridionale e sud occidentale dell'area, è stato considerato all'incirca il limite tra Trentino-Alto Adige e Lombardia.

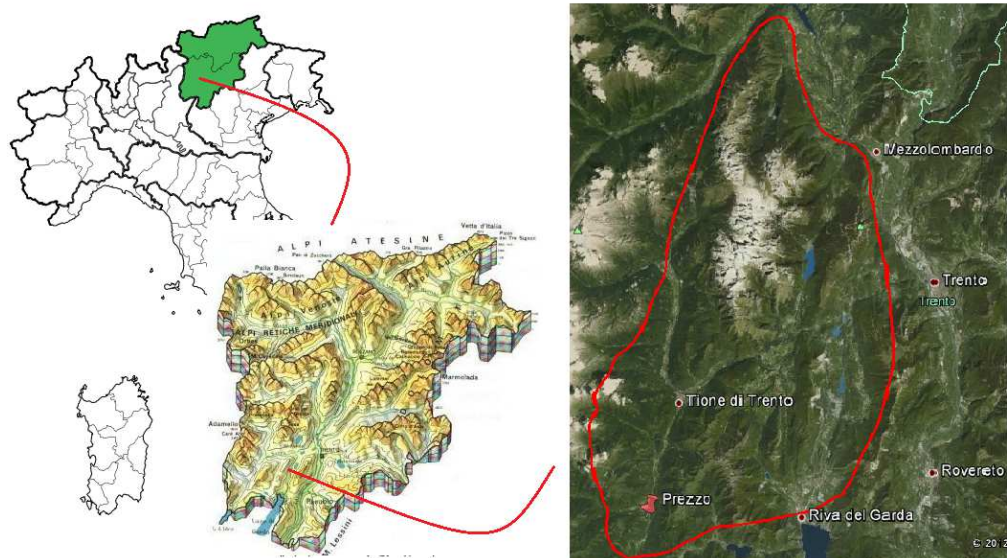


Fig. 2-1: Inquadramento dell'area di studio, nel dettaglio si nota la locazione di Prezzo, comune interessato dalla frana analizzata.

Il territorio interessato presenta i caratteri prettamente montani che caratterizzano le valli alpine. Il principale gruppo montuoso situato al suo interno è il Gruppo delle Dolomiti di Brenta che comprende alcune delle vette più alte della regione come Cima Tosa (3160 m s.l.m.) e Cima Brenta (3150 m s.l.m.). Nella porzione meridionale della zona di studio alcuni tra i rilievi più importanti sono il Monte Cadria (2230 m s.l.m.), l'Altissimo (2120 m s.l.m.) ed il Corno di Pichea (2140 m s.l.m.). Dal punto di vista dell'idrografia l'area è caratterizzata da una rete idrografica molto complessa, all'interno della quale si possono individuare due bacini importanti: quello del Fiume Sarca, il terzo per importanza nella Provincia di Trento con i suoi 80 Km di sviluppo, con un bacino imbrifero di 1291 Km², che attraversa la Val Rendena, le Giudicarie e la Valle del Sarca per poi sfociare nel Lago di Garda. Il secondo bacino idrografico più rilevante dell'area è quello del Fiume Chiese, caratterizzato da un'estensione di 414 Km², da uno sviluppo pari a 48 Km e che attraversa l'omonima valle per sfociare infine nel Lago d'Idro. Restando nell'ambito dell'idrografia, il territorio preso in esame è interessato dalla presenza di un buon numero di laghi, la maggior parte dei quali si sono originati in seguito a fenomeni di dissesto che hanno portato allo sbarramento delle antiche vallate, come il Lago di Molveno, Tenno, il Lago di Tovel e quello di Cavedine.

Nel corso dei secoli l'attività antropica ha modificato notevolmente l'ambiente differenziando tra il paesaggio agricolo che domina nelle fasce altimetriche più basse, mentre ad una fascia più elevata domina il bosco, composto in prevalenza da conifere. Nella stessa fascia altimetrica, un'alternativa al paesaggio forestale è rappresentata dai prati a sfalcio, spesso caratterizzati da costruzioni agro-pastorali (*masi, tabià/tobià/tabiadi, ca' da mont*). Infine, al di sopra del limite della vegetazione arborea si estendono le zone adibite al pascolo alpino, dove nei mesi estivi è praticata l'attività dell'alpeggio del bestiame in malga.

2.1 Alpi Meridionali: successioni Mesozoiche e loro evoluzione prealpina

Le Alpi Meridionali sono una catena antitetica a vergenza padana, di età oligocenica e neogenica (neoalpina), successiva alla sutura dell'oceano mesozoico ed allo sviluppo del prisma collisionale austroalpino-pennidico. La catena sudalpina si è formata nel settore distale del margine continentale passivo della microplacca adriatica, derivato a sua volta dal *rift* norico-liassico in seguito all'apertura dell'oceano mesozoico (WINTERER & BOSELLINI, 1981; DOGLIONI, 1987; BERTOTTI *et alii*, 1993). L'orogenesi neoalpina ha generato una catena a pieghe e sovrascorrimenti in progressiva propagazione verso l'avampaese padano-adriatico (CASTELLARIN *et alii*, 1992; SELLI, 1998; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000). La deformazione ha coinvolto le successioni sedimentarie di copertura e scaglie di basamento, invertendo in molti casi le faglie del *rift* continentale. Nel Trentino occidentale, le Alpi Meridionali sono costituite da blocchi distinti, divisi dalle Linea delle Giudicarie Sud e dalla Linea del Sabion, entrambe dirette N-NE.

In tempi recenti, è stata ricostruita la complessa storia mesozoica del dominio austro-sudalpino, contrassegnato dal *rifting* continentale norico-giurassico, dalla formazione del margine passivo adriatico e dalla sua evoluzione durante la fase di *drifting*. Queste tappe cruciali dello sviluppo delle coperture sudalpine sono ben registrate nelle successioni sedimentarie presenti nell'area, situate nella zona di transizione tra il dominio in "facies veneta", di piattaforma e quello in "facies lombarda", bacinali (*Fig. 2-2*). L'accostamento laterale di successioni in facies contrastante è stato attribuito agli effetti del *rifting* continentale, riconosciuto in Ticino ed esteso quindi a tutte le Alpi Meridionali (CASTELLARIN, 1972). In particolare, studi sedimentologici e paleo-tettonici di dettaglio hanno consentito di ricostruire il rapido passaggio da una zona di alto strutturale ad una zona bacinale, sotto lo stretto controllo di faglie estensionali sinsedimentarie di età mesozoica (CASTELLARIN, 1972, 1982; GAETANI, 1985). Alcune di queste faglie sono ancora ben visibili nel Gruppo di Brenta, nonostante la loro inversione prodotta dalla tettonica compressiva neoalpina. La storia evolutiva del *rifting* norico-liassico si è articolata in due fasi principali: i) durante il Norico, si sviluppano

faglie distensive, con formazione di locali bacini all'interno della piattaforma; ii) nel Retico, la subsidenza differenziale è guidata da impulsi tettonici e la deformazione si concentra lungo le faglie principali, con prevalente direzione trasversale (circa N-S) alla futura catena alpina.

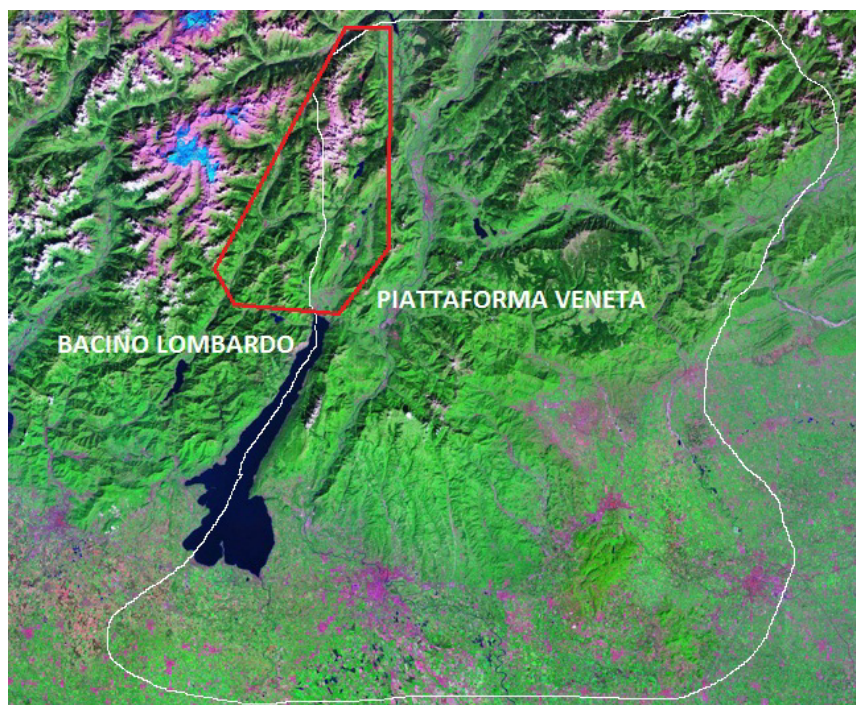


Fig. 2-2: Confronto tra Bacino Lombardo e Piattaforma Veneta, in rosso è indicata l'area di studio.

La parte occidentale della Piattaforma Veneta è suddivisa in tre domini sedimentari principali tra cui il Gruppo di Brenta, compreso tra la Linea Trento-Cles e la Linea Ballino-Garda (CASTELLARIN, 1972), caratterizzato da ambienti di piattaforma carbonatica con potenti successioni del Calcarea di Zu e del Gruppo dei Calcari Grigi. In tale contesto si sviluppano importanti bacini intrapiattaforma (Bacino di Tovel), delimitati da faglie distensive sinsedimentarie come la Linea delle Palete e della Val Strangola. Con l'apertura dell'oceano mesozoico della Tetide, il dominio delle Alpi Meridionali diventa una parte significativa del margine passivo della microplacca adriatica, in migrazione laterale passiva (*drifting*) ed in progressiva subsidenza (WINTERER & BOSELLINI, 1981; BERTOTTI *et alii*, 1993). Successivamente, l'evoluzione della zona giudicariense

è caratterizzata dalla riorganizzazione dei bacini sedimentari norico-giurassici, guidata da incipienti deformazioni a carattere transpressivo (BOSELLINI *et alii*, 1978; PICOTTI *et alii*, 1998) dove le faglie N-NO e N-S sono state riattivate con movimenti trascorrenti ed inversi, generando tra le strutture maggiori un fascio di blande pieghe con asse circa N-S. In tale contesto, i bacini sedimentari, tra cui il Gruppo di Brenta, vengono sollevati, mentre gli alti strutturali diventano le zone più depresse. Il risultato di tale sollevamento è stato quello di produrre importanti effetti sulla sedimentazione, con differenze batimetriche non trascurabili. Nel Cretacico Superiore si registra una generale ripresa della subsidenza tettonica, controllata dalla riattivazione di faglie liassiche e documentata da nuove strutture distensive e da filoni sedimentari (CASTELLARIN, 1972; CASTELLARIN *et alii*, 1987, 1993; SANTINI & MARTIN, 1988; PROSSER, 1998). L'espressione più spettacolare della tettonica sinsedimentaria è la contrapposizione tra facies terrigene e facies carbonatiche lungo il margine occidentale del Gruppo di Brenta (zona del Doss del Sabion) e, più a nord, a letto della Linea delle Giudicarie (Val di Sole e Val di Rumo).

2.2 Assetto geologico-strutturale

Le caratteristiche morfologiche fondamentali sono quelle di un fascio d'allineamenti orografici (Adamello-Presanella, Gruppo di Brenta, Paganella-Gaza-Casale) nella direzione NNE-SSO della Linea delle Giudicarie (*Fig. 2-4*). Questa è il principale di quel sistema di disturbi tettonici dell'alto strutturale geologico-tettonico (Ruga Trentina) in parte preesistente al manifestarsi del ciclo orogenico cenozoico che, per spinta da N a S, portò al complesso di pieghe a falde di ricoprimento dell'intero sistema alpino. Le formazioni rocciose in luce ed elevate, ad E dell'intrusione magmatica cenozoica dell'Adamello-Presanella, sono le successioni dolomitiche e calcaree mesozoiche che caratterizzano il Gruppo di Brenta, tanto contrastanti con le masse cristalline in posto ad O (*Fig. 2-3*).

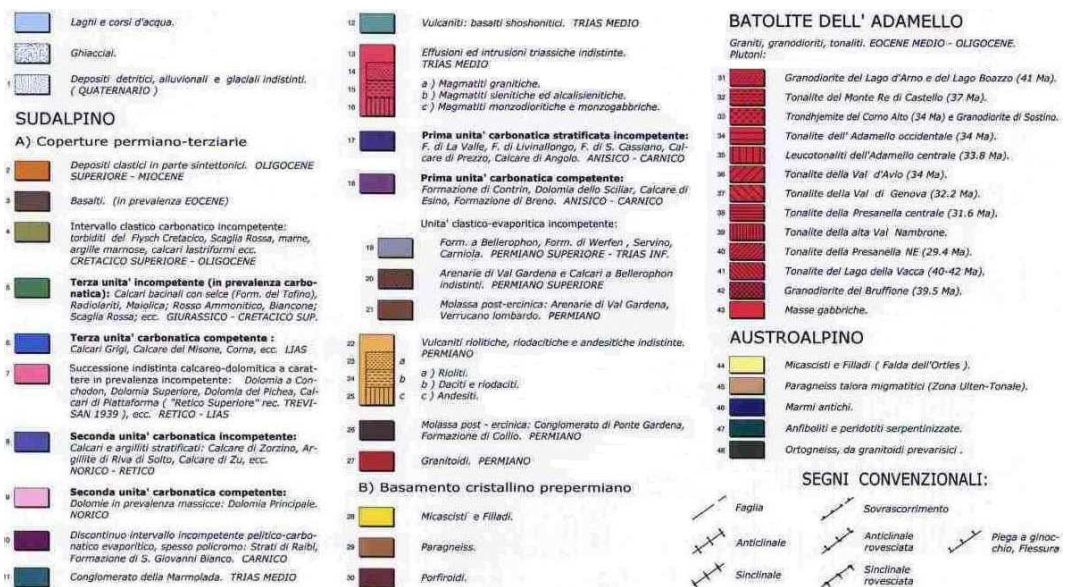
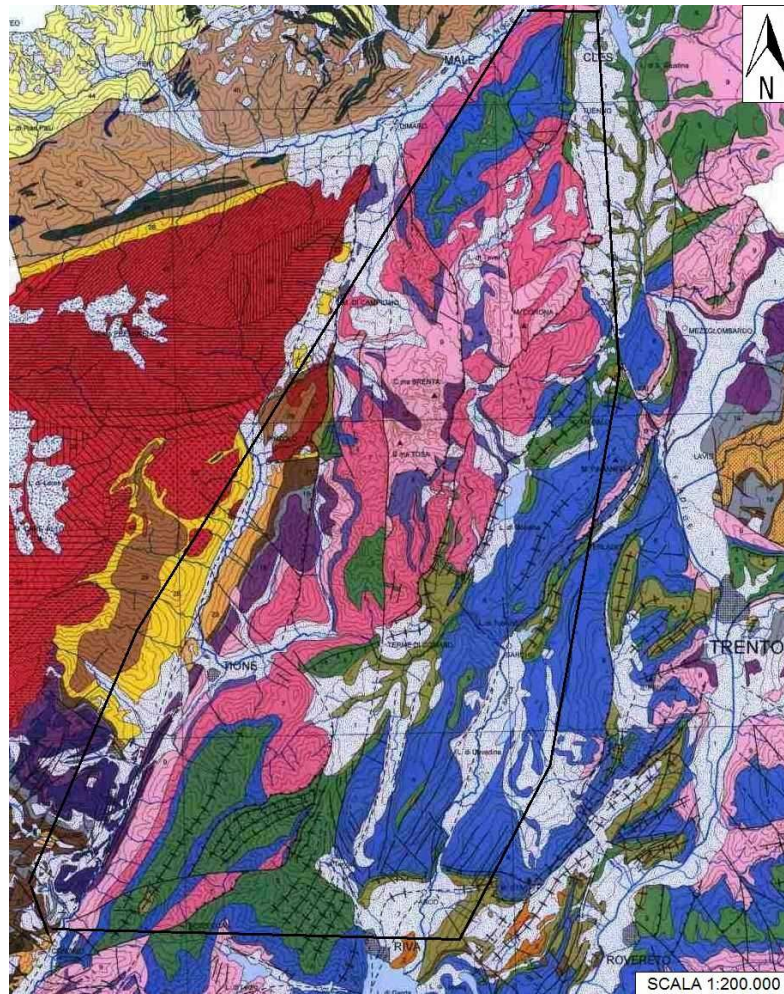


Fig. 2-3: Carta litologica dell'area considerata. (da Bosellini, A., Castellarin, A., Dal Piaz, G.V., & Nardin, M.: Carta litologica e dei lineamenti strutturali del Trentino, modificata).

Le principali valli corrono parallelamente alle vicarianti della faglia e comprendono, oltre alla Linea della Giudicarie Sud, anche la Linea del Sabion, di Condino-Ponte Caffaro, cui doveva scendere l'originario letto del Sarca, le Linee di Molveno, Ballino-Garda, e Misone. Altri elementi sono però disposti trasversalmente e vi corrispondono le grandi forre tra Tione e le Sarche ed il solco del Palvico scoscedente dalla val d'Ampola-Ledro.

La regione considerata ha un assetto stratigrafico e strutturale molto articolato, caratterizzato dalla presenza del limite tettonico tra il dominio Austroalpino e quello Sudalpino (confine alpino-dinarico *Auct.*; SALOMON, 1910; DAL PIAZ G., 1926; DAL PIAZ GB., 1934; EXNER, 1976), definito da due segmenti del Lineamento Periadriatico: la Linea del Tonale e la Linea delle Giudicarie Nord (CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1998; SCHMID *et alii*, 1989; BIGI *et alii*, 1990; MARTIN *et alii*, 1991, 1996, 1998a; PROSSER, 1992, 1998, 2000). Nel settore nord-occidentale affiora il tratto meridionale della catena collisionale a vergenza europea, mentre in quello sud-orientale affiora il settore settentrionale delle Alpi Meridionali. Si tratta, in entrambi i casi, di crosta continentale riferibile al margine passivo della microplacca adriatica ("promontorio africano"; BERTOTTI *et alii*, 1993), colliso con il margine europeo (Finestra dei Tauri) durante l'orogenesi alpina. Dal punto di vista prettamente strutturale l'elemento caratterizzante l'intera regione è il Lineamento Periadriatico o Insubrico (*Fig. 2-4*). Quest'importante struttura consiste in un sistema di faglie che si estende, per circa 700 km, dal settore interno delle Alpi Occidentali al Bacino Pannonico e separa la catena collisionale a vergenza europea dalle Alpi Meridionali (BIGI *et alii*, 1990). L'attività principale del Lineamento è compresa tra l'Oligocene Superiore ed il Miocene Inferiore (fase insubrica) ed è dominata da una cinematica di tipo trascorrente destro. Inoltre, nella porzione centrale, è caratterizzato dalla giunzione tra la Linea del Tonale, ad andamento longitudinale (circa E-O) e la Linea trasversale delle Giudicarie, formata da un tratto settentrionale (Giudicarie Nord) e da un tratto meridionale (Giudicarie Sud), diretti entrambi N-NE. Ad oriente delle Giudicarie, il Lineamento riprende il suo andamento E-O ed è rappresentato dalla Linea della Pusteria.

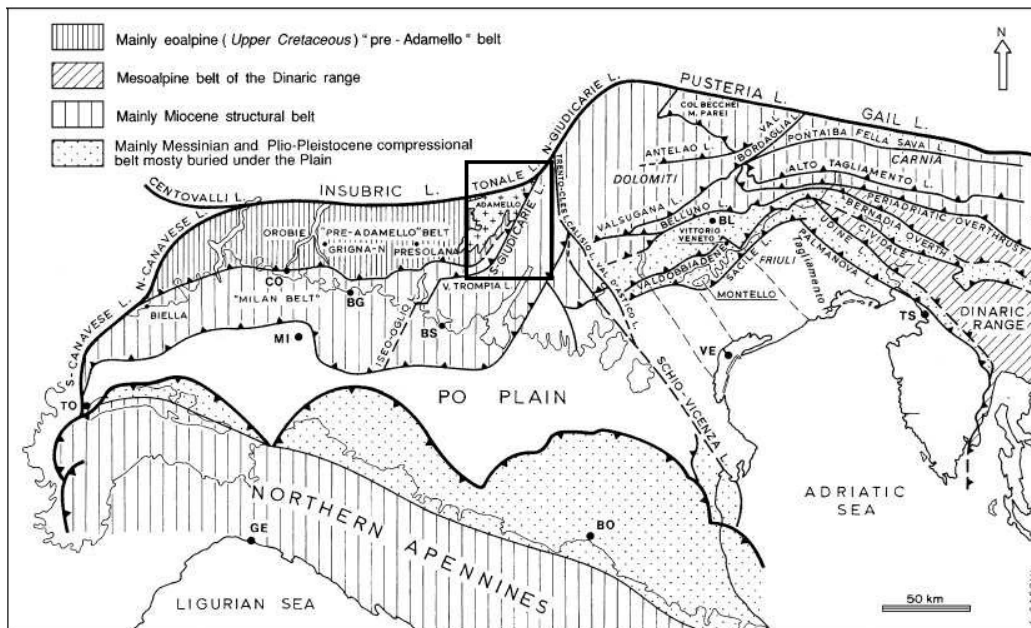


Fig. 2-4: Schema strutturale delle Alpi semplificato (Castellarin, 1992 modificato), nel riquadro è evidenziata l'area di studio.

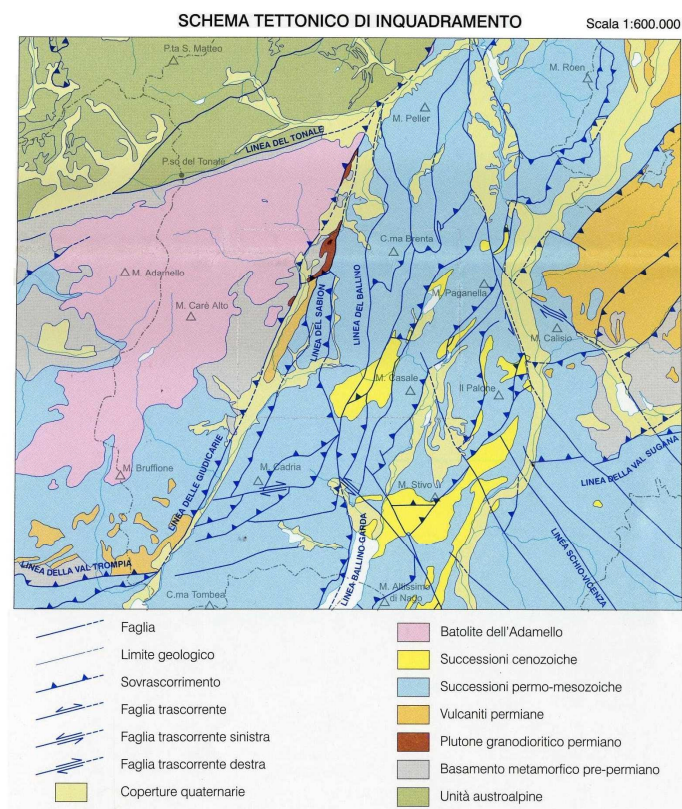


Fig. 2-5: Schema tettonico di inquadramento (Carta Geologica d'Italia, Foglio 059 Tione).

Questo grandioso sistema di faglie è il risultato di una lunga evoluzione strutturale che ha contribuito a formare, in fasi successive, l'assetto tettonico di questo settore delle Alpi (CASTELLARIN *et alii*, 1987, 1992,1993; ZARSKE, 1988; MARTIN *et alii* 1991). La giunzione con il Lineamento Periadriatico ha comportato lo sviluppo di un sistema di disturbi tettonici, denominato Fascio delle Giudicarie, costituito da faglie e sovrascorrimenti che coinvolgono il basamento e le successioni sedimentarie sudalpine tra il margine orientale del Batolite dell'Adamello e la Val d'Adige (CASTELLARIN *et alii*, 1993; MARTIN *et alii*, 1996). La Linea delle Giudicarie, costituisce quindi il principale elemento strutturale di queste zone e separa il plutone dell'Adamello, costituito da vari corpi intrusivi di prevalente composizione tonalitico-granodioritica e da corpi gabbri minori (BIANCHI & DAL PIAZ, 1937), dalle coperture permo-triassiche del Gruppo di Brenta e dei rilievi circostanti (*Fig. 2-5*). Questa è stata interpretata come faglia transpressiva sinistra (LAUBSCHER, 1971, 1988, 1996; RATSCHBACHER *et alii*, 1991), che, con il suo andamento trasversale (N-NE), interrompe la continuità laterale dei segmenti longitudinali (Tonale e Pusteria) del Lineamento Periadriatico, con caratteristiche e modalità dibattute. Alcuni autori ritengono che, nel Miocene medio-superiore, il Lineamento Periadriatico, originariamente rettilineo, sia stato dislocato dalla Linea delle Giudicarie con rigetto sinistro attorno ai 70 km come effetto dell'indentazione operata dal promontorio adriatico contro il prisma austroalpino-pennidico a vergenza europea (LAUBSCHER, 1988, 1996; SCHMID *et alii*, 1989; FRISCH *et alii*, 1998). Secondo questa interpretazione, il movimento trascorrente si sarebbe propagato lungo la Linea delle Giudicarie Sud, che in gran parte della porzione centrale dell'area corre sotto le coperture quaternarie presenti lungo la Val Rendena, esaurendosi in corrispondenza della Linea della Valtrompia e dei sovrascorrimenti lombardi. Altri autori sostengono che la Linea delle Giudicarie Nord costituirebbe una "irregolarità" strutturale pre-oligocenica del Lineamento Periadriatico, forse in parte eoalpina (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). La tettonica neoalpina avrebbe invertito le faglie dirette, con modesti rigetti trascorrenti (5-10 km), e poi generato strutture compressive vergenti a E-SE (CASTELLARIN *et alii*, 1987,

1992, 1993). Per concludere, il Fascio delle Giudicarie è un complesso sistema tettonico che riunisce numerose faglie ad andamento trasversale alla catena, caratterizzate da cinematica e stile deformativo diversi e da un'attività in parte polifasica (MARTIN *et alii*, 1996; MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2001): i) la Linea delle Giudicarie Nord *s.s.*, estesa sino a Merano e la sua prosecuzione settentrionale (Linea Merano-Mules, diretta NE) che segnano il limite Austroalpino-Alpi Meridionali (MARTIN *et alii*, 1993); ii) alcune linee interne al sistema austroalpino (Passiria, Giovo); iii) la Linea Giudicarie Sud, Trento-Cles e del Sabion, interne al dominio sudalpino (CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1993).

Un'altra importante struttura che caratterizza la porzione centrale dell'area di studio è la Linea del Sabion, una faglia transpressiva sinistra che rappresenta la linea più interna del fascio strutturale giudicariense che per *strain partitioning* si stacca dalla Linea delle Giudicarie in corrispondenza della Val di Sole. Nel tratto meridionale, dal lineamento principale si diramano una serie di faglie minori con orientamento NNE-SSO, che interessano particolarmente la zona del Monte Tof, interessato, come si vedrà in seguito, da un'interessante deformazione gravitativa profonda di versante. Accanto alla Linea del Sabion si sviluppa il fascio strutturale della Pala dei Mughì, sistema di faglie trascorrenti sinistre molto complesse poiché le strutture ereditate dal *rifting* liassico sono intrecciate ed in stretta correlazione con le strutture generate dagli eventi neoalpini. Nel settore orientale della zona sono contenute le strutture caratterizzanti il Gruppo di Brenta, elementi ben descritti ed interpretati nello studio di Trevisan (1939). Queste strutture comprendono zone frontali di sovrascorrimento orientate all'incirca E-O a cui si associano ampie duplicazioni delle successioni triassiche e liassiche che, in base alle loro geometrie, possono essere riferite al sistema valsuganese. Queste zone frontali sono separate ed a volte intrecciate a transpressioni/trascorrenze sinistre tipiche degli orientamenti giudicariensi (TREVISAN, 1939).

2.3 Aspetti geomorfologici generali: depositi Plio-Quaternari

La presenza per lunghi periodi del Pleistocene di estese aree glaciali ha fortemente condizionato le caratteristiche dei sedimenti quaternari; infatti, i versanti delle valli sono in buona parte ricoperti da depositi glaciali e più raramente da cordoni morenici. I depositi glaciali e proglaciali del Tardoglaciale e dell'Olocene si rinvencono solo alla testata delle valli, in prossimità delle attuali fronti glaciali. In particolare, i primi formano le morene frontali o laterali, mentre i secondi costituiscono piccole piane alluvionali o coni fluvioglaciali di modesta estensione. La parte inferiore dei versanti vallivi è ricoperta da ampie falde e coni detritici che si appoggiano sulla piana alluvionale, costituita da brevi pianure e, più frequentemente, da estesi conoidi di deiezione che spesso occupano l'intero fondovalle. La maggior parte dei conoidi alluvionali si è formata in seguito al trasporto in massa dei ripidi torrenti che collegano la parte alta dei versanti al fondovalle, mediante profonde incisioni. Relativamente poco frequenti sono i fenomeni dovuti a frane di crollo nelle rocce del basamento cristallino e nelle plutoniti dell'Adamello-Presanella. Questo tipo di frana ha invece caratterizzato l'evoluzione dei versanti dolomitici della Val di Tovel, specialmente durante la fase finale dell'ultima glaciazione. Numerosi sono i piccoli scoscendimenti che interessano la parte superficiale della coltre detritica e soprattutto i depositi glaciali. Le acque dilavanti hanno prodotto estese fasce colluviali, che si ritrovano sia lungo i versanti a debole pendenza, sia sul fondovalle, dove costituiscono un elemento di transizione tra i versanti ricoperti da depositi glaciali ed i coni o le piane alluvionali. I depositi crioclastici danno origine ad una copertura quasi continua ai piedi delle pareti rocciose al di sopra del limite del bosco, tanto più frequenti se in corrispondenza delle numerose fasce cataclastiche presenti nell'area. Dalla potenza dell'erosione dei ghiacciai, è derivato il caratteristico lineamento morfologico dominante del profilo trasversale a truogolo (U) che caratterizza la maggior parte delle vallate. Inoltre le valli glaciali si presentano spesso "a gradinata", frequentemente sospese sulla valle principale, mentre a monte delle soglie di confluenza, presentano brevi piane fluvioglaciali. Ampie conche di sovraescavazione glaciale, attualmente occupate da piccoli bacini

lacustri, alcuni dei quali già colmati da depositi alluvionali caratterizzano invece la parte alta delle valli del Sarca e di Nambrone.

Per quanto riguarda l'età, le forme e i depositi quaternari appartengono essenzialmente al Pleistocene superiore e all'Olocene, con la presenza di alcuni importanti affioramenti di depositi precedenti l'ultima espansione glaciale. D'altra parte entrambi i versanti della Val di Sole, della Val Meledrio, dell'alta Val del Sarca e della Val di Tovel sono abbondantemente ricoperti fino al fondovalle dai depositi dei ghiacciai dell'ultima espansione o di quelli immediatamente successivi. Una situazione particolare si riscontra proprio in Val di Tovel, il cui fondovalle è quasi interamente occupato da depositi di grandi frane cadute sul ghiacciaio pleistocenico in rapido ritiro (TREVISAN, 1939). Altri accumuli di materiale di crollo caratterizzano le porzioni centrali dell'area, tra cui la zona a S del lago di Molveno. Diffuse sono le altre tracce delle glaciazioni esauritesi all'incirca 8.000 anni fa e pure della cosiddetta Piccola Età Glaciale (1600-1850 d.C.), come rocce montonate, striate, marmitte dei giganti, forme glaciali e fluviali nonché cordoni morenici e massi erratici sui rilievi a diverse altitudini, abbandonati dai ghiacciai che nell'ultima espansione quaternaria raggiunsero uno spessore di almeno 1000 m.

Meno evidenti sono i fenomeni carsici superficiali (*campi solcati, doline ecc.*) impostati sui calcari nei quali il carsismo profondo è evidenziato oltre che da numerose grotte, da sorgenti intermittenti spettacolari, come il Bus delle Spia in Val di Non, uniche nelle Alpi. Per quanto riguarda invece la circolazione idrica sotterranea, essa è legata alla permeabilità di alcune formazioni calcareo-dolomitiche (permeabilità soprattutto secondaria, derivata da fessurazione e carsismo) e alla permeabilità per fessurazione delle metamorfite del Basamento metamorfico sudalpino.

2.4 Cenni sulla tettonica neoalpina

L'area di studio si trova all'interno della catena delle Alpi, elemento che costituisce uno dei più interessanti terreni di studio per i geologi di tutto il mondo. Le Alpi sono caratterizzate da una storia deformativa molto complessa,

sviluppatasi negli ultimi 130 milioni di anni, legata ad eventi molto importanti quali la chiusura dell'oceano della Tetide e la convergenza tra le placche Europea e Adria. La struttura, a grande scala, è quella di una catena a falde a doppia vergenza, in cui le unità (falde) della parte assiale sono progressivamente sovrascorse sulle sue aree marginali, andando a costituire una "pila di falde" più o meno simmetrica, che poggia verso nord sul margine della placca Europea e verso sud sul margine della placca Adria (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Considerando l'intera storia evolutiva della catena alpina, la situazione attuale è legata principalmente all'ultimo periodo, ossia la fase Neoalpina, sviluppatasi dal tardo Oligocene (circa 26 Ma) fino all'attuale. Durante questa fase, le Alpi hanno subito notevoli sforzi deformativi che hanno comportato la formazione e lo sviluppo di una serie di grandi faglie di tipo fragile che caratterizzano la porzione assiale della catena e che hanno avuto un ruolo fondamentale nel definire l'attuale configurazione dell'arco alpino. Le deformazioni fragili, infatti, possono provocare importanti cambiamenti per quanto riguarda le proprietà meccaniche (fratturazione) ed idrogeologiche (sviluppo di permeabilità secondaria in seguito all'intensa fratturazione) delle rocce presenti nella catena. Due fattori risultano quindi particolarmente legati all'ambito dei fenomeni di dissesto: l'energia del rilievo, che fornisce l'energia potenziale in grado di movimentare interi versanti, e le caratteristiche meccaniche e idrogeologiche dell'ammasso roccioso che favoriscono o meno le deformazioni. (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Il risultato ultimo degli eventi deformativi che hanno caratterizzato le Alpi è stato quindi la formazione di una serie di importanti lineamenti tettonici che hanno rivestito e rivestono ancora oggi un ruolo molto rilevante per quanto riguarda l'assetto del territorio. Come citato nell'introduzione del presente elaborato, l'area di studio è interessata dalla presenza della Linea delle Giudicarie, orientata NE-SO, e che interessa la Val di Sole, l'alta Val Rendena e la Valle del Chiese dove scorre il fiume omonimo, fino allo sbocco nel Lago d'Idro. Nel dettaglio, la fase orogenica neoalpina nel Trentino occidentale è caratterizzata dalla riattivazione, parziale o completa, delle strutture ancestrali sopra descritte e dallo sviluppo di alcuni sovrascorrimenti nel Gruppo di Brenta.

Nel Fascio delle Giudicarie sono state riconosciute due fasi principali. La prima è rappresentata dal retroscorrimento delle falde austroalpine sopra le successioni sedimentarie delle Alpi Meridionali (SANTINI & MARTIN, 1988; PROSSER, 1998); la seconda fase, dominata da transpressioni sinistre, si sviluppa lungo l'intero Fascio delle Giudicarie, è ripartita su varie faglie e produce un rigetto sinistro complessivo di circa 15-20 km. Ha età miocenica medio-superiore, desumibile dalla sua connessione con la genesi della Finestra dei Tauri, iniziata attorno a 20-18 Ma (MÜLLER *et alii*, 2001). La compressione miocenica si trasmette dalla Linea delle Giudicarie verso le successioni mesozoiche, riattivando le faglie ereditate e coinvolgendo porzioni crostali sempre più ampie, procedendo verso E-SE (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998). Essa evolve, in generale, secondo tre principali sistemi strutturali (DOGLIONI, 1987; CASTELLARIN *et alii*, 1992, 1998; PICOTTI *et alii*, 1995; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000): i) il sistema ad orientamento dinarico (NO-SE); ii) il sistema valsuganese (ENE-OSO), responsabile della strutturazione principale della regione, con deformazioni che si propagano verso l'avampese padano mediante lunghe rampe laterali/oblique, dirette N-S, e strette rampe frontali, dirette E-O (TREVISAN, 1939); iii) il sistema Schio-Vicenza (NO-SE), non sempre identificabile nel Trentino occidentale.

L'area di studio appartiene, dal punto di vista sismotettonico, al sistema delle Giudicarie (VIGANÒ *et alii.*, 2008; CARULLI & SLEJKO, 2009). Tale sistema di faglie, con tettoniche mediamente orientate NNE-SSO, si sviluppa con relativa continuità dal Trentino occidentale alla Pianura Padana. Si ritiene che la sismicità delle Valli Giudicarie e del Lago di Garda sia correlata a queste strutture di importanza regionale (*Fig. 2-6*). I cataloghi attualmente disponibili in letteratura riguardanti la sismicità storica in Italia (GRUPPO DI LAVORO CPTI 2004, 2008) mostrano una concentrazione di eventi lungo la fascia pedemontana delle Alpi centro-orientali, tra le Prealpi Bresciane e le Prealpi Venete. In questo quadro complessivo si inseriscono i principali eventi sismici della zona, le cui testimonianze più antiche risalgono al 243 d.C. quando un forte terremoto causò la scomparsa di Benaco, spazzata via dalle scosse e dalle acque di un lago di

montagna che si riversò a valle. Nel 1111, lo storico Bertelli (1689) riporta la cronaca di un sisma di notevole intensità (non citato in nessun catalogo) che "...fracassò per il Trentino alcuni monti, particolarmente nella valle di Lagnaro sotto Lizzana, nei monti di Nago, nella valle d'Arco....". Nel 1703 fu particolarmente colpito il Lago di Garda. Nel 1810 a Malcenise "si aprì il terreno e s'intorbidirono le acque". Il 30 ottobre 1901, un sisma, considerato uno dei più forti verificatosi nel bacino benacense, colpì principalmente Salò ed i suoi dintorni più immediati. Le scosse furono avvertite in Trentino ove l'intensità fu valutata del IV – V grado della scala Mercalli. L'attività sismica durò 102 giorni durante i quali si registrarono 38 scosse, la massima parte delle quali avvertite dalla popolazione. Ed infine gli eventi più recenti del 2004 e 2011 che hanno interessato principalmente la zona del Monte Baldo.

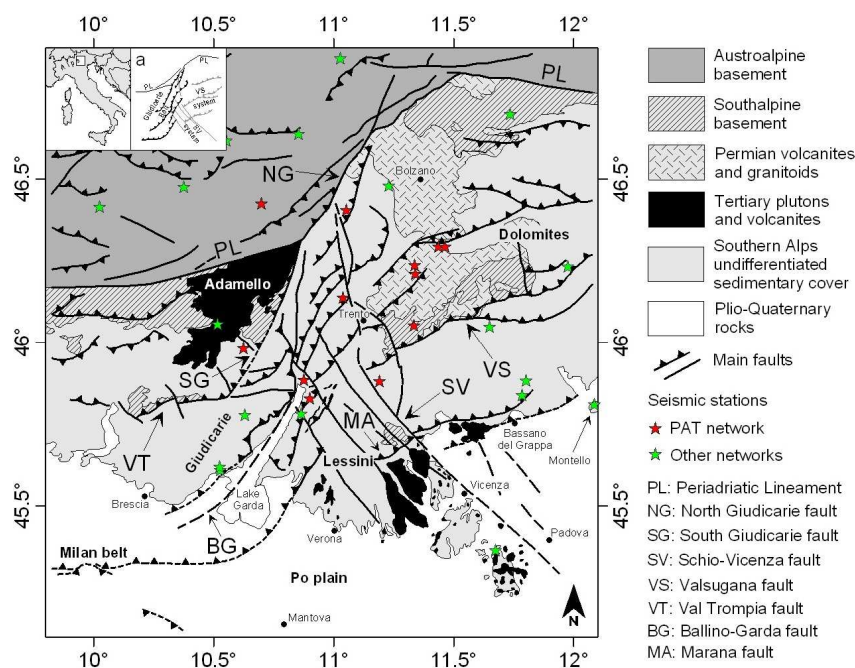


Fig. 2-6: Schema tettonico e geologico semplificato dell'area delle Giudicarie, sono visibili inoltre le stazioni sismiche presenti. (Modificata da Bigi et al., 1990 and Castellarin et al., 2006).

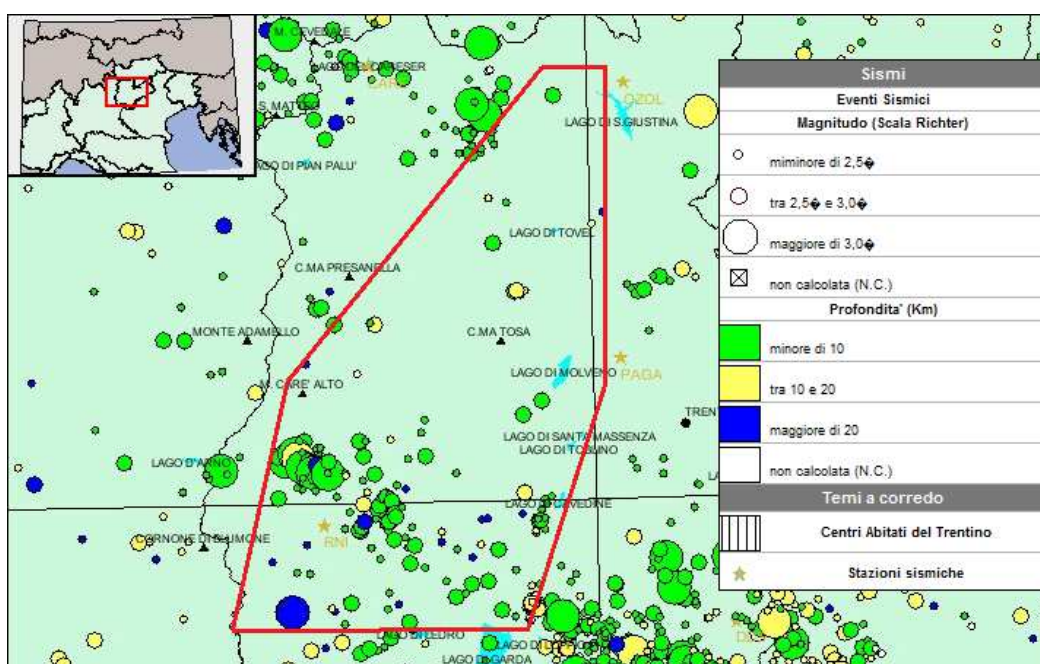


Fig. 2-7: Sismicità strumentale all'interno dell'area di studio, nel periodo 1990-2012
Localizzazioni dalla banca dati degli eventi sismici della Provincia Autonoma di Trento.

La figura 2-7 riporta gli epicentri della sismicità strumentale nel periodo 1990-2012, sulla base delle registrazioni e localizzazioni effettuate dalla rete sismometrica della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.). Tale rete è gestita dal Servizio Geologico ed è attiva sul territorio trentino a partire dall'anno 1981; dal 1991 l'acquisizione dei sismogrammi avviene per via digitale. Attualmente essa è composta da 7 stazioni di rilevamento, equipaggiate con sismometri tridimensionali a corto periodo da 1 secondo (5 stazioni) o a lungo periodo da 5 secondi (2 stazioni) ed acquisitori a 24 bit.

Gli eventi sismici considerati si concentrano principalmente lungo la Valle del Chiese e le profondità ipocentrali calcolate per i terremoti più significativi, nella maggior parte dei casi risultano inferiori ai 10 km.

3. FENOMENI DI DISSESTO E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

3.1 Aspetti generali

Il Trentino-Alto Adige è una regione prevalentemente montuosa ed il territorio presenta tutto quell'insieme di dinamiche, che hanno portato nel corso dei millenni al modellamento di valli e catene montuose fino alla conformazione attuale, tipiche di una regione alpina. L'orogenesi e le successive deformazioni neoalpine hanno influenzato in maniera indelebile l'assetto tettonico del territorio, mentre dal punto di vista morfologico, l'azione modellatrice dei ghiacciai e degli agenti esogeni sono stati i maggiori responsabili dell'attuale conformazione del territorio. Data la notevole estensione dell'area di studio, per quanto riguarda gli aspetti della franosità alla scala regionale e la ricerca del rapporto tra essa e l'assetto tettonico, il lavoro si è basato sulla ricerca bibliografica, sulla consultazione della cartografia geologica esistente e sulle informazioni contenute nell'Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (Progetto IFFI) (Fig. 3-1).

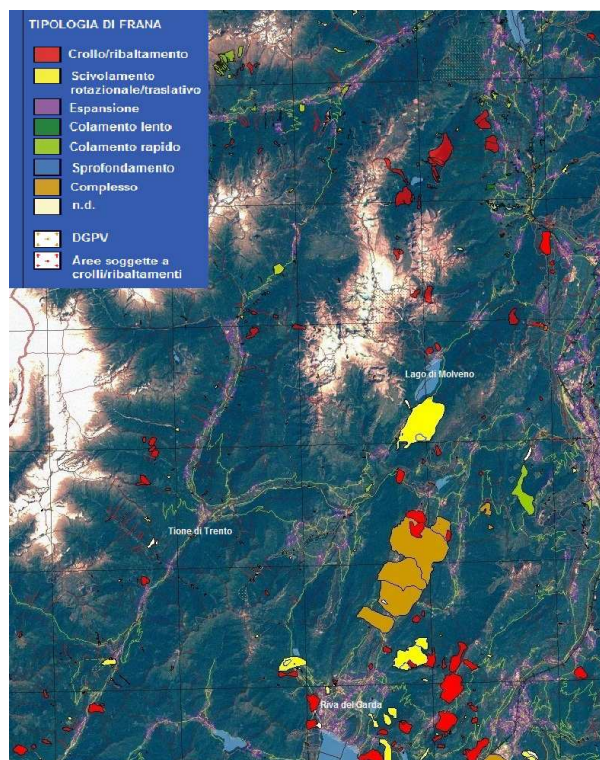


Fig. 3-1: Principali dissesti presenti nell'area di studio (da Progetto IFFI).

Questo progetto, realizzato dall'ISPRA e dalle Regioni e Province Autonome, fornisce un quadro dettagliato sulla distribuzione dei dissesti sul territorio italiano. L'inventario ha censito ad oggi oltre 486.000 fenomeni franosi che interessano un'area di oltre 20.000 Km², pari al 6,9% del territorio nazionale. I principali prodotti e servizi realizzati dal Progetto IFFI sono: il *Servizio di cartografia online*, che consente la visualizzazione delle frane e l'interrogazione dei principali parametri ad esse associati, e il *Rapporto sulle frane in Italia* (Rapporti ISPRA, 78/2007), che fornisce una sintesi dei dati sul dissesto a scala sia nazionale sia regionale.

L'ambiente alpino e l'effetto delle glaciazioni hanno comportato la presenza sull'intero territorio di vaste coperture di depositi glaciali, raggruppati principalmente nel Sistema del Garda (SGD) e nel Sistema Postglaciale Alpino (PTG). Questi depositi, costituiti da spesse coltri detritiche e da *diamicton* massivi oppure, soprattutto alle quote più basse, corrispondenti ai fondo valle, da *till* di alloggiamento associati a depositi di contatto glaciale, essendo fortemente incoerenti e presentando basse resistenze di taglio e bassi angoli di attrito, sono maggiormente interessati dai fenomeni di dissesto più superficiali come ad esempio scivolamenti e colate. Considerando la totalità dei fenomeni presenti sul territorio, senza quindi escludere i dissesti che interessano prettamente le coperture post glaciali, si può notare come ci sia una concentrazione maggiore di fenomeni franosi nella porzione sud orientale dell'area di studio corrispondente anche alla zona a maggior attività sismica (vedi cap. 2.4). In particolare, come verrà descritto nel paragrafo successivo, appare evidente come la maggior parte dei dissesti caratterizzi le principali vallate orientate NS, interessate dai principali lineamenti tettonici, e che spesso sono associati alla presenza dei più importanti laghi della zona, molti dei quali originati per sbarramento. Il complesso assetto tettonico del territorio è una delle cause principali dei più importanti fenomeni di dissesto verificatisi nel corso del tempo. Ai nostri giorni, quello che resta a testimonianza degli eventi passati, sono i vasti ed imponenti corpi di frana, che si ritrovano sotto forma di accumuli di detriti (chiamati spesso "marocche"), che, col passare dei secoli hanno subito processi di pedogenesi e in seguito di

rimboschimento. Nel dettaglio, la porzione meridionale dell'area, comprendente il territorio di Riva del Garda, e studiata nell'omonimo foglio della Carta Geologica d'Italia, è costituita per la maggior parte da rocce a composizione calcareo-dolomitica che presentano caratteristiche geologico tecniche da buone a discrete. L'assetto morfologico della zona è caratterizzato da valli con direzione NNE-SSO e ONO-ESE limitate da imponenti pareti strapiombanti, ai piedi delle quali si trovano vaste fasce di detriti. La quasi totalità dei dissesti (antichi e recenti) riguardano i depositi delle coperture quaternarie, tendenzialmente più incoerenti ed instabili, ed i versanti rocciosi a forte pendenza, tuttavia si possono considerare anche una parte di fenomeni franosi, soprattutto grossi scivolamenti, legati alla presenza di rilevanti spessori di formazioni marnose e argillose terziarie.

Nel territorio sono presenti numerosi depositi di frana, fortemente differenziati sia per estensione che per origine. In particolare, gli accumuli in oggetto rivestono un ruolo importante per i cambiamenti che hanno imposto al paesaggio in seguito a fenomeni di deviazione della rete fluviale o di sbarramento della stessa con conseguente accumulo di sedimenti alluvionali e lacustri dovuti alla formazione di laghi di sbarramento. Ad esempio, l'attuale morfologia della valle del fiume Sarca, immissario del Lago di Garda, sarebbe conseguenza di un noto accumulo franoso (frana di Kas) (TRENER, 1924) che sbarrando il fondovalle ha determinato la formazione di un lago e di una piana alluvionale posta ad una quota più elevata (245 m s.l.m.) rispetto a quella a valle dell'accumulo (120 m s.l.m.). I fenomeni più diffusi sono i crolli (*rock fall*) e riguardano le aree caratterizzate da grandi pareti rocciose (formazioni carbonatiche giurassiche e triassiche) che spesso sovrastano le principali vie di comunicazione, come ad esempio nella Valle del Sarca. Tra le cause predisponenti vanno considerate la topografia dei pendii, la giacitura degli strati e il grado di fratturazione dell'ammasso roccioso; ai quali si aggiungono i fenomeni di gelo-disgelo e le sollecitazioni dovute a fenomeni sismici. I più imponenti e noti accumuli di frana si trovano all'altezza dell'abitato di Dro e sono denominati "Marocche di Dro" (Fig. 3-2).

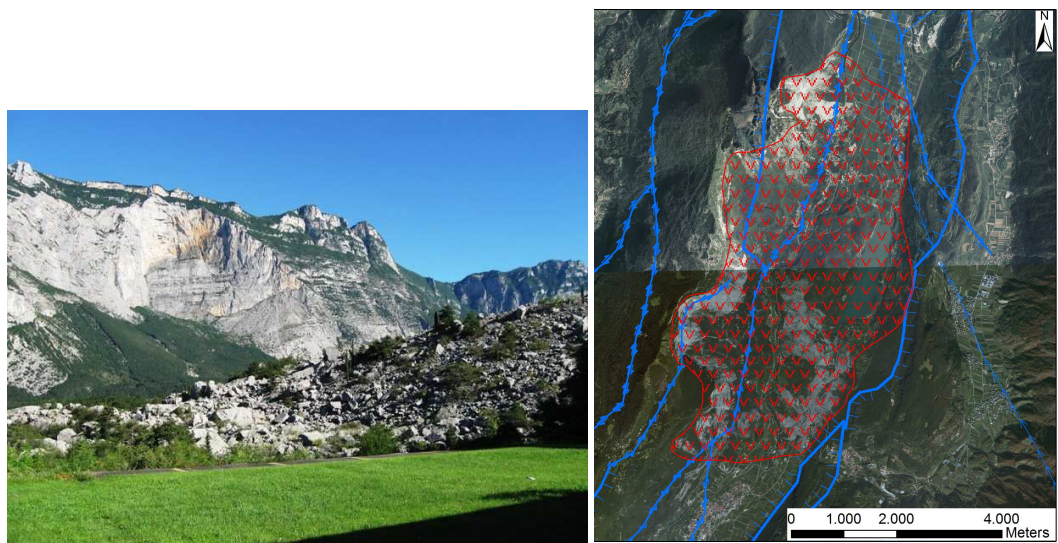


Fig. 3-2: Le marocche di Drò. (a) ortofoto raffigurante l'assetto tettonico ed i corpi di frana responsabili della formazione del Lago di Cavedine; (b) dettaglio del corpo frana.

Questo deposito, caratterizzato da una serie di accumuli di megaclasti ubicati nel fondovalle del F. Sarca, tra Dro e il lago di Cavedine, si presenta in lembi isolati, modellati in piccole colline, separate dal versante di provenienza ed “affogate” in depositi di piana alluvionale o lacustri. Inoltre, in qualche caso i detriti sono risaliti lungo il versante opposto della valle. L'accumulo presenta clasti di natura esclusivamente carbonatica, di medie e grandi dimensioni, fino ad alcune decine di metri cubi. Questi depositi si sarebbero staccati dalle pareti del M. Brento e M. Casale, come testimoniano le imponenti nicchie di distacco situate sui versanti occidentali. Le “Marocche di Dro” sono state interpretate come eventi successivi al ritiro del ghiacciaio del Sarca, che hanno coinvolto il Lago di Garda quando era esteso verso N almeno sino a Dro.

Altri eventi d'interesse sono stati individuati nella porzione centrale della zona considerata ed, in particolare all'interno della Val di Tovel (Fig. 3-3). Quest'ultima, situata nella parte settentrionale delle Dolomiti di Brenta, rientra nel dominio strutturale delle Alpi Meridionali, caratterizzato da litologie prevalentemente calcareo-dolomitiche tipiche della serie triassico-giurassica dell'alto strutturale della Piattaforma di Trento. Caratteristica principale della valle è la presenza dell'omonimo lago, famoso per i suoi arrossamenti negli anni '60, collocato

all'interno di un potente complesso di depositi quaternari denominato “marocca di Tovel”, originatisi durante l'ultimo Tardiglaciale (tra 17.000 e 14.000 anni BP) in seguito al distacco e accumulo di megafrane di crollo sopra un ghiacciaio prossimo alla fase di ritiro (OETHEIMER 1989; FERRETTI & BORSATO, 2006).

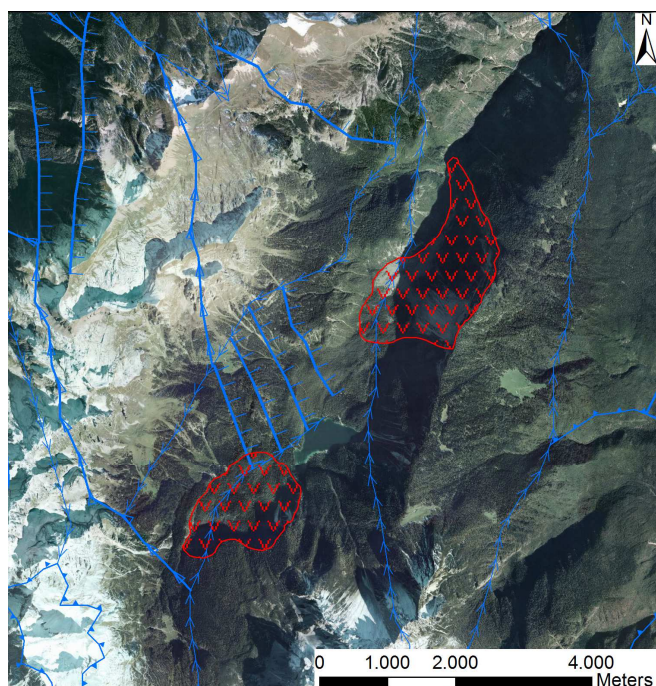


Fig. 3-3: Le marocche di Tovel; ortofoto raffigurante l'assetto tettonico ed i corpi di frana responsabili della formazione del Lago di Tovel.

La valle è stata interessata successivamente da altre frane postglaciali: nel 1300 d.C. entrambi i versanti (principalmente quello orientale) crollarono, dando presumibilmente origine al Lago di Tovel (ANDREOTTI & GIOVANNINI, 1984). I corpi di frana, solo in parte rielaborati dal ghiacciaio, favorirono la conservazione di masse di ghiaccio morto, la cui fusione ha determinato una superficie topografica tipicamente irregolare, a dossi conici e depressioni dal fondo piatto (*kettle holes*), la più importante delle quali ospita al giorno d'oggi le acque del lago. Il deposito di frana è costituito prevalentemente da un *diamicton* massivo ricco di ghiaie e sabbie, generato da una serie di grandi frane di cui si riconoscono la nicchia e la zona di accumulo in alta Valle di Tovel ed a Costa

Lucanica. La granulometria dei clasti varia da luogo a luogo, raggiungendo dimensioni notevoli, da 100-150 m³ fino a 10-20.000 m³ (Costa Lucanica, settore centrale dell'accumulo). Lo spessore varia da alcuni metri ad alcune decine di metri, con clasti originati da varie formazioni, prevalentemente di Dolomia Principale e Calcari Grigi. Il limite superiore è sempre definito dalla superficie topografica, localmente caratterizzata dalla presenza di massi calcarei profondamente corrosi per dissoluzione carsica; la base di appoggio, quasi mai osservabile direttamente, è inconforme sul substrato pre-pleistocenico o su *till* di fondo caratterizzato da un *diamicton*, collocabile all'interno della facies dei depositi glaciali del Sintema del Garda (ANDREOTTI & GIOVANNINI, 1984). Nel dettaglio si riconoscono alcune ondulazioni ed allineamenti di massi, particolarmente pronunciati nel macereto di Costa Lucanica, dove si osservano due grosse dorsali circondate da ampie conche chiuse (Pozzol di Tuenno). Il macereto di frana presenta caratteri ben definiti nell'area prossima alle pareti di distacco, mentre nella zona distale ha probabilmente subito un rimaneggiamento glaciale che aumenta man mano che si procede verso valle e che impedisce di definire i confini precisi di ogni deposito, specie nell'area di transizione fra il detrito di frana ed il *till* sopraglaciale.

Altri tipi di dissesti, in particolare scivolamenti e colate, si possono trovare a sud di Madonna di Campiglio. La vasta lingua di detriti che si estende dalla bassa Val Madris (1850 m s.l.m.) sul versante sinistro della Val di Tovel, è una frana di crollo monogenica di età olocenica. Il corpo franoso, costituito da massi piccoli e medi (versante settentrionale della Cima de l'Asen, Val di Tovel) e la cosiddetta "marocca" delle Glare hanno un'età di soli 400 anni e sono interpretati come frana di crollo, con caratteristiche di valanga rocciosa (*Rock Avalanche*). Accumuli di frana di notevole estensione e di natura alquanto simile a quelli di Dro sono presenti lungo i bordi S e SE del Lago di Molveno. Anche in questo caso è stato possibile documentare che, almeno una parte degli ammassi di frana, si sono formati in tempi relativamente recenti come indicato dai resti di coperture forestali, datate attorno al 1000 a.C., incontrati sotto gli accumuli stessi durante gli scavi per le gallerie degli impianti ENEL dei primi anni '50 (MARCHESONI,

1958). I depositi affiorano nel fondovalle e nella parte bassa del versante sinistro su un'area di circa 4 Km² e sono costituiti da elementi angolosi di rocce carbonatiche giurassiche, di volume variabile da qualche cm³ a 20-30 m³, di forma parallelepipedica. La morfologia ha risentito dell'originale topografia dell'area pre frana. Lo spessore massimo dell'accumulo è valutabile, nella parte orientale del deposito sui 125 m (VECCHIA, 1953). Valutando uno spessore medio di circa 50 m, il volume complessivo della massa coinvolta dal fenomeno dovrebbe avvicinarsi ai 200 milioni di m³. Si ritiene inoltre che l'area sia stata interessata da un unico evento franoso, preceduto e seguito eventualmente da altri fenomeni minori. Questa ipotesi è avvalorata dalla minuta frantumazione della massa e dalla sommersione quasi improvvisa di una vasta foresta (FUGANTI, 1969). La frana di Molveno è il risultato dello scivolamento di una grande massa rocciosa calcarea, lungo i piani di stratificazione inclinati di circa 35° e posti a franapoggio rispetto al versante eroso al piede dall'azione combinata di fenomeni glaciali e fluviali.

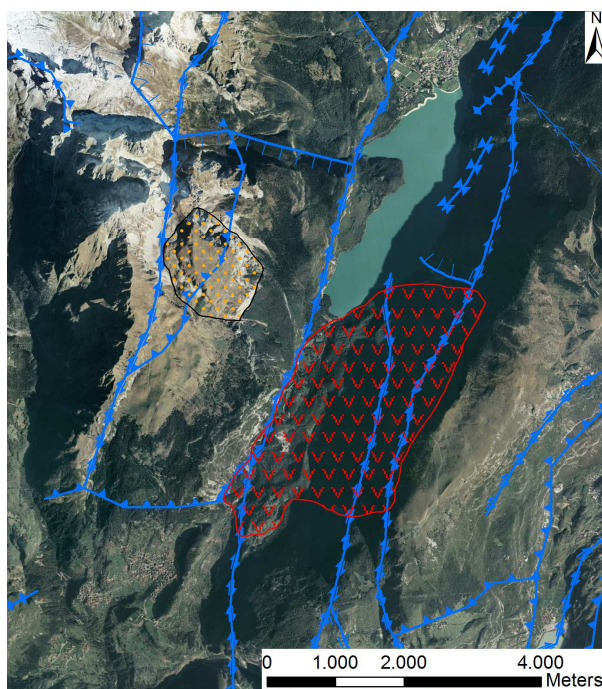


Fig. 3-4: Le marocche di Molveno; ortofoto raffigurante l'assetto tettonico ed i corpi di frana responsabili della formazione del Lago di Molveno. Si nota anche la presenza della DGPV del M. Soran che verrà descritta nel cap. 3.3.3.

Osservando la precedente immagine (Fig. 3-4), si può notare come la nicchia di distacco sia limitata verso N da una faglia diretta, con piano subverticale e con andamento quasi perpendicolare al sovrascorrimento che attraversa il fondo valle in direzione NNE-SSO. Dall'assottigliamento progressivo del deposito verso S, si è dedotto che i vincoli maggiori allo scivolamento erano al margine sud-orientale da cui la massa si staccò per trazione verso il basso quando i piani di fessurazione che intersecavano gli strati si aprirono completamente. Oltre alla componente tettonica, tra le cause scatenanti del fenomeno sono state considerate: il mancato sostegno al piede provocato dal ritiro dei ghiacciai wurmiani e le intercalazioni marnose e marnoso-argillose, costituenti importanti superfici di debolezza specialmente se in condizioni sature (FUGANTI, 1953).

3.2 Le deformazioni gravitative profonde di versante

3.2.1 Aspetti teorici

Tra i fenomeni franosi, la categoria delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV, di seguito nel testo) presenta caratteristiche molto peculiari che la differenziano dalle tradizionali tipologie di frane. A partire dagli anni sessanta del XX secolo è iniziato uno studio sempre più ampio e sistematico di questi fenomeni, ma nonostante ciò si tratta ancora di una tipologia poco studiata di cui non si sono ancora del tutto comprese le dinamiche ed i fattori d'innescio. Numerosi sono i casi studio scoperti negli ultimi anni in seguito all'utilizzo di nuove tecnologie di telerilevamento come il LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*) oppure grazie a nuove campagne di rilevamento geologico, finalizzate alla creazione della nuova cartografia geologica. Nella letteratura internazionale questi fenomeni sono stati classificati in differenti modi:

- *Deep-seated large-scale rock slides, deep-seated gravitational slope deformation* (TERZAGHI, 1962), per la letteratura inglese;
- *Sackung, Talzuschub e Bergzerreisung* (ZISCHINSKY, 1966, 1969) per la letteratura tedesca;
- *Creep* in roccia e deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) (SORRISO-VALVO, 1988) per la letteratura italiana.

Aspetto peculiare delle DGPV è la lentezza della deformazione che a lungo termine causa un notevole peggioramento delle proprietà geomeccaniche dell'ammasso roccioso ed eventuali danni a strutture superficiali.

Un aspetto fondamentale che determina la pericolosità delle deformazioni è che, sotto determinate condizioni, i lenti spostamenti tipici di questi movimenti in massa possono accelerare improvvisamente e dare luogo a collassi catastrofici di interi versanti (ONIDA, 2001; CROSTA & AGLIARDI, 2003). Secondo Dramis (1984), questi processi devono essere collocati in una posizione intermedia tra i comuni fenomeni franosi superficiali ed i fenomeni di tettonica gravitativa. In particolare, dai primi differiscono per la generica assenza di una superficie di scivolamento ben definita e per la profondità raggiunta nel versante dalla zona di deformazione basale, dai secondi si distinguono invece sia per i minori volumi sia per i fattori di innesco, che nel caso di tettonica gravitativa sono dovuti ad effetti tensionali direttamente collegati a deformazioni profonde della crosta terrestre piuttosto che agli stress legati alle caratteristiche del rilievo.

Generalmente in letteratura sono state distinte tre tipologie di DGPV:

- *Rock-flow* (VARNES, 1978; CRUDEN & VARNES, 1996) o *Sackung* (ZISCHINSKY, 1966): fenomeno che caratterizza principalmente rocce scistose come filladi e micascisti, controllato da una deformazione visco-plastica assorbita da uno spesso orizzonte basale.
- *Block slide* (CRUDEN & VARNES, 1996): caratterizzato da evidenti e ben definite superfici di scivolamento, le quali possono essere sia ereditate che di neoformazione.
- *Lateral spread of ridges* (JAHN, 1964; VARNES, 1978): fenomeni di espansione laterale che si verificano quando blocchi rigidi ricoprono delle sequenze plastiche oppure, nel caso di successioni omogenee, quando controlli strutturali particolarmente favorevoli interessano il versante o, più in generale, il territorio considerato.

3.2.2 Caratteristiche morfostrutturali e fattori di innesco

Per quanto riguarda gli aspetti morfostrutturali delle DGPV, elemento peculiare sono le dimensioni del fenomeno, comparabili a quelle dell'intero versante (AGLIARDI *et al.*, 2001); con volumi interessati dell'ordine delle migliaia o milioni di metri cubi. Gli spessori interessati sono di alcune decine o centinaia di metri e le estensioni in larghezza sono dell'ordine dei chilometri. Se si considerano gli spostamenti, tendenzialmente risultano di piccola entità in confronto alle dimensioni planimetriche del fenomeno. Tipicamente si tratta di mm/y (AGLIARDI *et al.*, 2001). Varnes *et al.* (1990) parlano di valori compresi tra 0,4 e 5 mm/y. La complessità dell'evoluzione di questi processi è riconducibile a vari fattori; in alcuni casi infatti si sono verificate fasi di riattivazione e accelerazione del fenomeno a seguito di forti eventi piovosi o in seguito a sollecitazioni sismiche (DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994). In particolari casi, poi, la deformazione del versante può evolvere in maniera catastrofica, dando origine a *Rock Avalanches* (RADBRUCH-HALL, 1978;) o *Megaslides*. Questi fenomeni generalmente presentano nello stadio iniziale e intermedio della deformazione un comportamento meccanico determinato da *creep* gravitazionale, caratterizzato da deformazioni di taglio in evoluzione molto lenta nel tempo, la cui velocità è controllata principalmente da un comportamento reologico più o meno plastico della roccia (GENEVOIS & TECCA, 1984). Negli stadi finali, precedenti al collasso, possono verificarsi velocità dell'ordine delle decine di cm o alcuni metri al giorno.

L'evoluzione di questo tipo di processi, comporta nel tempo una modificazione delle caratteristiche morfologiche dei versanti dove sono impostate. Tali evidenze si manifestano con la comparsa di morfostrutture quali sdoppiamenti di cresta, scarpate, controscarpate, trincee, *tension cracks* (Fig. 3-5). Queste strutture superficiali inoltre, costituiscono degli indicatori molto utili all'individuazione di tali fenomeni sia durante i rilievi di campagna sia mediante l'uso di tecniche di telerilevamento quali l'analisi di foto aeree oppure di scansioni LIDAR. Queste morfologie non riguardano solamente le vette o le creste, ma possono caratterizzare anche i versanti; in particolare la maggior parte delle trincee ha una

forma stretta e allungata con il fondo spesso riempito di materiale detritico con scarsa matrice. In alcuni casi le trincee e le altre morfostrutture assumono forma a gradinata più o meno arcuata in pianta (SORRISO-VALVO, 1979).

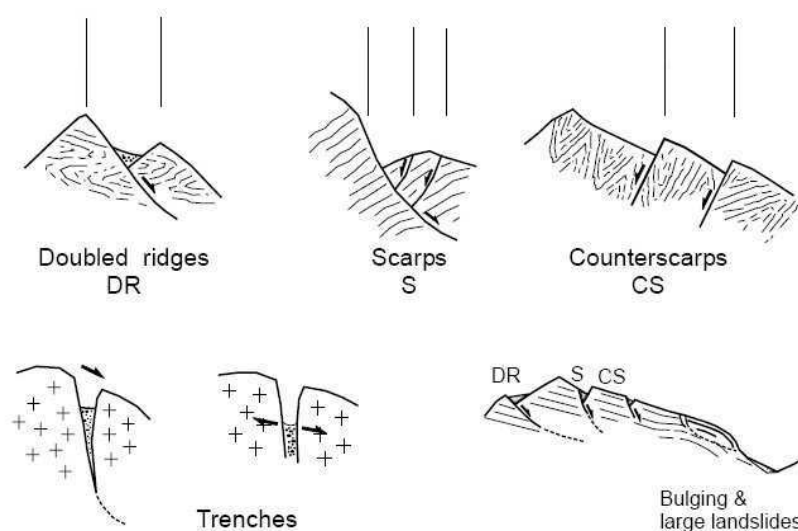


Fig. 3-5: Caratteristiche morfostrutturali tipiche di una DGPV; (da Agliardi et al. 2001).

Dal punto di vista del comportamento reologico rimangono ancora dubbi (DIKAU et al., 1996). Il modello reologico più accreditato tuttavia è quello di Mencl (1968), che deriva la sua modellazione dalle osservazioni di Zischinsky (1966, 1969). Questo modello prevede che nella parte centrale del versante, dove la pressione di confinamento è alta e quindi gli stress deviatorici sono troppo bassi per generare deformazione per taglio, l'ammasso roccioso assuma un comportamento viscoso. Nelle parti superiori ed inferiori del versante, dove invece le pressioni di confinamento sono minori, gli stress deviatorici sono tali da poter generare deformazioni per taglio. Tali superfici si genereranno e emergeranno sotto forma di morfostrutture solamente nelle parti più superficiali, poiché in profondità le alte pressioni determinano una deformazione plastica all'interno dell'ammasso, non causando necessariamente l'origine di una superficie di taglio basale continua. Risulta quindi una differenza di proprietà meccaniche dell'ammasso roccioso tra le zone più profonde e quelle superficiali

del versante, dovuta principalmente al fatto che la sollecitazione di taglio principale è determinata dalla forza di gravità, la quale cresce linearmente con la profondità. Altri modelli, come quello introdotto da Savage e Varnes (SAVAGE & VARNES, 1987; VARNES *et al.*, 1989), sostengono che, nei *sackung*, la sollecitazione di taglio agente in profondità nel versante darebbe luogo ad un flusso plastico lungo una superficie basale continua di scorrimento (Fig. 3-6). Tuttavia però tale assunzione è in contraddizione con la caratteristica tipica dei *sackung*, ossia la mancanza di una superficie di taglio basale ben sviluppata. Assumendo come corretto il modello di Mencl, il modello di Savage e Varnes può essere riferito allo stadio finale dell'evoluzione di un *sackung*, ovvero quando la deformazione di taglio ha portato il versante a raggiungere il collasso.

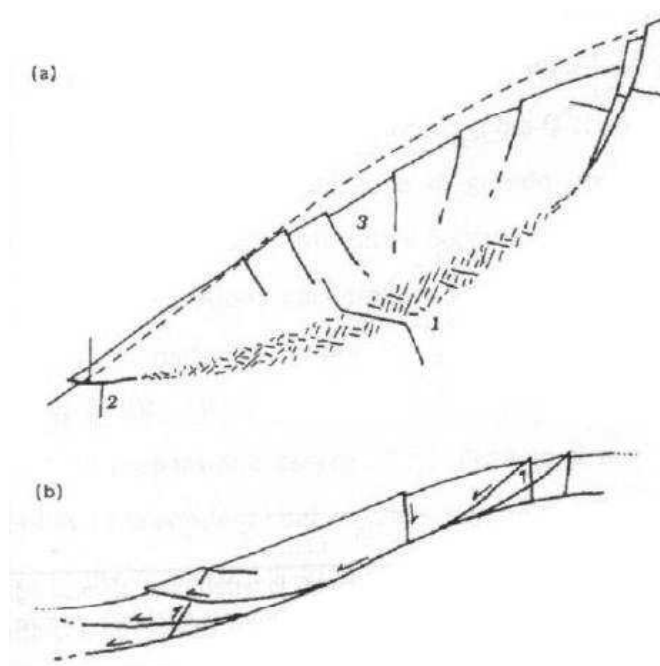


Fig. 3-6: Schema della deformazione all'interno di un *sackung*: a) modello senza taglio (*non-shearing model*, Mencl, 1968); b) modello di rottura plastica (Savage e Varnes, 1987); 1) zona a deformazione viscosa; 2) zona di rottura per taglio; 3) zona di taglio nella zona fragile (poco profonda); la linea tratteggiata indica il profilo del versante non deformato (tratto da Dickau *et al.*, 1996).

Tuttavia il dibattito legato all'assunzione della presenza di una superficie continua di scivolamento basale come carattere diagnostico di una DGPV rimane ancora fortemente acceso.

Dai numerosi casi studio analizzati in letteratura, è stato evidenziato come molti movimenti di massa superficiali descritti come "confinati" non mostrano una superficie di scivolamento ben evidente. Al contrario molte DGPV osservate nelle Alpi Centrali sono caratterizzate dalla presenza di un confinamento basale molto ben sviluppato, ereditato da preesistenti superfici di origine tettonica (AGLIARDI *et al.*, 2001). I fattori innescanti delle deformazioni gravitative profonde sono connessi all'interazione tra elementi puramente di carattere geodinamico (collegati a manifestazioni di tettonica recente) con altri legati alla natura dell'assetto dei materiali rocciosi interessati (DRAMIS, 1984). Tali fattori comprendono l'energia del rilievo, definito come il dislivello tra la parte superiore e la parte inferiore del versante in deformazione (*stress* topografico), è l'elemento morfologico determinante nel permettere l'innescamento di una DGPV. Alcuni autori hanno verificato che nelle Alpi Occidentali il 50% dei fenomeni avviene su versanti con energia del rilievo compresa tra 500 e 1000 m. (MORTARA & SORZANA, 1987). Luoghi tipici, caratterizzati da tali fenomeni, sono le valli alpine, fortemente erose ed approfondite in seguito all'azione esaratrice dei ghiacciai. A differenza di quanto farebbe pensare, l'inclinazione del versante invece, non sembra essere un fattore così fondamentale nell'innescare tali processi. A parità di condizioni, l'instabilità del versante tende a crescere con la pendenza, anche se da molti lavori emerge come le DGPV interessino versanti con inclinazioni comprese tipicamente tra 18° e 50°. Valori inferiori al campo di pendenze individuato non sono tali da indurre fenomeni di questo tipo, mentre valori superiori di pendenze rispetto al campo descritto sono tali da provocare una evoluzione del versante attraverso fenomeni più rapidi e superficiali (MORTARA & SORZANA, 1987). È evidente quindi che le caratteristiche litologiche e strutturali giocano un ruolo fondamentale nell'innescamento delle DGPV. Esse infatti si sviluppano dove l'assetto geologico del versante lo rende meno soggetto a fenomeni franosi a cinematica più rapida (DRAMIS, 1984).

La litologia invece appare come carattere distintivo, soprattutto per quanto riguarda il tipo di DGPV che si sviluppa. In particolare, in versanti dominati da rocce scistogene, e quindi a fabric fortemente anisotropo, questi fenomeni si manifestano tendenzialmente sotto forma di *sackung*, anche se altri meccanismi non sono da escludere; mentre il *lateral spread* è tipico di versanti caratterizzati dalla sovrapposizione di unità sedimentarie massicce (calcari, arenarie, dolomie o conglomerati) su unità più tenere (argilliti, siltiti o marne). Interessante da questo punto di vista è anche il lavoro di Mortara e Sorzana (1987), che hanno studiato circa duecento DGPV nelle Alpi Occidentali, evidenziando come i valori più elevati di deformazione si ritrovino in corrispondenza di rocce metamorfiche, a marcata tessitura scistosa.

Un ruolo fondamentale, più importante rispetto alla litologia, è quello occupato dall'assetto strutturale dell'ammasso roccioso, inteso come scistosità o foliazione, stratificazione, grado di fratturazione e set di fratture/faglie. Sorriso-Valvo (1979) asserisce che lo sviluppo di trincee in versanti soggetti a deformazioni gravitative è strettamente controllato dall'assetto strutturale. Infine diversi autori, tra cui Mortara e Sorzana, hanno rilevato che per oltre due terzi dei fenomeni presi in esame esiste una buona correlazione fra la scistosità e la direzione del versante (la maggior parte dei fenomeni si instaura su versanti aventi la scistosità a franapoggio) (MASSIRONI *et al*, 2003, 2010). Tra gli aspetti determinanti ai fini dell'insorgere di deformazioni gravitative profonde rientra la storia tettonica del versante. Le vicende tettoniche subite possono persistere sotto forma di stress residui che vengono riattivati nel momento in cui non sono più compensati in direzione normale al versante da una pressione di confinamento. Il caso tipico, probabile causa della maggior parte delle DGPV che si trovano lungo l'arco alpino, sono i fenomeni di rilascio tensionale che si verificano per perdita di carico in seguito al ritiro dei ghiacciai. Secondo alcuni autori (JAHN, 1964; PANIZZA, 1974; FORCELLA, 1983;), le valli alpine si troverebbero in una condizione di quasi equilibrio limite derivante dalla ridistribuzione degli stress residui a seguito del rilascio delle masse glaciali. Per la mancanza di sostegno operata dai ghiacciai pleistocenici, i versanti sono soggetti a fenomeni di

detensionamento che inducono la formazione di sistemi di fratture paralleli al versante stesso. In un lavoro del 2001, Onida ha riscontrato che la relazione tra attività tettonica e i movimenti di versante può essere di due tipi:

- *Diretta*, quando il campo di stress regionale, producendo deformazioni tettoniche (faglie, pieghe, *thrust*, ecc.) modifica l'assetto geometrico del versante determinando così condizioni di instabilità e l'eventuale sviluppo di DGPV.

- *Indiretta o passiva* quando la relazione dipende da fenomeni di sollevamento tettonico. I movimenti verticali della crosta terrestre producono *stress* topografici ai quali sono a loro volta connessi incrementi nell'attività dei processi erosivi e nell'approfondimento vallivo ad opera del reticolo idrografico locale, tanto più veloci in funzione delle condizioni climatiche e morfologiche.

Le due condizioni possono coesistere, basti pensare all'associazione fra DGPV e attività sismica, documentata da diversi autori, anche se non sono ancora del tutto chiari i legami esistenti. Forti terremoti possono essere accompagnati da deformazioni dei versanti, causate sia dai movimenti tettonici che hanno provocato il sisma sia da riassetamenti gravitativi (ONIDA, 2001). Le scosse sismiche agiscono in modi diversi sui versanti ad esempio sconnettendo le masse rocciose, riducendo la coesione dell'ammasso, facendo variare le pressioni interstiziali delle acque, provocando la diminuzione della resistenza al taglio dell'ammasso roccioso oppure producendo improvvise accelerazioni orientate normalmente al pendio.

Infine non vanno sottovalutati i fattori morfoclimatici, che possono incidere sull'innescamento di deformazioni gravitative di versante, anche se le conoscenze disponibili relative a questi aspetti non sono esaurienti. Tuttavia, in alcuni lavori si nota come processi di alterazione profonda ad opera di acque sotterranee possano comportare condizioni favorevoli allo sviluppo di questi fenomeni (GENEVOIS & PERSTININZI, 1979). L'aumento improvviso della pressione dell'acqua, in seguito ad eventi di precipitazione estremi, o per un rapido scioglimento dei ghiacciai può alterare l'equilibrio delle forze presenti sul versante, anche in maniera sostanziale.

3.2.3 Le principali DGPV osservate

L'approccio iniziale alla ricerca ed osservazione dei principali fenomeni franosi caratterizzanti l'area di studio, con particolare interesse per le deformazioni gravitative profonde di versante, è stato suddiviso in due fasi: la prima si è focalizzata sulla ricerca di materiale bibliografico, sull'analisi di foto aeree e delle scansioni LIDAR fornite dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento; sulla consultazione della cartografia geologica esistente e dell'Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (Progetto IFFI). Una volta individuate alcune aree di particolare interesse si è passati alla seconda fase, ossia la parte di rilevamento in campagna svoltasi tra luglio e settembre 2012. Durante questo periodo l'attenzione si è concentrata su cinque probabili DGPV diffuse all'interno della zona d'interesse (Fig. 3-7)

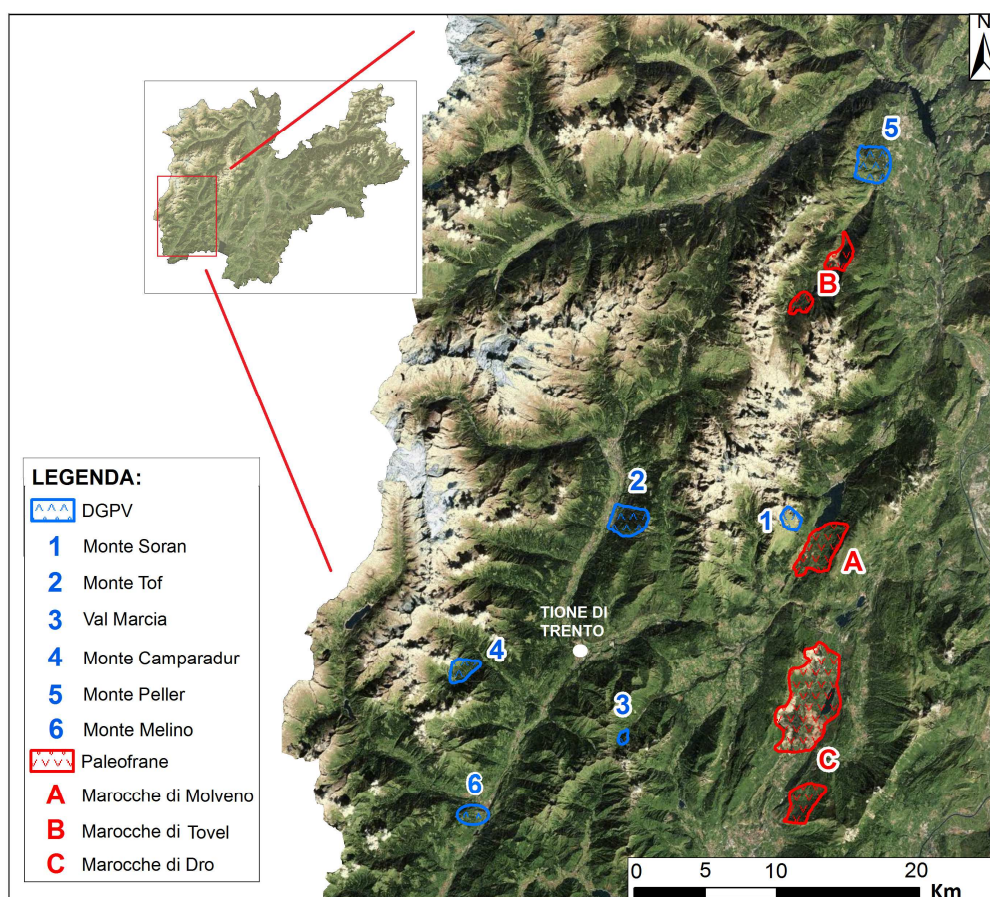


Fig. 3-7: Localizzazione delle DGPV considerate.

➤ *La DGPV del Monte Soran:*

Tra i vari fenomeni esaminati, quello del Monte Soran è sicuramente tra i più interessanti. Da tempo infatti, come testimoniato dagli studi eseguiti da Baroni, Cavallin, Orombelli & Sauro negli anni '80 e successivamente da Chinaglia & Fornero (1995), in questa zona del Trentino sovrastante il Lago di Molveno, è nota la presenza di una particolare struttura, caratterizzata dalla presenza di contropendenze e trincee che interessano l'intero versante sud-orientale del rilievo (Fig. 3-8).

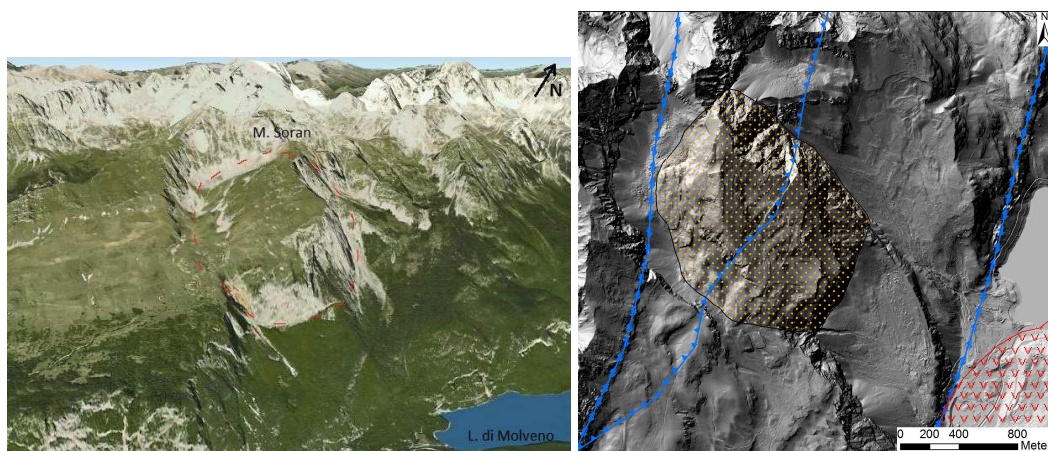


Fig. 3-8: *La DGPV del M. Soran. Vista in 3D mediante immagine satellitare da Google Earth (a) e hillshade costruito sulla base del DTM, raffigurante l'assetto tettonico locale ed il corpo di frana (b).*

Dal punto di vista geologico la zona è caratterizzata dalla serie calcarea giurassico-cretacica tipica della Piattaforma Veneta/Plateau di Trento che comprende i Calcari Grigi, l'Oolite di S. Vigilio, il Rosso Ammonitico e la Scaglia Rossa. In particolare, le superfici di scivolamento delle frane che caratterizzano la zona, risultano contenute all'interno dell'unità formazionale dei Calcari Grigi (CHINAGLIA & FORNERO, 1995). Tra le morfostrutture presenti, la più importante è una contropendenza che forma una trincea larga circa 6 m, alta fino a 3,5 m e che si sviluppa per circa 650 m in direzione S-O (Fig. 3-9).



Fig. 3-9: La grande contropendenza che si sviluppa in direzione SO e che attraversa l'interno versante (a); trincea dovuta a detensionamento del versante nei pressi delle pareti sovrastanti il Lago di Molveno (b).

L'area, interessata già in passato da fenomeni di dissesto di notevoli dimensioni, si trova a ridosso del sovrascorrimento di Molveno ed è fortemente disturbata dal punto di vista tettonico. Il risultato di questi sforzi è stata la formazione di un cuneo di roccia, delimitato a valle dalla faglia responsabile della contropendenza, di dimensioni ettometriche, intensamente fratturato e caratterizzato da giunti di stratificazione che presentano un riempimento di natura argillosa e di spessore tale da influenzare totalmente la resistenza al taglio delle discontinuità (CHINAGLIA & FORNERO, 1995). Secondo gli autori il M. Soran rappresenta l'evidenza morfologica di una frana annunciata che, in seguito a rottura progressiva come quella che ha caratterizzato le frane del passato, potrebbe mettere in movimento fino a circa 300 Mm³ di roccia che potrebbero evolvere in *Rock Avalanche* con effetti catastrofici.

➤ *La DGPV del Monte Tof:*

Altro caso esaminato di notevole interesse è quello della deformazione in atto sul versante occidentale del Monte Tof, situato sul lato sinistro della Val Rendena. Come si può notare in figura 3-10, uno dei caratteri peculiari di questo fenomeno è

il fatto che interessa le successioni vulcanico-sedimentarie Permo-Cenozoiche. Procedendo dal fondo valle verso la sommità del rilievo si ritrovano in successione le Lave di Bocenago, le Ignimbriti di Malga Plan, il Verrucano Lombardo, le Arenarie di Val Gardena, la Formazione di Werfen ed infine il Calcarea di Angolo. L'evidenza principale di questo fenomeno, come si può notare dalle immagini satellitari e dal LIDAR (Fig. 3-11), è la presenza di un imponente sdoppiamento di cresta che si sviluppa per circa 1 Km in direzione NE-SO con una dislocazione delle due creste che in alcuni punti supera i 100 m (Fig. 3-12).

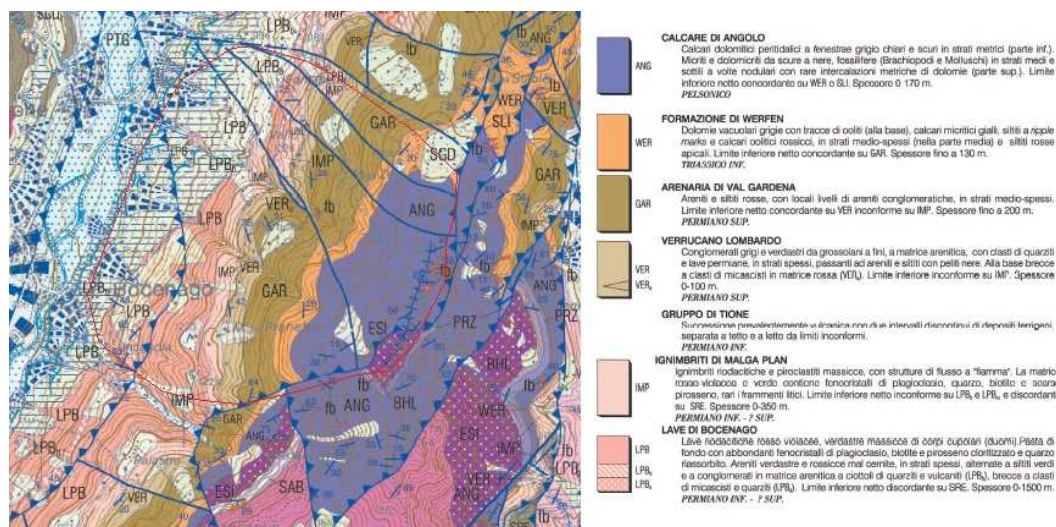


Fig. 3-10: Carta geologica del Monte Tof. In rosso è rappresentata l'area interessata dalla deformazione. (Da Carta Geologica d'Italia, Foglio 059 Tione di Trento).

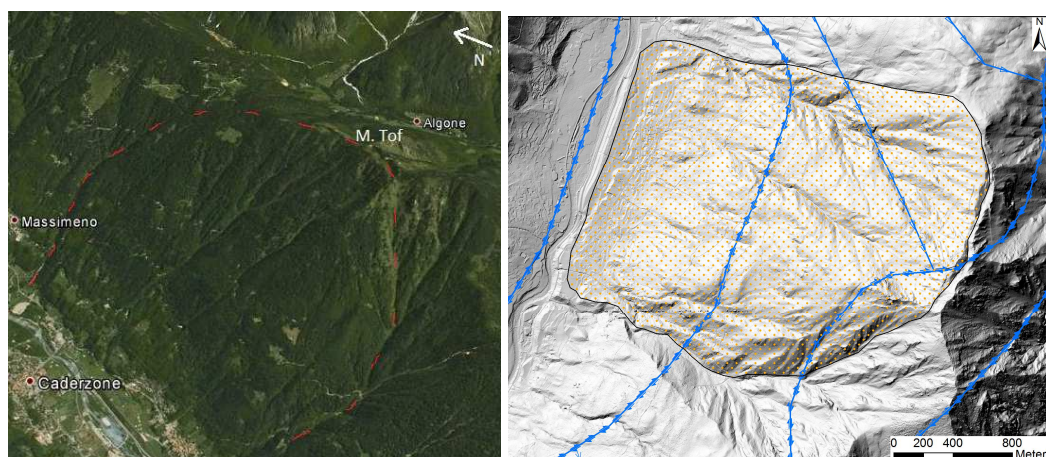


Fig. 3-11: La DGPV del M. Tof. Vista in 3D mediante immagine satellitare da Google Earth (a) e hillshade costruito sulla base del DTM, raffigurante l'assetto tettonico ed il corpo di frana (b).

Altre morfostrutture, di dimensioni più contenute, si possono osservare lungo il versante occidentale del Monte Tof . Il ripido pendio è caratterizzato quindi da una serie di contropendenze che potrebbero essere l'evidenza della lenta deformazione in atto. Tuttavia, la vasta copertura boschiva e la conseguente mancanza di vasti affioramenti di roccia non hanno permesso di osservare altri elementi e di compiere analisi più approfondite.



Fig. 3-12: DGPV del M. Tof; si nota la valletta formata in seguito allo sdoppiamento di cresta.

➤ *La DGPV della Val Marcia*

Nella porzione meridionale dell'area di studio è evidenziata la presenza di un altro fenomeno deformativo che interessa i Corni del Levro, cima di circa 1700 m s.l.m. situata in testa alla Val Marcia (*Fig. 3-13*).

La DGPV, di piccole dimensioni, interessa le dolomie cristalline del Membro del Doss de la Torta ed è limitata sul lato orientale da una faglia trascorrente destra. L'evidenza principale del processo deformativo in atto è la presenza di una contropendenza che caratterizza la porzione sommitale dei Corni del Levro. Tuttavia, su questo fenomeno, menzionato anche nell'Inventario dei Fenomeni

Franosi in Italia (IFFI), dato il difficile accesso e la presenza di vaste superfici boschive, non sono state effettuate indagini più approfondite.

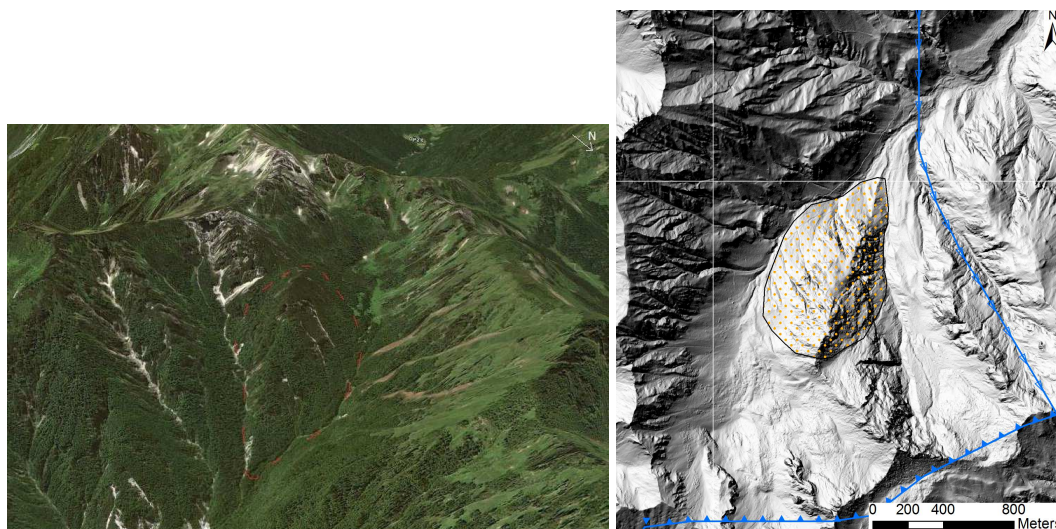


Fig. 3-13: Immagini relative alla DGPV della Val Marcia; Vista in 3D mediante immagine satellitare da Google Earth (a); e hillshade costruito sulla base del DTM, raffigurante l'assetto tettonico locale ed il corpo di frana (b)

➤ *La DGPV del Monte Camparadur*

Nella porzione più occidentale dell'area, dall'osservazione del foglio 058, Monte Adamello della Carta Geologica d'Italia, appare evidente la presenza di un importante fenomeno deformativo che sta interessando il versante orientale del Monte Camparadur in Val d'Arnò (Fig. 3-14). A differenza delle altre DGPV esaminate in questo elaborato, questa si caratterizza per la posizione e per le formazioni coinvolte. Quello del Monte Camparadur infatti, è l'unico fenomeno localizzato all'interno della Piattaforma Lombarda, mentre, per quanto riguarda le litologie coinvolte si tratta delle rocce metamorfiche del basamento sudalpino ed in particolare degli Scisti di Rendena e gneiss leucocratici. Come evidenziato in figura 3-15, il versante orientale del rilievo è caratterizzato da una serie di grosse trincee e contropendenze che si sviluppano per alcune centinaia di metri.

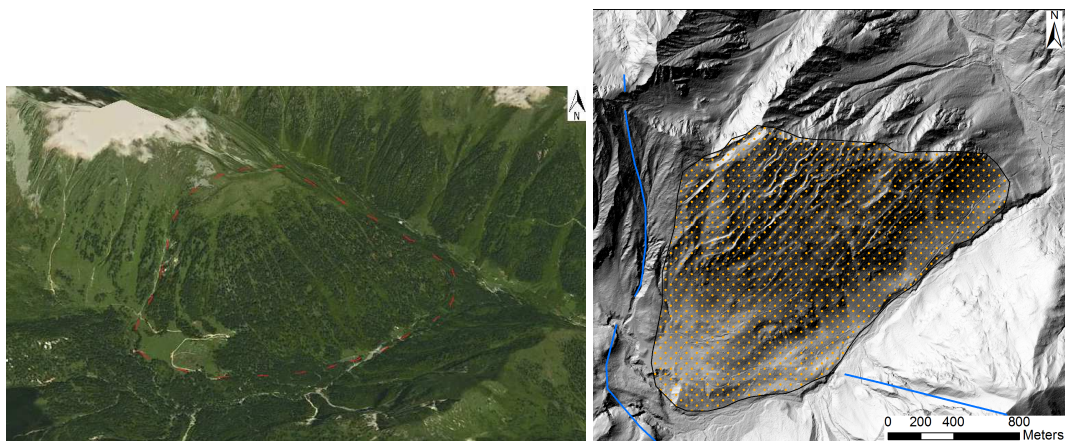


Fig. 3-14: La DGPV del M. Camparadur. Vista in 3D mediante immagine satellitare da Google Earth (a) e hillshade costruito sulla base del DTM, raffigurante l'assetto tettonico locale ed il corpo di frana (b).



Fig. 3-15: Morfostrutture caratterizzanti il versante orientale del M. Camparadur.

Dall'osservazione delle immagini LIDAR, delle litologie coinvolte e degli elementi morfostrutturali presenti, sembrerebbe che la DGPV che caratterizza il Monte Camparadur possa rientrare nella categoria dei *Sackung*, comportando quindi una lenta deformazione plastica della massa rocciosa. Purtroppo la scarsità degli affioramenti rocciosi e le vaste coperture boschive sono stati fattori determinanti nell'esclusione di questo fenomeno per uno studio più dettagliato.

➤ *La DGPV del Monte Peller*

Tra i fenomeni alla scala del versante osservati, si è deciso di riportare infine un possibile caso di DGPV, che, data la complessità della zona, meriterebbe uno studio più dettagliato ai fini di determinare l'effettiva esistenza o meno di un processo deformativo. In particolare, il caso sopra menzionato è situato in Val di Non ed interesserebbe una porzione del versante orientale del Monte Peller, sopra l'abitato di Mechel, frazione di Cles (Fig. 3-16).

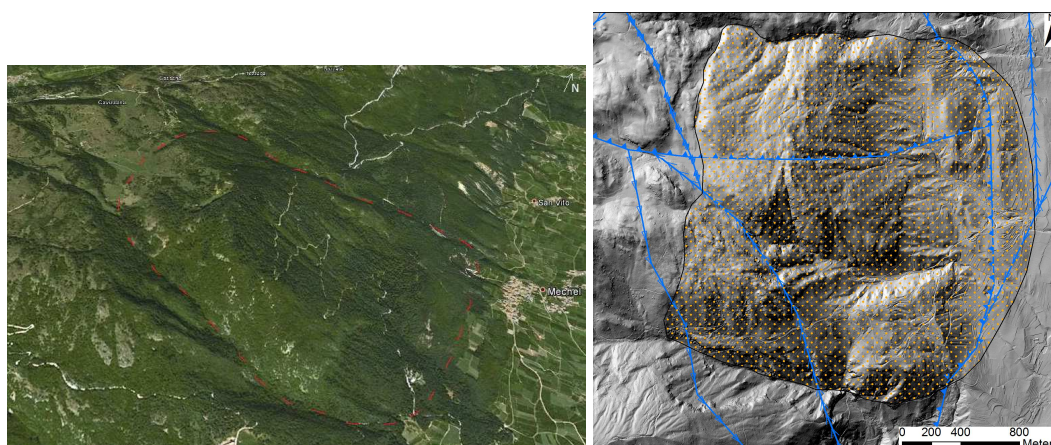


Fig. 3-16: La DGPV del M. Peller. Vista in 3D mediante immagine satellitare da Google Earth (a) e hillshade costruito sulla base del DTM, raffigurante l'assetto tettonico locale e quello che sembra essere il corpo di frana (b).



Fig. 3-17: La possibile morfostruttura presente sul versante orientale del Monte Peller.

L'area interessata dal fenomeno, inventariato dal Progetto IFFI ma non considerato nella nuova cartografia geologica (Foglio 042 Malè), sarebbe fortemente influenzata dall'assetto tettonico locale, caratterizzato da faglie ben evidenti che ne delimiterebbero l'estensione areale. Data la copertura boschiva pressoché totale, i rilievi in campagna non hanno fornito risultati soddisfacenti, se non per l'individuazione di una possibile morfostruttura, definita da una contropendenza che si sviluppa per circa 300 m, ma che potrebbe avere tutt'altra origine (*Fig. 3-17*). Gli unici aspetti che potrebbero testimoniare la presenza di questa DGPV derivano quindi dall'osservazione delle immagini LIDAR.

4. LA FRANA DI PREZZO

4.1 Introduzione ed aspetti generali

La geologia del Trentino è fortemente eterogenea e presenta una notevole varietà di formazioni rocciose e contesti geologico-strutturali. La presenza e diffusione dei dissesti e, in particolare, delle deformazioni gravitative in roccia in territorio trentino è tipicamente legata all'assetto geologico strutturale (i.e. presenza di interstrati argillosi in una successione sedimentaria; presenza di faglie, grado di fratturazione dell'ammasso roccioso, etc.), all'assetto geomorfologico (energia del rilievo, versanti acclivi) ed all'assetto idrogeologico.

Un caso di notevole interesse è rappresentato dalla deformazione che coinvolge il versante orientale del Monte Melino (*Fig. 4-1*), situato in destra orografica del Fiume Chiese, nella Valle delle Giudicarie Inferiore. Il fiume, nasce dalle pendici meridionali del massiccio dell'Adamello, scende verso Sud in Valle del Fumo, percorre da NO a SE la valle di Daone, per poi confluire da destra, con una brusca curva ad angolo retto, nel solco morfologico denominato Val Giudicarie Inferiore, impostato sull'omonimo lineamento tettonico e percorso in questo tratto dal Torrente Adanà. La bassa Sella di Bondo (820 m s.l.m.), separa il solco giudicariense meridionale dal tratto settentrionale. A Nord della Sella di Bondo, esso è percorso dal torrente Arnò, che confluisce nel fiume Sarca proveniente dalla Val Rendena. La quota relativamente bassa di tale sella ha reso possibile, durante le fasi fredde del Plio-Quaternario, la trasfluenza di una lingua del grande ghiacciaio del Garda entro il bacino del Chiese, testimoniata dalla presenza dei depositi glaciali del Sintema del Garda (SGD). (CASTELLARIN *et alii*, 2005, 2007). Il suo sviluppo, e le complesse interazioni col bacino del Sarca nel corso di gran parte del Quaternario, sono legati al netto controllo strutturale esercitato dalla Linea delle Giudicarie, sottolineata da ampi solchi vallivi isorientati lungo essa.

La frana considerata interessa l'abitato di Prezzo (650 m s.l.m.), edificato nella porzione più bassa del versante del Monte Melino. La complessità del fenomeno, la facilità di accesso rispetto ai casi precedentemente citati, la messa a

disposizioni di dati da parte del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, hanno permesso di scegliere questo fenomeno come caso studio.

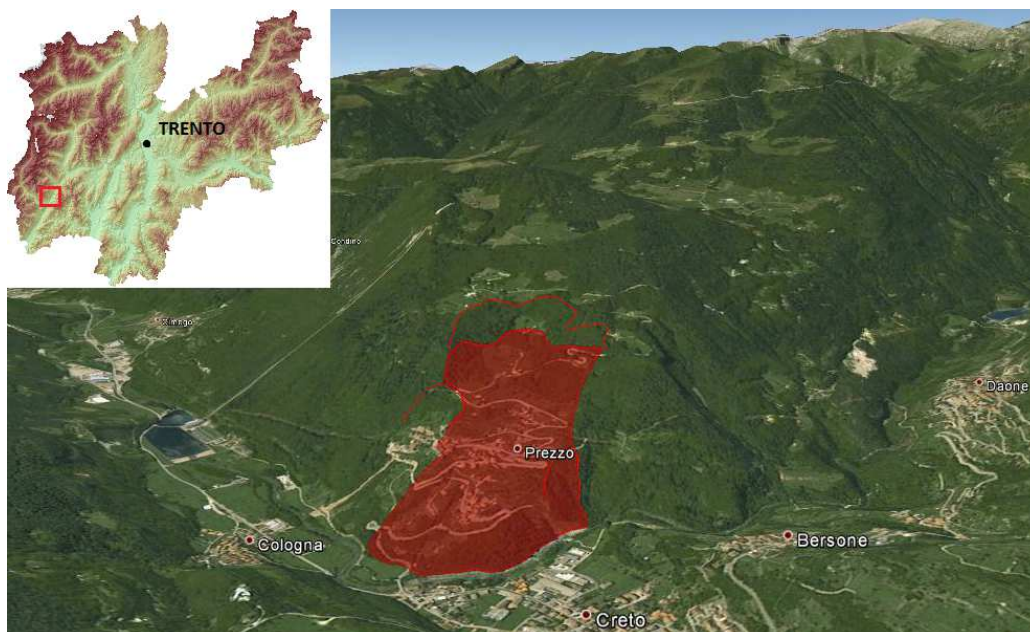


Fig. 4-1:Panoramica sul versante orientale del Monte Melino e sull'abitato di Prezzo.

Nel dettaglio la frana coinvolge:

- l'intero centro abitato di Prezzo dove numerosi edifici presentano deformazioni, lesioni e fessure;
- la strada provinciale S.P. n. 122 interessata da deformazioni e lesioni;
- la viabilità e le reti idriche comunali (rottture, perdite);
- il fianco destro dell'alveo del fiume Chiese.

Il dissesto presenta un fronte largo mediamente 380 metri e si sviluppa su una lunghezza di 1150 metri. Lo spessore è variabile tra 60 e 110 metri (spessore medio pari a 80 - 85 metri) mentre il volume globale del corpo di frana è stato stimato in 18 - 20 milioni di m³ (Servizio Geologico P.A.T. - BRISEIDE Conference 2012). Si tratta di una frana antica che sembra coinvolgere prevalentemente corpi lenticolari di rocce pelitiche, calcareo-marnose e dolomitiche oltre a materiali di copertura come terreni limosi debolmente argillosi. Il fenomeno franoso è tutt'ora attivo, presenta velocità di deformazione dell'ordine di 30-60 mm/anno ed è costantemente monitorato dal Servizio

Geologico con l'ausilio di misure GPS, topografiche, piezometriche, inclinometriche, idrogeologiche (portata delle sorgenti) e rilievi interferometrici da satellite. Inoltre, in base ai dati dedotti dalle indagini geofisiche, in particolare audiomagnetotelluriche (AMT), si può stabilire che le alluvioni ghiaiose di fondovalle hanno sepolto parzialmente il piede della frana, stabilizzandone le parti più profonde (Servizio Geologico P.A.T. - BRISEIDE Conference 2012).

4.2 Materiali e metodi di studio

La prima fase dello studio si è basata sulla ricerca di materiale bibliografico e più in generale di tutti quegli elementi ed informazioni necessarie per definire una buona base di conoscenze iniziali sull'area interessata. Di seguito vengono descritti tutti gli elementi utilizzati nelle varie fasi di studio iniziali, come le basi topografiche ed il telerilevamento, e per la rielaborazione ed interpretazione dei dati derivanti dai rilievi di campagna.

4.2.1 Base topografica

La zona di studio rientra nel Foglio 079-Bagolino della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 che purtroppo è ancora in fase di realizzazione. Tuttavia, grazie alla disponibilità del dott. Cocco, dirigente del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, è stato possibile ottenere alcuni dati riguardanti la geologia dell'area di Prezzo, incrementati con quelli ottenuti dal rilevamento di campagna ed utilizzati per la stesura di una carta geologica e geomorfologica alla scala 1:7000. Il territorio preso in esame è inoltre rappresentato nelle seguenti sezioni della Carta Tecnica Provinciale della Provincia Autonoma di Trento alla scala 1:10.000: n.07908 e 07904, carte utilizzate anche come base per il rilevamento di campagna.

4.2.2 Fotointerpretazione

La fotointerpretazione è una tecnica di analisi di fotografie aeree che agevola lo studio e l'interpretazione delle forme del rilievo. Tale tecnica permette infatti di avere una visione globale del territorio, condizione necessaria per il

riconoscimento delle forme del rilievo. Per questo elaborato sono state utilizzate le foto satellitari presenti negli archivi *bingmaps* della ESRI.

4.2.3 Modello digitale del terreno (DTM)

Una miglior analisi del rilievo è stata possibile con l'utilizzo del modello digitale del terreno generato da immagini LiDAR gentilmente fornite dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento.

Lo sviluppo di nuove tecnologie nel campo del telerilevamento, ha portato negli ultimi anni ad una diffusione sempre maggiore del LiDAR (*Light Detection And Ranging*). Questa tecnica si basa su un sistema attivo, utilizzabile quindi anche di notte e indipendente dalle condizioni meteorologiche, che produce misure di tipo puntuale, emettendo un segnale e registrandone la radiazione riflessa di ritorno consentendo così la misura di precisione della distanza tra l'oggetto o la superficie colpita e la piattaforma che trasporta il sensore. Inoltre, come rappresentato in figura 4-2, può eseguire misure anche in presenza di una vegetazione folta, che impedirebbe un'adeguata analisi della superficie topografica con le semplici tecniche di fotointerpretazione, mantenendo così i naturali valori di elevazione. Tuttavia a volte, il laser non riesce a penetrare completamente la copertura vegetativa, rendendo necessarie delle operazioni di filtraggio dei dati raccolti per migliorare l'accuratezza delle immagini. Con questa tecnica si è in grado di registrare più di cinque "ritorni" dello stesso impulso e ciò permette di identificare le diverse superfici incontrate prima di toccare il suolo. La raccolta dei dati avviene utilizzando un sistema aviotrasportato che necessita, per la corretta localizzazione dei dati raccolti, di un accoppiamento con sistema GPS e un'unità di misurazione inerziale (*Fig. 4-3*). Il sistema si basa quindi su una strumentazione laser a impulsi rapidi (20000 – 33000 puls/sec), che garantisce un'altissima velocità di acquisizione dei dati abbinata ad una elevata risoluzione. Inoltre, necessita di una rete di punti di controllo a terra per le calibrazioni e le correzioni successive dell'intero sistema di raccolta degli impulsi di ritorno.

Il sistema LiDAR, dopo aver registrato i tempi di ritorno dei segnali riflessi, le misure GPS, e altre misurazioni relative al posizionamento delle aree soggette a

scansione, attraverso dei processi di elaborazione e trattamento dei dati effettuati con software dedicati (*Terrascan-Microstation*) e computer molto potenti (*workstation*), permette la creazione di un set di punti contenenti informazioni tridimensionali relative alla superficie sottostante (*Fig. 4-4*).

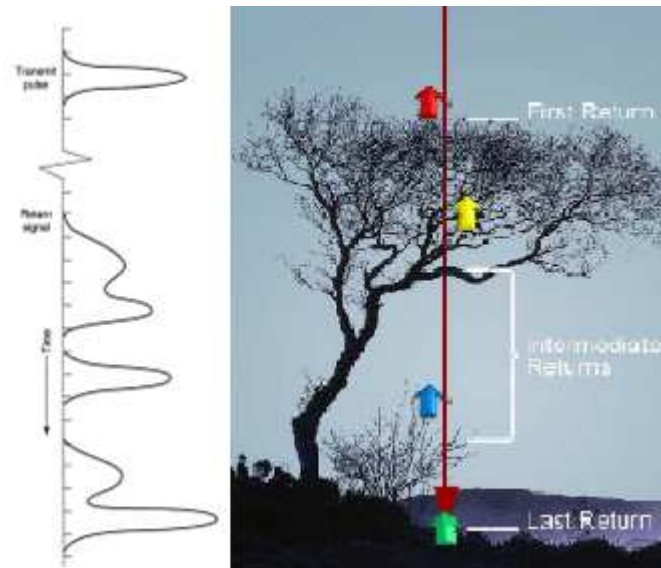


Fig. 4-2: Remote sensing and image interpretation, Lillesand T. et Al. 2004, modificata.

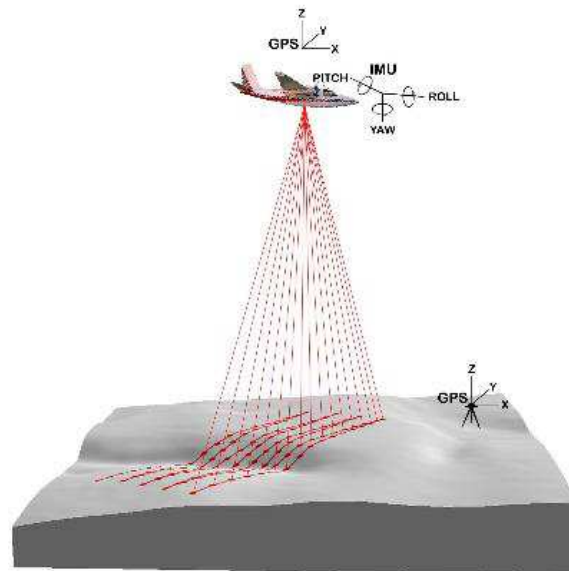


Fig. 4-3: Esempio di acquisizione di dati LiDAR [da www.forsys.cfr.washington.edu].

Dalla nuvola di punti raccolti si ottengono, per elaborazioni successive, che comprendono sia un filtraggio automatico che uno manuale, un modello digitale di superficie (DSM, *Digital Surface Model*) e un modello digitale del terreno (DTM, *Digital Terrain Model*), con una maglia dell'ordine del metro ed una precisione decimetrica. Dal DTM sono quindi possibili varie elaborazioni come ad esempio la creazione di curve di livello del terreno e di modelli tridimensionali.

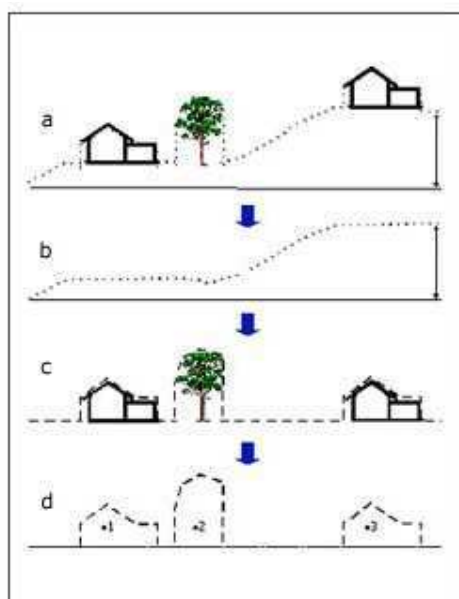


Fig. 4-4: (a) Creazione di un Modello Digitale di Superficie DSM; (b). Nuvola di punti relativi ad un Modello Digitale del Terreno; (c). Normalizzazione del DSM attraverso la sottrazione fra il DAM originario e il DTM; (d). modello degli oggetti; da "Servizio Geologico, sismico e dei suoli della Regione Emilia-Romagna modificato.

L'utilizzo del DTM creato a partire da dati LIDAR è stato di fondamentale importanza per la definizione delle morfostrutture presenti nell'area di rilevamento. La capacità poi dell'impulso radar di attraversare la vegetazione ha consentito l'analisi delle aree coperte da una folta vegetazione, e quindi di difficile o addirittura impossibile interpretazione attraverso la semplice analisi delle foto aeree. I dati LIDAR della Provincia Autonoma di Trento sono stati prodotti secondo il sistema cartografico UTM WGS84 (Proiezione Universale Traversa di Mercatore). Le quote ortometriche (sul livello del mare) sono derivate dallo scostamento geoide-ellissoide definito dal modello fornito dalla Provincia Autonoma di Trento. I dati DTM sono stati ricampionati secondo le maglie 1m x 1m e 2m x 2m: le maglie ad una risoluzione maggiore sono proprie di immagini che coprono aree urbane o di interesse antropico, mentre quelle a maglia 2m x 2m sono relative alle aree a quote maggiori o lontane da centri abitati. I dati grezzi

sono stati elaborati e analizzati utilizzando il software ArcGis 10 prodotto da ESRI, che contiene una notevole quantità di strumenti (*tools*) per l'elaborazione delle informazioni. In questo caso, per il riconoscimento delle forme del rilievo è stato utilizzato il *tool* "Surface" che, partendo dal DTM, elabora l'immagine attraverso il modello delle ombre (*Hillshade*).

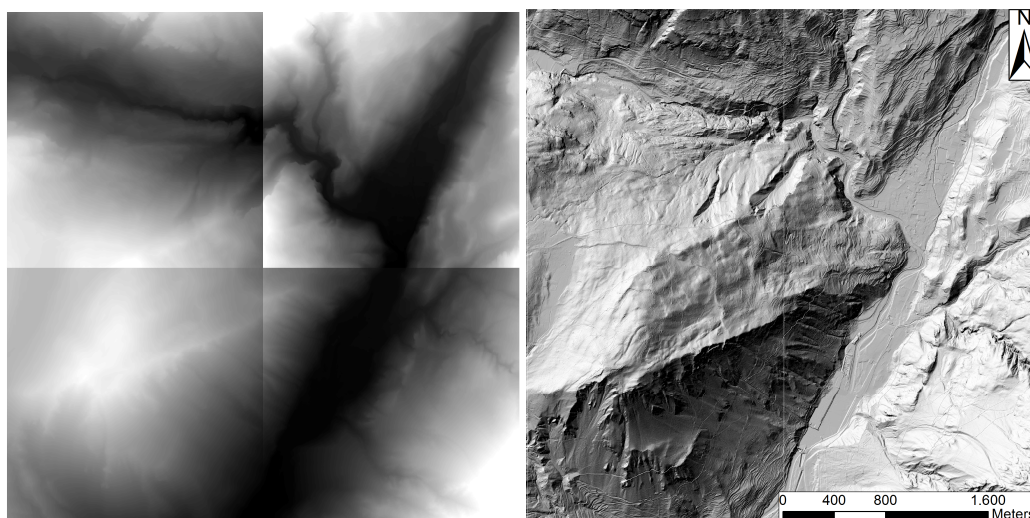


Fig. 4-5: Confronto tra DTM (a) e hillshade ricavato dal DTM relativo all'area del Monte Melino (b), si nota come il corpo di frana occupi una porzione della valle .

Attraverso questa funzione, il programma genera, a partire dai dati altimetrici, un file *raster* con un effetto di ombreggiatura. La sorgente di illuminazione viene posta all'infinito e l'angolo di illuminazione è dato dalla combinazione dell'azimuth (direzione cardinale) e dell'altezza all'orizzonte (elevazione solare), espressi entrambi in angoli. Ciascuna cella che compone il file *raster* ricavato dal DTM avrà un valore in scala di grigio che varierà da 0 (nero: settore completamente in ombra) a 255 (bianco: settore completamente illuminato). Questo permette di variare le condizioni di illuminazione permettendo così di individuare l'inclinazione ideale per un miglior riconoscimento dei lineamenti presenti nell'area di studio. Il rapporto fra la direzione di una forma morfologica ed il valore dell'azimut solare, controlla la rilevabilità dell'elemento considerato. La possibilità quindi di analizzare immagini con valori differenti di illuminazione permette di enfatizzare morfologie a diverse orientazioni (*Fig. 4-5*). I valori di

elevazione contenuti nei DTM permettono poi di creare una visuale 3D dell'area che contribuisce, migliorando la definizione delle forme presenti, ad una miglior interpretazione geologica e geomorfologica.

4.3 Monitoraggio P.A.T

Per monitorare l'evoluzione temporale delle frane e per il rilevamento di dati utili allo studio e alla sorveglianza dei dissesti, le tecniche più utilizzate dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento sono:

- monitoraggio topografico di precisione mediante l'uso di stazione ottica totale e strumentazione GPS.
- monitoraggio con strumentazione geotecnica di superficie (estensimetri e fessurimetri) predisposta anche per la trasmissione dei dati in continuo;
- monitoraggio con strumentazione geotecnica in foro (inclinometri); controllo e misurazione della falda nel sottosuolo (con piezometri).

Sono state realizzate diverse reti di monitoraggio geodetico e topografico di alta precisione. I monitoraggi così condotti hanno lo scopo di delimitare arealmente e volumetricamente i fenomeni franosi e di studiare la loro evoluzione spazio-temporale.

Il Servizio Geologico ha inoltre individuato e sperimentato alcune delle tecnologie di monitoraggio innovative che l'evoluzione scientifico tecnologica propone. Tra queste l'interferometria S.A.R. da satellite, utilizzata anche in questo elaborato (*Cap. 6*) ed i sistemi satellitari G.P.S. sono le tecnologie, ormai mature, che garantiscono le maggiori precisioni nello studio dei fenomeni franosi che interessano i versanti delle vallate alpine. Dal 1996 presso la sede del Servizio Geologico è in funzione una stazione GPS fissa di tipo geodetico e i dati rilevati vengono forniti all'Università degli Studi di Padova che, elaborandoli con quelli rilevati in altre parti della catena alpina (Torino, Graz, Grasse, Padova, Venezia, Genova, Bolzano, Matera, Villach, ecc.) e sempre in un contesto di riferimento europeo (EUREF), riesce a definire eventuali deformazioni crostali della catena stessa. I dati rilevati dalla stazione del Servizio Geologico a Trento sono inoltre

forniti, su richiesta, anche agli altri Servizi provinciali (Foreste, Opere Igienico Sanitarie, Gestione del Patrimonio Stradale, ecc.) ed a utilizzatori esterni quali, ad esempio, l'Università degli Studi di Trento, l'Autorità di Bacino dell'Adige e liberi professionisti. Tali dati consentono le correzioni differenziali per l'elaborazione di rilievi topografici di precisione e rilievi per l'ubicazione di punti o linee sulla carta tecnica della P.A.T.

Il Servizio Geologico è inoltre dotato di altri ricevitori GPS con caratteristiche geodetiche che permettono il rilievo di precisione di alcuni movimenti franosi sul proprio territorio. Sono inoltre state attivate delle reti fisse di monitoraggio di precisione per misurare fenomeni attivi o ritenuti tali. Attualmente sono quattro le frane, tra cui quella di Prezzo, oggetto di monitoraggio GPS e due di queste sono attrezzate con ricevitori fissi con trasmissione dei dati in continuo. L'interferometria radar da satellite è invece utilizzabile come strumento di monitoraggio remoto di aree a rischio di frana. Queste tecniche permettono, infatti, di misurare spostamenti d'entità subcentimetrica e questi possono rappresentare degli indizi precursori di un evento, come ad esempio la riattivazione di frane quiescenti.

4.3.1 Il monitoraggio di Prezzo

In questo paragrafo vengono descritti in sintesi gli interventi ed i monitoraggi attuati dall'inizio del decennio scorso, ed in parte tuttora attivi (*Fig. 4-6*):

- Rilievo geologico di dettaglio relativo al Progetto CARG;
- Monitoraggio fessure e lesioni presenti nell'abitato di Prezzo;
- Rilievi con tecnologia GPS e topografici con strumenti ottici (teodolite);
- Monitoraggio idrogeologico delle sorgenti (Nigole) con misura delle portate e verifiche con traccianti (fluoresceina) e verifiche gallerie idroelettriche (ex ENEL) che attraversano il Monte Melino;
- Prospezioni geofisiche profonde (audiomagnetotellurica);
- Sondaggi a carotaggio continuo e a distruzione di nucleo;
- Posa in opera di tubi inclinometrici e loro monitoraggio;

- Analisi di laboratorio geotecnico su campioni di terreno;
- Verifiche di stabilità;
- Rilievi con tecnica interferometrica da satellite e da terra;



Fig. 4-6 :Elementi del monitoraggio posti dal Servizio Geologico. (a) estensimetri presso la vecchia galleria drenante vicino al Municipio; (b) Stazione di monitoraggio continuo e pilastrino per le misure GPS.

Nell'ambito delle varie misure di sicurezza adottate negli ultimi anni sono state realizzate le seguenti opere (Fig. 4-7):

- Una rete di drenaggi e canalizzazioni superficiali (Servizio Bacini Montani);
- Una rete di drenaggi sub-orizzontali alla base del versante per una lunghezza complessiva di 2700 m.
- Una scogliera arginale di massi cementati per una superficie di 1200 m² per prevenire l'erosione al piede del versante ad opera del fiume Chiese (Servizio Geologico).

Gli interventi ipotetici a medio e lungo termine includono la realizzazione di una galleria drenante profonda, alla base del versante, con dreni a raggera nella parte inferiore del corpo di frana.



Fig. 4-7: Interventi effettuati sul corpo di frana; (a) posa dei drenaggi orizzontali; (b) la scogliera arginale in massi. [foto Servizio Geologico].

Nell'ambito di questo elaborato, il Servizio Geologico ha messo a disposizione una parte dei dati relativi alla frana di Prezzo (grafici della rete di monitoraggio GPS e ottico, degli inclinometri, informazioni sui sondaggi e sui piezometri, immagini interferometriche ed una base della geologia successivamente integrata con le informazioni ricavate dal rilevamento di campagna).

4.4 Assetto geologico, strutturale, geomorfologico ed idrogeologico

Il versante orientale del Monte Melino è caratterizzato dalle successioni sedimentarie del Triassico Inferiore-Medio e del Carnico che formano una struttura sinclinale con asse immergente circa a N-E (Fig. 4-8 – vedi ALLEGATO 2).

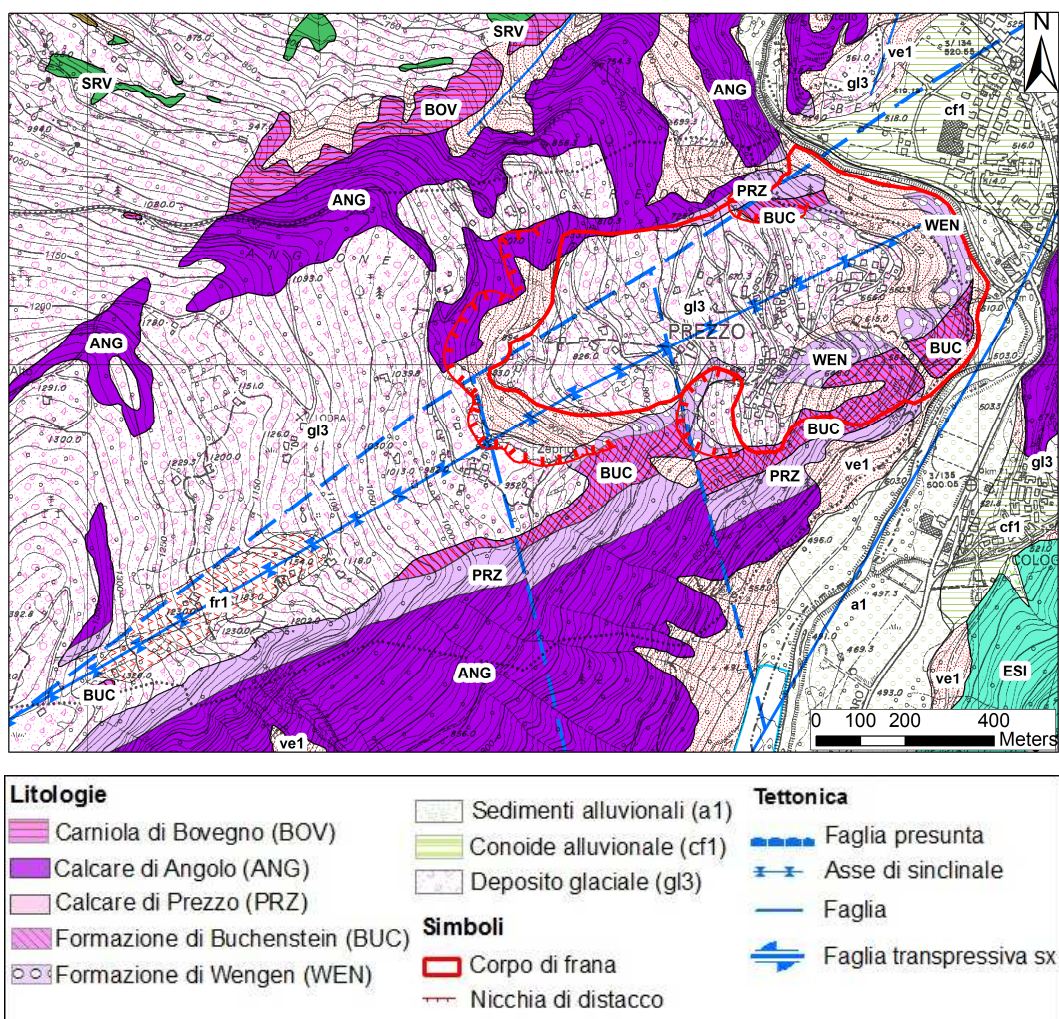


Fig. 4-8: Carta geologica dell'area di Prezzo.

In particolare, le quattro litologie che caratterizzano l'area di studio sono:

➤ Calcare di Angolo (ANG);

Il Calcare di Angolo è stato formalizzato da ASSERETO & CASATI (1968a) e nell'area di studio, affiora sui versanti meridionale e settentrionale del Monte Melino, caratterizzando le elevazioni parietali che si affacciano nella Val Giudicarie, estendendosi poi, con spessori più ridotti, verso O nel settore medio-superiore del versante sinistro della Val Daone. La litofacies inferiore è rappresentata da calcari grigio scuri localmente in strati pluridecimetrici (*mudstone* e *wackestone*), localmente con intercalazioni di livelli costituiti da strati più sottili (spessi 5–15 cm, con intercalazioni di argilliti). Nel settore

giudicariense, la successione evolve in calcari grigi o grigio scuro, più poveri in argilla, in strati meno nodulosi e più amalgamati di 40-100 cm (Fig. 4-9). Sono dei *wackestone* con frequenti *mudstone* e più rari *grainstone*, caratterizzati dalla presenza almeno in parte di bioclasti (GAETANI, 1969; GAETANI *et alii*, 1970; UNLAND, 1975; EPTING *et alii*, 1976).

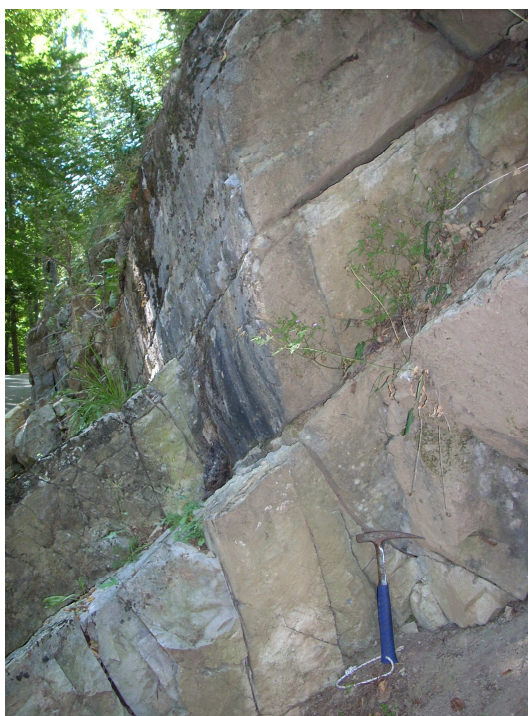


Fig. 4-9: Affioramento di Calccare di Angolo presso il waypoint PR03.

La litofacies superiore (facies Camuna) è costituita da una monotona successione di calcari grigio-scuro (*mudstone* e più raramente *wackestone*) in straterelli planari ben suddivisi da interstrati argilloso-marnosi anche centimetrici. Il limite inferiore, sempre con la Carniola di Bovegno, è di tipo transizionale, mentre il limite superiore, con il Calccare di Prezzo, è netto e sottolineato dal Banco a brachiopodi. Il Calccare di Angolo rappresenta un articolato ambiente deposizionale a sedimentazione prevalentemente carbonatica di baia subtidale.

➤ Calccare di Prezzo (PRZ);

La località tipo di questa unità è ubicata proprio all'interno della zona d'interesse, lungo l'antica mulattiera che collegava Prezzo a Buoniprati, affioramento dal quale BITTNER (1881) raccolse il suo materiale, successivamente descritto da

ROSENBERG (1962) e da ASSERETO & CASATI (1965). Oltre agli affioramenti dell'area tipo, questa litologia è presente anche in varie zone tra cui il Dosso dei Morti ed il Monte Lavanech. Il Calcare di Prezzo costituisce una fascia continua che si sviluppa dall'alta Valtrompia fino ad E di Bagolino. Questa formazione è costituita alla base da calcari marnosi, sottilmente stratificati e irregolarmente nodulari, fasciati o ben suddivisi da marne argillose; nella parte superiore, invece, si riscontrano alternanze di calcari marnosi e marne (Fig. 4-10). La frazione terrigena, secondo quanto asserisce GAETANI (1983), rappresenta circa un terzo dell'intero sedimento, mentre la parte restante è costituita da micrite. Nella parte superiore prevalgono calcari marnosi da grigi a neri, marne e argilliti nere.



Fig. 4-10: Affioramento di Calcare di Prezzo presso il waypoint PR10.

I calcari si presentano in strati da centimetrici a decimetrici e sono prevalenti rispetto alle marne, le quali sono talvolta tanto costipate da dare all'unità un aspetto nodulare. Verso E, il Calcare di Prezzo sembra assottigliarsi e prevale la componente marnosa su quella carbonatica. Il limite superiore, con la Formazione di Buchenstein, è piuttosto netto e segnalato dalla comparsa di liste di selce e

livelli di tufiti dello spessore di 20 cm mentre il limite inferiore è con il Calcere di Angolo. Lo spessore complessivo dell'unità raggiunge gli 80-100 m nei settori orientali e attorno all'Adamello (BRACK et alii, 2005). La deposizione è avvenuta in fondali con scarsa ossigenazione, assenza di correnti di fondo significative e velocità di sedimentazione ridotta.

➤ Formazione di Buchenstein (BUC);

La Formazione di Buchenstein affiora nei dintorni del paese di Prezzo, e, in maniera più sporadica, nel versante destro della Val Giudicarie tra le località Strada e Creto (Pieve di Bono) e nel settore circostante il batolite dell'Adamello. È costituita localmente da calcari nodulari grigio-grigio scuro (*mudstone-wackestone*), con selce in noduli, a costituire strati dello spessore variabile da 20-40 cm fino a 1 m (*Fig. 4-11*), molto rinsaldati, con i giunti di stratificazione sottolineati da materiali argillitici. Il carattere peculiare di questa successione è la presenza di vulcanoclastiti e tufiti note come “pietra verde”, raggruppate in due orizzonti principali. Il limite con il Calcere di Prezzo è marcato dalla presenza di circa 2 metri di calcari scuri con sparsi clasti di vulcaniti e con sottili interstrati tufitici. Superiormente, la comparsa di arenarie indica il passaggio alla Formazione di Wengen. Dove quest'ultima non è presente la Formazione di Buchenstein è direttamente ricoperta da brecce di pendio del Calcere di Esino. Lo spessore complessivo è di 40-70 m. L'unità contiene, nella parte inferiore, il limite Anisico-Ladinico (BRACK et alii, 2005). La deposizione dell'unità è avvenuta in fondali bacini piuttosto profondi, con sedimentazione rallentata e concentrazione di silice biogenica.



Fig. 4-11: Affioramento della Formazione di Buchenstein presso il waypoint PR12.

➤ Formazione di Wengen (WEN).

La Formazione di Wengen affiora nel settore della Val Daone: gli affioramenti principali si rinvencono presso l'abitato di Prezzo, verso il settore a N del dosso su cui è edificato, quindi in alcuni punti più elevati della cresta spartiacque con l'adiacente Val Bondone e sulle cime che caratterizzano la Val Nuova. L'unità è rappresentata da peliti, siltiti ed arenarie fini di colore grigio scuro o marrone scuro, in strati mal definiti, scheggiosi e fissili (*Fig. 4-12*). Nella parte inferiore tendono a prevalere siltiti e peliti, mentre verso l'alto prevalgono i termini pelitici e marnosi, con le frazioni grossolane quantitativamente scarse. Il limite superiore, con il Calcarea di Esino, è graduale, marcato dalla comparsa di brecce calcaree che tendono gradualmente a prevalere sulle facies terrigene. Lo spessore dell'unità è molto variabile, probabilmente a causa della sua eteropia con il Calcarea di Esino. Gli spessori massimi segnalati sono di circa 300 metri (BONI & CASSINIS, 1973), mentre localmente l'unità può essere assente. I sedimenti terrigeni della Formazione di Wengen si sono depositi in solchi intrapiattaforma sviluppati

lateralmente a piattaforme carbonatiche (Calcere di Esino) che in più punti mostrano una tendenza progradante.



Fig. 4-12: Affioramento della Formazione di Wengen presso il waypoint PR30.

4.4.1 Assetto strutturale

Il complesso assetto strutturale della zona di studio rispecchia il regime tettonico regionale, legato principalmente a componenti trascorrenti e compressive, come rappresentato in figura 4-13. Come descritto nel capitolo 2.2, l'elemento tettonico principale dell'area è la Linea delle Giudicarie Sud, che scorre lungo la Valle del Chiese, ai piedi del versante interessato dal dissesto. In particolare, (Fig. 4-14), si può notare come l'area del Monte Melino sia caratterizzata dalla presenza di faglie secondarie associate al movimento transpressivo sinistro della Linea delle Giudicarie. Durante la fase di rilevamento, sono state individuate inoltre una serie

di pieghe e faglie associate, che interessano le litologie affioranti ed in particolare il Calcarea di Angolo e il Calcarea di Prezzo (Fig. 4-15 a,b,c).

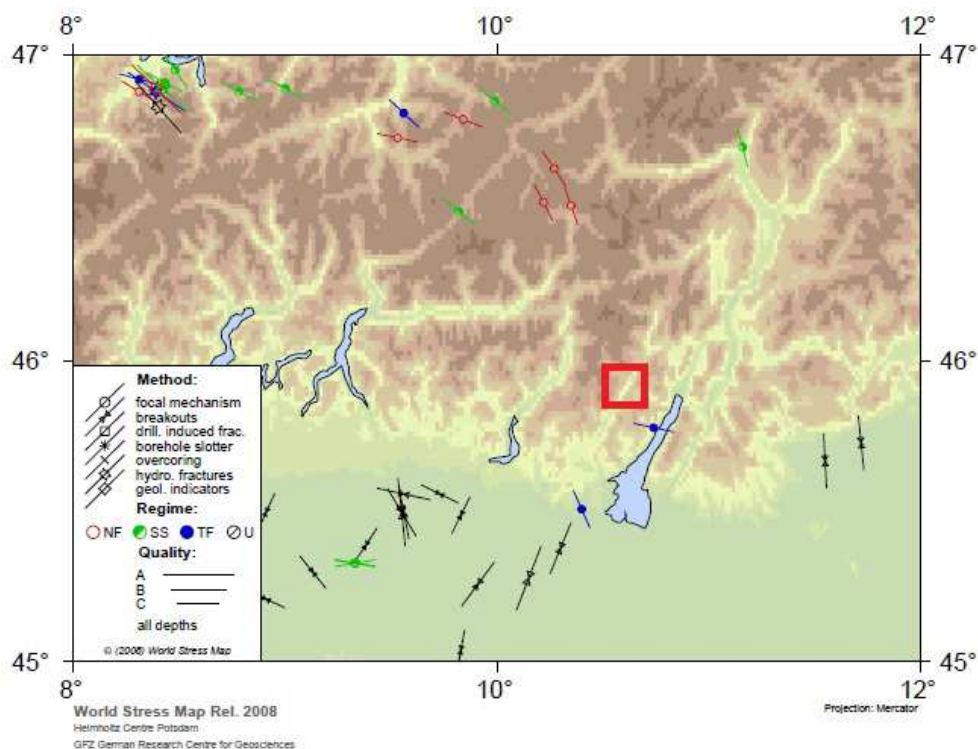


Fig. 4-13: Regime tettonico delle Alpi Meridionali. (World Stress Map Rel. 2008).

La presenza di queste pieghe parassite, singole o sviluppate in treni di pieghe, riscontrabili alla scala dell'affioramento, potrebbe essere in parte legata al regime tettonico attuale soprattutto per quanto riguarda le pieghe con orientazione SO-NE con giaciture comprese tra i 245°-255° ed inclinazioni tra i 25° ed i 30°. Tuttavia alcune di queste pieghe, localizzate a monte del corpo di frana, lungo la strada per Boniprati, sono orientate NO-SE, con giaciture comprese tra i 300°-310° ed inclinazioni tra i 30° ed i 70°. Sviluppandosi perpendicolarmente alla Linea delle Giudicarie Sud, si può ritenere che esse non siano legate all'assetto tettonico attuale, ma rappresentino eventi deformativi precedenti. In alcuni casi, come si nota nel dettaglio di figura 4-15 b, pieghe di tipo *chevron* con rotture fragili lungo il piano assiale possono essere rinvenute all'interno dell'area di studio. Nel complesso queste piccole strutture potrebbero essere indicatori di strutture

profonde più complesse caratterizzate da un molteplice piegamento degli strati delle litologie coinvolte, permettendo una migliore interpretazione dell'intera geologia dell'area come evidenziato nelle sezioni inserite nell'ALLEGATO 3.

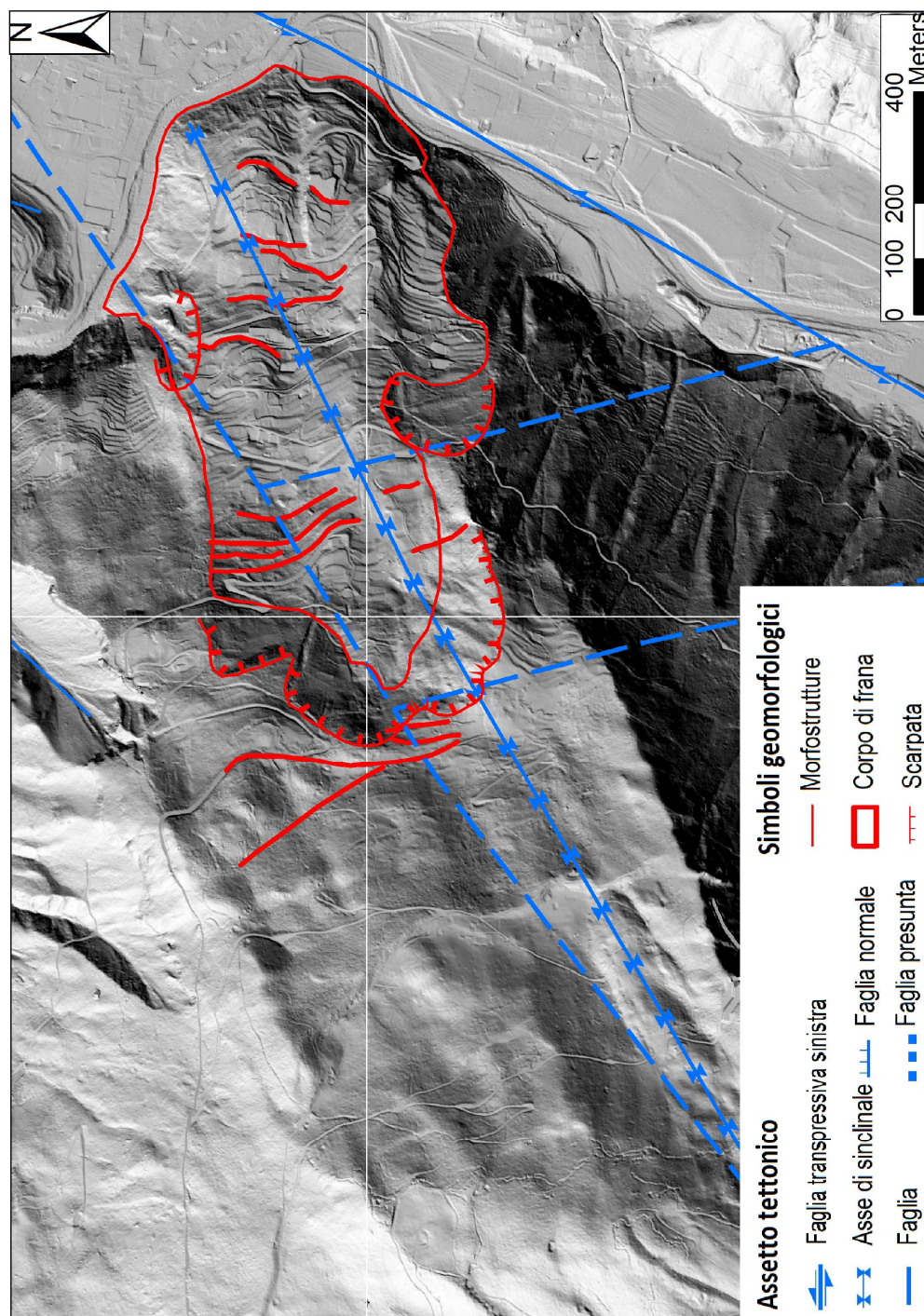


Fig. 4-14: Assetto strutturale dell'area di studio e suoi rapporti con la frana di Prezzo.

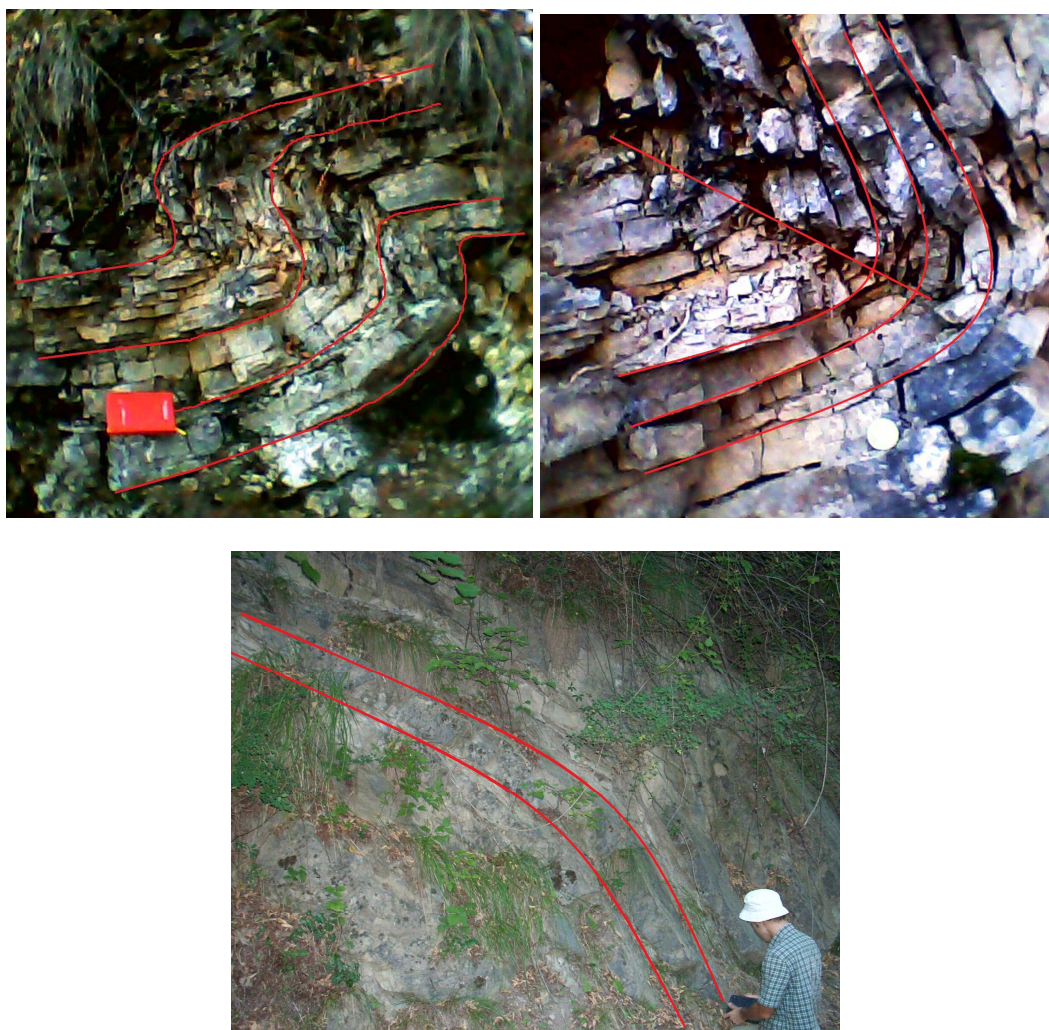


Fig. 4-15: Pieghe parassite alla scala dell'affioramento caratterizzanti il Calcarea di Prezzo (c) ed il Calcarea di Angolo (a, b).

L'analisi strutturale eseguita in campagna ha permesso quindi di ricostruire l'assetto della sinclinale che caratterizza il versante orientale del Monte Melino (Fig. 4-16).

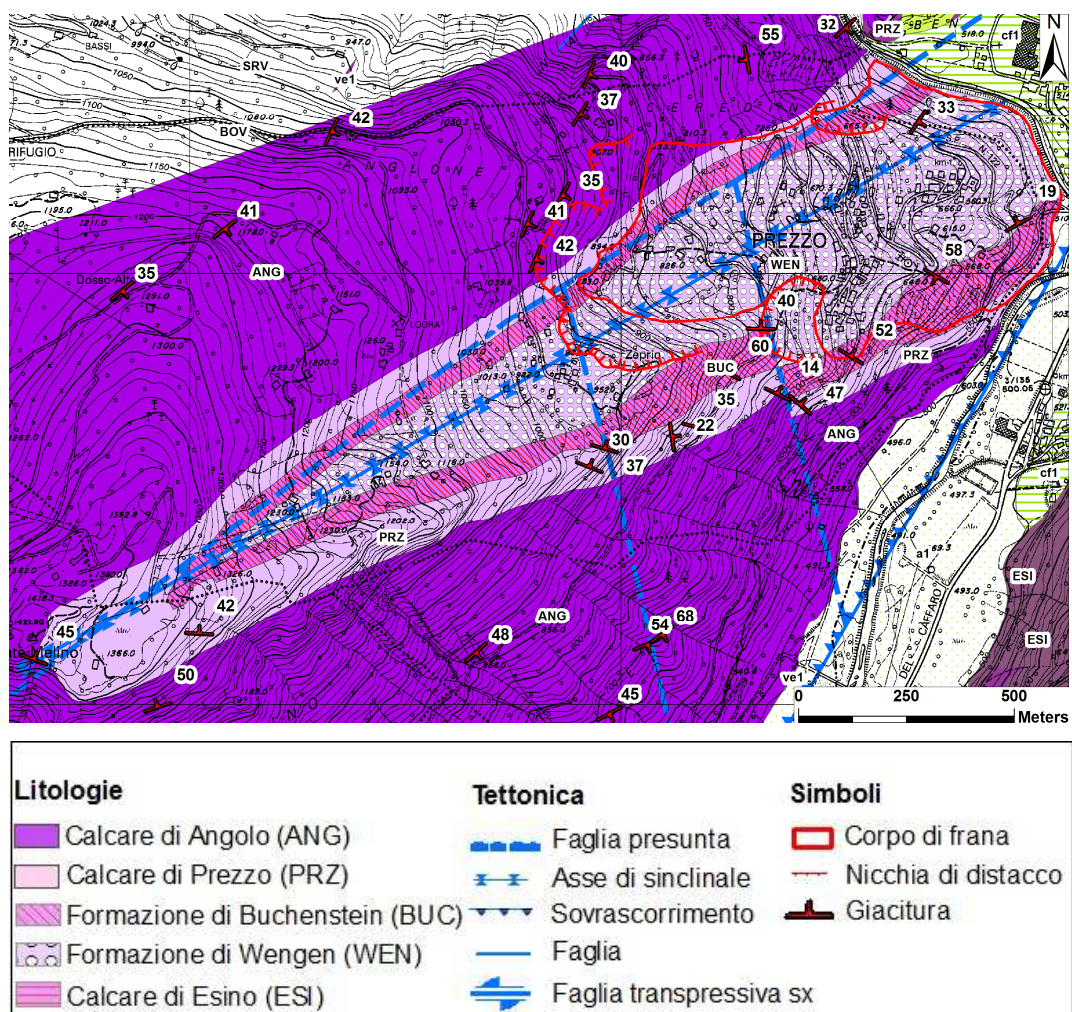


Fig. 4-16: Ricostruzione della sinclinale che caratterizza l'area di studio.

4.4.2 Depositi Neogenici e Quaternari

Dal punto di vista geomorfologico l'area di studio è caratterizzata dalle seguenti unità deposizionali del bacino del Chiese.

➤ Sintema del Garda (SGD)

Il Sintema del Garda è rappresentato in prevalenza da depositi glaciali, comuni soprattutto nelle valli più settentrionali e depositi di contatto glaciale alle quote più basse ed in prossimità dei fondovalle. Nelle porzioni non glacializzate durante il LGM, le condizioni periglaciali favorirono la formazione di ampie coltri detritiche che spesso evolvevano in complesse e potenti colate di *debris-flow* che

venivano sostenute alla base dal ghiacciaio vallivo. Queste situazioni, osservate soprattutto nei versanti esposti a meridione al di sopra del limite massimo locale LGM, si sono verificate fino alle prime fasi di sgonfiamento del ghiacciaio del Chiese. Durante le successive fasi della deglaciazione il progressivo abbassamento del ghiacciaio e la disattivazione delle confluenze dalle valli laterali (Val Aperta, Val Bondone, Val Daone) favorirono l'insinuarsi del ghiacciaio del Chiese nei tratti iniziali delle stesse con la formazione di situazioni di contatto glaciale che sostenevano piane alluvionali, potenti coltri detritiche e colate di *debris-flow*. In questo caso gli spessori maggiori si osservano alla base dei versanti in rocce carbonatiche triassiche sul lato orientale delle Giudicarie, mentre sono molto meno rappresentati lungo il versante occidentale.

Nell'area del Monte Melino e di Boniprati si rilevano estesi depositi glaciali, legati alla transfluenza del ghiacciaio della Val Daone durante il LGM, periodo nel quale raggiungeva i 1440 m s.l.m. (morena di Malga Campello) mentre presso il Monte Melino (1422 m s.l.m.) sfiorava i 1400 m isolando come *nunatak* la sua cima. Questi depositi sono costituiti da un *diamicton* massivo a supporto di clasti con matrice sabbioso-siltosa color rosso-bruno. I litotipi sono quasi esclusivamente di Verrucano Lombardo; mentre i clasti tonalitici, quasi assenti nelle morene più alte, iniziano ad essere evidenti al di sotto dei 1250 m s.l.m. Tutto il fianco settentrionale del M. Melino è caratterizzato da depositi glaciali costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice, con tonaliti prevalenti anche di dimensioni metriche, e che si rinvencono fin quasi sotto la cima. A quota 1390 m è evidente una bella morena doppia costituita esclusivamente da tonaliti e che si dispone a stretto arco attorno alla sommità del monte. Per quanto riguarda i depositi alluvionali e torrentizi, quelli di maggiore estensione ed importanza si trovano nel fondovalle del fiume Chiese e, subordinatamente, in Val d'Ampola. Si tratta di sedimenti sovente terrazzati costituiti da ghiaie da medie e grossolane con blocchi metrici, ghiaie sabbiose, e rare lenti di sabbie grossolanamente stratificate.

4.4.3 Aspetti idrogeologici

L'area di Prezzo interessata dalla frana è caratterizzata dall'assenza di idrografia superficiale. Questo fatto indica che le acque meteoriche o da fusione della neve si infiltrano in profondità andando ad alimentare una falda che si trova, come evidenziato nei grafici in figura 4-18, ad una quota compresa tra gli 80 ed i 105 m di profondità. L'unica eccezione sembra essere rappresentata dal piezometro n°120, situato ai piedi della frana, circa 30 m sopra il livello del Fiume Chiese, che riporta la presenza della falda ad una profondità compresa tra i 29 ed i 31 m, livello compatibile con quello del corso d'acqua sottostante. Nell'ambito del monitoraggio del dissesto quindi, oltre all'installazione dei piezometri, sono stati eseguiti numerosi sondaggi distribuiti lungo tutto il corpo di frana (Fig. 4-17). Nella seguente tabella sono stati riportati in sintesi le principali informazioni fornite dai sondaggi che, se confrontate con i dati dei piezometri e con lo spessore medio del corpo di frana pari a circa 80-85 m, permettono di identificare come la falda sia posizionata di poco al di sotto della superficie di scorrimento del dissesto. I risultati riscontrati nel sondaggio n° 3956 riportano la presenza di una falda libera a pochi metri di profondità ma questo dato tuttavia potrebbe riferirsi ad una piccola falda sospesa all'interno dei depositi glaciali attraversati dalla perforazione.

N° SONDAGGIO	PROF. SONDAGGIO [m]	PROF. FALDA [m]	PROF. BEDROCK [m]
727	11,0	-	4,7
3720	65,0	-	53,3
3721	52,0	-	16,0
3947	100,0	-	-
3948	120,0	-	83,2
3949	19,5	-	18,2
3950	15,0	-	-
3951	10,0	-	-
3952	18,0	-	17,1
3953	18,0	-	17,0
3954	13,6	-	11,8
3955	17,0	-	14,3
3956	30,0	4,5	-

Tab.4-1: Risultati dei sondaggi effettuati nell'area interessata dalla frana.

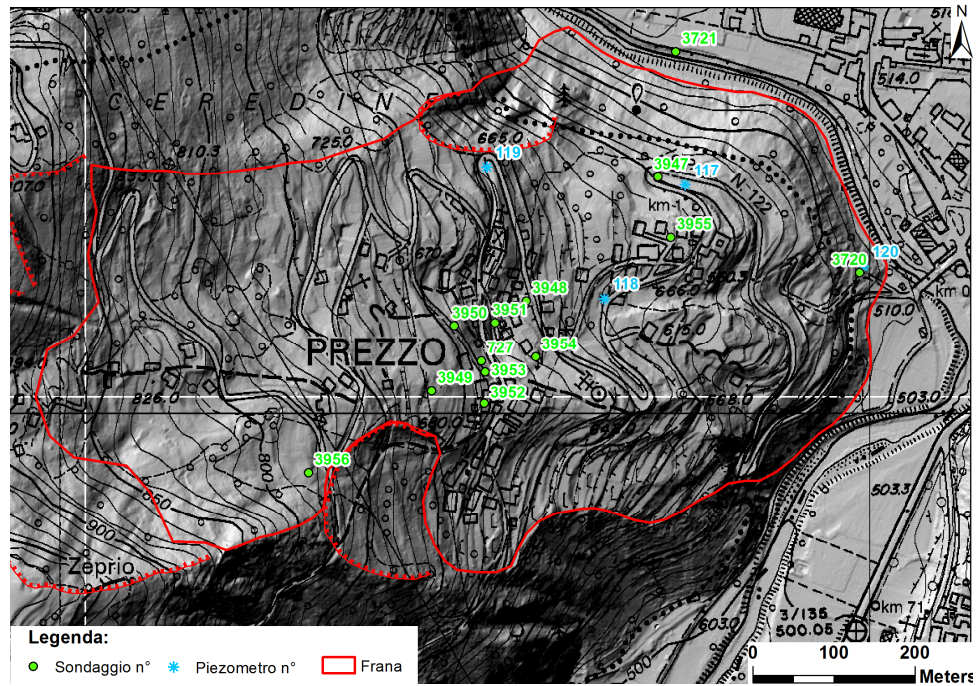


Fig. 4-17: Disposizione dei sondaggi e dei piezometri nel corpo di frana.

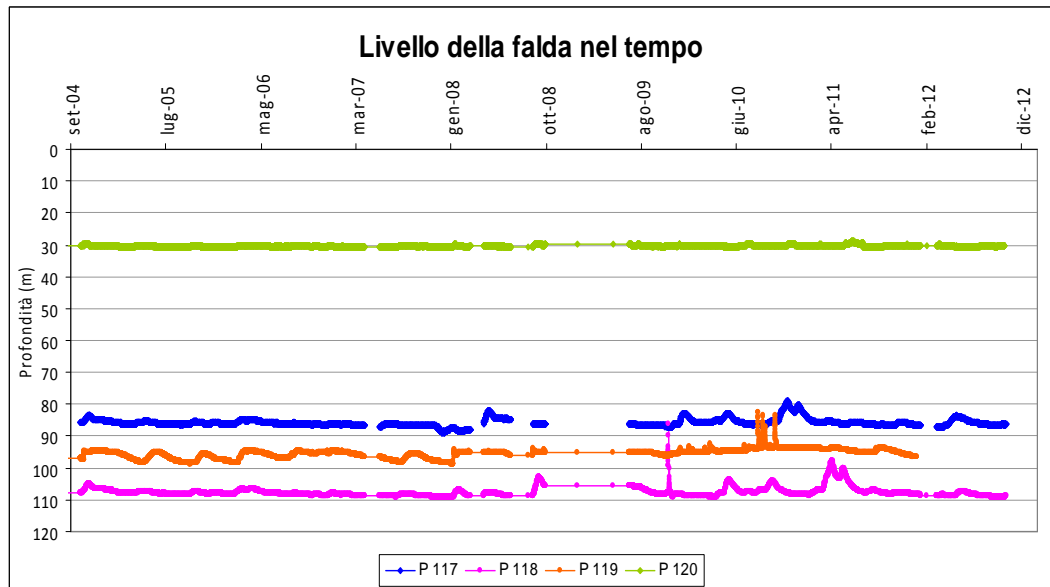


Fig. 4-18: Grafico raffigurante l'andamento della falda nei piezometri 117, 118, 119, 120.

Da queste osservazioni appare quindi evidente come la presenza di acqua in profondità sia un fattore determinante ai fini della stabilità del versante e, proprio su quest'ultimo aspetto si è focalizzata l'attenzione per quanto riguarda le opere di

prevenzione come descritto nel paragrafo 4.3.1. Prima di arrivare agli interventi affrontati nel sopraccitato paragrafo, tra le prime opere eseguite si ritrova un tentativo di galleria di drenaggio di 39 m di lunghezza, con pianta ad “L”, costruita al centro del paese, nei pressi del municipio, la quale, data la scarsa profondità raggiunta, non ha portato ad intercettare la falda (Fig. 4-19). Tuttavia nella galleria sono stati installati alcuni estensimetri, lungo le pareti fortemente deformate dalle spinte del versante, per valutare gli spostamenti indotti dal movimento franoso.



Fig. 4-19: La galleria di drenaggio nei pressi del municipio. Si nota il dislocamento delle pareti laterali ad opera delle spinte di monte.

In conclusione appare evidente come la presenza della falda possa aver influenzato la stabilità del versante interessato dal movimento franoso. In particolare, come emerso dai sondaggi e dai piezometri, la frana interessa principalmente la Formazione di Wengen, costituita prevalentemente da peliti ed argilliti, posta al nucleo della sinclinale.

5. CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICO TECNICA

In questo paragrafo viene affrontata e discussa la procedura impiegata nella caratterizzazione dell'ammasso roccioso coinvolto nel dissesto, partendo da un modello di base riferito alla situazione geologico-strutturale ampiamente descritta nel capitolo 4, per arrivare infine alla creazione di un modello geologico-tecnico basato sulle caratteristiche meccaniche delle litologie coinvolte.

5.1 Analisi dei dati geomeccanici

La finalità dello studio di un ammasso roccioso è la sua caratterizzazione geomeccanica sia in termini qualitativi (classificazione geomeccanica) che quantitativi (parametri meccanici). Tale analisi dell'ammasso funge da base, soprattutto per quanto riguarda le instabilità di versante, alla modellazione del comportamento meccanico dell'ammasso stesso quando sottoposto a determinate sollecitazioni (BRUSCHI, 2004). Un corretto processo di modellazione mediante codici di calcolo numerico (elementi distinti o elementi finiti) deve necessariamente basarsi su un'elaborazione precisa dei dati ottenuti in campagna e su valori sufficientemente attendibili dei parametri strutturali e geomeccanici dell'ammasso roccioso.

Lo studio si è sviluppato quindi in due fasi:

- di campagna, caratterizzata dal rilievo geomeccanico di dettaglio, effettuato su affioramenti rocciosi di adeguate dimensioni (almeno 6-7 m di lunghezza). In particolare sono state effettuate 5 stazioni geomeccaniche complete e 9 stazioni volanti (*Fig. 5-1*).
- a "tavolino", per l'elaborazione finale dei dati, mediante l'utilizzo dei sistemi classificativi e dei modelli di rottura degli ammassi rocciosi descritti nell'*ALLEGATO 1*.

Lo scopo finale dell'analisi dei dati geomeccanici è stato quello di fornire le basi per lo sviluppo del modello geologico-tecnico raggruppando le litologie con caratteristiche meccaniche simili. A tale scopo sono state effettuate delle prove di

laboratorio (compressione monoassiale) per la caratterizzazione della roccia intatta (Cap. 5.2).



Fig. 5-1: Stazione geomeccanica effettuata sulla Formazione di Buchenstein.

5.2.1 Caratteristiche delle discontinuità

L'analisi di campagna ha avuto come obiettivo la caratterizzazione delle discontinuità (giunti, faglie, stratificazioni, foliazioni, ecc.) che insieme alla roccia intatta costituiscono l'ammasso roccioso. I dati raccolti relativi ad ogni stazione geomeccanica, sono stati poi ripresi nella successiva fase di interpretazione finalizzata alla classificazione degli ammassi rocciosi ed al calcolo dei principali parametri meccanici degli stessi. Nel caso in esame, data la presenza del dissesto, la classificazione e la caratterizzazione dei dati di giacitura raccolti in campagna è stata affrontata inizialmente considerando l'insieme di tutte le discontinuità rilevate, successivamente si è provveduto a differenziare i dati relativi agli affioramenti interni al corpo di frana e a quelli posti all'esterno. Per quanto riguarda la totalità dei dati, sono stati individuati i sistemi di discontinuità rappresentativi dell'area presa in esame ed il risultato è rappresentato in figura 5-2 e relativa tabella 5-1.

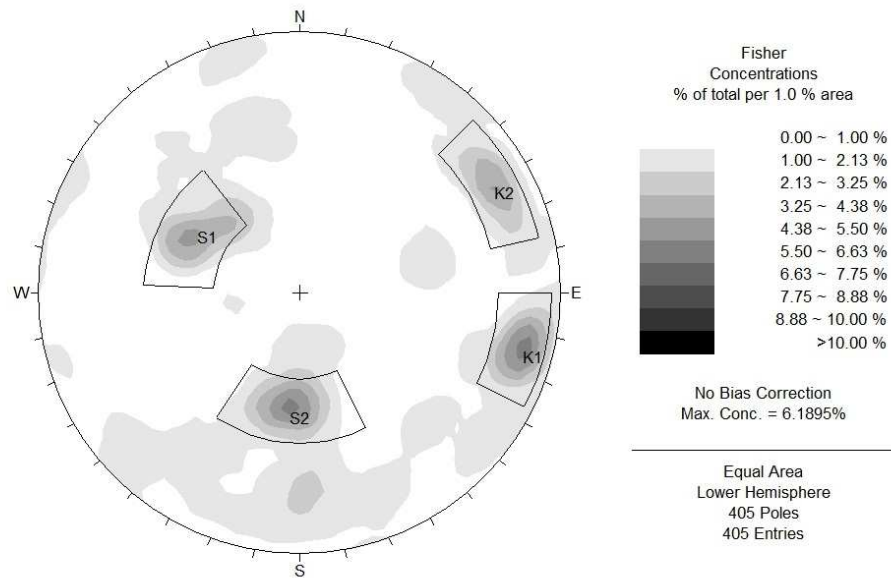


Fig. 5-2: Stereogramma rappresentante tutte le discontinuità misurate nell'area di studio.

SISTEMI DI DISCONTINUITA'	IMMERSIONE [°]	INCLINAZIONE [°]
S1	115	40
S2	003	36
K1	283	76
K2	240	73

Tab. 5-1: Giaciture dei principali sistemi di discontinuità misurate nell'area di studio.

Lo stereogramma evidenzia la presenza di quattro sistemi di discontinuità principali correlabili con la situazione geologica locale. Data la presenza di una struttura sinclinale, considerando rispettivamente il fianco sinistro e destro, sono presenti due sistemi riferiti alla stratificazione: S1 orientato verso SE e S2 orientati verso N-NE, entrambi con inclinazione simile, attorno ai 40°. Dallo stereogramma precedente si può notare come i quattro sistemi di discontinuità siano a due a due ortogonali tra loro: S1 con K2 e S2 con K1. Osservando il contesto geologico-strutturale della zona (Fig. 2-5), entrambi i sistemi si identificano nelle strutture secondarie correlate alla Linea delle Giudicarie Sud; il

sistema K1, con orientamento NO-SE trova il suo corrispettivo nella faglia longitudinale che attraversa l'intera struttura sinclinale; mentre il sistema K2, immergente a SO è correlabile con le faglie sintetiche/tensionali legate alla trascorrenza sinistra (Fig. 5-3), elementi che svolgono un importante ruolo nello svincolo del corpo di frana (vedi ALLEGATO 3).

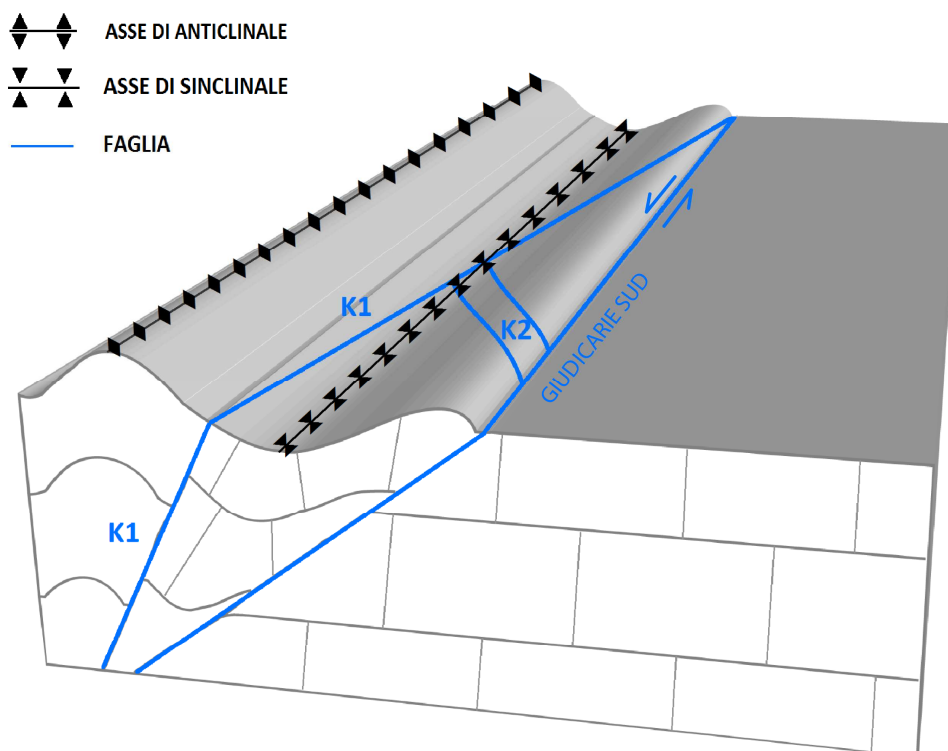


Fig. 5-3: Rapporto tra i sistemi di discontinuità e l'assetto strutturale dell'area.

Procedendo con l'analisi dei dati, sono stati isolati quelli relativi ai sistemi di discontinuità misurati all'interno del corpo di frana, rappresentati nello stereogramma in figura 5-4. Da quest'osservazione appare evidente come, all'interno del corpo di frana, la situazione si presenti molto caotica. In particolare si nota come il sistema S1 non subisca grosse variazioni mentre i sistemi S2, K1 e K2 appaiono fortemente influenzati dal dissesto. Lo stereogramma inoltre evidenzia la formazione di altri sistemi minori (K3, K4, K5) legati all'alto grado di fratturazione dell'ammasso roccioso all'interno del corpo di frana.

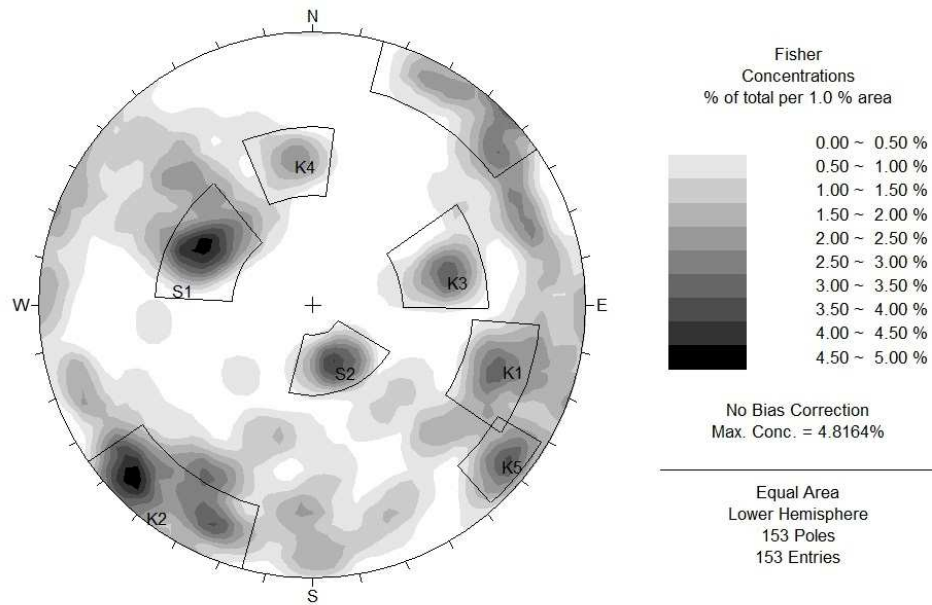
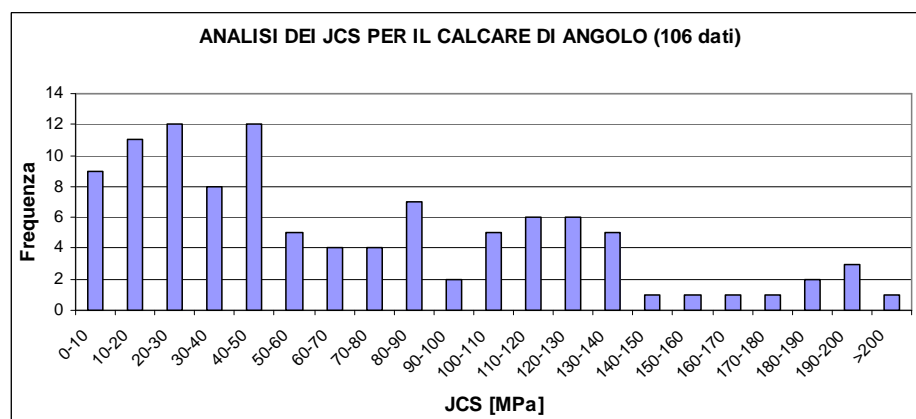


Fig. 5-4: Stereogramma rappresentante le discontinuità misurate all'interno del corpo di frana.

5.2.2 Joint Compressive Strength (JCS)

L'analisi di questo parametro, relativo alla resistenza a compressione uniaassiale delle pareti della discontinuità, si è svolta in due fasi: nella prima i dati sono stati suddivisi in base alle litologie presenti nell'area (Fig. 5-5), nella seconda si è differenziato tra dati raccolti all'interno del corpo di frana e quelli misurati all'esterno (Fig. 5-6).



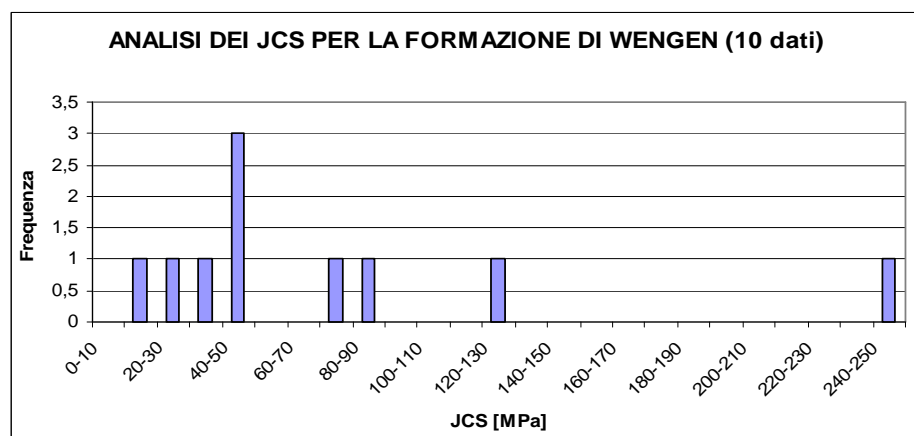
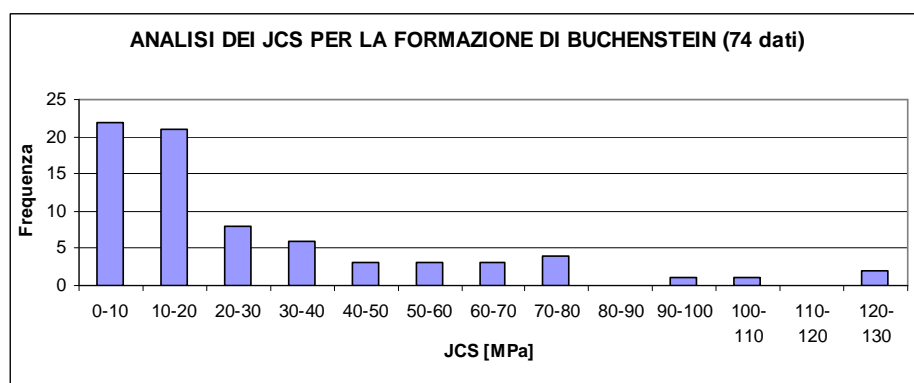
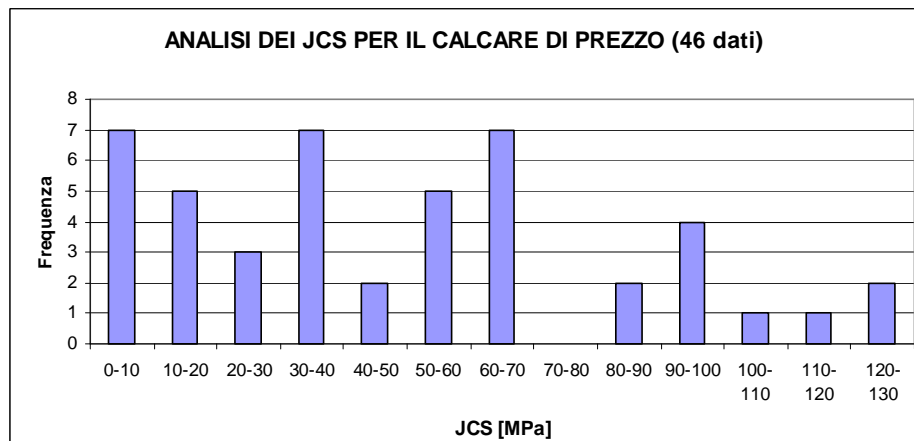


Fig. 5-5: Istogrammi relativi ai valori di JCS delle 4 litologie presenti.

Gli istogrammi mostrano una certa dispersione dei dati, soprattutto per quanto riguarda il Calcare di Angolo ed il Calcare di Prezzo, con valori di JCS compresi tra 10-20 MPa ed i 180-200 MPa. Questa grande variabilità dei dati è attribuibile al fatto che le misurazioni dei JCS vengono effettuate sulle superfici delle

discontinuità che possono presentarsi in alcuni affioramenti notevolmente alterate, fornendo così dei valori altamente diversi tra loro. Risultati migliori sono stati ottenuti dai dati relativi alla Formazione di Buchenstein e alla Formazione di Wengen che presentano un intervallo, rispettivamente attorno ai 10-20 MPa ed ai 40-50 MPa. Differenziando tra i dati interni ed esterni al corpo di frana, si nota come gli affioramenti presenti all'interno siano caratterizzati da valori relativamente bassi di JCS, con un picco attorno ai 10-30 MPa. I dati ottenuti negli affioramenti posti all'esterno del dissesto mostrano invece una certa variabilità, tuttavia si può notare che l'intervallo comprende valori fino a 130-140 MPa, molto più alti di quelli osservabili nel primo istogramma.

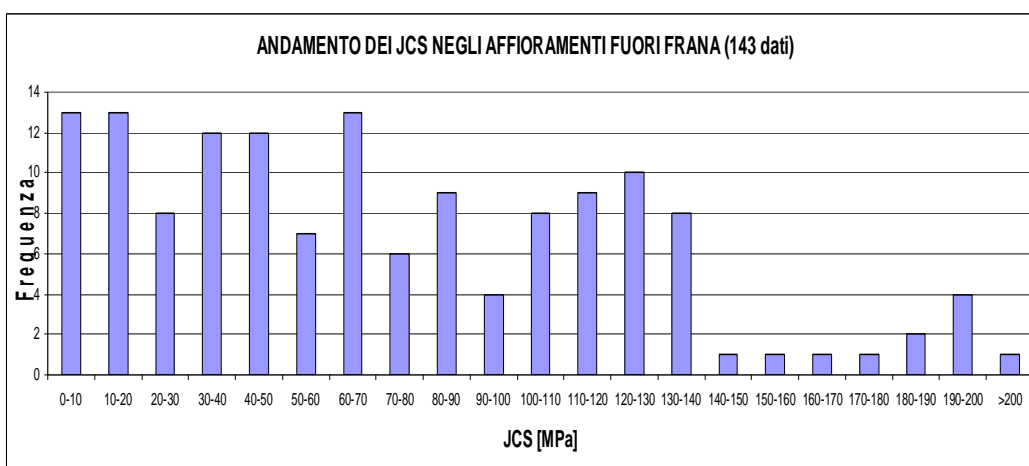
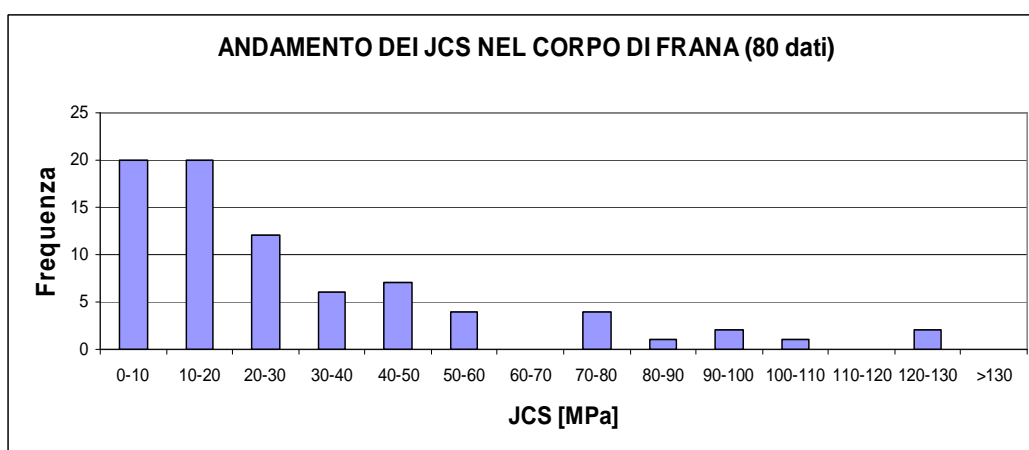


Fig. 5-6: Istogrammi relativi ai valori di JCS riferiti agli affioramenti in frana e fuori frana.

5.2.3 Geological Strength Index (GSI)

L'analisi di questo parametro ha permesso di evidenziare come si presentano le varie litologie che caratterizzano l'area di Prezzo. I dati ottenuti presentano anche in questo caso una certa variabilità, come si può notare in figura 5-7 che riporta l'andamento complessivo dei valori di GSI misurati.

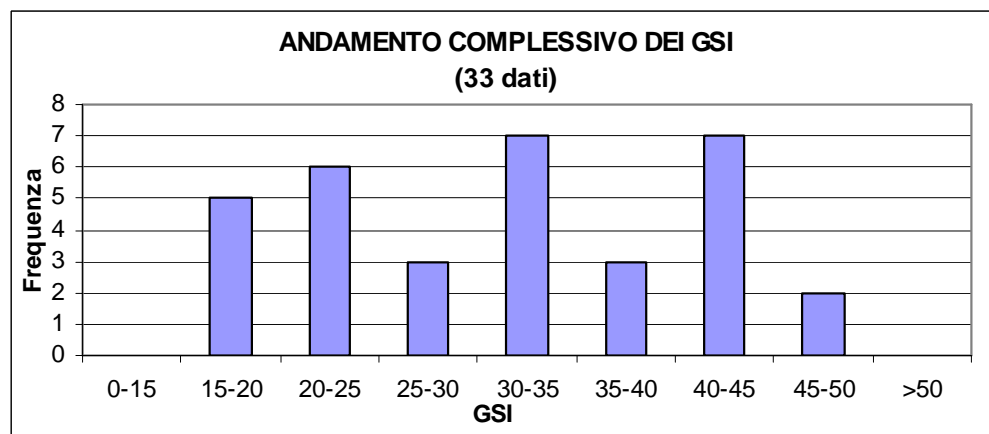


Fig. 5-7: Istogramma relativo all'andamento complessivo dei valori di GSI.

Considerando le singole litologie, i valori più alti (40-50) sono associabili principalmente al Calcere di Angolo, seguito dal Calcere di Prezzo (35-45). La Formazione di Buchenstein (25-35) e la Formazione di Wengen (15-25) presentano invece i valori più bassi, legati all'elevata fratturazione dovuta a sistemi di faglie minori che caratterizzano soprattutto la prima. Dall'osservazione degli istogrammi in figura 5-8, relativi ai valori di GSI misurati all'interno ed esterno del corpo di frana, si nota come nel primo caso, dato l'elevato grado di fratturazione e degrado delle litologie coinvolte, i valori ottenuti siano relativamente bassi con un picco attorno a 15-25. Nella porzione esterna al dissesto sono stati misurati valori di GSI relativamente più elevati (40-45), dovuti alla maggior compattezza delle formazioni affioranti.

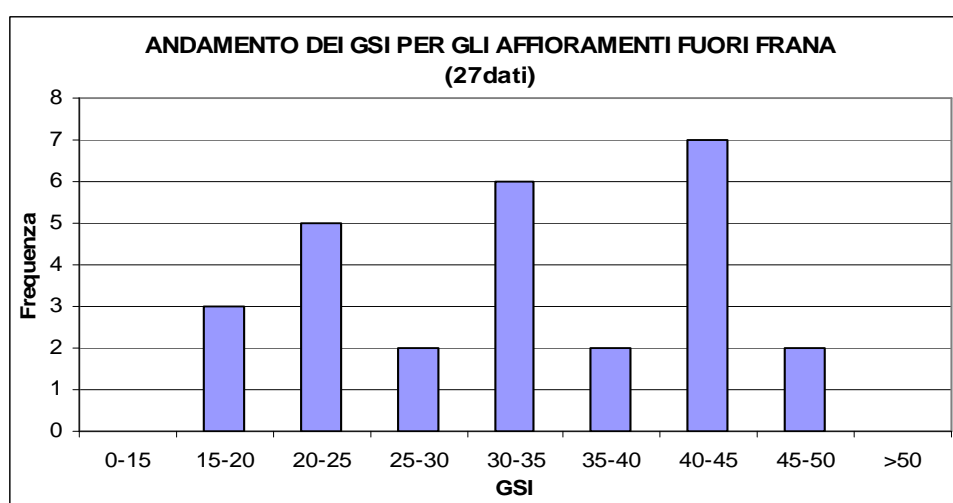
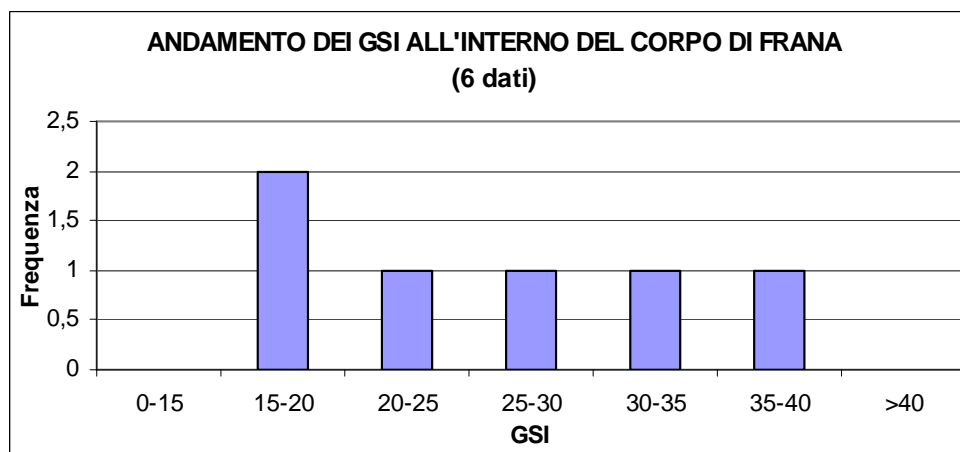


Fig. 5-8: Istogrammi relativi all'andamento dei valori di GSI all'interno e all'esterno del corpo di frana.

Nella tabella 5.2 sono riportati i valori delle proprietà meccaniche delle litologie coinvolte, ricavate dall'analisi dei dati raccolti durante il rilevamento, nelle stazioni geomeccaniche complete.

Dall'insieme dei risultati ottenuti dall'analisi dei sistemi di discontinuità, dei valori di JCS, di GSI e dei dati geomeccanici, non è stato possibile quindi raggruppare le differenti litologie sulla base di caratteristiche omogenee. Si è preferito quindi utilizzare un modello geologico-tecnico basato sulla complessità geologica delle varie formazioni mantenendo 4 categorie differenti, relative alle litologie presenti.

CLASSIFICAZIONE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI												
STAZIONE	GPS	FORMAZIONE	RQD (%) (Deere)	RMR	Φ [°]	C [Mpa]	Em [Mpa]	Q Index	FC [°]	CC [Mpa]	Em [Gpa]	GSI
GMPR01	PR10	Calcere di Prezzo	79,8	59	34,5	0,3	18000	2,80 Scadente	45,0	2,8	14,1	Calcari: VB - Fair 40/45 Marne: BDS - Vpoor 15/20
GMPR02	PR02	Calcere di Angolo	82,3	51	30,5	0,3	2000	1,57 Scadente	45,0	1,6	11,6	BDS - Poor 25/30
GMPR03	PR03	Calcere di Angolo	91,0	47	28,5	0,2	18200	2,51 Scadente	36,9	3,3	13,6	VB - Fair 45/50
GMPR04	PR12	Formazione del Buchenstein	86,1	44	27,0	0,2	3902	0,84 Molto scadente	45,0	0,8	9,4	VB - Poor 35/40
GMPR05	PR12	Formazione del Buchenstein	75,7	40	25,0	0,2	1000	0,23 Molto scadente	45,0	0,2	6,1	BDS - Poor 25/30

Tab. 5-2: Riepilogo delle caratteristiche geomeccaniche.

5.2 Le prove di laboratorio

La resistenza alla compressione monoassiale di una roccia è uno dei parametri di laboratorio più importanti ai fini della modellazione numerica. Prove di compressione sono state eseguite presso il laboratorio di meccanica delle rocce del Dipartimento di Geoscienze di Padova, utilizzando l'unità servo-idraulica ADVANTEST 9 Mod. 50 per il comando di telai di prova per materiali lapidei e da costruzione (Fig. 5-9).



Fig. 5-9: L'unità servo-idraulica ADVANTEST 9 utilizzata per le prove di laboratorio.

Le principali caratteristiche tecniche della macchina sono:

- massima pressione di lavoro 700 bar;
- massima portata: 3 lpm nello stadio di bassa pressione e 1 lpm nello stadio di alta pressione;
- 4 porte idrauliche per il collegamento di diversi telai di prova (non è possibile l'uso contemporaneo di 2 o più telai).

Sono presenti otto canali in ingresso che permettono di monitorare i sensori di carico (celle ad estensimetri, trasduttori di pressione), i trasduttori di spostamento (potenziometri, LVDT amplificati, magnetostrittivi ed altri analoghi) e i trasduttori di deformazione (*clip gauge*, *strain gauge*).

I campioni utilizzati per le prove sono stati preparati nel seguente modo:

- Dai campioni sono stati ricavati uno o più provini cilindrici aventi rapporto altezza/diametro compreso tra 1,5 e 2,4.
- Sono state spianate le superfici in modo da minimizzare lo scostamento (< 0,02 mm) tra le basi e la perpendicolarità rispetto all'asse del campione (< 0,05 mm su 50 mm).
- Il diametro del provino è stato calcolato come media di due diametri ortogonali tra loro, misurati nella parte superiore, a mezza altezza e nella parte inferiore del campione.
- E' stata misurata l'altezza del provino con approssimazione di 1,0 mm.
- Su ogni provino sono stati installati 2 estensimetri elettrici a resistenza per la determinazione delle deformazioni assiali e circonferenziali.

In particolare, per le prove di compressione i parametri di ingresso richiesti sono (*Fig. 5-10*):

- Tipo di provino, con selezione tra cubo, cilindro, blocco e altro.
- Dimensioni del provino, espresse in mm; è un parametro numerico la cui corretta impostazione è di fondamentale importanza:

Cilindro: diametro d , altezza h . La superficie del cilindro viene automaticamente calcolata tramite la seguente formula:

$$\text{area} = (d/2)^2 * p.$$

- Peso del provino. E' un parametro solo descrittivo, la cui impostazione non altera lo svolgimento della prova.
- Età del provino, con selezione tra giorni ed ore. E' un parametro solo descrittivo, la cui impostazione non altera lo svolgimento della prova.
- Velocità di incremento di carico. E' un parametro numerico che esprime la velocità che verrà applicata e mantenuta durante lo svolgimento della prova; una corretta impostazione è di fondamentale importanza. La gestione della prova è affidata ad un algoritmo di controllo a *loop* chiuso, che assicura il corretto mantenimento della velocità richiesta.
- Unità di misura dell'incremento di carico.
- Sensibilità di picco. Questo valore corrisponde al decremento di carico al verificarsi del quale l'unità *Advantest 9*, durante lo svolgersi di una prova, considera il provino rotto interrompendo la prova in corso.

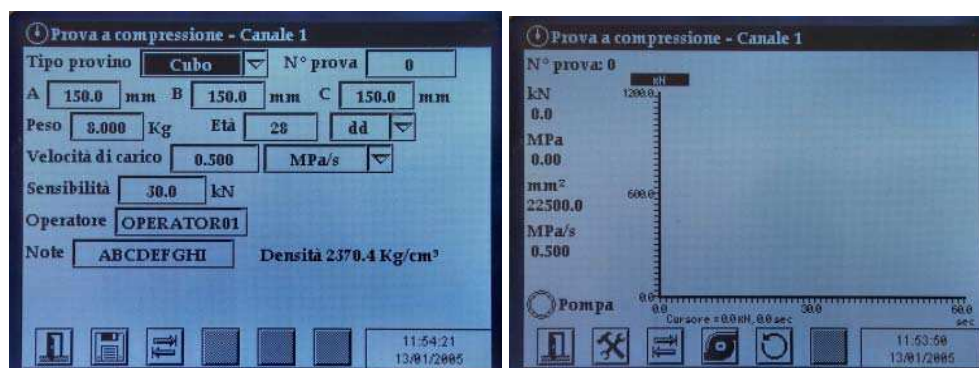


Fig. 5-10: Schermate relative alle fasi di impostazione ed esecuzione della prova.

Esecuzione prova:

1. Annotare diametro, altezza, peso e natura del provino sul modulo di laboratorio.
2. Programmare la strumentazione per l'esecuzione della prova inserendo: velocità di avanzamento, n° del provino, diametro e altezza. Il carico sul campione viene applicato in modo continuo con velocità costante (0,2 Mpa/s in questo caso).

3. Sistemare il provino tra le due piastre di contrasto e sistemare l'apposito schermo protettivo per evitare la proiezione di frammenti di roccia al momento della rottura.
4. Avvicinare le piastre fino al contatto del provino.
5. Avviare la prova, controllare, e se necessario modificare in corso di prova la velocità della stessa.
6. La pressa si arresta automaticamente a rottura avvenuta.
7. Annotare sul modulo di laboratorio il valore di forza massimo registrato dalla centralina e salvare la prova.
8. Abbassare le piastre della pressa ed estrarre il provino rotto.

5.2.1 Elaborazione dei dati

Dalle prove di compressione si possono ricavare alcuni parametri tra cui le costanti E e ν , che definiscono le caratteristiche della deformazione elastica della roccia. La resistenza a compressione monoassiale del campione, σ , viene calcolata dividendo il massimo carico, P , da questo sostenuto durante la prova per l'area iniziale della sezione trasversale, A_0 . Si ottiene quindi:

$$\sigma = \frac{P}{A_0}$$

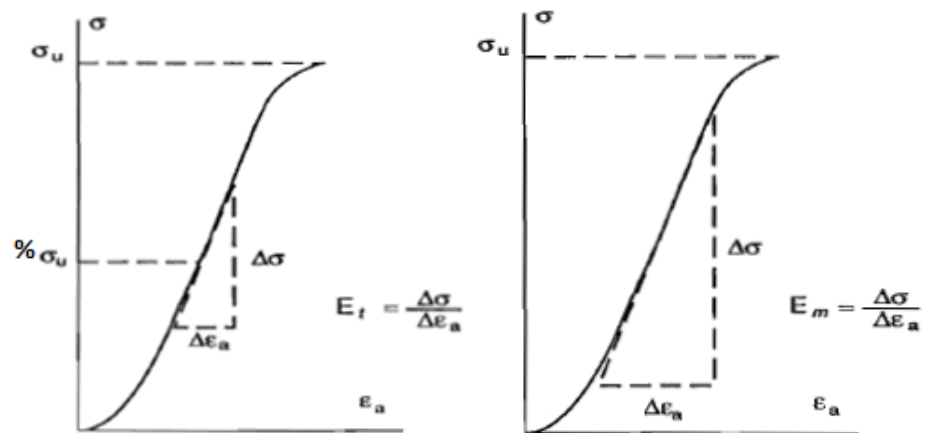
Dove si considerano positive le tensioni e deformazioni di compressione. La deformazione assiale ε_a e la deformazione diametrale ε_d vengono registrate direttamente dal *software* che elabora le variazioni di resistenza degli estensimetri elettrici e fornisce il valore della deformazione.

Il **Modulo di Young** assiale, E , definisce il rapporto lineare elastico tra lo sforzo applicato e la deformazione prodotta nella direzione di applicazione dello sforzo. Viene calcolato generalmente utilizzando tre differenti metodi:

- Modulo di Young tangente, E_{\tan} , misurato ad un livello di tensione pari ad una certa percentuale prefissata della resistenza (*Fig. 5-11a*). Generalmente si considera un livello di tensione pari al 50% della resistenza ultima a compressione monoassiale.

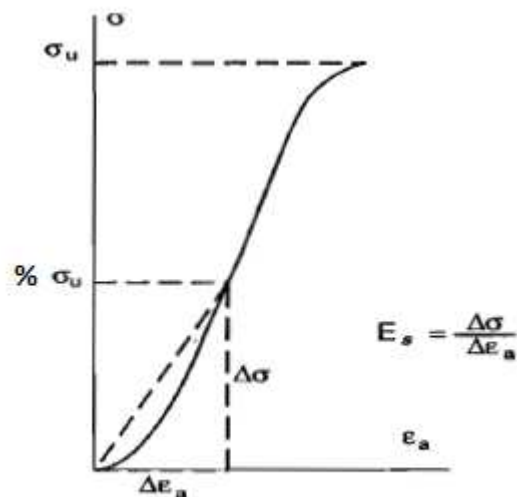
- Modulo di Young medio, E_m , determinato a partire dalla pendenza media della parte rettilinea della curva tensione assiale-deformazione assiale (Fig. 5-11b).
- Modulo di Young secante, E_{sec} , misurato dalla tensione nulla a qualche percentuale prefissata della resistenza ultima (Fig. 5-11c), generalmente al 50%.

Il modulo di Young viene espresso in GPa.



(a) Modulo tangente misurato ad una percentuale prefissata

(b) Modulo medio della parte lineare della curva tensione



(c) Modulo secante misurato fino a una percentuale prefissata

Fig. 5-11: Metodi per calcolare il modulo di Young a partire dalla curva tensione-deformazione assiale.

Il **Coefficiente di Poisson**, ν , definisce il rapporto tra la deformazione longitudinale di un corpo roccioso per effetto della compressione applicata verticalmente ed il valore della deformazione trasversale.

$$\nu = \frac{\varepsilon_a}{\varepsilon_d}$$

Generalmente il valore del coefficiente varia da 0,02 a 0,50 che identifica un comportamento plastico.

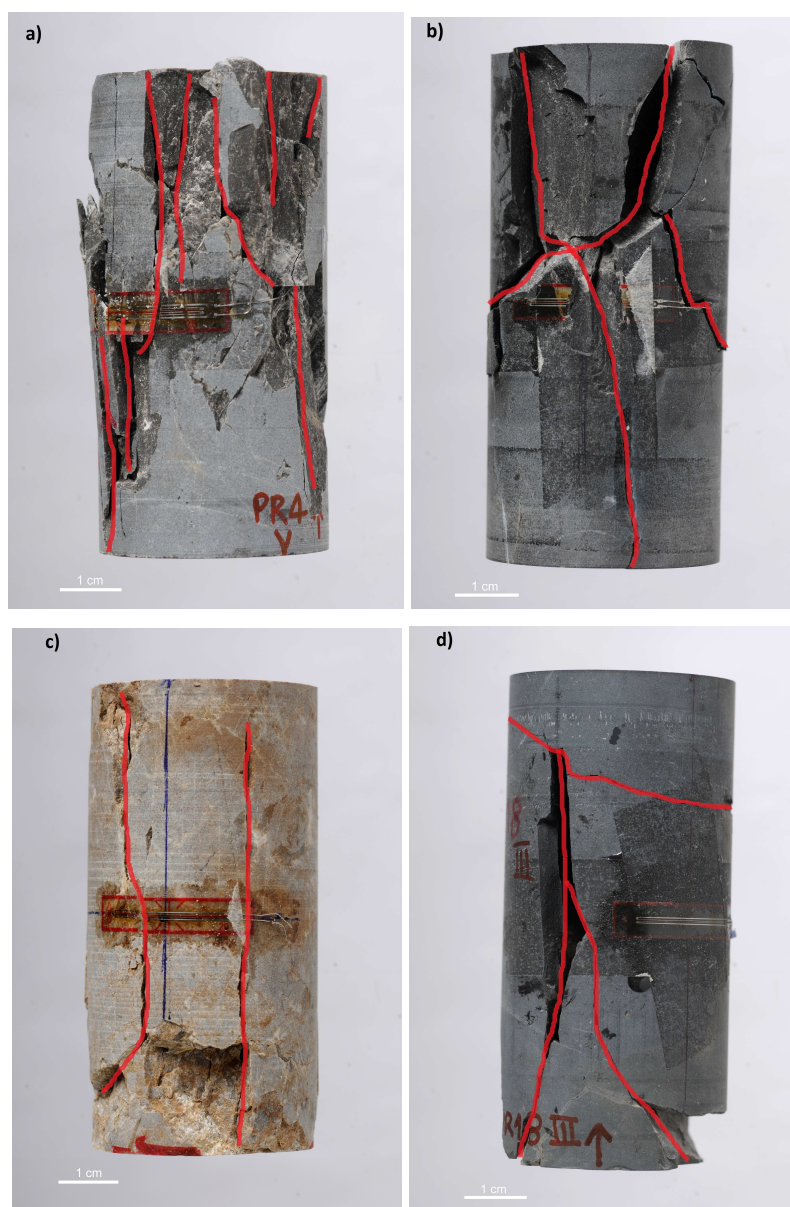


Fig. 5-12: Provini relativi alle 4 litologie dell'area di studio rotti durante le prove uniassiali.

ANG	n. test	litologia	direzione	diametro (mm)	altezza (mm)	peso (g)	velocità (MPa/s)	ρ (g/cm ³)	UCS (MPa)	E _{tan50} (GPa)	E _{sec,mod50} (GPa)*	Modulo di Poisson ₅₀
PR4	I	calcare (molto fratturato)	perp	25	46,5	61,6	0,200	2,70	62,9	29,3	29,4	0,23
	II	calcare	perp	25	60,3	79,5	0,200	2,69	93,4	64,1	64,3	0,37
	III	calcare (molto fratturato)	perp	25	47,0	62,5	0,200	2,71	46,0	64,3	64,7	>0,50
	IV	calcare (molto fratturato)	perp	25	53,2	70,5	0,200	2,70	42,6	25,1	25,0	>0,50
	V	calcare	perp	38	79,1	244,9	0,200	2,73	119,5	69,8	67,0	0,35
	VI	calcare	perp	38	80,1	248,5	0,200	2,74	230,1	72,4	76,3	0,39
PRZ	n. test	litologia	direzione	diametro (mm)	altezza (mm)	peso (g)	velocità (MPa/s)	ρ (g/cm ³)	UCS (MPa)	E _{tan50} (GPa)	E _{sec,mod50} (GPa)*	Modulo di Poisson ₅₀
GMPR1	I	calcare marnoso	perp	38	84,7	261,4	0,200	2,72	90,9	43,6	39,9	0,13
	II	calcare marnoso	perp	38	71,9	222,1	0,200	2,72	161,5	64,6	68,0	0,27
	III	calcare marnoso	perp	38	83,8	259,1	0,200	2,73	119,6	59,9	63,5	0,28
	IV	calcare marnoso	perp	38	83,3	257,9	0,200	2,73	123,5	62,4	59,2	0,28
BUC	n. test	litologia	direzione	diametro (mm)	altezza (mm)	peso (g)	velocità (MPa/s)	ρ (g/cm ³)	UCS (MPa)	E _{tan50} (GPa)	E _{sec,mod50} (GPa)*	Modulo di Poisson ₅₀
PR8	I	calcare nodulare	perp	38	72,7	229,1	0,200	2,78	80,1	27,9	26,1	>50
	II	calcare nodulare	perp	38	77,9	244,5	0,200	2,77	119,2	39,3	35,5	0,18
PR12	I	calcare nodulare	perp	38	81,8	257,9	0,200	2,78	64,2	16,2	18,5	0,29
	II	calcare nodulare	perp	38	81,8	257,9	0,200	2,78	64,2	16,2	18,5	0,29
WEN	n. test	litologia	direzione	diametro (mm)	altezza (mm)	peso (g)	velocità (MPa/s)	ρ (g/cm ³)	UCS (MPa)	E _{tan50} (GPa)	E _{sec,mod50} (GPa)*	Modulo di Poisson ₅₀
PR18	I	pelite	perp	38	68,4	212,0	0,200	2,74	88,6	56,4	60,9	0,27
	II	pelite	perp	38	65,5	202,2	0,200	2,72	125,5	55,1	65,9	0,31
	III	pelite	perp	38	81,1	250,7	0,200	2,73	121,2	28,5	29,2	0,22

Tab. 5-3: Risultati delle 16 prove di compressione uniassiale effettuate sui campioni di roccia delle 4 litologie presenti nell'area di studio.

In tabella 5-3 sono riportati i risultati ottenuti nelle 16 prove di compressione uniassiale effettuate sui vari campioni (Fig. 5-12). Da una prima analisi si nota che i dati ricavati presentano un certo grado di variabilità dovuto alla disomogeneità delle caratteristiche meccaniche della roccia intatta. I test sul Calccare di Angolo evidenziano una maggiore variabilità sia in termini di resistenza a compressione (UCS) sia per i valori del modulo di Young (Fig. 5-13 e Fig. 5-14). Questa disomogeneità è da imputare ad un intenso *micro-cracking* alla scala della roccia intatta, derivante dalla storia tenso - deformativa subita dal versante in studio. Cicli di carico e scarico glaciale dei ghiacciai pleistocenici ed olocenici, ed in particolare l'ultimo ciclo glaciale con il ritiro post LGM, favoriscono infatti fenomeni di *micro-cracking* nell'ammasso roccioso. Tale fenomeno viene poi sostenuto e favorito da un *extra-load* derivante dal regime tettonico del versante, inserito in un contesto di tettonica trascorrente e compressiva (cap. 4.4.1), che ha generato le faglie secondarie che attraversano trasversalmente e longitudinalmente la zona. In aggiunta, dato che i campioni analizzati sono stati raccolti a monte della nicchia di distacco della frana, è possibile che fenomeni di detensionamento derivanti dalla frana stessa abbiano ulteriormente indebolito le proprietà meccaniche alla scala della roccia intatta.

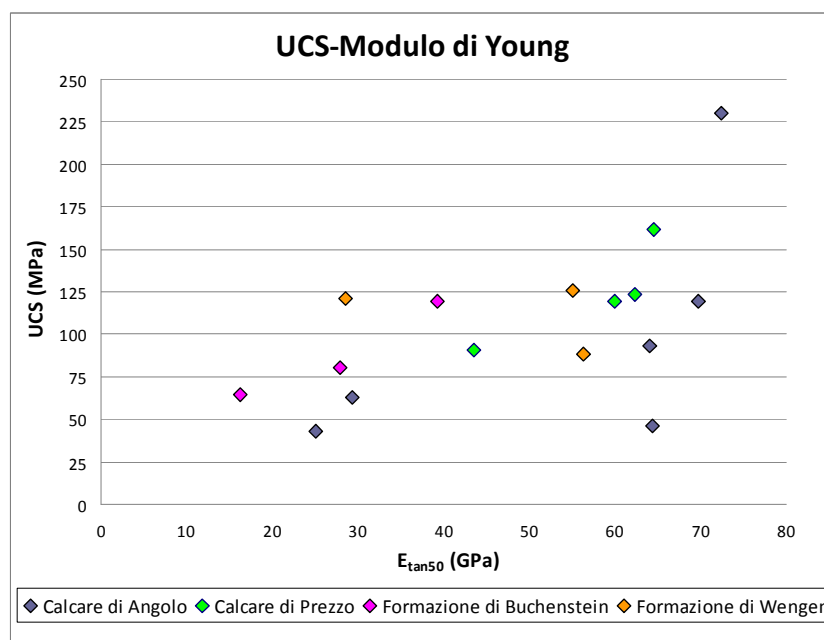


Fig. 5-13: Confronto tra i valori di UCS ed il modulo di Young.

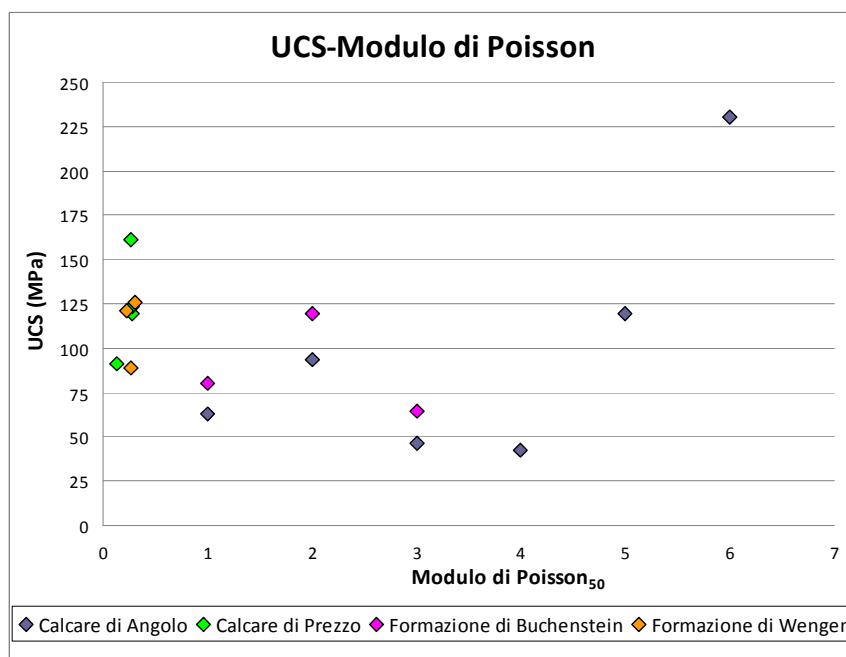


Fig. 5-14: Confronto tra i valori di UCS ed il modulo di Poisson.

5.3 La modellazione numerica del fenomeno

La ricostruzione delle condizioni che hanno portato al fenomeno franoso in esame è stata realizzata con una simulazione delle probabili condizioni topografiche e con una *back analysis* facendo variare le caratteristiche fisico-meccaniche a partire da quelle oggettive ricavate dal rilevamento di campagna e dalle prove di laboratorio.

5.3.1 Il software FLAC 7.0

I metodi convenzionali di analisi di stabilità dei versanti, basati sul concetto dell'equilibrio limite, non consentono la determinazione delle tensioni e delle deformazioni all'interno di un ammasso roccioso o terroso. Queste limitazioni hanno posto l'esigenza di integrare le analisi convenzionali con approcci sforzo-deformativi basati su metodi numerici alle differenze finite o agli elementi finiti. In questo elaborato è stato utilizzato il programma *FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua) 7.0* prodotto da Itasca Consulting Group. In particolare,

FLAC è un programma esplicito bi-dimensionale alle differenze finite, che simula il comportamento di strutture rocciose, di terreni o altri materiali sotto l'azione di differenti campi di sforzo, utile quindi in geomeccanica per la risoluzione di complessi problemi geologico-tecnici (Fig. 5-15).

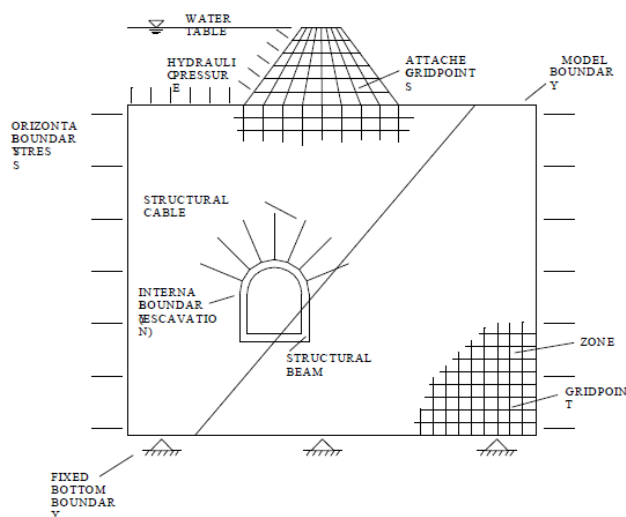


Fig. 5-15: Nomenclatura generale del linguaggio *FLAC*.

Il versante è rappresentato da elementi o zone in modo da formare una griglia (*mesh*) che viene opportunamente modificata per ottenere una perfetta aderenza con la realtà della struttura geologica da modellare. Lo schema di calcolo (Fig. 5-16) esplicito si basa su di una struttura “*Lagrangiana*” che permette di ottenere dei risultati molto accurati sia per collassi plastici che di flusso, perché non vengono introdotte forme matriciali o grandi calcoli bi-dimensionali che richiedono una memoria eccessiva, ma vengono eliminati gli effetti inerziali automaticamente smorzandoli in piccoli *time-stepping* di tempo, in modo che non venga influenzato il criterio originale di rottura. Generalmente il metodo di calcolo in *FLAC* è quasi statico, ma è possibile eseguire anche un’analisi di flusso o di trasferimento di calore sia separatamente che in contemporanea con il calcolo meccanico, in modo da poter osservare i vari effetti d’interazione tra le differenti condizioni al contorno. Il *software* è costituito da un gruppo di comandi utilizzati per controllare le operazioni del programma e la convergenza dell’algoritmo di calcolo. Ci sono quattro componenti fondamentali da specificare:

- La griglia di discretizzazione,
- Il modello costitutivo,
- Le proprietà meccaniche dei materiali,
- Le condizioni iniziali e le condizioni al contorno.

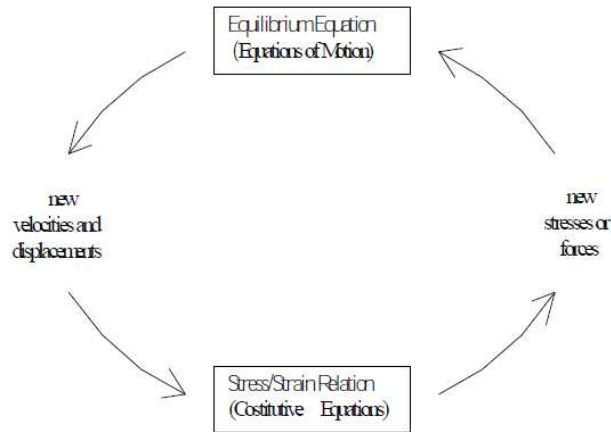


Fig. 5-16: Schema di calcolo di FLAC.

Queste condizioni sono definite inizialmente nel modello per poter calcolare lo stato di equilibrio finale ed eventuali alterazioni, tipo escavazioni o carichi esterni. Il numero di step utilizzati per la risoluzione può essere determinato sia automaticamente dal codice di calcolo che manualmente dall'operatore. Il mezzo continuo viene diviso in una maglia di discretizzazione composta da elementi quadrilateri come in figura 5-17, e successivamente rimodellata, deformata e/o rinfittita dall'operatore in funzione della struttura da modellare e della precisione che si vuole ottenere. Insieme al comando di griglia viene definito il numero di colonne (*icol*) e di righe (*jrow*) delle zone nella maglia, coincidenti tra di loro in nodi chiamati puntigriglia.

Vi sono due regole generali per creare delle zone:

- (1) L'area del quadrilatero deve essere positiva.
- (2) Ogni zona può essere deformata finché l'area della sub-griglia triangolare ottenuta non sia inferiore al 20% dell'area del quadrilatero originale.

Dopo aver generato la griglia, è indispensabile definire il modello costitutivo che meglio rappresenta il comportamento dei materiali presenti. In *FLAC* sono

presenti una varietà di modelli costitutivi, da poter utilizzare in diversi casi di modellazione, suddivisi in tre gruppi principali. In particolare, tutti i modelli utilizzano un materiale isotropo con un range di comportamento elastico definito da due costanti, il modulo di compressibilità volumetrica (K) e il modulo di taglio (G).

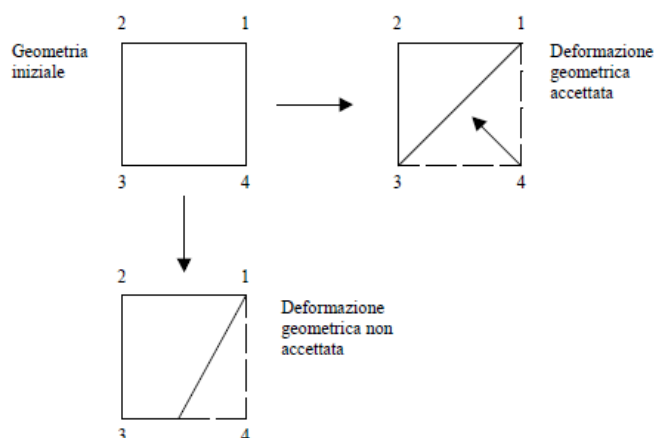


Fig. 5-17: Criteri per la creazione della mesh.

Le costanti elastiche, K e G , sono usate perché definiscono aspetti fondamentali dei materiali in modo preciso a partire dal modulo di Young e dal modulo di Poisson. Le proprietà di resistenza dei materiali sono quelle usate nella definizione del criterio di rottura, in base al modello costitutivo utilizzato, è quindi necessario introdurre oltre all'angolo di attrito Φ ed alla coesione c , altri parametri per poter permettere al programma di determinare il collasso o meno del mezzo solido. Le condizioni iniziali e al contorno, consistono nello stabilire dei vincoli agli estremi del modello, e quindi determinano ed impongono un comportamento stabilito. I confini possono essere distinti in reali, cioè confini esistenti e quindi da modellare, ed artificiali, cioè strutture non reali ma introdotte in alcune zone per particolari condizioni, tipo la superficie pseudo circolare di scavo di un tunnel o semplicemente un contatto litologico. Con FLAC si può eseguire anche la modellazione del flusso d'acqua che può essere effettuata sia separatamente che in parallelo al calcolo meccanico, in modo da poter produrre gli effetti di interazione fluido-terreno. Un importante aspetto della configurazione

groundwater è l'impostazione delle condizioni iniziali sui confini che inizialmente, per default, sono impermeabili, infatti tutti i puntigiglia sono considerati "liberi", e sia pressione dell'acqua che saturazione possono variare in accordo con il flusso in entrata e in uscita da ogni singolo elemento della maglia. Infine con FLAC è possibile analizzare e simulare il comportamento di strutture di supporto per stabilizzare ammassi rocciosi o porzioni di terreno.

5.3.2 Costruzione del modello

Prima di effettuare l'analisi bidimensionale della frana è stato necessario ricostruire quello che poteva essere il versante prima che si verificasse il dissesto. Basandosi sulla topografia attuale, sono state create delle isoipse fittizie tali che il nuovo versante così creato contenesse lo stesso volume di materiale che ha invaso la Valle del Chiese (Fig. 5-18). Una volta ricreato il possibile, antico, versante orientale del Monte Melino si è proceduto alla ricostruzione della situazione geologica sulla base degli elementi descritti nel capitolo 4.4.

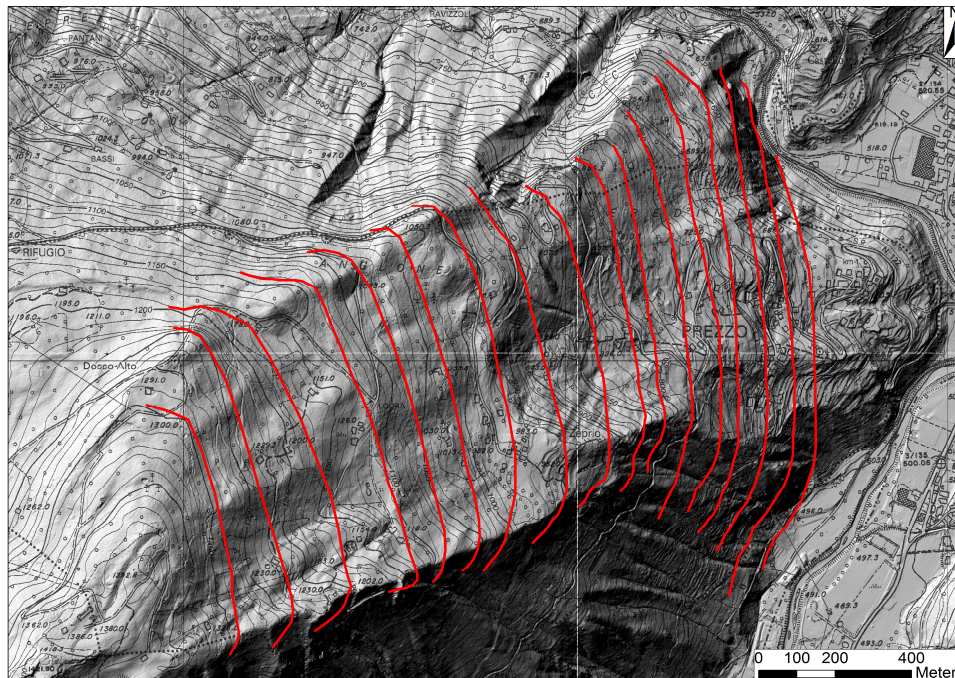


Fig. 5-18: Ricostruzione del versante orientale del M. Melino.

Successivamente, basandosi sulle informazioni ottenute attraverso l'analisi dei dati geomeccanici e sui dati delle prove di laboratorio, sono stati attribuiti i vari parametri che descrivono le proprietà meccaniche delle differenti litologie (tab. 5-4). In questa fase, alle formazioni non coinvolte direttamente nel dissesto è stato attribuito il *model mohr*, basato sul criterio di rottura Mohr-Coulomb, mentre alle litologie maggiormente coinvolte nella frana è stato attribuito il *model ubiquitous* che permette di considerare separatamente le proprietà dei *joints*.

PARAMETRO	CASO 1		CASO 2	
	BUC	WEN	BUC	WEN
K [Pa]	1,67E+09	3E+09	1,67E+09	3E+09
G [Pa]	2E+09	1E+09	2E+09	1E+09
C [Pa]	2E+05	1E+05	2E+05	1E+05
JC [Pa]	7E+04	7E+04	1E+03	0
Φ [°]	37	35	37	35
J Φ [°]	34	32	24	22
σ_t [Pa]	5E+04	5E+04	5E+04	5E+04
J σ_t [Pa]	0	0	0,00	0
Jangle [°]	160	160	160	160
ρ [Kg/m ³]	2780	2730	2780	2730

Tab. 5-4: Parametri inseriti nel modello.

Inoltre, dato che il software non permette la rappresentazione delle faglie, si è deciso di incrementare i valori delle proprietà relative agli strati della porzione più a monte del modello, in modo da forzare l'inizio dell'instabilità nella zona desiderata (Fig. 5-19). In tal modo si è voluto simulare la caratteristica di resistenza a trazione praticamente nulla della faglia ivi esistente. Infine è stata inserita la permeabilità delle varie formazioni, basandosi su valori standard di letteratura per le litologie coinvolte, oltre alla posizione della falda acquifera così come rilevata oggi.

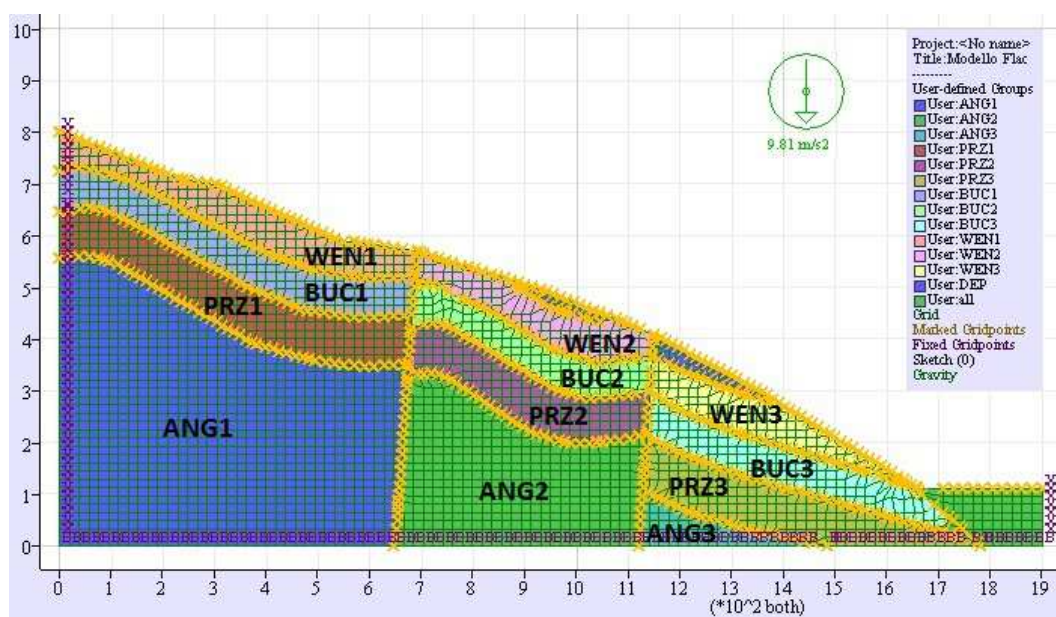


Fig. 5-19: Modello del versante pre frana.

5.3.3 Risultati dell'analisi bidimensionale

Nella modellazione sono stati affrontati due casi differenti con lo scopo di individuare come si siano modificate nel corso del tempo le condizioni di stabilità del versante interessato dal dissesto.

Nel primo caso si è deciso di simulare quella che poteva essere la situazione successiva al ritiro dei ghiacciai del LGM. Sulla base di questa indicazione, la falda, è stata posizionata, dopo vari tentativi, quasi al livello del piano campagna (Fig. 5-20). Successivamente sono stati scelti alcuni punti di controllo (Fig. 5-21), usati come riferimento per monitorare, attraverso il comando “*hist*”, l’andamento delle forze sbilanciate e degli spostamenti nel corso della modellazione. I risultati sono rappresentati nei grafici in figura 5-22 e 5-23 riferiti rispettivamente alla stabilizzazione delle forze sbilanciate ed alla stabilizzazione degli spostamenti registrati nei punti monitorati. Questi risultati indicano che i parametri geomeccanici inseriti e la posizione assunta per la falda sono tali da portare il versante in una condizione di equilibrio statico limite.

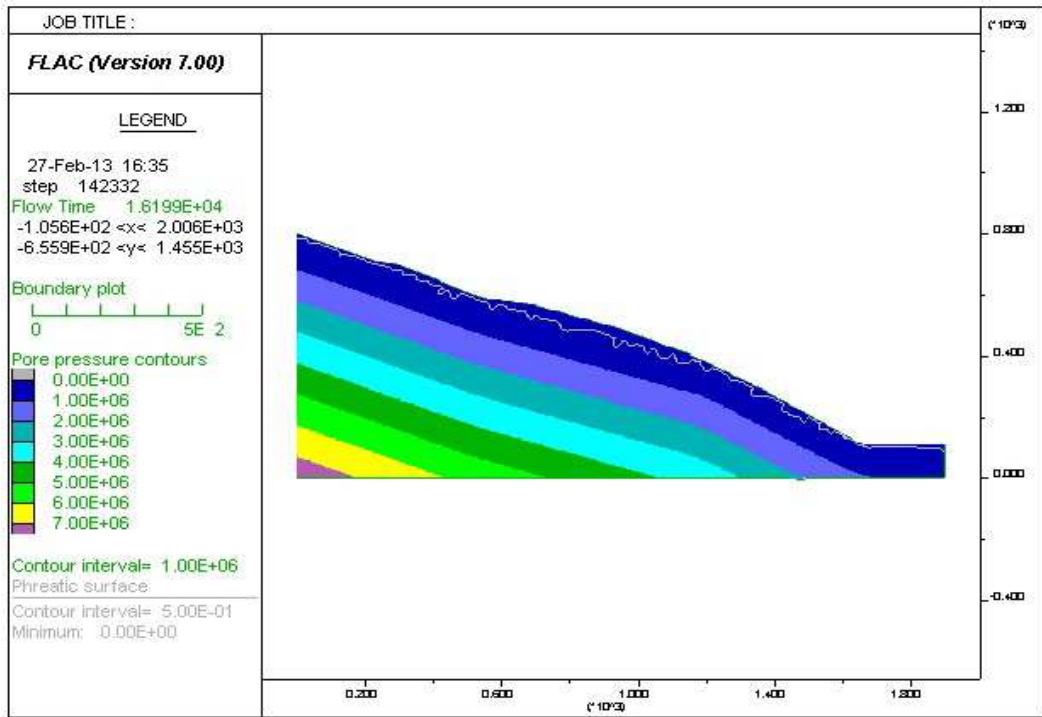


Fig. 5-20: Distribuzione delle pressioni dei pori e rappresentazione del livello di falda (in bianco). L'irregolarità del livello di falda deriva dal fatto che il flusso è stato generato ovviamente nelle discontinuità la cui geometria si riflette nella forma della superficie freatica.

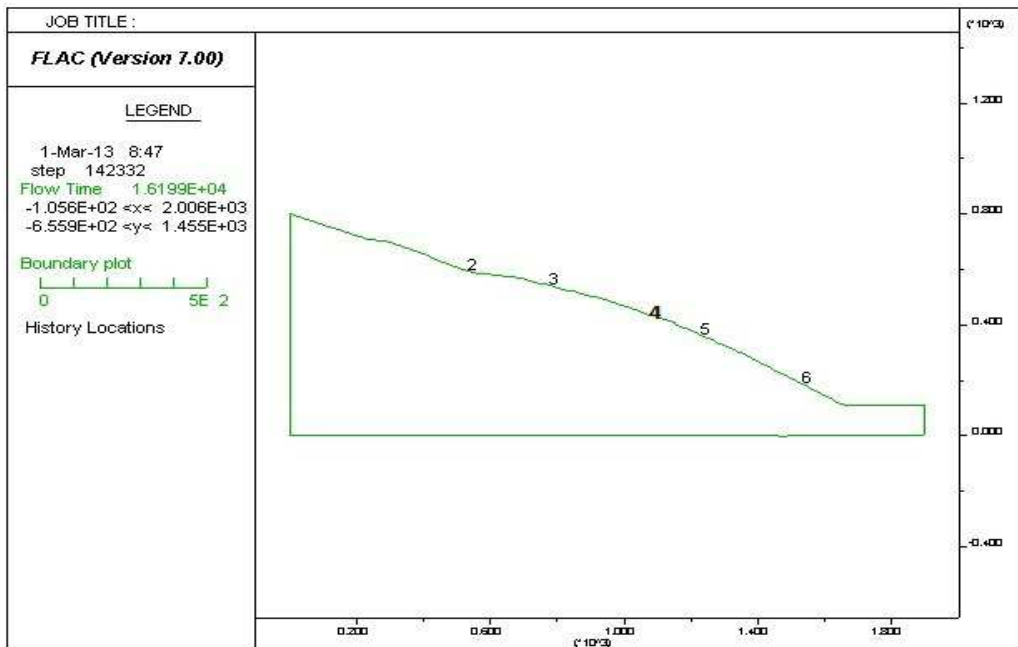


Fig. 5-21: Disposizione dei punti monitorati durante la modellazione.

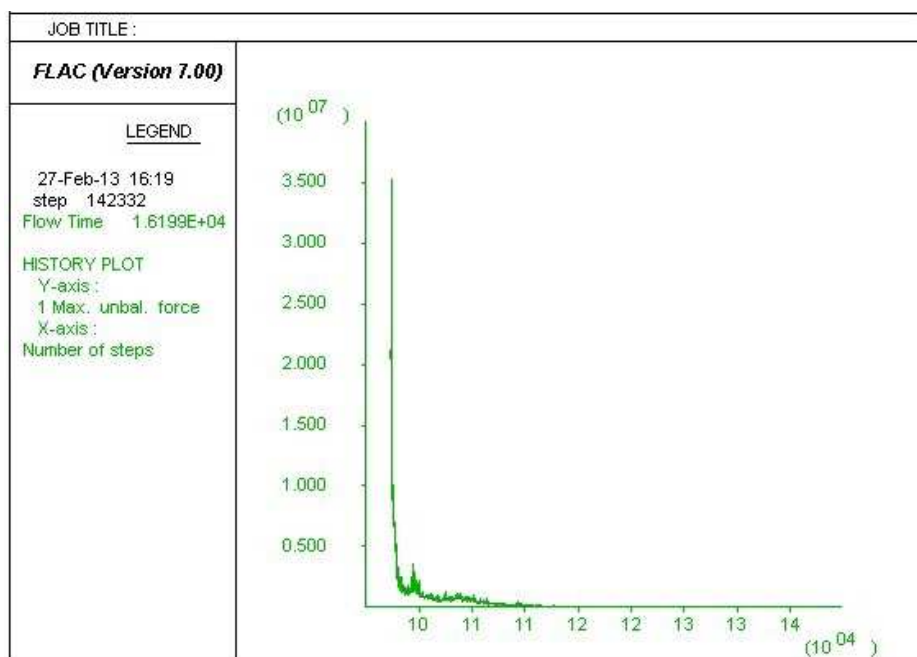


Fig. 5-22: Stabilizzazione delle forze sbilanciate interne al versante.

Essi rappresentano, pertanto, i valori minimi che l'ammasso roccioso doveva avere al momento del collasso. Inoltre, è stato rappresentato lo stato di plasticizzazione del versante (Fig. 5-24) che evidenzia come nella zona della nicchia di distacco siano prevalenti gli sforzi a trazione, mentre le superfici dei *joints* sono interessate da fenomeni di rottura per scivolamento nella parte centrale ed inferiore del corpo di frana anche a quote inferiori alla pianura alluvionale.

Infine, in figura 5-25 è rappresentata la distribuzione degli spostamenti orizzontali in base al modello ricostruito del versante. Questi indicano che il meccanismo di rottura è sostanzialmente traslativo con una componente rotazionale ridotta. Inoltre, la progressiva riduzione degli spostamenti con la profondità indica un progressivo incremento della resistenza mobilizzata con la profondità stessa. Da questa prima analisi appare evidente come nel versante, e soprattutto nella Formazione di Wengen e nella Formazione di Buchenstein, per poter iniziare il processo deformativo si siano dovuti attribuire ai *joints* valori che generalmente sono simili a quelli di picco per quanto riguarda la coesione (c) e l'angolo di attrito (ϕ) (Tab. 5-4).

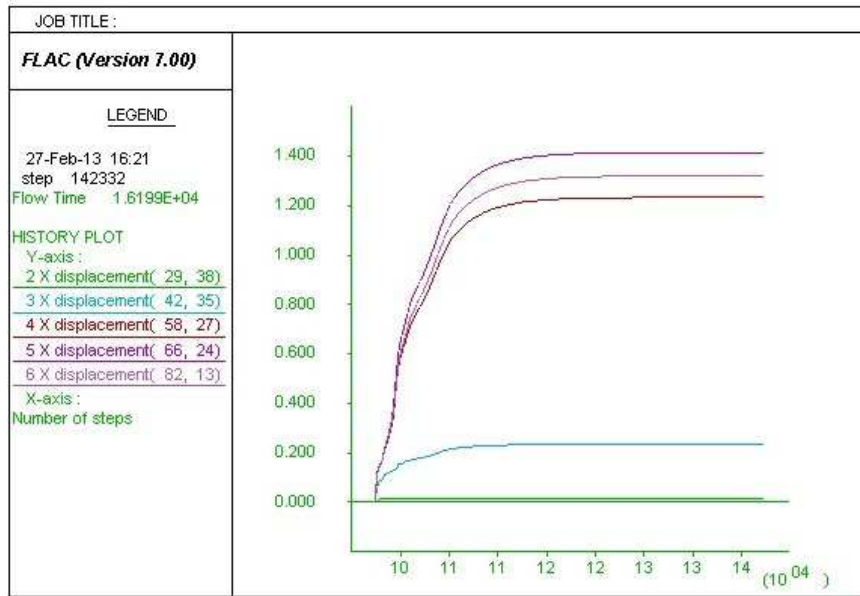


Fig. 5-23: Spostamenti orizzontali.. Si nota come i valori si stabilizzano dopo un certo numero di step di calcolo.

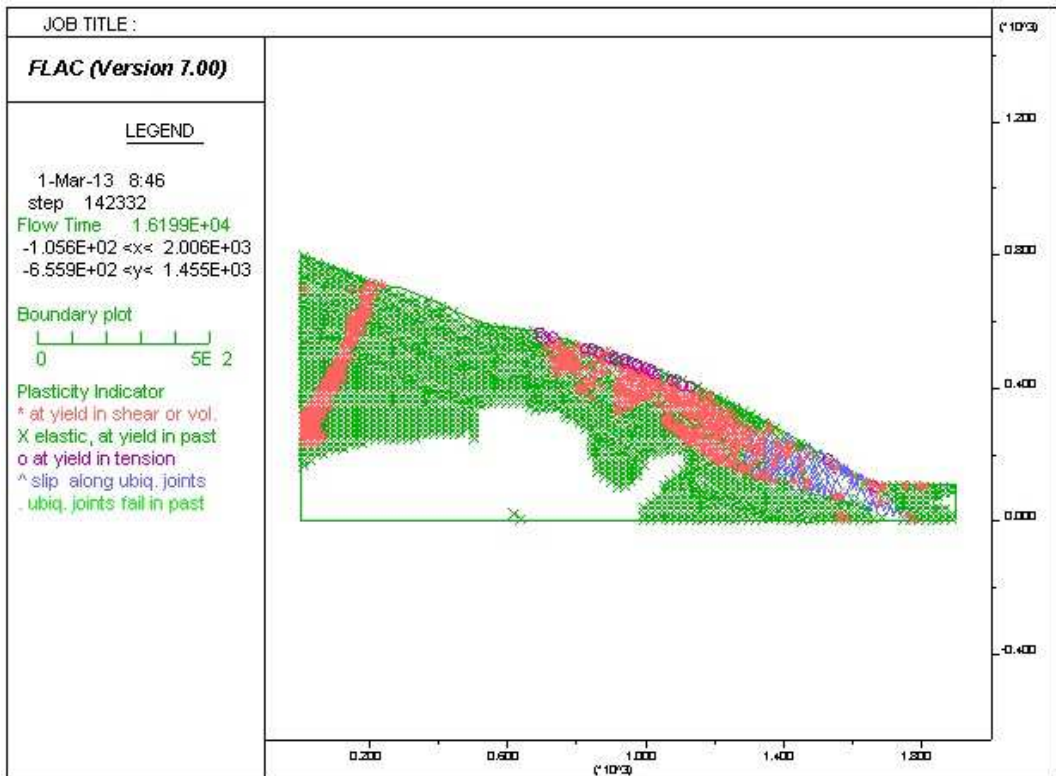


Fig. 5-24: Stato di plasticizzazione del versante.

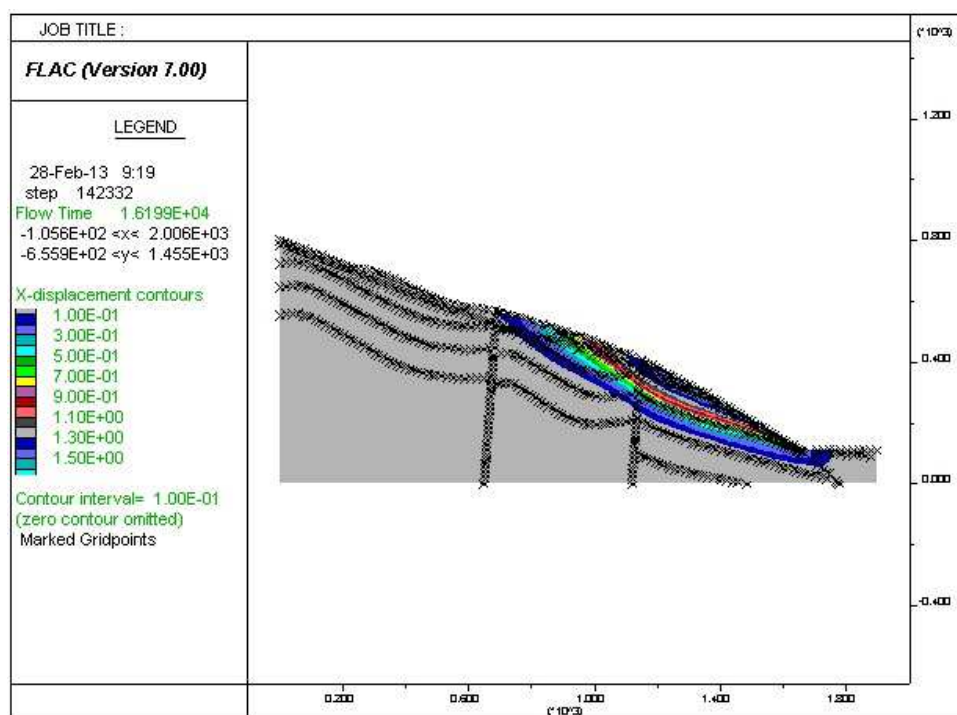


Fig. 5-25: Spostamenti orizzontali rispetto al modello del versante.

Nel secondo caso invece, è stata inserita la falda alla profondità attuale (80/100 m dal p. c.), ricavata dai dati relativi ai piezometri 117, 118, 119 e 120 (Fig. 5-26). Nei grafici in figura 5-27 e 5-28 si nota come in questo caso non si raggiunga una condizione di equilibrio del sistema ma al contrario, la deformazione continua con velocità solo leggermente decrescenti procedendo con gli step di calcolo. La figura 5-29, relativa allo stato di plasticizzazione del versante, evidenzia come siano maggiori gli spostamenti lungo i *joints* rispetto al caso precedente, mentre le rotture per taglio (*shear*) o volumetriche siano inferiori.

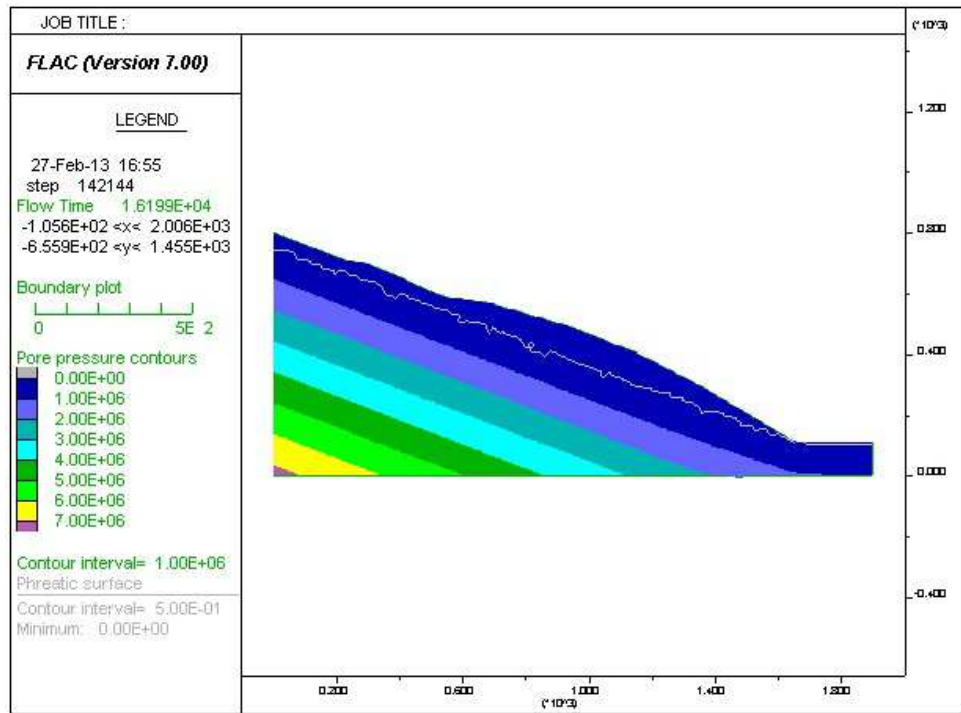


Fig. 5-26: Distribuzione delle pressioni dei pori e rappresentazione del livello di falda (in bianco).

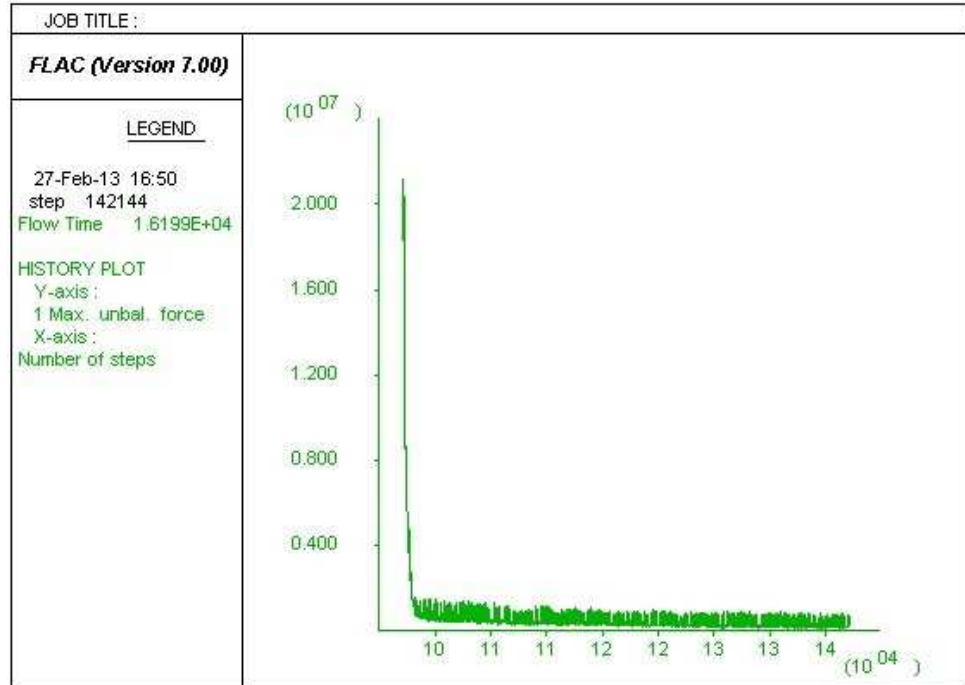


Fig. 5-27: Stato delle forze sbilanciate del versante. L'instabilità continua con il progredire degli step di calcolo.

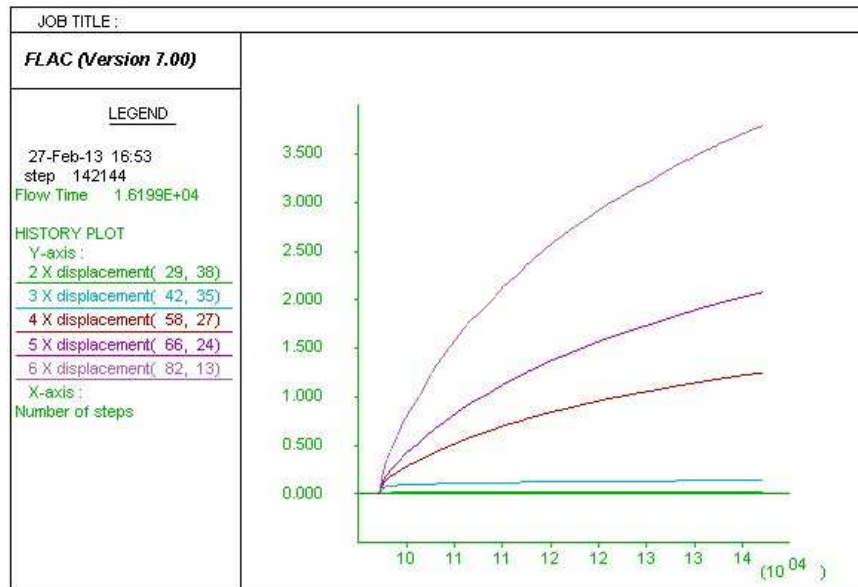


Fig. 5-28: Spostamenti rispetto al numero di step di calcolo. Si nota che i valori non si stabilizzano come nel caso precedente.

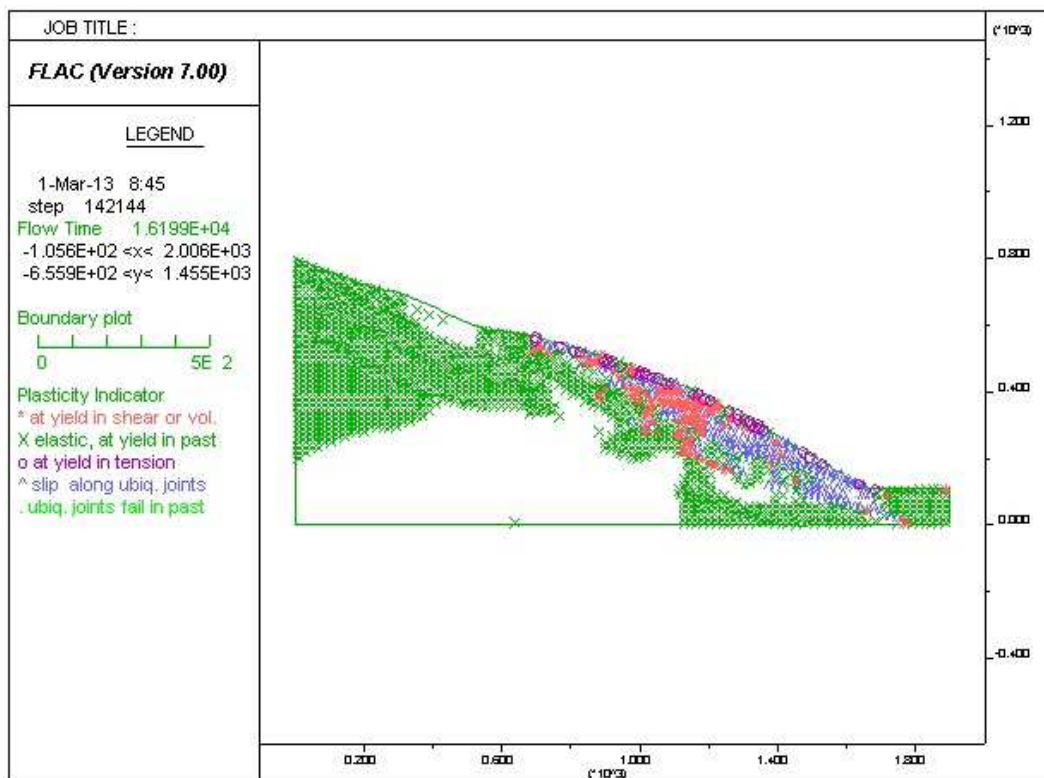


Fig. 5-29: Stato di plasticizzazione del versante.

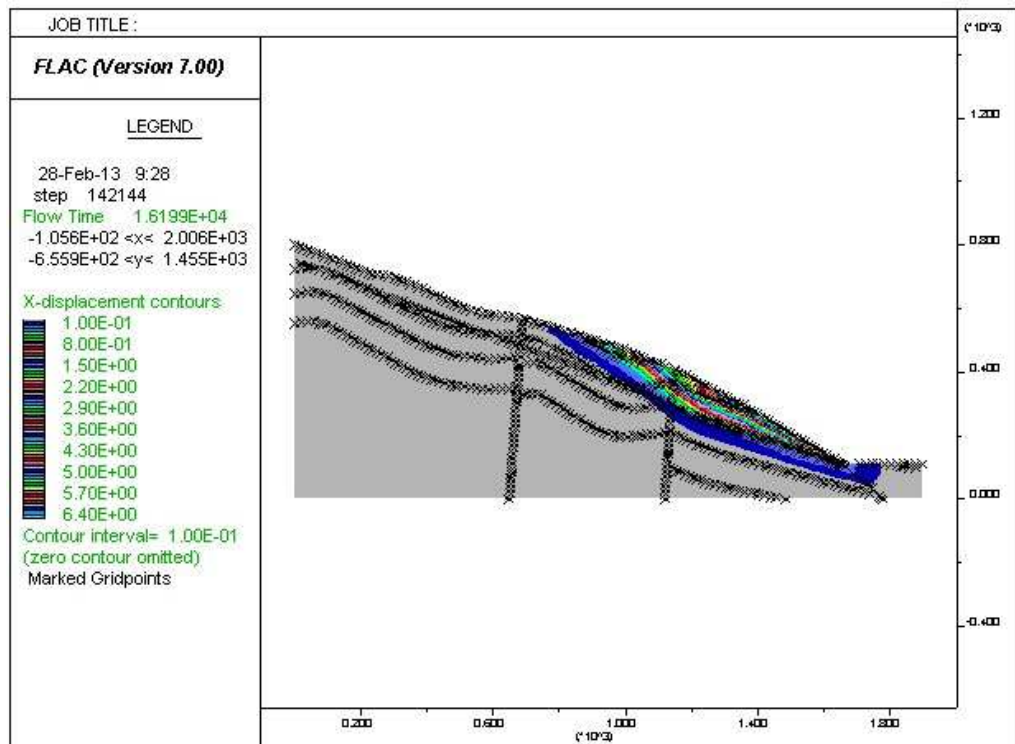


Fig. 5-30: Spostamenti orizzontali rispetto al modello del versante.

Infine in figura 5-30 sono stati rappresentati gli spostamenti orizzontali rispetto al modello del versante e, in particolare, si nota come il piede della frana affondi nelle alluvioni del fondovalle, elemento riscontrato anche con le indagini geofisiche e che indica come le alluvioni stesse svolgano un'importante funzione di sostegno al piede del versante.

Le caratteristiche cinematiche del fenomeno sono, tuttavia, analoghe a quelle corrispondenti alla rottura iniziale ed è importante sottolineare che nel secondo caso, affinché il versante fosse mobilizzato, è stato necessario inserire dei valori di J_c e J_ϕ notevolmente inferiori rispetto alla prima analisi, e questo pur avendo notevolmente abbassato il livello della falda. L'analisi evidenzia inoltre come le condizioni attuali non dipendano più dai valori di resistenza al taglio di picco ma che siano, invece, governate dai valori di resistenza al taglio residui come risultato dall'intera storia deformativa del versante.

6. ANALISI INTERFEROMETRICA DELL'AREA DI PREZZO

6.1 Il SAR e l'interferometria: aspetti teorici

Con il termine SAR o radar ad apertura sintetica si definisce un sensore attivo montato su di una piattaforma mobile. Il principio di funzionamento di un sistema SAR è il medesimo di tutti i sistemi radar (*RADIO DETECTION AND RANGING*). Un apparecchio trasmittente, generalmente un'antenna, puntato verso terra ortogonalmente alla direzione di moto della piattaforma con un angolo compreso tra 20° e 80° rispetto alla direzione di Nadir (chiamato angolo di *off-nadir*, θ), irraggia lo spazio circostante con un'onda elettromagnetica che incide sugli oggetti che incontra subendo un fenomeno di riflessione. Una parte dell'onda diffusa torna verso l'antenna dove viene misurata. In questo modo il radar è in grado di individuare oggetti (*detection*) e, misurando il ritardo temporale tra l'istante di trasmissione e quello di ricezione, è possibile misurarne la distanza (*slant-range*) di tali oggetti dall'antenna (*Fig. 6-1*).

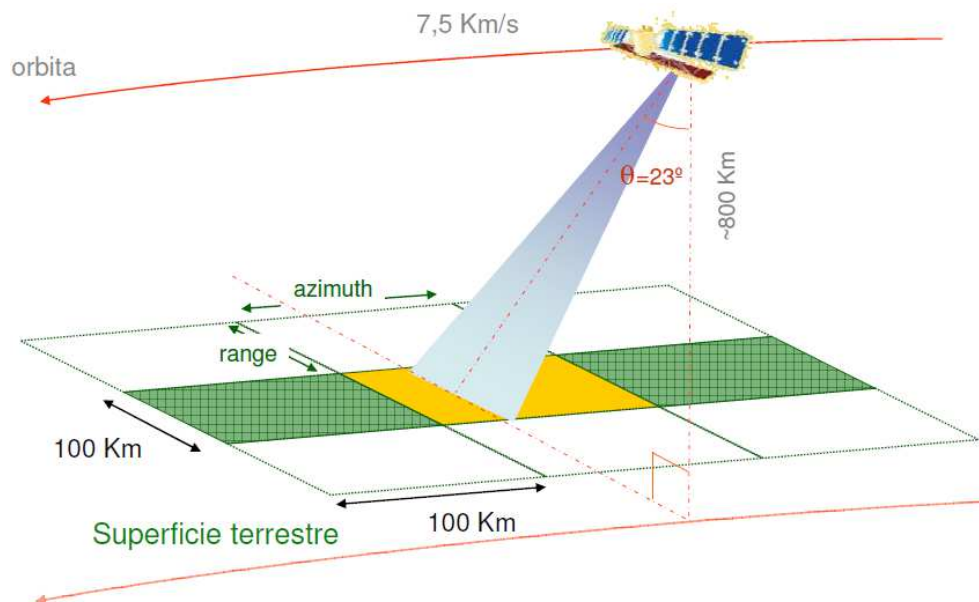


Fig. 6-1: Geometria di acquisizione SAR (da piano straordinario di telerilevamento, 2009).

Con il termine radar ad apertura sintetica ci si riferisce a una tecnica usata per “sintetizzare” un’antenna di dimensioni chilometriche combinando gli echi radar ricevuti da un’antenna reale a posizioni diverse (Fig. 6-2.) In particolare in un sistema SAR, ogni volta che un’antenna radar emette un impulso, in virtù del moto della piattaforma su cui è montata, riceve indietro la relativa eco in una diversa posizione. In questo modo le eco raccolte possono essere intese come derivanti da porzioni diverse di una medesima antenna “sintetica” di grandi dimensioni.

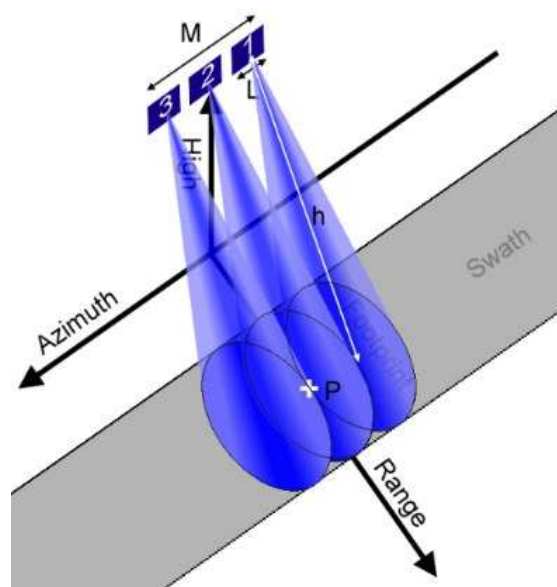


Fig. 6-2: Costituzione dell’antenna sintetica combinando le eco ricevute a diversi intervalli di tempo e differenti posizioni (da www.geos.ed.ac.uk).

Per poter distinguere più oggetti con un solo fascio, l’angolo di puntamento di un’antenna SAR deve essere non perpendicolare al suolo ma orientato secondo un angolo di vista θ . Tuttavia, questa angolazione dà origine a delle deformazioni prospettiche a causa della topografia del terreno che possono produrre una forte distorsione dell’immagine.

Si distinguono tre deformazioni prospettiche principali (Fig. 6-3):

- *Foreshortening*: si verifica quando gli oggetti sono disposti lungo un versante con pendenza uguale all’angolo di *off-nadir*. I bersagli, localizzati

alla stessa distanza dal radar, vengono rappresentati tutti nella stessa cella di risoluzione senza possibilità di discretizzazione del dato.

- *Layover*: si verifica quando la pendenza del terreno è maggiore dell'angolo θ ; questo produce una forte distorsione dell'immagine che impedisce la corretta interpretazione del segnale e ogni analisi quantitativa.
- *Shadowing*: si verifica quando alcune zone non possono essere illuminate dall'impulso radar perché schermate da altri oggetti; si producono quindi nell'immagine di ampiezza aree molto scure (in ombra).

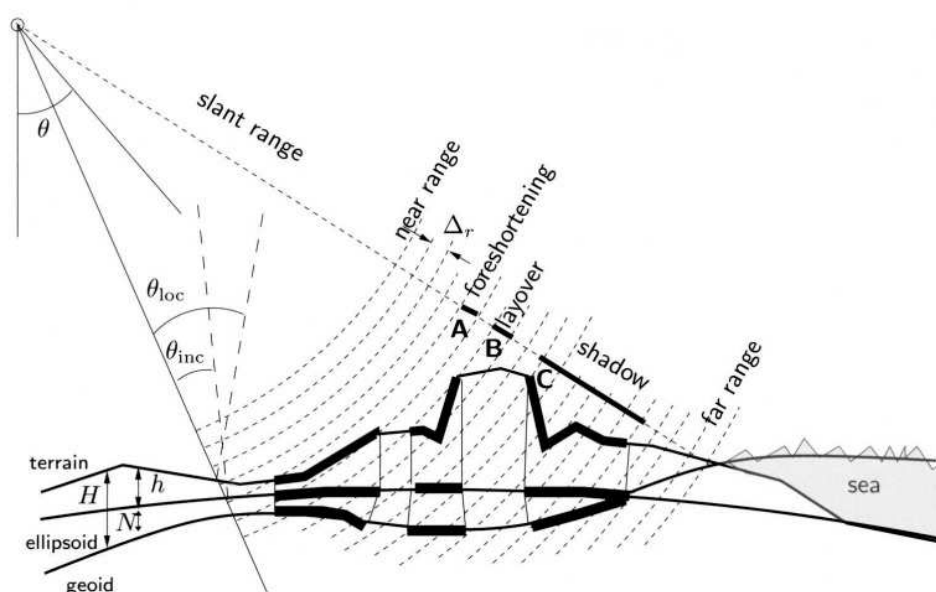


Fig. 6-3: Deformazioni prospettiche: foreshortening, layover, shadowing (Hanssen, 2001).

L'immagine radar è quindi formata da una matrice di pixel, ognuno dei quali è associato ad una determinata cella di risoluzione. In particolare, ogni pixel dell'immagine SAR contiene la somma delle eco riflesse verso il radar da tutti gli oggetti presenti nella cella. La natura dei bersagli investigati nella cella di risoluzione influisce notevolmente sull'intensità del segnale ricevuto dal radar. Generalmente, aree urbane o rocciose sono caratterizzate da alta intensità, superfici vegetate mostrano media intensità, mentre superfici lisce (es. laghi) mostrano bassa intensità. Il segnale radar retrodiffuso porta quindi con sé informazioni relative alla fase e all'ampiezza dell'onda, che variano a seconda del

bersaglio colpito e della distanza percorsa. L'analisi dell'ampiezza del segnale serve per individuare variazioni della stessa tra due o più immagini SAR e quindi ad esempio mappare le zone alluvionate o colpite da eventi franosi. Lo studio della variazione della fase tra varie immagini SAR permette di studiare il movimento di un punto della superficie terrestre e quindi di ricostruire la storia degli spostamenti di un oggetto. In particolare l'intensità può essere usata per caratterizzare il materiale su cui l'onda è riflessa, e qual è la sua orientazione. Quando un sistema SAR rivisita una porzione di superficie terrestre già monitorata, la fase dovrebbe essere identica a quella già acquisita in precedenza, se ciò non avviene vuol dire che c'è stato uno spostamento del bersaglio o del terreno. In questo modo, combinando due o più immagini SAR è possibile misurare l'entità e la direzione di questo spostamento. Questa tecnica è detta interferometria differenziale ed il suo obiettivo è quello di isolare gli effettivi contributi di fase dovuti al movimento del bersaglio e non imputabili a disturbi, ovvero di stimare accuratamente la differenza di cammino ottico dell'onda elettromagnetica trasmessa in due successive acquisizioni e retrodiffusa dal bersaglio a terra (Fig. 6-4 e Fig. 6-5).

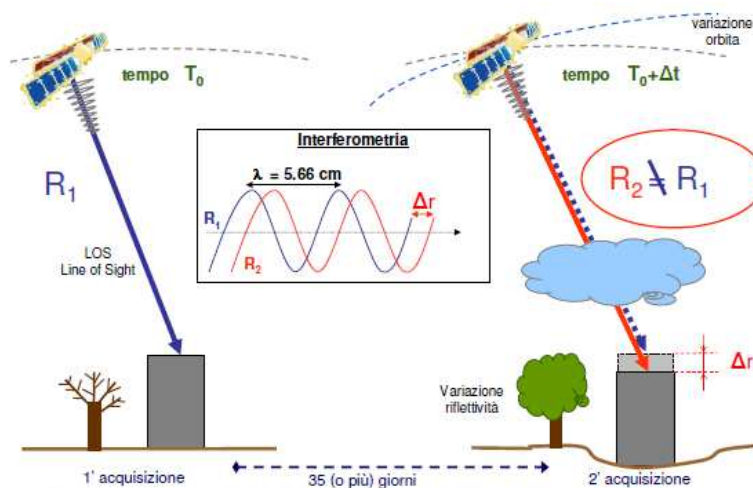


Fig. 6-4: Principio alla base della tecnica PS: combinando due o più immagini SAR è possibile misurare l'entità e la direzione dello spostamento di un Persistent Scatterer (da piano straordinario di telerilevamento, 2009).

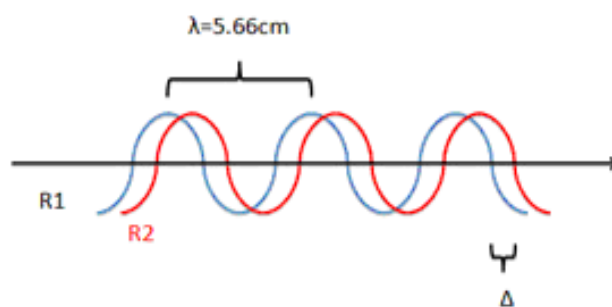


Fig. 6-5: Differenza di fase dovuta ad uno spostamento di un Persistent Scatterer.

La fase di una singola immagine SAR non è di fatto utilizzabile, perché risulta impossibile discriminare un contributo dall'altro. Se si hanno, però, due acquisizioni relative alla stessa area, accuratamente registrate sulla stessa griglia di riferimento, è possibile utilizzare l'informazione contenuta in esse. In questo caso, infatti, sottraendo la fase di un'immagine a quella dell'altra (interferometria differenziale - DInSAR), si genera un interferogramma. Se non avvengono particolari cambiamenti nel periodo tra le due acquisizioni, i contributi dovuti alla riflettività si annullano e la fase dell'interferogramma dipende, con buona approssimazione, solo dalla distanza sensore-bersaglio e, quindi, da eventuali movimenti intercorsi tra le due acquisizioni. Diversi sono gli effetti che riducono la qualità dei risultati ottenuti con l'analisi differenziale come ad esempio le zone coperte da vegetazione, facilmente influenzabili dal vento e di diverso aspetto a seconda della stagione. Generalmente si preferisce utilizzare come PS le abitazioni e le rocce esposte in quanto rimangono maggiormente stabili nel tempo. Con l'interferometria SAR tradizionale, si possono stimare movimenti con un'accuratezza dell'ordine del centimetro; inoltre, in genere non è possibile effettuare stime puntuali, ma solo analisi d'insieme per identificare fenomeni macroscopici in atto. Grazie alla disponibilità di grandi archivi di dati acquisiti dalle agenzie spaziali, tali tecniche permettono di ottenere migliori risultati di quelli ricavabili con analisi interferometriche convenzionali, in particolare l'analisi multi interferogramma è capace di fornire la descrizione completa dell'evoluzione temporale delle deformazioni. Ovviamente, questa capacità è

limitata dal numero, dalla distribuzione temporale e spaziale delle acquisizioni disponibili e dal ciclo di rivisitazione del satellite.

Per quanto riguarda il processamento dei dati, sono previsti due differenti approcci:

- Tecnica dei PS (*Persistent Scatterers*): È un metodo utilizzato per l'analisi di bersagli puntiformi, caratterizzati da alta coerenza. Il numero di immagini in ingresso è cruciale per la stima della coerenza del pixel, che determina l'identificazione di PS idonei. L'uso di un numero insufficiente di acquisizioni produrrà delle differenze nella coerenza di tutta la scena, che comporterebbe una sovrastima del numero dei PS. L'applicazione di questa tecnica può essere considerata affidabile per un numero sufficiente di acquisizioni (almeno 20), caratterizzate da una separazione temporale regolare. Questo approccio dovrebbe essere utilizzato esclusivamente in zone urbane, o, in generale, dove gli *scatterers* rimangono stabili in termini di fase radiometrica ed interferometrica. A seconda della stabilità dello *scatterer* (coerenza temporale), la misura dello spostamento può raggiungere la precisione del millimetro, mentre la velocità massima di spostamento rilevabile dipende sia dall'intervallo di tempo minimo tra acquisizioni successive sia dalla lunghezza d'onda SAR.
- Approccio SBAS (*Small Baseline Subset*) - Esso è destinato all'analisi di obiettivi distribuiti nello spazio. I risultati sono simili a quelli provenienti da una trasformazione DInSAR convenzionale, ma la differenza principale è che questa tecnica permette l'analisi di grandi serie temporali, mentre il classico DInSAR è molto più limitato (3-4 immagini). Rispetto al PS, la tecnica SBAS è meno sensibile al numero di acquisizioni, questo perché sfrutta la coerenza spazialmente distribuita, invece di stimare la coerenza esclusivamente per gli *scatterers* locali. Tuttavia, anche con la tecnica SBAS, la disponibilità di più acquisizioni permette di ottenere una migliore qualità del prodotto, in questo caso il miglioramento è principalmente correlato alla stima (e rimozione) della componente di fase atmosferica. Per quanto riguarda la valutazione

degli spostamenti, mentre con il PS è limitata ai modelli lineari, la SBAS può affrontare modelli lineari, quadratici e cubici (cioè quando la velocità di spostamento e/o accelerazione cambiano nel tempo). In termini di spostamento massimo misurabile, non ci sono rapporti con la distanza temporale tra acquisizioni successive, mentre vi sono limitazioni per quanto riguarda la variabilità dello spostamento spaziale. Si può affermare infine che, in diversi casi, l'approccio SBAS è più consistente del PS, in quanto il primo sfrutta la maggiore ridondanza (ad esempio il numero di connessioni di ogni acquisizione), che consente eventualmente di generare altri interferogrammi.

Per quanto riguarda l'applicabilità di questa tecnica al monitoraggio dei fenomeni franosi, bisogna considerare che non tutte le tipologie di dissesto idrogeologico possono essere individuate ed interpretate con l'ausilio dei dati radar satellitari. L'interferometria è applicabile in diverse situazioni quali:

- fenomeni franosi,
- subsidenza,
- sollevamento, movimenti tettonici e faglie,
- attività vulcanica,
- dinamica dei ghiacciai.

Ma devono essere caratterizzate da velocità relativamente basse per poter essere sottoposte a questo tipo di analisi. Infatti, la velocità di deformazione massima misurabile tramite interferometria satellitare, implementata con sensori che hanno tempi di ricopertura dell'ordine del mese, senza incorrere in problemi di ambiguità delle misure, è di circa 6-8 cm/anno. Bisogna considerare inoltre che all'interno di ciascuna tipologia di fenomeno non tutti i movimenti sono misurabili, in funzione delle caratteristiche del fenomeno stesso, ed in particolare della velocità di deformazione, dell'estensione, dell'uso del suolo e della dinamica di movimento. Laddove sono presenti dissesti monitorabili con questa tecnica, è necessario tener conto del fatto che le analisi interferometriche consentono di misurare la componente della deformazione relativa alla direzione che congiunge il sensore con il bersaglio a terra, ovvero la linea di vista del satellite (*LOS*). Le

misure di spostamento fornite sono perciò una componente di deformazione del vettore reale dello spostamento. Quanto più la direzione del vettore di deformazione reale si discosta dalla linea di vista, tanto minore è la componente di deformazione rilevata dal satellite e, al limite, nel caso di deformazione che si sviluppa con direzione perpendicolare alla LOS, il valore misurato risulta nullo. Nelle figure 6-6 e 6-7 è schematizzata la geometria di acquisizione e la variabilità della componente di deformazione misurata per mezzo dell'interferometria radar in funzione dell'orientazione e della direzione reale di deformazione.

Un altro elemento di cui tenere conto riguardo all'applicabilità delle tecniche interferometriche satellitari consiste nella presenza all'interno delle immagini radar delle deformazioni prospettiche causate dalla geometria di acquisizione dei sistemi satellitari e dalla topografia del terreno. Ciò comporta che la reale copertura dell'area analizzata con i risultati di un'analisi interferometrica non è uniforme, infatti, la presenza dei fenomeni di *layover*, *foreshortening* o di *shadowing* provoca la sovrapposizione o l'assenza di segnali in alcune aree della scena. Poiché però spesso i fenomeni franosi avvengono in aree montuose, le difficoltà legate alla carenza o all'assenza di bersagli radar e le significative deformazioni prospettiche dovute alla topografia e alla presenza di copertura nevosa, fanno sì che si possano presentare notevoli difficoltà nel monitoraggio con tecnica interferometrica di tali aree.

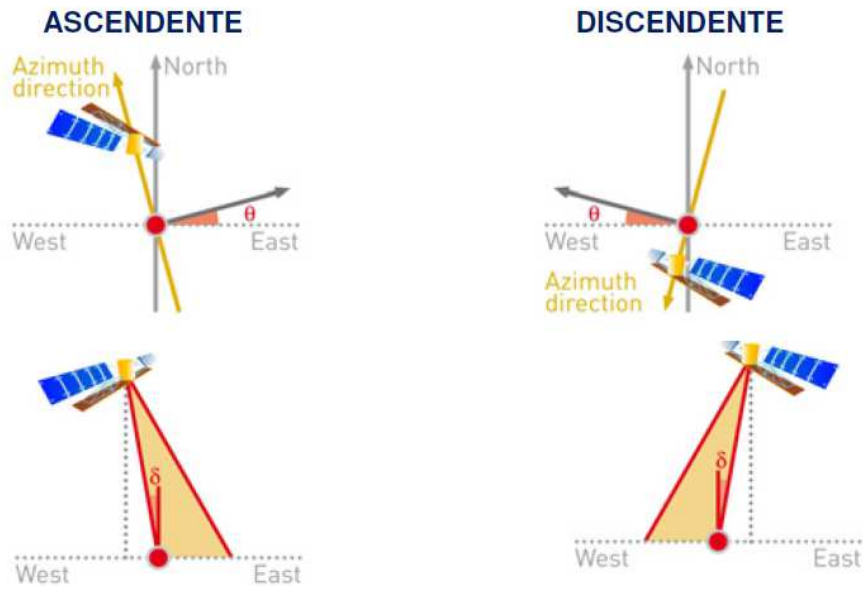


Fig. 6-6: Geometria di acquisizione dei dati satellitari per orbite ascendenti e discendenti; gli angoli δ e θ dipendono dal satellite e dalla modalità di acquisizione (Es. Envisat $\delta = 23^\circ$ e $\theta = 9^\circ$) (piano straordinario di telerilevamento, 2009).

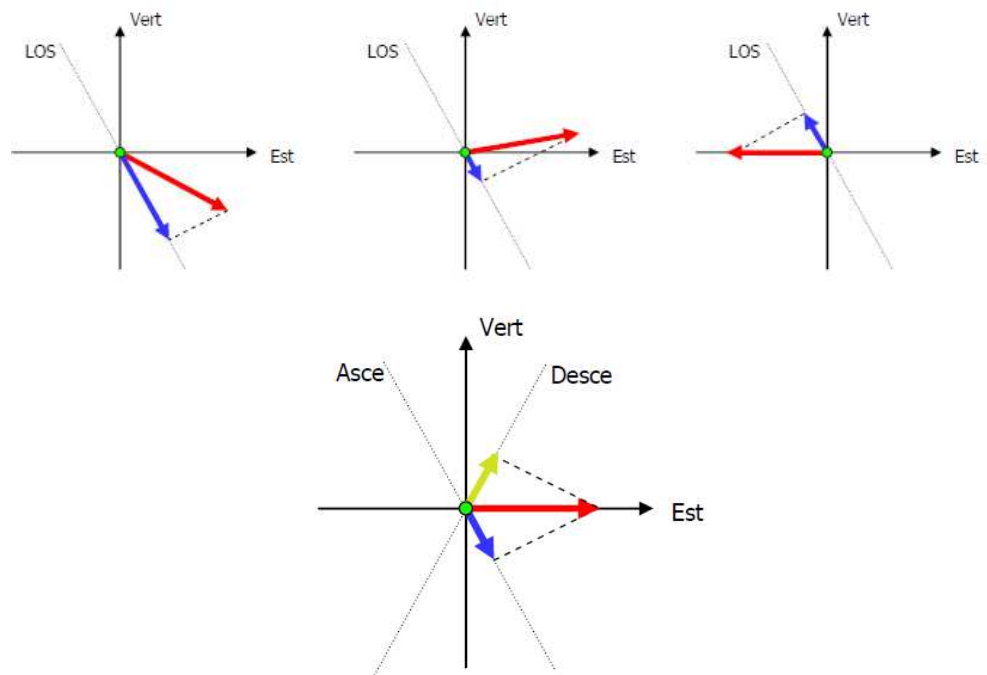


Fig. 6-7: Componente di deformazione rilevabile dal sensore radar (in blu) in funzione della direzione reale (in rosso) di deformazione del bersaglio(a); Esempio riferito ad uno spostamento orizzontale (b). (da piano straordinario di telerilevamento, 2009).

6.2 Studio dell'area di Prezzo

In questo progetto sono stati utilizzati i dati acquisiti dai satelliti ERS-1 ed ERS-2 (*Earth Resources Satellite*) ed ENVISAT (*ENVIRONMENTAL SATellite*) lanciati dall'ESA (*European Space Agency*). Il satellite ERS-1, che ha acquisito dati dal luglio 1991 al marzo 2000, ed il suo successore ERS-2 che è invece operativo dall'estate del 1995, seguono orbite eliosincrone lievemente inclinate rispetto ai meridiani, illuminando, da circa 780 km di altezza, una striscia di terreno (*swath*) larga circa 100 km. La stessa orbita nominale viene ripercorsa ogni 35 giorni (*revisiting time*), consentendo così di acquisire dati relativi alla stessa scena al suolo in tempi differenti. Per quanto riguarda questi due satelliti, i dati utilizzati si riferiscono al periodo compreso tra il 1995 ed il 2000. Il satellite ENVISAT, lanciato nel novembre del 2002, è dotato del sensore ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*), progettato per offrire continuità di dati con i satelliti ERS-1 ed ERS-2 ampliandone le funzioni. Il satellite percorre un'orbita eliosincrona con tempo di rivisitazione uguale a quello dei satelliti ERS (35 giorni), ma con un ritardo di 30 minuti. Entrambi i sistemi operano in banda C (lunghezza d'onda = 5,6 cm), la quale permette di apprezzare movimenti millimetrici. Nel caso esaminato sono stati utilizzati i dati Envisat riferiti al periodo 2004-2010.

La zona di studio ha evidenziato alcune problematiche nell'analisi interferometrica. Un primo filtraggio dei dati si è reso necessario in quanto molte immagini appartenenti al dataset ERS si sono rivelate "corrotte" (caratterizzate da errori di acquisizione del satellite) e quindi non processabili. Di conseguenza, dato lo scarso numero di immagini ERS utilizzabili, nei processamenti PS e SBAS sono state utilizzate solamente le immagini ENVISAT. Altre problematiche connesse con il processamento interferometrico sono derivate dalla morfologia dell'area investigata, caratterizzata dall'asperità dei versanti e da una valle relativamente chiusa, in quanto l'abitato di Prezzo si trova in *layover* nelle immagini acquisite in modalità discendente e quindi sono state processate solamente le immagini dell'orbita ascendente (*Fig. 6-8*). Appare quindi evidente come il processamento dei dati, basato sulla scomposizione e somma delle

componenti dei vettori di spostamento delle orbite discendente e ascendente, non possa fornire un dato del tutto soddisfacente.

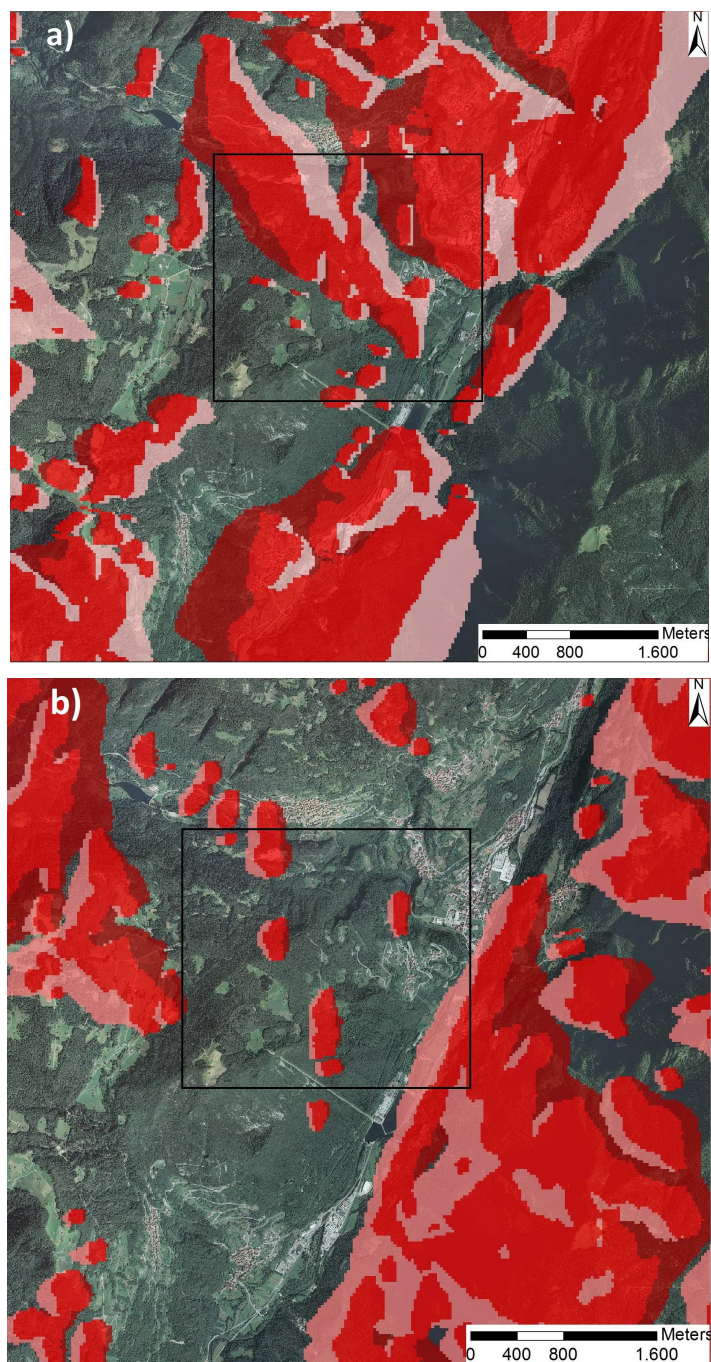


Fig. 6-8: Mappe di layover and shadow per l'orbita discendente (a) ed ascendente (b). Si noti come in (a) l'area di Prezzo sia soggetta agli effetti di layover.

Tuttavia, considerando che il satellite in orbita ascendente “guarda” verso E-NE e che il dissesto si muove in direzione NE (per la presenza della sinclinale), si può affermare che la velocità rilevata lungo la LOS del satellite sia quasi corrispondente a quella lungo il versante e che si possano quindi ottenere dei valori di spostamento abbastanza soddisfacente.

Come rappresentato in figura 6-9, l’analisi dei PS ha confermato l’attività del dissesto evidenziando come alcune porzioni, rappresentate dai colori arancione e rosso, siano caratterizzate da un’attività maggiore rispetto ad altre, rappresentate in giallo. Per quanto riguarda la porzione di dissesto più attiva, le velocità calcolate sono dell’ordine dei 15-20 mm/y, valori che risultano minori rispetto a quelli rilevati dai sistemi di monitoraggio di terra (60-80 mm/y) perchè, come specificato in precedenza (cap 6.1), con l’analisi che si è potuto effettuare è stato ricavato solamente un valore di velocità relativo ad una delle due componenti ed in particolare a quella legata all’orbita ascendente.

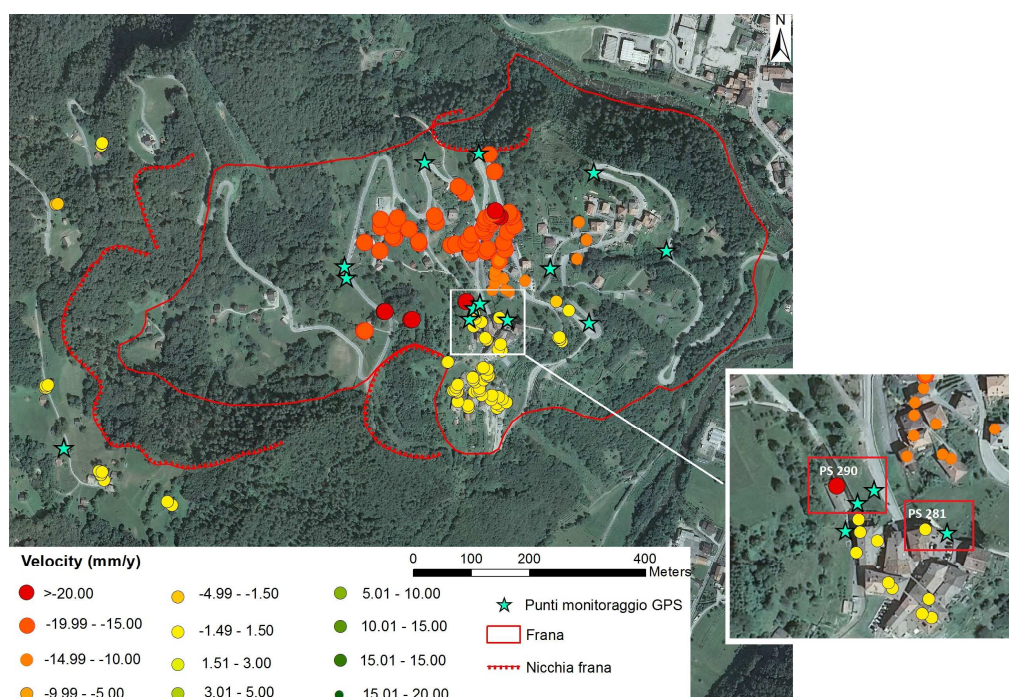


Fig. 6-9: Rappresentazione delle differenti velocità di spostamento dei PS processati e punti del monitoraggio GPS: nel dettaglio sono evidenziati i PS 290 e 281 utilizzati nelle successive analisi.

I PS 290 e 281, ricavati dal processamento con tecnica Permanent Scatterers delle immagini ENVISAT ascendenti, sono stati utilizzati per l'analisi di dettaglio della serie temporale di spostamento. Entrambi i punti sono vicini a delle postazioni di monitoraggio GPS e sono situati, uno nella parte più attiva del corpo di frana, l'altro in quella soggetta a sollecitazioni minori (Fig. 6-9). Nel grafico in figura 6-10 si può notare come gli spostamenti del PS 281 siano minimi mentre quelli riferiti al PS 290, espressi in valori negativi perchè i punti rilevati si stanno progressivamente allontanando dalla vista del satellite, siano decisamente più elevati.

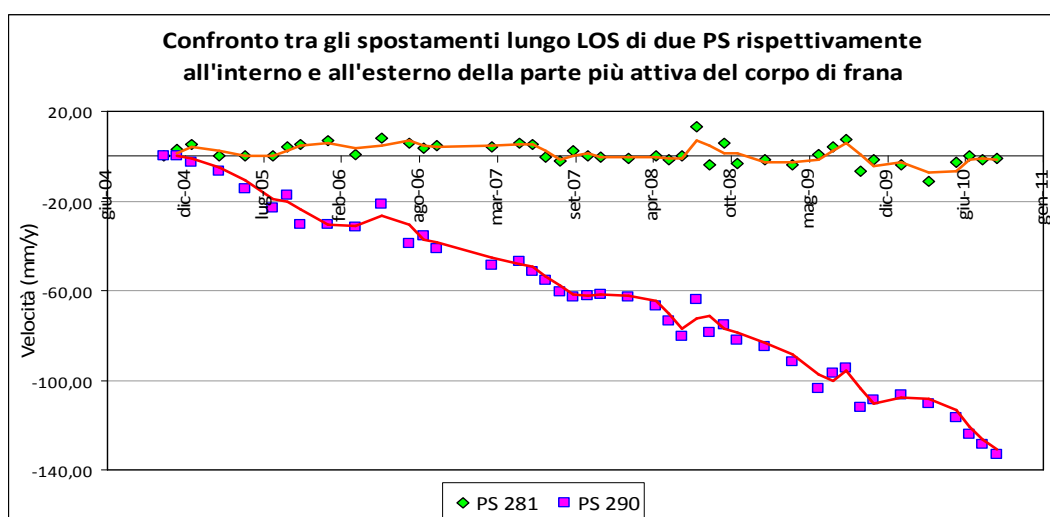


Fig. 6-10: Confronto tra gli spostamenti relativi ai PS 290 e 281.

I medesimi dati sono stati poi comparati con i valori delle precipitazioni scaricati dal sito della Provincia Autonoma di Trento (hydstraweb.provincia.tn.it). Da questo confronto (Fig. 6-11) si può notare come in seguito agli eventi piovosi di una certa rilevanza, l'attività del dissesto subisce un'accelerazione, confermando l'interazione tra la frana e la presenza di acqua lungo la superficie di scorrimento. Infine, considerando uno stesso punto, PS 290/P1, per il quale si hanno i dati relativi sia al monitoraggio ottico sia all'interferometria, è stato fatto un confronto incrociato tra i valori degli spostamenti derivanti dalle due tipologie di analisi, trasformando in positivi i dati interferometrici (Fig. 6-12).

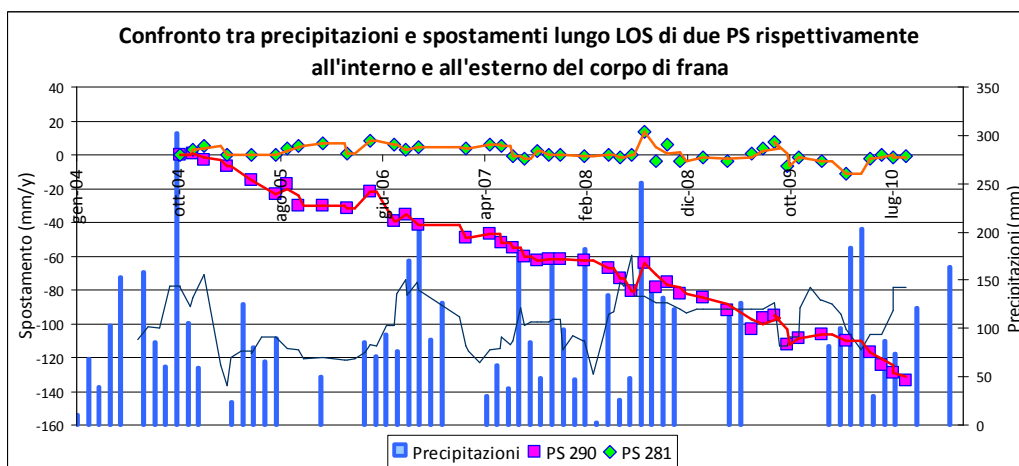


Fig. 6-11: Confronto tra precipitazioni e spostamenti lungo LOS dei PS 290 e 281.

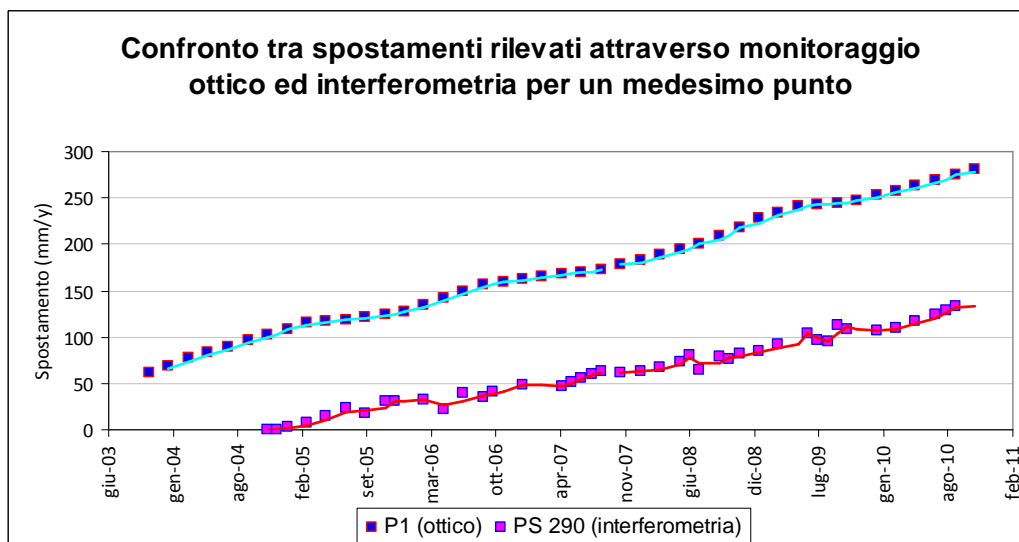


Fig. 6-12: Confronto tra dati derivanti da monitoraggio ottico e interferometria.

Dal grafico appare evidente come le due serie di dati abbiano un trend quasi parallelo dove la differenza è data dal fatto che i valori derivanti dall'analisi interferometrica si riferiscono solamente ad una componente del vettore reale di spostamento.

7. CONCLUSIONI

L'area considerata in questo elaborato, situata nella porzione occidentale della Provincia di Trento è caratterizzata da un assetto tettonico-strutturale molto complesso generato dall'interazione tra il Lineamento Periadriatico, la Linea delle Giudicarie e il corpo intrusivo che costituisce il plutone dell'Adamello. Il risultato è stato la creazione di un fascio di faglie orientate principalmente N-S la cui lunga evoluzione strutturale ha contribuito a formare l'assetto tettonico di questo settore delle Alpi. In questo contesto dominato da elevati sforzi tettonici, le varie formazioni rocciose hanno subito intense deformazioni che hanno provocato una generale riduzione delle resistenze meccaniche dell'ammasso roccioso.

Nella ricerca di un caso studio di particolare interesse, nella prima fase di lavoro mediante foto aeree è stata riconosciuta la distribuzione delle più morfologicamente rilevanti deformazioni gravitative profonde di versante. Tra queste tre sono risultate di particolare rilevanza dal punto di vista della complessità geologico-strutturale e dei volumi coinvolti. Questi tre fenomeni sono la DGPV del Monte Soran, che sovrasta il Lago di Molveno, la DGPV del Monte Camparadur, nella porzione occidentale dell'area di studio e la DGPV del Monte Tof che sovrasta la Val Rendena. Per il primo e terzo caso, l'evidenza di morfostrutture quali contropendenze, trincee e sdoppiamenti di cresta non ha sopperito alla quasi totale assenza di affioramenti rocciosi, fatto determinante al fine di qualsiasi tipo di analisi. Diversa è la situazione del Monte Soran, ricco di morfostrutture molto interessanti e di affioramenti di roccia, ma caratterizzato da un complesso contesto geologico – strutturale che collocano questo fenomeno come un possibile caso di studio più per un dottorato di ricerca che per una tesi di laurea magistrale.

L'attenzione infine si è focalizzata su un importante fenomeno di dissesto che caratterizza il versante orientale del Monte Melino e, in particolare, l'abitato di Prezzo, nella porzione sud-occidentale dell'area di studio. Il dissesto si estende con un fronte largo mediamente 380 metri e si sviluppa su una lunghezza di 1150 metri con spessori variabili tra 60 e 110 metri (spessore medio pari a 80-85 m)

mentre il volume globale è stato stimato in 18 – 20 milioni di m³ (Servizio Geologico P.A.T. - BRISEIDE Conference 2012). La frana si sviluppa in un contesto tettonico-strutturale molto articolato, caratterizzato dalla vicinanza con la Linea delle Giudicarie Sud, il cui carattere transpressivo sinistro ha comportato la formazione di faglie secondarie che caratterizzano il versante interessato dal dissesto (Fig. 5-3). Nel dettaglio, non si conosce con precisione l'età della frana che, dalle indagini e studi fatti, risulta essere la riattivazione della parte terminale di una deformazione gravitativa profonda di versante. L'iniziale sviluppo del fenomeno è riconducibile a due fattori: (i) il rilascio tensionale subito dal versante in seguito al ritiro del ghiacciaio proveniente dalla Val Daone e che attraverso la trasfluenza di Boniprati andava a ricoprire il versante in esame; (ii) le particolari condizioni meteorologiche (elevata piovosità) successive allo stesso ritiro dei ghiacciai. La frana attuale, costantemente monitorata dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, potrebbe essersi riattivata in seguito ad un evento sismico, data la sismicità dell'intera area, oppure in seguito ad eventi meteorologici di particolare entità.

La geologia del versante è caratterizzata dalle successioni sedimentarie del Triassico Inferiore-Medio e del Carnico che formano una struttura sinclinale con asse immergente circa a NE. Le quattro litologie che caratterizzano l'area sono:

- Il Calcarea di Angolo, costituito da calcari grigi o grigio scuro caratterizzati dalla presenza almeno in parte di bioclasti e abbastanza compatti (Fig. 4-9).
- Il Calcarea di Prezzo, composto da alternanze di calcari marnosi e marne argillose (Fig. 4-10).
- La Formazione di Buchenstein, costituita da calcari nodulari grigio-grigio scuro con selce in noduli (Fig. 4-11).
- La Formazione di Wengen, composta da peliti, siltiti ed arenarie fini di colore grigio scuro o marrone scuro, in strati mal definiti (Fig. 4-12). Quest'ultima è posta al nucleo della sinclinale ed è particolarmente interessate dallo scivolamento (Fig. 4-16).

I valori dei parametri geomeccanici quali il *Geological Strength Index (GSI)* e il *Joint Compressive Strength (JCS)*, nonostante una certa variabilità dei dati,

indicano una graduale diminuzione delle proprietà meccaniche dell'ammasso roccioso con l'avvicinarsi al corpo di frana. Anche le proiezioni stereografiche dei sistemi di discontinuità presentano una notevole differenza tra l'esterno e l'interno del corpo di frana, caratterizzato da un notevole grado di fratturazione (*Fig. 5-2 e Fig. 5-4*). I sondaggi effettuati nell'ambito del monitoraggio del fenomeno hanno evidenziato come su quest'ultimo influisca notevolmente la presenza della falda acquifera, fatto che ha portato alla progettazione di un vasto sistema di dreni orizzontali per diminuire l'incidenza dell'acqua sul movimento.

Nonostante le difficoltà dovute alle deformazioni prospettive ed in particolare di *layover* cui sono soggetti i dati interferometrici relativi all'area di Prezzo (*Fig. 6-8*), è stata eseguita un'analisi interferometrica che ha permesso di evidenziare come il corpo di frana presenti una porzione più attiva ed una soggetta a spostamenti di minore rilevanza. In questo caso, per sopperire alla mancanza dei dati relativi all'orbita discendente del satellite, ci si è basati sul fatto che il movimento della frana, che avviene in direzione NE risulta quasi coincidente con la *Line of Sight (LOS)* del satellite dell'orbita ascendente. Partendo da questa considerazione quindi, l'analisi che si è potuta effettuare ha permesso di ricavare solamente dei valori di velocità relativi alla componente legata all'orbita ascendente, evidenziando però come questo dato sia confrontabile con i valori di spostamento del monitoraggio da terra (*Fig. 6-12*).

L'evoluzione del movimento franoso è stato simulato utilizzando un codice di calcolo bidimensionale alle differenze finite (FLAC) che ha permesso di arrivare ai seguenti risultati:

- 1) la frana di Prezzo, avvenuta come detto probabilmente nell'immediato post-glaciale, può essere stata attivata solo da elevati livelli della falda freatica. In effetti, partendo dai valori delle caratteristiche meccaniche risultanti dalle prove di laboratorio e compatibili con le caratteristiche litologiche delle rocce interessate, condizioni di equilibrio limite si hanno solo ponendo il livello di falda molto prossimo al piano campagna. E' evidente che, essendo l'area caratterizzata da una certa sismicità, l'innescò potrebbe essere stato causato da sollecitazioni sismiche di intensità rilevante od anche di minore intensità se attive in presenza di livelli di

falda maggiori di quelli attuali. Tale analisi non è stata condotta sia per il tempo che essa avrebbe comportato sia, e soprattutto, per la mancanza di dati diretti sulle caratteristiche delle sollecitazioni sismiche in termini di intensità, durata e frequenza.

2) nelle condizioni attuali i movimenti registrati con un livello della falda freatica alquanto profondo sono compatibili con resistenze al taglio molto più basse di quelle attribuite all'ammasso roccioso interessato, ma che possono essere considerate adeguate ai valori di resistenza al taglio residua dello stesso ammasso roccioso. Tale risultato è giustificato, quindi, dalla considerazione che la frana originaria abbia portato le resistenze ai suoi valori residui in seguito ai rilevanti spostamenti subiti: in queste condizioni anche limitati valori delle pressioni dell'acqua sulla superficie di scivolamento comportano spostamenti apprezzabili.

Il caso della frana di Prezzo costituisce, quindi, un fenomeno di notevole interesse sia per la complessa situazione geologico-strutturale che ne ha determinato l'origine e l'evoluzione, sia per la sua pericolosità. Una veloce e catastrofica evoluzione del fenomeno potrebbe portare, infatti, all'ostruzione della Valle del Chiese bloccando il fiume omonimo che la percorre. Ulteriori studi sulla frana di Prezzo potranno consentire di ricavare elementi utili anche alla comprensione di altri fenomeni franosi in roccia e, quindi, all'effettivo riconoscimento della loro pericolosità.

8. RINGRAZIAMENTI

Voglio ringraziare il Proff. R. Genevois ed il Proff. M. Floris per tutti i preziosi consigli che mi hanno dato per la realizzazione di questa tesi di laurea. Li ringrazio anche per la fiducia che mi hanno dimostrato accettandomi come laureando.

Ringrazio in modo particolare i miei genitori, Cristina e Filippo, per avermi sempre sostenuto nelle scelte più importanti e per tutto l'impegno che hanno messo per permettermi di raggiungere questo importante traguardo. Senza il loro aiuto non sarei mai arrivato fino a qui.

Ringrazio i parenti tutti; gli zii per la fiducia dimostrata verso il loro unico nipote, in particolare ringrazio Carlo per il profondo interesse mostrato verso il cammino da me intrapreso in questi anni.

Un ringraziamento particolare va ai nonni, Frida e Dario, perché con il loro entusiasmo e le loro ricette mi hanno sempre dato energia per affrontare al meglio questi anni universitari.

Ringrazio anche mia cugina Ilaria, che mi ha sempre visto con ammirazione chiedendo spesso consigli per la sua crescita personale.

Uno speciale ringraziamento a Rachele, che mi ha sopportato e supportato negli ultimi decisivi, pesanti mesi di lavoro. La ringrazio per tutto il coraggio che ha saputo trasmettermi, e per tutto il sostegno che mi ha dato in ogni momento.

Un grazie enorme al dott. Luca Zorzi, alla dr.ssa Chiara Cioli, alla dr.ssa Anna De Agostini e al dott. Lorenzo Flaim, per tutta la pazienza che hanno avuto nell'ultimo periodo e per il fondamentale aiuto che mi hanno dato per poter completare questo lavoro.

Ringrazio il sindaco del Comune di Prezzo, sig. Boldrini Celestino per l'appoggio logistico concessomi, necessario per la realizzazione di questo elaborato.

Ringrazio infine il Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, nelle persone del dott. Cocco e dei suoi collaboratori per il materiale che mi hanno messo a disposizione e per l'appoggio logistico concessomi, necessario per la realizzazione di questo elaborato.

9. BIBLIOGRAFIA

- AA.VV (2009) – *Piano straordinario di telerilevamento Ambientale – Linee Guida per l'analisi di dati interferometrici satellitari in aree soggette a dissesti idrogeologici*. Min. dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (2009).
- AGLIARDI F., CROSTA G., ZANCHI A., & RAVAZZI C. (2009) – *Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy*. *Geomorphology* 103 (2009) 113–129.
- AGLIARDI F., CROSTA G., ZANCHI A., (2001). *Structural constraints on deep seated slope deformation kinematics*. *Eng. Geol.*, 59, 83 – 102.
- AGLIARDI F., ZANCHI A., & CROSTA G. (2009) - *Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range*. *Tectonophysics* 474 (2009) 250–270.
- ANDREOTTI GIOVANNINI G. (1984) - *Tovel*. Publilux, Trento: 127 pp.
- ASSERETO R.& CASATI P. (1965) – *Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)* – Riv. It. Paleon. Strat., Vol. 71/4, pp. 999-1097.
- ASSERETO R.& CASATI P. (1968a) – *Calccare di Angolo* – St. III. Carta Geol. It., Form. Geol., Vol. 1, pp. 11-17 - Roma.
- BARBERO M., BONINI M., & BORRI BRUNETTO M. (2006) – *Analisi numeriche della stabilità di un versante in bimrock*. Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica – LARG 2006. Pisa, 26-28 Giugno 2006.
- BARLA G. (2009) - *Grandi movimenti di versante in ambiente alpino*. Acc. Sc. Torino Quad. 18, Merc. XIV.
- BARONI C., CAVALLIN A., OROMBELLI G., & SAURO U. (1990) – *Guida all'escursione B2: Geomorfologia e tettonica recente nell'area benacense*. 75° Congr. Soc. Geol. It, 1990.
- BARTON, N. & CHOUBEY, V. (1977) *The shear strength of rock joints in theory and practice*. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 10 (1-2), 1-54.
- BARTON N. (2002) *Some new Q-value correlations to assist in site characterisation and tunnel design*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39, 185-216.

- BARTON N., LIEN R. & LUNDE J. (1974) *Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 6 (4), 189-236.
- BARTON N., LOSET F., LIEN R. & LUNDE J. (1980) *Application of the Q-system in design decisions*. In Subsurface Space, (ed. M. Bergman) 2, 553-561. New York: Pergamon Press.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI (1988) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., 94, 425-454.
- 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*. Sedimentary Geology, 86: 53-76.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937) - *Il settore meridionale del Massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Val Caffaro*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., 62: 1-87.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy 1:500 000. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze*.
- BONI A. (1979) – *Note giudicariensi. 1) La strutture geologica attorno alla Linea delle Giudicarie – 1a) La struttura geologica ad ovest della Linea delle Giudicarie*. Atti Ist. Geol. Università di Pavia, 29, 88-114.
- BONI A. & CASSINIS G. (1973) – *Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, Vol. 23, pp. 120-159 - Pavia*.
- BORIANI-A., & ORIGONI GIOBBI-E. (1982) - *Il basamento cristallino tra Pinzolo e Spiazzo ad ovest del F. Sarca (Trentino)*. Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale, pp. 123-124.
- BOSELLINI A. (2005) – *Storia geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni*. Ed. Zanichelli.
- BOSELLINI A., BROGLIO LORIGA C. & BUSETTO C. (1978) - *I bacini cretacei del Trentino*. Riv. It. Paleont.
- BRACK P. (1981) - *Structures in the South-western border of the Adamello Intrusion (Alpi Bresciane, Italy)* - Schw. Min. Petr. Mitt., Vol. 61, pp. 37-50.

- BRACK P. (1984) – *Geologie der Intrusiv und Rahmengesteine des Südwest Adamello (Alpi Bresciane, Italy – „Diss. E.T.H.“, n. 7612, pp. 253.*
- BRACK P., RIEBER H., NICORA A. & MUNDIL R. (2005) - *The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. Episodes, 28/4: 233-244.*
- BROCH E., & FRANKLIN J.A. (1972) – *The point load strenght test. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts. Volume 9, Issue 6, November 1972, Pages 669–676.*
- BRUSCHI A., 2004. *Meccanica delle rocce nella pratica geologica ed ingegneristica.* Dario Flaccovio Editore.
- CALA M., & FLISIAK J. (2001) – *Slope stability analysis with FLAC and limit equilibrium methods.* In Billiaux, Rachez, Detournay & Hart (eds.) *FLAC and Numerical Modeling in Geomechanics*; Proc. intern. symp., Lyon, France, 29-31 October 2001: 111-114. Rotterdam: Balkema.
- CALDONAZZI M., & AVANZINI M. (2011) – *Storia geologica del Trentino.*
- CANUTI P., & CASAGLI N. (1994) – *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana.* Atti del Convegno di Bologna “Fenomeni franosi e centri abitati” del 27 maggio 1994. CNR-GNDICI. Regione Emilia Romagna.
- CASSINIS G. (1982) - *Note geologiche sull’area all’intersezione tra Linea delle Giudicarie Sud e Linea della Val Trompia.* Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale. Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale, pp. 97-102.
- CASSINIS G., CASTELLARIN A., PELOSO G.F., SARTORI R. & VERCESI-P.L. *Il settore della Linea delle Giudicarie Sud: evoluzione paleotettonica permo-triassica ed assetto strutturale attuale,* Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale, pp. 125-130.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-alpine evolution of the Southern Eastern Alps. J. Geodynamics,30: 251-274.*
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-alpine evolution of the Southern Eastern Alps. J. Geodynamics, 30: 251-274.*
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) – *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian Basin. Eclogae Geol. Helv., 83, 683-700.*

- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. *Giornale Geol.*, 38: 11-212.
- CASTELLARIN A. (1982) - *La scarpata tettonica mesozoica Ballino - Garda (fra Riva e il Gruppo di Brenta)*, Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale, pp. 79-95.
- CASTELLARIN A. (1982) - *Lineamenti ancestrali sudalpini*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Eds)-Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, 41-56.
- CASTELLARIN A. (2009) - *Basic stratigraphy and tectonics of the Southern Alps around the Giudicarie Lineament (Southern Alps, Italy)*. *Bollettino della Società geologica italiana* [0037-8763] vol:128 iss:2 pag:409 -417.
- CASTELLARIN A., & VAI-G.B. - *Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale 1982*. 1° Centenario della Società Geologica Italiana. *Guide Geologiche Regionali*.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., & SELLI L. (1992) – *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationship with the N-Appennines*. *Annales Tectonicae*, vol. 4(1), pp. 62-94.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V., & CANTELLI L. (1998) – *La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali Orientali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53, 133-143.
- CASTELLARIN A., & SARTORI R. (1980) – *Struttura e significato della Linea delle Giudicarie Sud*. *Rend. Società Geologica Italiana.*, 2, 29-32.
- CASTELLARIN A., & SARTORI R. (1982) - *Geologia della Linea delle Giudicarie Sud*. Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale, pp. 103-114.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Appennines*. *Annales Tectonicae*, 6: 62-94.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. SARTORI R., SELLI L. & CANTELLI L. (1987) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. *Miner. Petrogr. Acta*, 30: 287-310.

- CASTELLARIN A., VAI G.B. (1982) – *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino* - In: A. Castellarin & G.B. Vai «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», pp. 1-22 - Bologna.
- CASTELLARIN A., VAI-G.B., & CANTELLI L. (2006) - *The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone*. *Tectonophysics* 414 (2006) 203–223
- CAVALLIN A., & MARCHETTI M. (1995) – *Morphoneotectonic photointerpretation support for seismic hazard*. *Adv. Space Res.* Vol. 15. No. 11 pp (11)45-(11)55.
- CROSTA, G.B. & AGLIARDI, F. (2003) - *Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements*. *Canadian Geotechnical Journal*, 40, 176-191.
- CRUDEN D.M., & VARNES D.J., (1996) - *Landslide type and processes*. In : *Landslide investigation and mitigation* (Eds Turner A.K and Schuster R.L.), T.R.B Spec. rep. 247, National Research Council, 36-75.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. *Atti Acc. Sci. Veneto-Trentino-Istria*, 17: 1-7.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 10: 245 pp.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1998) – *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53: 43-62.
- DEL MORO A., PARDINI G., QUERCIOLO C., VILLA I.M., CALLEGARI E. (1983) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of the Adamello Granitoids, southern Alps* - *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol. 26, pp. 285-299 - Roma.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.L. (1996) *Landslide recognition: identification, movement and courses*. *Rapporto alla Commissione Europea per i Programmi Ambientali, Contratto n. EV5V-CT94-0454*, John Wiley & Sons.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. *Geol. Rundsch.*, 76: 735-754.
- DOGLIONI C. (1987) - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. *J. Struct. Geol.*, 9:181-193.

- DRAMIS F., & SORRISO-VALVO M. (1994) – *Deep seated gravitational slope deformations related landslides and tectonics*. Engineering Geology 38: 231-243.
- EL HAMDOUNI R., IRIGARAY C., CHACON J., & KELLER E.A. (2008) – *Distribution of landslides linked with indices of relative active tectonics along south flank of the Sierra Nevada (Granada, Spain)*. Congress Slope Tectonics 2008. University of Lausanne.
- EL HAMDOUNI R., IRIGARAY C., FERNANDEZ T., CHACON J., & KELLER E.A. (2008) - *Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain)*. Geomorphology 96 (2008) 150 – 173.
- EPTING M., UNLAND W., SCHMIDT K & CHRISTODOULIDES A. (1976) – *Middle triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy), and their significance for paleogeographic evolution*. Geol. Pal. Abh., 151: 1-30.
- FELLIN M.G., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2002) – *Polyphase Tertiary fault kinematics and Quaternary reactivation in the central-eastern Alps (western Trentino)*. J. Geodynamics, 34: 31-46.
- FERRETTI A., MONTI GUARNIERI A., PRATI C., & ROCCA F. (1998) – *Studi sul Radar ad Apertura Sintetica (SAR)*. <http://home.dei.polimi.it/monti/papers/storiasar/storiasar.html>
- FERRETTI P., & BORSATO A. (2004) – *Studio idrogeologico della Valle e del Lago di Tovel*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol., 81 (2004), Suppl. 2: 189-203.
- FORCELLA F., 1983. *Un eccezionale esempio di tettonica gravitativa di versante: il Sackung sviluppato tra il M. Padario e il Varadega, Alpi Centrali, Italia*. Riv. Mus., Sc. Nat. di Bergamo, 5, 11-23.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRUGEL A. (1998) – *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion*. Tectonophysics, 297: 1-15.
- FUGANTI A. (1969) - *Studio geologico di sei grandi frane di roccia nella regione Trentino-Alto Adige : Marco, Molveno, Pra del Finonchio, Magre, Sasso Englar, Rasciesa*. Memorie del Museo tridentino di scienze naturali, 17(1968/69), n. 3. Trento: Museo tridentino di scienze naturali, 1969.
- GAETANI M. (1969) – *Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie* – Riv. It. Paleont., Vol. 75, pp. 470-552.

- GAETANI M. (1983) - *Il Triassico dell'Adamello meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., Vol. 26, pp. 105-118 - Roma.
- GAETANI M. (1985) – *Il Triassico dell'Adamello meridionale*. In G.V. Dal Piaz (Ed): *Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., 26 (1983): 105-118.
- GAETANI M., PREMOLI SILVA I., ZANIN BURI C. (1970) – *Calcare di Dosso dei Morti* – St. III. Carta Geol., Form. Geol., Vol. 4, pp. 21-32.
- GALADINI F., GALLI P., CITTADINI A., & GIACCIO B. (2001) - *Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo-Lessini Mts. sector of the Southalpine area (northern Italy)*. Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw 80 (3-4): 187-208.
- GENEVOIS, R. & PERSTININZI, A. (1979) *Time-dependent behaviour of granitic rocks related to their alteration grade*. In: Proceedings of the 4th International Congress on Rock Mechanics, Montreux, 153-159.
- GENEVOIS, R. & TECCA, P.R. (1984) *Alcune considerazioni sulle "deformazioni gravitative profonde" in argille sovraconsolidate*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 103, 717-729.
- GIANOLLA & NERI (2007b) *Formazione di Wengen* In M.B. ABBATE E. BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. 2007 "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (2)". Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, 7(VII):pp.382, Roma.
- GODARD G., MARTIN S., PROSSER G., KIENAST J.R. & MORTEN L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system*. Tectonophysics, 259: 313-341.
- GUZZETTI F. (2000) – *Landslide fatalities and the evaluation of the landslide risk in Italy*. Engineering Geology 58, pp. 89-107.
- HAY-MAN ALEX NG., LINLIN GE., XIAOJING LI., HASANUDDIN Z. ABIDIN., HERI ANDREAS., & KUI ZHANG (2012) - *Mapping land subsidence in Jakarta, Indonesia using persistent scatterer interferometry (PSI) technique with ALOS PALSAR*. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. Volume 18, August 2012, Pages 232–242.
- HASSEN R.F. (2001) – *Radar Interferometry, Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers.

HEIDBACH, O., TINGAY, M., BARTH, A., REINERCKER, J., KURFEB, D. & MULLER, B., (2008) - *The World Stress Map database release 2008* doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.

HOORNEVELD N., VAN HAGEN J., & DE JONG L. (2009) - *Deformation history of the Ballino-Garda line in the Southern Alps, Italy*. Master Research Project; Solid Earth, code 450200, 27 ect.

ISRM (1978b) - *Suggested methods for quantitative description of discontinuities in rock masses*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 15, 319-368.

ITASCA CONSULTING GROUP INC. (2011). *FLAC – Fast Lagrangian Analysis of Continua, Ver. 7.0 User's Guide*. Minneapolis: Itasca.

JADOUL F.& ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale* - In: A. Castellarin & G.B. Vai «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», pp. 143-155 - Bologna.

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

LARGAIOLLI T., & RUZZIER D. (1979) - *Studio geomeccanico di due frane in roccia nel bacino del torrente Sarca di Nambrone (Trentino)*. Geologia tecnica, a. 26(1979), n. 4. S.l. : s.n., 1979.

LAUBSCHER H. P. (1971) - *Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der sudlichen Tethys*. Geol. Rundsch., 60: 813-833.

LAUBSCHER H.P. (1988) - *The arcs of the Western and Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequence*. Tectonophysics, 176: 103-121.

LAUBSCHER H.P. (1996) - *Shallow and deep rotations in the Miocene Alps*. Tectonics, 15: 1022-1035.

LAUBSCHER, H. P. (1985) - *Large-scale, thin-skinned thrusting in the Sothern Alps: kinematic models*. G.S.A. Bull. 96: 710-718, Boulder.

LAUKNES R. T., LARSEN Y. & CHRISTIANSEN H.H. - *Displacement of periglacial landforms on Svalbard observed with high-resolution RADARSAT-2 and TerraSAR-X InSAR time series*.

- LAUKNES T.R., PIYUSH SHANKER A., DEHLS J.F., ZEBKER H.A., HENDERSON H.C., & LARSEN A (a). (2009) - *Detailed rockslide mapping in northern Norway with small baseline and persistent scatterer interferometric SAR time series methods*.
- LILLESAND T., (2004) -. *Remote sensing and image interpretation*, 5th ed. Wiley.
- MANCKTELOW N., STÖCKLI D.F., GROLLIMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D., VILLA I.M. (2001) - *The DAV line and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window*. Intern. J. Earth Sci., 90: 593-622
- MARCHESONI V. (1958) - *La datazione col metodo del carbonio 14 del Lago di Molveno e dei resti vegetali riemersi in seguito allo svaso*. Studi Trent. Sc. Nat. vol. 35.
- MARINOS P., & HOEK E. (2000) - *GSI, a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L. (1998a) - *Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data*. Terra Nova, 10: 217-221.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998b) - *Evolution of the deep crust in the central-eastern Alps: The Tonale Nappe*. Mem. Sci. Geol., 50: 1-50, Padova.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) - *Tecto-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the north Giudicarie line (Northern Italy)*. Geol. Rundsch., 82: 51-66.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the Insubric lineament in the Italian Eastern Alps*. Annales Tectonicae, 5: 118-140.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, 10: 60-79.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, 10: 60-79. Mem. Soc. Geol. Ital., 53: 503-541.

- MASSIRONI M., & BISTACCHI A. (2001) – *Introduzione alla tettonica fragile neoalpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti*. Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali di Pasquare G.
- MASSIRONI M., GENEVOIS R., FLORIS M., & STEFANI M. (2010) - *Influence of the antiformal setting on the kinematics of a large mass movement: the Passo Vallaccia, eastern Italian Alps*. Bull Eng Geol Environ DOI 10.1007/s10064-010-0340-9.
- MASSIRONI M., ZAMPIERI D., BIANCHI M., SCHIAVO A., & FRANCESCHINI A. (2009) - *Use of PSInSAR™ data to infer active tectonics, Clues on the differential uplift across the Giudicarie belt (Central-Eastern Alps, Italy)*.
- MASSIRONI, M., BISTACCHI, A., DAL PIAZ, G.V., MONOPOLI, B. & SCHIAVO, A. (2003) - *Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizze Valley, Italian Eastern Alps*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 96, 85-98.
- MORTARA, G. & SORZANA, P.F. (1987) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano*. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche Bollettino della Società Geologica Italiana, 106, 303-314.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. - Intern. J. Earth Sci., 90: 623-653.
- OGNIBEN L. (1986) - *Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti*. Studi Trentini Sc. Nat., 63, Acta Geologica, Trento, 165 pp.
- ONIDA M., MIRTO C., STUCCHI M., GALADINI F., & LESCHIUTTA I. - *Tettonica attiva e sismicità nelle Alpi Centrali*.
- ONIDA, M. (2001) - *Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso della ricerca in Italia*. In: PASQUARE, G. (ed.) Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali. CNR – Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Fondazione Cariplo, Milano, Italy, 35-74.
- PALMSTROM A. (2001) – *Measurement and characterization of rock mass jointing*. In In-situ characterization of rocks. Sharma V.M. and Saxena K.R. eds., A.A. Balkema publishers, 2001, pp. 49 - 97.

- PALMSTROM A. (2005) – *Measurements of and correlations between block size and rock quality designation (RQD)*. Tunnels and Underground Space Technology 20 (2005) 362-377.
- PANIZZA, M. (1974) *Fenomeni franosi connessi ad azioni di glaciopressione*. Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, 22, 45-48.
- PASQUARE' G., (A cura di), (2001) – *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica; CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali – Milano, 208 pp.
- PELOSO-G.F., & VERCESI-P.L. (1982) - *Geologia della zona a NE di Tione di Trento*, Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale, pp. 115-121.
- PICOTTI V., CASOLARI E. & CASTELLARIN A. (1998) - *Mesozoic basin evolution of the Central South-Alpine (Giudicarie): from Norian-Liassic rifting to the Mid-Late Cretaceous foreland transpression (partial basin inversion)*. In: MARTIN S., GODARD G. & RANALLI (Eds.) - Evolution of the deep crust in the central and eastern Alps. Field excursion guide. Mem. Sci. Geol., 50: 96-99, Padova.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., 47: 95-109, Padova.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, 17: 921-937.
- RADBRUCH-HALL, D. (1978) - *Gravitational creep of rock masses on slopes*. In: VOIGHT, B. (ed.) Rockslides and Avalanches - Natural Phenomena: Developments in Geotechnical Engineering, Volume 14, Elsevier, Amsterdam, 607-658.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H. G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis*. Tectonics, 10: 257-271.
- ROSENBERG G. (1962) – *Bericht aus Judikarien* – Verh. Geol. Bundesanst., Vol. 1-3, pp. 63-76 - Wien.
- RUSNAK J., & MARK C. (2000) – *Using the point load test to determine the uniaxial compressive strength of coal measure rock*. In: Peng SS, Mark C, eds. Proceedings of the 19th International Conference on Ground Control in Mining.

- SALOMON W. (1908-1910) - *Die Adamello Gruppe. Ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntniss von dem Mechanismus der Intrusionen.* Abh. k.k. geol. Reichsanst., 21: Teil 1: 1-433; 22: Teil 2: 435-603.
- SANTINI L. & MARTIN S. (1988) - *Basamento austroalpino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino occidentale).* Mem. Sci. Geol., 40: 275-284, Padova.
- SAURO U., & ZAMPIERI D. (2001) – *Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy).* Geomorphology 40, 169-184.
- SAVAGE, W.Z. & VARNES, D.J. (1987) - *Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges (“Sackung”).* Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 35, 31-36.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps.* In: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.) - *Alpine Tectonics.* Geol. Soc. Spec. Publ., 45: 153-171.
- SCHMID., & STEFAN M., (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen.* Eclogae Geologicae Helvetiae 97: 93–117.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the Central Southern Alps* – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, Vol. 44, pp. 229-393 - Padova.
- 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).*
- SHEPHERD A. (2011) - *A review of the 2011 ERS-2 3-day mission.* University of Leeds , GB.
- SORRISO-VALVO, M. (1988) - *Studi sulle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia. Relazione introduttiva alla tavola rotonda “Deformazioni gravitative profonde di versante”.* Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 877-888. Strat., 84, 897-946.
- STRAMONDO S., BERARDINO P., & ARTURI A. (2002) – *Il Telerilevamento radar da satellite.* Ist. Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Sede di Roma, Ottobre 2002.

- SUNDAL A., SHEPHERD A., & GOURMELEN N. - *Ice velocity fluctuations of Greenland's Jakobshavn Isbrae from ERS-2 3-day SAR imagery*. University of Leeds, LS2 9JT, GB.
- TERZAGHI, K. (1962) *Stability of steep slopes on hard unweathered rock*. *Gèotechnique*, 12, 251-270.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 73: 177-189.
- TRENER G. B. (1924) – *Gli impianti idroelettrici della città di Trento. Parte II: Geologia delle Marocche*. In “*Gli impianti idroelettrici della città di Trento*”. *Tip. Scotoni.*, pp. 25-33. Trento.
- TREVISAN L. (1939) - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 13: 128 pp., con carta geol. al 1:50.000.
- UCELLI G. (2012) – *The BRISEIDE pilot for monitoring of hydrogeological disturbances in Trento*. Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento. BRISEIDE conference 29-30 October 2012.
- UNLAND W. (1975) – *Sedimentary and diagenetic environments of the Dosso dei Morti – Limestone / Giudicarie (lower and middle Anisican; Italy)*. *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 54-64.
- URBINATI C., BENETTI R., VIOLA F., & FERRARI C. (2004) - *Dinamismi della copertura forestale in Val di Tovel dal 1860 ad oggi*. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol.*, 81 (2004), Suppl. 2: 39-52.
- VARNES D.J., (1978) - *Slope Movement Types and Processes*. In Special Report 29: Landslides and Engineering Practice (E.B. Eckel, ed.), HRB, National Research Council, Washington DC, pp. 20-47, 1958.
- VALLEJO L. I. G. (2004) – *Geoingegneria*. Ed. Pearson.
- VIGANO' A., BRESSAN G., RANALLI G., & MARTIN S. (2008) - *Focal mechanism inversion in the Giudicarie–Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insights on tectonic stress and strain*. *Tectonophysics* 460 (2008) 106–115.
- VIOLA G., ODONNE F., & MANCKTELOW N.S (2004) - *Analogue modelling of reverse fault reactivation in strike–slip and transpressive regimes: application to the Giudicarie fault system, Italian Eastern Alps*. *Journal of Structural Geology* 36 (2004) 401– 418.

WIJK G.,(1980) – *The uniaxial strength of rock material*. Geotechnical Testing Journal. GTJODJ, Vol. 3, No. 3, Sept. 1980, pp. 115-119.

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

ZARSKÉ G. (1988) - *Gefügekündliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematik im Umbigungsbereich von Tonale und Judicarie Linie*. Göttinger Arb. Geol. Paleont., 38: 143 pp.

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

ALLEGATO 1: IL RILIEVO GEOMECCANICO DI DETTAGLIO

Lo scopo principale dello studio di un ammasso roccioso è quello di riuscire a modellare il comportamento meccanico quando si trova sottoposto a determinate sollecitazioni. Una delle tecniche più diffuse per uno studio di questo tipo è quella del rilievo geomeccanico di dettaglio, basato sulla stesura di una cordella metrica (o *scanline*) lungo la superficie di un ammasso roccioso ed utilizzata per tutte le misurazioni necessarie per ricavare informazioni sulle discontinuità che caratterizzano l'ammasso considerato.

Prima di eseguire un'analisi di questo tipo bisogna considerare una serie di aspetti che risultano fondamentali nell'ambito dello studio complessivo, in quanto costituiscono le basi su cui poggia l'intera analisi (BRUSCHI, 2004). Ad esempio bisogna considerare le difficoltà di accesso ai vari siti ed i relativi problemi logistici; le problematiche che si possono riscontrare relative alle condizioni geologico strutturali degli affioramenti e la presenza e distribuzione di quest'ultimi. Affioramenti troppo articolati non permettono un'adeguata stesura della cordella metrica che deve essere ben aderente alla roccia, ben tensionata e sufficientemente lunga (almeno 5-6 m). Per quanto riguarda le superfici di affioramento è meglio riferirsi a situazioni differenti in termini di orientazione. La disposizione ottimale infatti è rappresentata da superfici contigue con orientazioni perpendicolari tra loro, in modo da permettere la reale visualizzazione in 3D delle discontinuità (BRUSCHI, 2004).

Il rilievo geomeccanico di dettaglio prevede una fase iniziale in cui viene fornita una prima descrizione generale dell'ammasso roccioso prendendo in considerazione aspetti come la struttura, il grado d'alterazione, la resistenza ai colpi del martello da geologo ed i fattori geologici dell'ammasso.

Per quanto riguarda l'analisi delle discontinuità, esistono due differenti approcci per affrontarne lo studio:

- Approccio soggettivo: secondo il quale vengono rilevate solo le discontinuità che sembrano svolgere un ruolo importante nei riguardi delle caratteristiche meccaniche dell'ammasso.
- Approccio oggettivo: secondo il quale vengono campionate tutte le discontinuità che intersecano la linea di scansione (*scanline*) o che ricadono all'interno di una certa finestra di campionamento.

Nell'ambito di questo elaborato sono stati utilizzati entrambi i metodi; in particolare nelle stazioni geomeccaniche complete si è operato con il metodo oggettivo, più dispendioso ma più preciso in quanto vengono considerate tutte le discontinuità presenti, mentre nelle stazioni volanti si è operato con il metodo soggettivo, più speditivo rispetto al precedente ma che garantisce comunque, se fatto in maniera adeguata, un livello qualitativo dei dati sufficiente.

In ogni caso i dati raccolti devono essere trattati con metodi statistici, quindi sono necessari generalmente da 30 a 100 piani di discontinuità, a seconda del grado di fratturazione dell'ammasso roccioso. Nella pratica per ogni discontinuità vengono generalmente valutate le seguenti caratteristiche, direttamente osservabili sull'affioramento:

- orientazione (o giacitura) [°]: le discontinuità possono essere assimilate a delle superfici piane. Si considera quindi l'orientazione nello spazio di quest'ultima che viene espressa tramite il tipico binomio di immersione ed inclinazione;
- spaziatura [m]: si tratta della distanza fra due discontinuità contigue appartenenti allo stesso sistema. Mentre con l'approccio soggettivo viene direttamente valutata durante le fasi del rilievo di campagna, con l'approccio oggettivo invece viene ricavata in un secondo momento analizzando le intersezioni delle discontinuità e l'angolo α compreso tra l'orientazione rappresentativa del sistema di discontinuità e la direzione della linea di scansione. Il valore della spaziatura si ottiene mediante la seguente relazione:

$$S_{ij} = n_{ij} * \alpha_j$$

Con:

S_{ij} = spaziatura tra due discontinuità consecutive appartenenti allo stesso sistema j .

n_{ij} = distanza tra due intersezioni consecutive delle discontinuità appartenenti alla stessa famiglia j .

α_j = angolo tra il piano rappresentativo della famiglia di discontinuità j esima e la direzione dello stendimento.

Il valore statisticamente più frequente viene calcolato sul campione delle spaziature S_{ij} .

Sul valore di spaziatura si può esprimere un giudizio qualitativo nel seguente modo:

estremamente stretta $S < 20$ mm

molto stretta $S = 20-60$ mm

stretta $S = 60-200$ mm

moderata $S = 200-600$ mm

larga = $600-2000$ mm

molto larga = $2000-6000$ mm

estremamente larga > 6000 mm

- tipologia [-]: si distingue se si tratta di un semplice giunto, di una faglia, di una vena, di una superficie di strato, della foliazione, ecc.;
- semitraccia [m]: lunghezza delle discontinuità misurata a partire dal punto di intersezione con la linea di scansione fino alla terminazione in alto (semitraccia superiore) o in basso (semitraccia inferiore);
- apertura [mm]: è la distanza esistente fra le pareti di una discontinuità.;
- riempimento [-]: si tratta del materiale, di varia natura, interposto tra le pareti di una discontinuità. Tali materiali, che possono variare da ricristallizzazioni mineralogiche (calcite, quarzo), a minerali accessori (clorite, talco, gesso) ad argilla, limo, materiale granulare, ecc., determinano il valore di resistenza al taglio delle discontinuità che riempiono.

- terminazione [-]: si considera come termina la frattura nel punto più alto. Generalmente nelle analisi si utilizzano due termini, ciascuno identificato da tre possibili voci come rappresentato nella seguente tabella:

I	II
I : frattura che termina in roccia intatta	T : frattura che transetta la finestra di campionamento
A : frattura che termina contro un'altra frattura	I : frattura che interseca la finestra di campionamento
O :frattura che termina fuori affioramento	C : frattura che è contenuta entro la finestra di campionamento

Tab. A-1: Indici utilizzati nella descrizione delle terminazioni dei sistemi di discontinuità.

- curvatura [mm]: intesa come irregolarità del giunto con “lunghezza d’onda” maggiore di 10 cm;
- JCS (*Joint Compressive Strength*) [MPa]: resistenza a compressione uniassiale delle pareti della discontinuità. Viene misurata, dove le superfici lo permettono, con lo sclerometro da roccia o Martello di Schmidt.
- JRC (*Joint Roughness Coefficient*) [-]: è una stima della rugosità della superficie della discontinuità. Viene determinato confrontando il profilo di rugosità del giunto, ricavato mediante l’utilizzo di un profilometro (Pettine di Barton), con dieci profili standard proposti da Barton & Choubey, 1977 (*Fig. A-1*).

Infine, per raccogliere i dati relativi ai parametri descritti in precedenza, sono state usate delle schede come quella riportata in figura A-2.

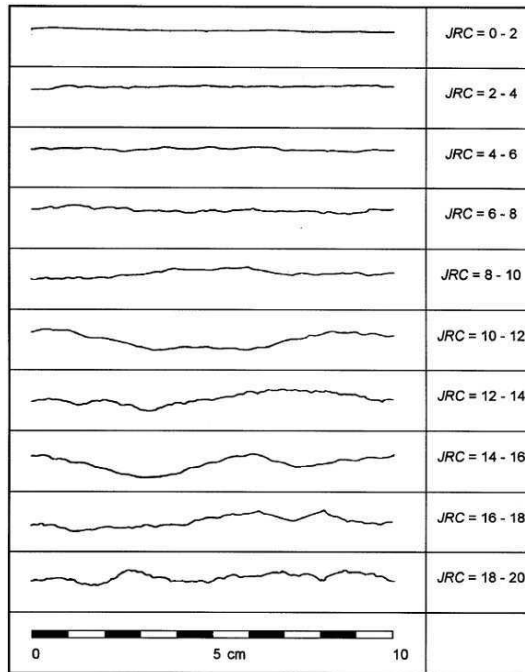


Fig. A-1: Profili standard di Barton e relativi valori di JRC.

Stazione	Data	GPS	Località										
Operatore	Foto	Campioni											
Affioramento	Naturale	Scavo superficiale	Scavo sotterraneo	Trincea	Metodo di scavo:								
Litologia													
Posizione nella sequenza stratigrafica o formazione													
Fattori geologici	Strutt. monoclinale Pieghie Cerniere/fianchi piega Faglie(dirette/inverse)	Miloniti Fratture beanti Giunti d'estofoliazione Discordanze	Vene Filoni Contatti geologici Terr. residuali	Laminazioni (parall./incr./ond./conv) Suolo (spessore cm) Carsismo									
Instabilità	Svolamenti: planari	a cuneo	rotazionali	Ribaltamenti: di blocchi	per flessione								
Ammasso ISRM 78	MASSIVO	BLOCCOSO	TABULARE	COLONNARE	IRREGOLARE	FRANTUMATO							
Struttura	R1 Massiccia	R2 Stratificata	R3 Scistosa	WR1 Semicorrente	WR2 Alteranze								
Alterazione ISRM 78	F (W1) Inalterata	SW (W2) Debolm. alterata Decolorata	MW (W3) Moderat. alterata < 50% decomp.	HW (W4) Fortemente alterata < 50% decomp.	CW (W5) Complet. alterata								
Resistenza ISRM 78	RD Estrem. debole 0,25-1 MPa	RI Molto debole sbriciola con martello 1-5 MPa	R2 Debole Difficile da sbriciolare con martello 5-25 MPa	R3 Mediam. resist. frattura con 3 colpi di martello 25-50 MPa	R4 Resistente frattura con pochi colpi di martello 50- 100 MPa	R5 Molto resist. frattura con molti colpi di martello 100-250 MPa	R6 Estrem. resist. scheggia da martello > 250 MPa						
GSI	VERY GOOD INTACT or MASSIVE	GOOD BLOCKY	FAIR VERY BLOCKY	POOR BLOCKY/DISTURBED/SEA MY	VERY POOR DISINTEGRATED	LAMINATED/SHEAR ED							
VRU $f_b =$ $f_v =$ /m ³	Forma Cubo Romboedro			Tetraedro Prisma Equilat/Barra/Piastra	N. Famiglie								
Giac. Piano Affioramento	Altezza [m]			Larghezza [m]									
Giac. Linea Scansione	Deviazione [°]			Lunghezza [m]									
Censoring, C	Trimming [m] Curtailment [m]			n. n.									
Intersezione	Giacitura Dip Dir	Dip	Tipo	Terminazione fratt. fines.	Semitrucc. up-down to-ds	Curvatu ra	Apertur a	Riempiere nto	Martello di Schmidt progresa.	rimbalzo Q	ICS		
N°	[m]	[°]	[°]	*	IAO	TIC	[m]	[mm]	[mm]	**	[-]	[-]	[MPa]
1													
2													
3													
4													
5													
6													
7													
8													
9													
10													
11													
12													

Terminazione: 1 - in roccia intatta; A - centro un'altra frattura; O - basi affioramento
 * - frattura che termina in un'altra; 1 - intersezione la frattura; C - cederà prima la frattura
 ** - 1 - frattura; 2 - giunto; 3 - scheggio; 4 - articolato; 5 - taglio; 6 - vena; 7 - frattura; 8 - foliazione; 9 - stratificazione; 10 - sfilata
 ** 1 - troncato; 2 - sovrapposto; 3 - sovrapposto; 4 - sovrapposto; 5 - sovrapposto; 6 - sovrapposto; 7 - sovrapposto; 8 - sovrapposto; 9 - sovrapposto; 10 - sovrapposto; 11 - sovrapposto; 12 - sovrapposto

Fig. A-2: Scheda utilizzata per i rilievi geomeccanici in campagna.

- **Sistemi di classificazione dell'ammasso roccioso**

Una volta raccolti tutti i dati necessari si procede con la caratterizzazione dell'ammasso roccioso basata sull'importanza dei fattori geologici che influiscono sulla stabilità. In particolare, in questo elaborato sono stati utilizzati i seguenti sistemi di classificazione:

➤ **Rock Quality Designation (RQD):**

È stato uno dei primi metodi di classificazione volto ad ottenere informazioni sulla qualità della roccia a partire dalla percentuale di recupero in una carota estratta da un sondaggio. Sviluppato da Deere a partire dal 1963, viene definito come la percentuale di carotaggio riferito alla somma di spezzoni di carota con lunghezza maggiore o uguale a 100 mm (BRUSCHI, 2004):

$$RQD = \frac{\sum L_c}{L_t} * 100$$

Con: L_c = somma delle lunghezze degli spezzoni di carota > 100 mm [m]

L_t = lunghezza totale del tratto in cui si è misurata L_c [m]

La misura del RQD può anche essere ricavata dal numero di famiglie di discontinuità caratterizzanti l'ammasso roccioso e dalla misura della loro spaziatura., utilizzando le formule di Palmstrøm (1982):

$$RQD = 115 - 3,3 \cdot J_v$$

Con: J_v = numero di fratture per metro cubo di roccia

$$J_v = \frac{1}{S_1} + \frac{1}{S_2} + \frac{1}{S_3} + \dots + \frac{N_r}{5}$$

Con: S_n = spaziatura dell'n-esimo sistema di discontinuità [m];

N_r = numero di sistemi di discontinuità 'random';

A = superficie dell'affioramento analizzato [m²].

Nella seguente tabella è riportata la correlazione tra l'indice RQD e la qualità dell'ammasso roccioso:

RQD (%)	Qualità dell'ammasso
< 25	Molto scadente
25 – 50	Scadente
50 – 75	Mediocre
75 – 90	Buona
90 – 100	Molto buona

Tab. A-2: Valori dell'indice RQD e relative classi di qualità.

➤ **Rock Mass Rating (RMR):**

La classificazione RMR o di Bieniawski è stata sviluppata negli anni 70' per gallerie in rocce fratturate. Considerando un certo numero di parametri:

A1 – RESISTENZA DELLA ROCCIA INTATTA

I_r (MPa)	> 10	4 – 10	2 – 4	1 – 2	Non applicabile – usare σ_c		
σ_c (MPa)	> 250	100 – 250	50 – 100	25 – 50	5 – 25	1 – 5	< 1
COEFFICIENTE	15	12	7	4	2	1	0

A2 – INDICE RQD

RQD (%)	90 – 100	75 – 90	50 – 75	25 – 50	< 25
COEFFICIENTE	20	17	13	8	3

A3 – SPAZIATURA DELLE DISCONTINUITÀ "s"

s (cm)	> 200	60 - 200	20 - 60	6 - 20	< 6
COEFFICIENTE	20	15	10	8	5

A4 – CONDIZIONI DELLE DISCONTINUITÀ

CONDIZIONE	Molto scabre Non continue Chiuse Pareti non alterate	Leggermente scabre Continue Apertura < 1 mm Pareti leggermente alterate	Leggermente scabre Continue Apertura < 1 mm Pareti alterate	Piane o lisce Continue Apertura 1 – 5 mm Riempimento < 5 mm	Continue Apertura > 5 mm Riempimento > 5 mm
COEFFICIENTE	30	25	20	10	0

A5 – CONDIZIONI IDRAULICHE

CONDIZIONE	ASCIUTTA	UMIDA	BAGNATA	DEBOLI VENUTE	FORTI VENUTE
coefficiente	15	10	7	4	0

Le condizioni idrauliche sono riferite a un fronte di 10 mm

Si ottiene il valore dell'indice RMR mediante la seguente relazione:

$$RMR = (A1 + A2 + A3 + A4 + A5) + A6$$

La somma dei primi cinque parametri prende il nome di RMR di base (RMR_b), indice su cui non è stata applicata la correzione relativa all'orientazione delle

discontinuità data dal sesto parametro. Quindi la somma di tutti i parametri viene anche definita RMR corretto (RMR_c). Il coefficiente A_6 è un parametro di correzione applicato quando la classificazione viene utilizzata per i versanti. In particolare, il coefficiente viene ricavato dalla classificazione SMR (Slope Mass Rating).

A6 – ORIENTAMENTO DELLE DISCONTINUITÀ

APPLICAZIONE	MOLTO FAVOREVOLE		MEDIOCRE	MOLTO SFAVOREVOLE	
	0	-2	-5	-10	-12
Gallerie	0	-2	-5	-10	-12
Fondazioni	0	-2	-7	-15	-25
Versanti	Non applicabile – utilizzare la classificazione SMR				

Comunemente dal valore di RMR_b vengono derivati tre parametri caratteristici dell'ammasso roccioso:

$$\text{coesione } c \text{ (kPa)} = 5 \cdot RMR_b$$

$$\text{angolo d'attrito } \phi = 0,5 \cdot RMR_b + 5$$

$$\text{modulo di deformazione } E \text{ (GPa)} = 2 \cdot RMR_b - 100$$

La relazione indicata per il modulo di deformazione è da ritenersi valida solo per valori di $RMR_b > 50$.

➤ **Sistema Q di Barton**

La classificazione di Barton è stata sviluppata dal Norwegian Geotechnical Institute (NGI) nel 1974 con lo scopo di essere applicato in campo sotterraneo (BRUSCHI, 2004). Negli ultimi anni la sua applicazione è stata estesa anche al campo della meccanica delle rocce e recentemente lo stesso Barton (2002) ha provveduto ad una revisione globale del sistema. Il valore Q viene calcolato dalla seguente relazione:

$$Q_c = \frac{RQD}{J_n} \cdot \frac{J_r}{J_a} \cdot \frac{J_w}{SRF}$$

I valori indici sono:

- RQD, che tiene conto della suddivisione della massa rocciosa.
- J_n (*Joint Set Number*), che dipende dal numero di famiglie di discontinuità presenti nell'ammasso roccioso.

- J_r (*Joint Roughness Number*), che dipende dalla rugosità del sistema più sfavorevole.
- J_a (*Joint Alteration Number*), che dipende dal grado di alterazione delle fratture, dallo spessore e dalla natura del riempimento. Viene ugualmente determinato sulla famiglia più sfavorevole.
- J_w (*Joint Water Number*), che dipende dalle condizioni idrologiche.
- SRF (*Stress Reduction Factor*), che è funzione dello stato tensionale in rocce massive o dal disturbo tettonico.
- σ_c = resistenza a compressione monoassiale della roccia, espressa in MPa.

Il primo quoziente (RQD/J_n) è rappresentativo della dimensione dei blocchi isolati dal sistema di fratturazione, il secondo (J_r/J_a) è rappresentativo della resistenza d'attrito disponibile nei blocchi, il terzo (J_w/SRF) tiene conto dell'influenza della circolazione d'acqua nell'ammasso e dello stato tensionale al contorno. Di recente Q è stato normalizzato nei confronti della resistenza a compressione monoassiale della roccia, parametro prima considerato influente:

$$Q_c = \frac{RQD}{J_n} \cdot \frac{J_r}{J_a} \cdot \frac{J_w}{SRF} \cdot \frac{\sigma_c}{100}$$

I coefficienti numerici che vengono assegnati ai vari parametri sono indicati nelle tabelle seguenti (BRUSCHI, 2004):

PARAMETRO J_n :

DEFINIZIONE	J_n
Roccia massiva, nessuna o rare discontinuità	0,5 - 1
Una serie di discontinuità	2
Una serie di discontinuità + quelle random (casuali)	3
Due serie di discontinuità	4
Due serie di discontinuità + quelle random	6
Tre serie di discontinuità	9
Tre serie di discontinuità + quelle random	12
Quattro o più serie di discontinuità	15
Roccia completamente disgregata	20

Nel caso di gallerie: in zona di imbocco J_n va raddoppiato; in una zona di intersezione tra due gallerie J_n va triplicato.

PARAMETRO Jr:

DEFINIZIONE	Jr
Giunti discontinui	4
Giunti scabri o irregolari, ondulati	3
Giunti lisci, ondulati	2
Giunti levigati, ondulati	1,5
Giunti scabri o irregolari, piani	1,5
Giunti lisci, piani	1
Giunti levigati, piani	0,5
Zone mineralizzate contenenti minerali argillosi a riempire la discontinuità	1
Zone mineralizzate sabbia, ghiaia, zone disgregate, a riempire la discontinuità	1

La descrizione si riferisce alle caratteristiche a piccola e media scala. Se la spaziatura media della famiglia principale è superiore a 3 m, aumentare Jr di 1. Nel caso di giunti piani, levigati, contenenti strie o lineazioni, se queste sono orientate nella direzione più sfavorevole si utilizza 0,5.

PARAMETRO Ja:

Si possono verificare tre situazioni:

- Giunti sostanzialmente chiusi (apertura 1-3 mm) con pareti a contatto:

DEFINIZIONE	Ja
Giunti sigillati o mineralizzati	0,75
Giunti non alterati o con lievi ossidazioni	1
Giunti leggermente alterati o con spalmature di materiale non plastico	2
Giunti con spalmature limose, frazione argillosa limitata non plastica	3
Spalmature di minerali con bassa resistenza attritiva (argille, miche, talco, grafite, clorite, gesso)	4

- Giunti mediamente aperti (< 5 mm) e presenza di riempimento che permette ancora il contatto fra le pareti in caso di scorrimento.

DEFINIZIONE	Ja
Riempimento sabbioso	4
Riempimento argilloso non plastico, molto sovraconsolidato	6
Riempimento argilloso plastico, mediamente sovraconsolidato	8
Riempimento argilloso rigonfiante	8 - 12*

* il valore da assegnare dipende dalla percentuale della frazione argillosa rigonfiante e dalla possibilità che la stessa venga in contatto con l'acqua.

- Giunti aperti (> 5 mm) senza alcun contatto fra le pareti in caso di scorrimento:

DEFINIZIONE	Ja
Zone o fasce di argilla limosa o sabbiosa non plastica	5
Zone o fasce di roccia disgregata	6
Zone o fasce di argilla non plastica	6
Zone o fasce di argilla plastica rigonfiante	8
Zone o fasce di argilla rigonfiante	12
Zone continue molto spesse di argilla non plastica	10
Zone continue molto spesse di argilla plastica non rigonfiante	13
Zone continue molto spesse di argilla plastica rigonfiante	13 – 20*

* il valore da assegnare dipende dalla percentuale della frazione argillosa rigonfiante e dalla possibilità che la stessa venga in contatto con l'acqua.

PARAMETRO Jw

DEFINIZIONE	Jw
Acqua assente o scarsa, localmente < 5 lt/min	1
Afflusso medio con occasionale dilavamento del riempimento del giunto	0,66
Afflusso forte o ad alta pressione in rocce compatte con discontinuità aperte senza riempimento	0,5
Venute forti o ad alta pressione con dilavamento del riempimento del giunto	0,33
Venute eccezionalmente forti o a pressioni molto elevate subito dopo l'avanzamento, a diminuire nel tempo	0,2 – 0,1
Venute eccezionalmente forti o a pressioni molto elevate subito dopo l'avanzamento, costanti nel tempo	0,1 – 0,05

Negli ultimi quattro casi se sono installati sistemi efficaci di drenaggio Jw va portato a 1 o a 0,66. Per una caratterizzazione dell'ammasso lontano dall'influenza dello scavo e nel caso che RQD/Jn sia sufficientemente basso (0,5 – 25) in modo da assicurare una buona connettività idraulica, si possono aumentare i valori di Jw (1,0 – 0,66 – 0,5 – 0,33) in funzione delle altezze di ricoprimento (0 – 5; 5 – 25; 25 – 250; > 250).

PARAMETRO SRF:

Zone di debolezza intersecanti lo scavo

DEFINIZIONE	SRF
Diverse zone di debolezza con argilla o roccia chimicamente disgregata, roccia circostante molto allentata	10
Singole zone di debolezza con argilla o roccia chimicamente disgregata (altezze di copertura <= 50 m)	5
Singole zone di debolezza con argilla o roccia chimicamente disgregata (altezze di copertura > 50 m)	2,5
Fasce di taglio multiple in roccia competente, rilassamento della roccia circostante	7,5
Fascia di taglio singola in roccia competente (altezze di copertura <= 50 m)	5
Fascia di taglio singola in roccia competente (altezze di copertura > 50 m)	2,5
Zone intensamente fratturate con intersezione di discontinuità aperte e continue	5

Se le zone di debolezza o di fratturazione influenzano ma non intersecano direttamente lo scavo, SRF va ridotto del 25 – 50 %.

Ammasso competente con problemi di tensioni geostatiche:

DEFINIZIONE	σ_c/σ_1	σ_0/σ_c	SRF
Basso campo tensionale in prossimità della superficie	> 200	$< 0,01$	2,5
Condizioni tensionali favorevoli	200 - 10	0,01 - 0,3	1
Campo tensionale alto, favorevole alla stabilità in calotta, può essere sfavorevole per la stabilità dei piedritti	10 - 5	0,3 - 0,5	0,5 - 0,2
Moderati colpi di tensione dopo più di un'ora in roccia massiva	5 - 3	0,5 - 0,65	5 - 50
Colpi di tensione quasi immediati in roccia massiva	3 - 2	0,65 - 1	50 - 400

σ_c = resistenza a compressione della roccia

σ_0 = massima tensione tangenziale al contorno dello scavo

σ_1 = tensione principale maggiore agente

σ_3 = tensione principale minore agente

Se il rapporto fra le tensioni principali σ_1/σ_3 è compreso fra 5 e 10, ridurre σ_c a $0,75\sigma_c$, se il rapporto è > 10 ridurre a $0,5\sigma_c$.

Se la profondità della calotta dal piano campagna è inferiore alla larghezza dello scavo, Barton suggerisce di utilizzare $SRF = 5$.

Per una caratterizzazione dell'ammasso lontano dall'influenza dello scavo si possono assumere i valori di SRF (5 - 2,5 - 1,0 - 0,5) in funzione delle altezze di ricoprimento (0 - 5; 5 - 25; 25 - 250; > 250).

Le ultime tre righe nella tabella sono generalmente applicabili a rocce molto dure e massive, con valori di RQD/J_n compresi fra 50 e 200.

Ammasso spingente:

DEFINIZIONE	SRF
Ammasso moderatamente spingente	5 - 10
Ammasso fortemente spingente	10 - 20

Ammasso rigonfiante:

DEFINIZIONE	SRF
Ammasso moderatamente rigonfiante	5 - 10
Ammasso fortemente rigonfiante	10 - 15

L'indice Q (variabile da 0,001 a 1000), così calcolato, è diviso in 9 intervalli cui corrispondono altrettante classi di ammasso roccioso come si nota in tabella A-3 (BRUSCHI, 2004):

Q	Classe	Descrizione
0,001 - 0,01	IX	Eccezionalmente scadente
0,01 - 0,1	VIII	Estremamente scadente
0,1 - 1	VII	Molto scadente
1 - 4	VI	Scadente
4 - 10	V	Mediocre
10 - 40	IV	Buona
40 - 100	III	Molto buona
100 - 400	II	Estremamente buona
400 - 1000	I	Ottima

Tab. A-3: Valori dell'indice *Q* in funzione delle differenti classi di ammasso roccioso.

➤ **Geological Strength Index (GSI)**

Il concetto che sta alla base del GSI, sviluppato da Hoek a partire dal 1980 e modificato negli anni successivi, è il seguente: combinare l'assetto strutturale dell'ammasso con le caratteristiche delle discontinuità (rugosità, alterazione e riempimento) che lo separano, per arrivare ad un valore indice che permetta il suo utilizzo per la valutazione accurata della resistenza e della deformabilità dell'ammasso roccioso (BRUSCHI, 2004).

Questo indice viene utilizzato in stretta associazione con il criterio di rottura Hoek & Brown. Il valore del GSI viene attribuito mediante l'utilizzo di un grafico (figura A-3) che si basa sulle osservazioni fatte in campagna dove le caratteristiche strutturali dell'ammasso, in termini di grado di fratturazione e disturbo tettonico, sono correlate con le caratteristiche della superficie delle discontinuità in termini di rugosità, alterazione e riempimento (BRUSCHI, 2004). Nell'attribuzione del valore è consuetudine assegnare un range ristretto entro il quale molto probabilmente cade il valore reale (per esempio 25÷30). Nella sua formulazione più recente, la definizione del GSI di uno specifico affioramento passa attraverso l'utilizzo della seguente tabella (MARINOS & HOEK, 2000 modificato):







GEOLOGICAL STRENGTH INDEX FOR JOINTED ROCKS (Hoek and Marinos, 2000)		SURFACE CONDITIONS				
<p>From the lithology, structure and surface conditions of the discontinuities, estimate the average value of GSI. Do not try to be too precise. Quoting a range from 33 to 37 is more realistic than stating that GSI = 35. Note that the table does not apply to structurally controlled failures. Where weak planar structural planes are present in an unfavourable orientation with respect to the excavation face, these will dominate the rock mass behaviour. The shear strength of surfaces in rocks that are prone to deterioration as a result of changes in moisture content will be reduced if water is present. When working with rocks in the fair to very poor categories, a shift to the right may be made for wet conditions. Water pressure is dealt with by effective stress analysis.</p>		SURFACE CONDITIONS				
		VERY GOOD Very rough, fresh unweathered surfaces	GOOD Rough, slightly weathered, iron stained surfaces	FAIR Smooth, moderately weathered and altered surfaces	POOR Slackensided, highly weathered surfaces with compact coatings or fillings or angular fragments	VERY POOR Slackensided, highly weathered surfaces with soft clay coatings or fillings
STRUCTURE		DECREASING SURFACE QUALITY →				
	INTACT OR MASSIVE - intact rock specimens or massive in situ rock with few widely spaced discontinuities	90			N/A	N/A
	BLOCKY - well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets	80	70			
	VERY BLOCKY - interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets		60	50		
	BLOCKY/DISTURBED/SEAMY - folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity			40	30	
	DISINTEGRATED - poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces				20	
	LAMINATED/SHEARED - Lack of blockiness due to close spacing of weak schistosity or shear planes	N/A	N/A			10

Fig. A-3: Scheda utilizzata per attribuire il valore del GSI.

➤ **Slope Mass Rating (SMR)**

Questo metodo, noto anche come classificazione di Romana è stato sviluppato nel 1985 con l'obiettivo di migliorare la classificazione RMR di Bieniawski nell'ambito della stabilità dei versanti. Romana infatti introdusse nella relazione il valore dell'indice di compensazione per l'orientamento delle discontinuità (A6). Il sistema si basa sull'aggiunta al valore di RMR di base, ottenuto dalla classificazione RMR, dei fattori di aggiustamento, sulla base dell'orientamento relativo fra discontinuità e fronte del versante, considerando anche il metodo di scavo (BRUSCHI, 2004).

La relazione risulta quindi:

$$SMR = RMR_b + (F1 \times F2 \times F3) + F4$$

Con: RMR_b = parametro RMR di base.

$F1$ = fattore dipendente dal parallelismo fra l'immersione del fronte e l'immersione dei giunti. Assume valori variabili tra 1 e 0,15.

$F2$ = fattore riferito all'inclinazione del giunto nell'ipotesi di rottura planare. Assume valori variabili tra 1 e 0,15.

$F3$ = fattore che mantiene le relazione proposte da Bieniawski per il proprio parametro $A6$.

$F4$ = fattore di correzione legato al metodo di scavo e fissato empiricamente.

Le condizioni di stabilità verificate sono relative a rotture planari e per ribaltamento (*toppling*). L'attribuzione dei fattori sono fatte in base alla tabella A-4:

ROTTURA	CINEMATISMO	CONDIZIONE				
		MOLTO FAVOREVOLE	FAVOREVOLE	MEDIOCRE	SFAVOREVOLE	MOLTO SFAVOREVOLE
Planare	$ \alpha_j - \alpha_f $					
Toppling	$ \alpha_j - \alpha_f - 180^\circ $	> 30°	30° - 20°	20° - 10°	10° - 5°	< 5°
Cuneo	$ \alpha_i - \alpha_f $					
	F1	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
Planare	$ \beta_j $	< 20°	20° - 30°	30° - 35°	35° - 45°	> 45°
Cuneo	$ \beta_i $					
	F2	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
Toppling	F2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Planare	$\beta_j - \beta_f$	> 10°	10° - 0°	0°	0° - (-10°)	< -10°
Cuneo	$\beta_i - \beta_f$					
Toppling	$\beta_j + \beta_f$	< 110°	110° - 120°	> 120°	-	-
	F3	0	-6	-25	-50	-60

Tab. A-4: Valori dei fattori caratterizzanti la classificazione RMR.

dove:

α_j = immersione del giunto.

α_i = immersione della retta di intersezione di due piani per la rottura a cuneo.

α_f = immersione del fronte del versante.

β_j = inclinazione del giunto.

β_i = inclinazione della retta di intersezione di due piani per la rottura a cuneo.

β_f = inclinazione del fronte.

Il fattore F4 viene attribuito in base alla tabella A-5:

METODO DI SCAVO	F4
Scarpata naturale	15
Abbattimento con pretaglio	10
Abbattimento controllato	8
Abbattimento normale	0
Abbattimento non controllato	-8

Tab. A-5: Valori del fattore F4 in base al metodo di scavo utilizzato.

Il metodo va applicato su tutte le famiglie di discontinuità presenti ed il valore minimo viene considerato come rappresentativo della qualità dell'ammasso roccioso considerato. Il risultato è la creazione di cinque classi di stabilità, come rappresentato in tabella A-6 (BRUSCHI, 2004):

SMR	100 - 81	80 - 61	60 - 41	40 - 21	21 - 0
CLASSE	I	II	III	IV	V
DESCRIZIONE	Molto buona	Buona	Mediocre	Scadente	Molto scadente
STABILITÀ	Sicuramente stabile	Stabile	Parzialmente stabile	Instabile	Sicuramente instabile
MODO DI ROTTURA	Assente	Possibili blocchi	Lungo piani o per cunei	Lungo piani o su grandi cunei	Su grandi piani o rototraslazionale
STABILIZZAZIONE	Nessuna	Occasionale	Sistematica	Estesa	Riprofilare la scarpata

Tab. A-6: Classi di stabilità relative alla classificazione SMR.

- **Criterio di rottura di Barton & Choubey (1977)**

Questo modello si applica alle discontinuità caratterizzanti gli ammassi rocciosi ed è il risultato finale di numerose elaborazioni, condotte da Barton nel corso degli anni Settanta del XX secolo. Questo criterio è espresso dalla seguente relazione:

$$\tau = \sigma * \tan(\Phi_r + JRC * \log_{10} \frac{JCS}{\sigma})$$

Tramite il parametro di rugosità JRC la relazione tiene conto della scabrezza della discontinuità. Invece, il parametro JCS rappresenta la resistenza a compressione

semplice del giunto. L'angolo d'attrito residuo (ϕ_r) permette di considerare anche le condizioni di alterazione del giunto e viene ottenuto dalla seguente relazione:

$$\Phi_r = 10^\circ + \frac{r}{R} * (\Phi_b - 10^\circ)$$

Dunque il metodo proposto, per poter tener conto dell'alterazione, prevede il confronto tra i valori di rimbalzo ottenuti con il martello di Schmidt sulla superficie naturale (r) e quelli ottenuti sulla superficie levigata (R). L'angolo di attrito di base dovrebbe essere determinato da prove di taglio eseguite su provini di roccia aventi superfici lisce e sottoponendo i provini ad una serie di tensioni normali tali da dare un involucro a rottura lineare con intercetta di coesione nulla (BRUSCHI, 2004). In mancanza di tali prove, una stima dell'angolo si può ottenere utilizzando i valori proposti da Barton & Choubey (1977) in tabella A-7, grazie ai quali si può assegnare ad una determinata litologia il valore dell'angolo.

ROCCIA	ϕ_b GIUNTO ASCIUTTO (°)	ϕ_b GIUNTO UMIDO (°)
Conglomerato	35	35
Arenaria	26÷35	25÷33
Arenaria flyschoide	27÷30	-
Calcare	31÷37	27÷35
Calcare microcristallino	37÷41	-
Marna	28÷31	-
Marna scagliosa	31÷33	27÷31
Siltite	31÷33	27÷31
Argillite	27	27
Basalto	35÷38	31÷36
Granito a grana fine	31÷35	29÷31
Granito a grana grossa	31÷35	31÷33
Porfiriti	31	31
Dolerite	36	32
Anfibolite	32	30
Gneiss	26÷29	23÷26
Calcescisti	29÷33	-
Argilloscisti	26÷30	-
Scisti	25÷30	21

Tab. A-7: Stima dell'angolo di attrito proposta da Barton & Choubey (1977).

- Criterio di rottura di Hoek & Brown (1980)

Questo criterio di rottura è applicabile agli ammassi rocciosi ed è basato sulle tensioni principali. Gli autori ipotizzano che l'ammasso giunga a rottura a causa dello spostamento e rotazione dei singoli blocchi separati dalle numerose discontinuità presenti. La distribuzione spaziale delle discontinuità è ipotizzata caotica così da conferire all'ammasso una sorta di isotropia meccanica, non essendoci piani preferenziali lungo i quali avviene la rottura. Dopo la formulazione originale dell'equazione, datata 1980, le continue modifiche apportate negli anni hanno condotto alla seguente espressione (HOEK *et al.*, 2002):

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_c [m_b \cdot (\sigma_3 / \sigma_c) + s]^a$$

Con: σ_1 e σ_3 = sforzi principali massimo e minimo applicati a rottura

σ_c = resistenza a compressione monoassiale della roccia intatta

m_b , s , a = coefficienti dipendenti dalle caratteristiche dell'ammasso roccioso

In particolare m_b dipende da m_i , parametro proprio della roccia integra, al GSI e a D , fattore che tiene conto del grado di disturbo subito dalla roccia, come mostrato dalla seguente formula:

$$m_b = m_i \cdot \exp (GSI - 100/28 - 14 \cdot D)$$

Valori tipici di D ottenuti per versanti riprofilati sono variabili da 0,7 a 1 a seconda del tipo di versante e dell'eventuale mezzo utilizzato per profilarlo (mezzi meccanici o esplosivo) (Tab. A-8). Invece un pendio naturale non disturbato da faglie o zone di taglio ha invece D pari a zero. Infine, in tabella A-9 vengono riportati i valori tipici dei coefficienti m_i e D per rocce sedimentarie (BRUSCHI, 2004).

APPLICAZIONE	CONDIZIONI DELL'AMMASSO	D
Gallerie	Scavo con esplosivo con microritardi o scavo con TBM	0
Gallerie	Scavo meccanizzato in ammassi di scarsa qualità senza uso di esplosivo	0
Gallerie	Idem in presenza di rocce spingenti o rigonfianti	0.5
Gallerie	Utilizzo di esplosivo non controllato in rocce competenti	0.8
Versanti	Taglio di scarpate per opere di ingegneria civile (ad esempio strade, imposte di dighe) con uso di esplosivo con cariche controllate	0.7
Versanti	Taglio di scarpate per opere di ingegneria civile (ad esempio strade, imposte di dighe) con uso di esplosivo con cariche non controllate o con uso di scavo meccanizzato	1.0
Versanti	Cave o lavori minerari a cielo aperto con coltivazione con uso di esplosivo	1.0
Versanti	Cave o lavori minerari a cielo aperto con coltivazione a scavo meccanizzato	0.7
		per altezze fino a 50 m 1,0 per altezze superiori
Versanti	Scarpate naturali non disturbate da faglie o zone di taglio	0

Tab. A-8: Valori del coefficiente D in funzione dei differenti metodi di scavo.

ROCCE SEDIMENTARIE		
Roccia	m _i	±
Conglomerato	21	3
Arenaria	17	4
Siltite	7	2
Argillite	4	2
Argilloscisto	6	2
Chalk	7	2
Breccia	20	2
Calcere cristallino	12	3
Calcere sparitico	10	5
Calcere micritico	8	3
Dolomia	9	3
Marna	7	2
Gesso	10	2
Anidride	12	2

Tab. A-9: Coefficienti m_i e D per rocce sedimentarie.

I coefficienti s ed a, invece, dipendono unicamente dal GSI e si ottengono tramite le seguenti espressioni:

$$s = \exp(GSI - 100 / 9 - 3 * D)$$

e

$$a = 1/2 + 1/6 * (e^{-GSI/15} - e^{-20/3})$$

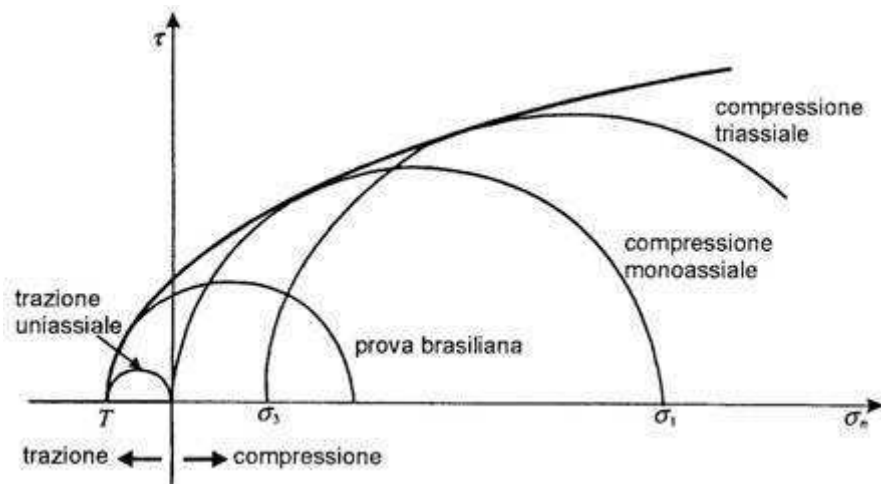


Fig. A-4: Rappresentazioni del criterio di rottura di Hoek & Brown tramite il cerchio di Mohr.

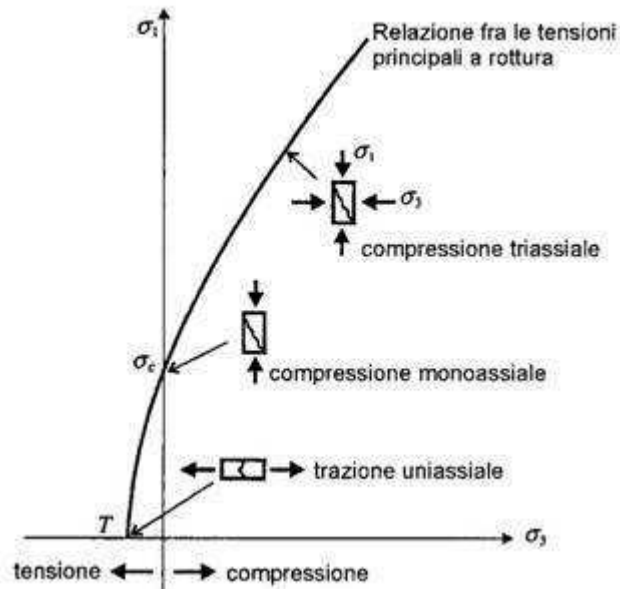
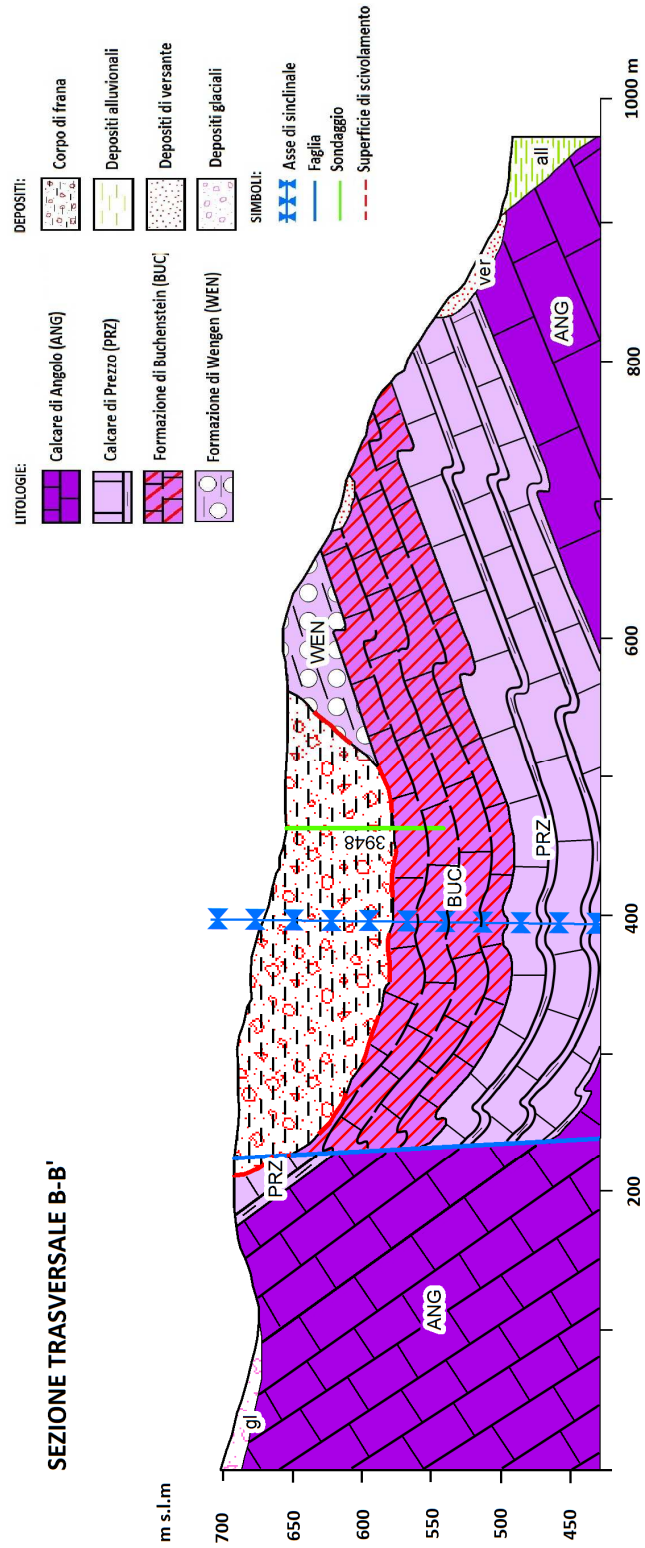


Fig. A-5: Rappresentazioni del criterio di rottura di Hoek & Brown in termini di tensioni principali.

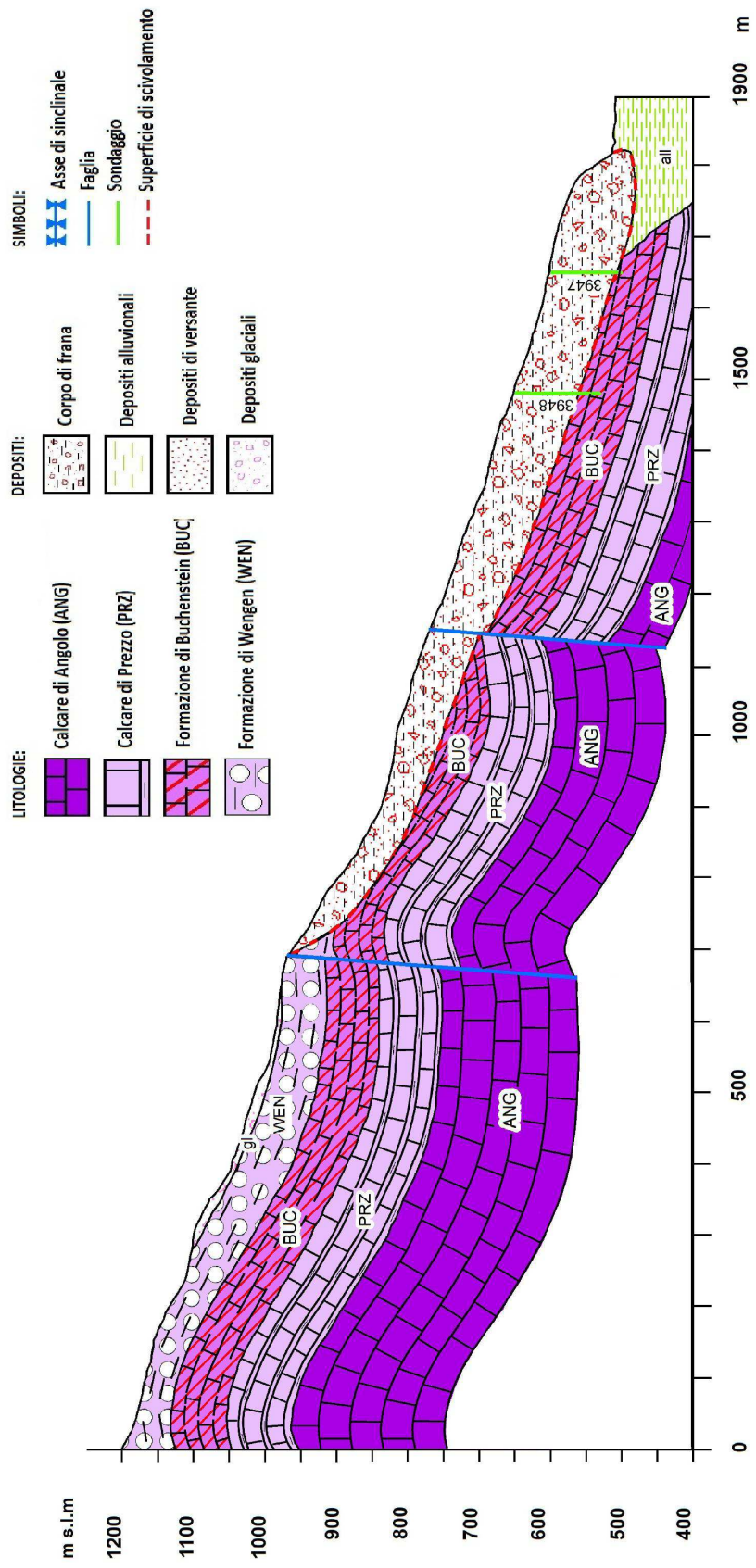
Il criterio proposto da Hoek & Brown può essere rappresentato sia in un grafico in coordinate cartesiane, ponendo lungo l'asse delle ordinate σ_1 e lungo l'asse delle ascisse σ_3 , sia visualizzato tramite il cerchio di Mohr in un grafico $\tau - \sigma$ (BRUSCHI, 2004) come evidenziato in figura A-4 e A-5.

ALLEGATO 2: CARTA GEOLOGICA

ALLEGATO 3: SEZIONI GEOLOGICHE



SEZIONE LONGITUDINALE A-A'



ALLEGATO 4: DATI GEOMECCANICI.

TABELLA RIASSUNTIVA DATI DI CAMPAGNA															
STOP	FORMAZIONE	STAZIONE	GSI	SISTEMA	DIP [°]	DIP DIR [°]	SPAZ. [m]	PROGR.	MEDIA (Q)	JCS [Mpa]					
PR01	Calcicare di Angolo	-	BDS - Fair 35/40	s	40	112	-	-	-	-					
					55	122									
					52	120									
PR02	Calcicare di Angolo	GMPR2	BDS - Poor 25/30	s	37	121	-	-	-	-					
					58	085									
PR03	Calcicare di Angolo	GMPR3	VB - Fair 45/50	s	36	134	-	-	-	-					
					36	115									
					34	118									
					40	113									
PR04	Calcicare di Angolo	VOL_PR4	VB - Poor 30/35	s	44	111	-	-	-	-					
					45	117									
					31	121					0,15	4291	48,6	42,5	
					39	109					0,12	4301	50,2	47,0	
					40	115					0,15	4311	46,8	38,0	
					41	114					0,25	4321	59,2	83,5	
					39	107					0,35	4331	65,2	122,9	
					46	121					0,17	4341	65,1	122,1	
											0,20				
					Media	41					114				
					K1	81					009	0,30	4351	66,4	132,7
						80					004	0,20	4361	65,5	125,3
						72					010	0,35	4381	63,9	113,1
				74		000	0,70	4391	68,5	151,7					
				75		013	0,75	4401	72,6	197,1					
				69		359	0,90	4411	67,7	144,2					
				68		356	0,50								
				Media		74	003								
				K2		79	280	0,25	4421	75,7	240,2				
						75	282	0,30	4431	50,7	48,7				
					73	288	0,15	4441	72,8	199,6					
					73	283	0,17	4451	71,5	183,7					
					76	284	0,15	4461	71,4	182,6					
					85	291	0,13	4471	70,2	169,1					
					75	282	0,15	4482	64,0	113,9					
					70	291	0,20								
				Media	76	285									
				K3	62	230	0,27	4492	66,7	135,3					
					41	240	0,17	4502	70,6	173,5					
					50	245	0,10	4512	59,8	87,1					
					51	218	0,16	4522	63,1	107,5					
					40	245	0,10	4532	65,9	128,5					
					39	210									
				Media	47	231									
				PR05	Formaz. Di Buchenstein	-	VB - Poor 30/35	s	30	005	-	-	-	-	
									37	016					
				PR06	Calcicare di Prezzo	-	Calc: VB - Fair 35/40	s	36	016	-	-	-	-	
Marne: BDS - Poor 20/25	24	027													
PR07	Formaz. Di Wengen	VOL_PR07	BDS - Vpoor 20/25	K1	30	348	0,10	2688	38,4	22,0					
					56	014	0,05								
					30	357	0,10								
					44	006	0,12								
					Media	40	001								

PR08	Formaz. Di Buchenstein	VOL_PR08	VB - Fair 40/45	K1	60	312		2641	65,7	126,7
					58	319	0,30	2661	55,0	64,0
				Media	59	316				
				K2	62	160		2611	56,2	69
					74	184	1,20	2621	57,6	75,5
					54	174	1,10	2631	53,8	59,5
				Media	63	173				
PR09	Calcicare di Prezzo	-	Calcicare: VB - Fair 30/35 Marne: BDS - VPoor 15/20	s	62	036				
					64	003				
					60	027				
					55	015				
PR10	Calcicare di Prezzo	GMPR1	Calcicare: VB - Fair 40/45 Marne: BDS - Poor 20/25	s	10	073				
					35	015				
					30	010				
PR11	Calcicare di Prezzo	VOL_PR11	Calcicare: VB - Fair 40/45	s	20	093	0,15 C			
					16	087	0,10 M	4141	61,5	97,0
					25	076	0,20 C	4171	52,8	55,5
					26	073	0,05 M	4181	54,5	62,0
							0,20 C			
							0,02 M	4261	12,7	4,3
							0,10 C	4271	20,5	7,0
							0,02 M	4281	29,5	12,5
			Media	22	082					
			Marne: BDS - Poor 20/25	K1	73	286	0,25			
					83	284	0,30	4191	33,1	16
					73	289	0,20	4201	65,4	124,7
					75	285	0,35	4211	55,9	68
				Media	78	283	0,20	4221	18,4	6,2
				K2	82	170	0,10	4231	59,3	84,5
					83	168	0,10	4241	64,3	116,3
					87	159	0,15	4251	60,4	90,5
85	172	0,15								
Media	84	167								
PR12	Formaz. Di Buchenstein	GMPR4	VB - Poor 30/35	vedi GM						
		GMPR5		vedi GM						
PR13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PR14	Calcicare di Angolo	VOL_PR14	VB - Fair 35/40	s	37	116	0,55	3010	40,7	25,0
					36	110	0,60	3020	42,6	29,0
					40	108	0,70	3090	42,3	28,5
					50	110	0,80	3100	39,3	23,5
					45	120	0,30	3110	38,8	13,5
				Media	42	113				
				K1	77	296				
					79	277	1,50	3030	26,1	10,0
					57	282	0,40	3040	53,7	56,0
					55	289		3050	53,6	58,5
				Media	67	286				
				K2	79	032		3060	50,2	47,0
					79	027	1,30	3070	43,2	30,0
					70	043	0,70	3080	51,9	92,5
					85	000	0,60	3140	30,0	13,0
					65	037		3150	19,1	5,4
				Media	76	028				
				K3	39	334		3120	41,4	27,0
					37	306	0,55	3130	50,8	49,0
Media	38	320								

PR15	Calcicare di Angolo	-	VB - Fair 40/45	s	49	115	-	-	-	-
					48	138				
					50	142				
PR16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PR17	Formaz. Di Wengen	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PR18	Formaz. Di Wengen	VOL_PR18	BDS-Poor 20/25	s	37	114	0,3			
					33	118	0,15	4054	59,2	83,5
					32	132	0,35			
					29	128	0,15			
				Media	33	123				
				K1	86	307				
					75	306	0,6	4071	32,3	15,0
					77	313	0,3	4081	75,7	240,1
					80	315	0,4	4091	65,1	122,0
				Media	80	310				
				K2 (P. Aff)	82	050				
					87	046	0,35	4101	58,4	79,5
					76	043	0,35	4111	43,7	31,0
					71	057	0,3	4121	49,9	46,0
				Media	79	049				
K3	55	243								
	35	260	0,55	4131	50,3	47,5				
	Media	45	252							
PR19	Formaz. Di Buchenstein	VOL_PR19a	BDS-Poor 25/30	s	21	331	0,08	4542	45,7	35,5
					17	320	0,10	4552	49,3	44,5
					20	333	0,08	4562	49,7	45,5
					18	340	0,10			
				Media	19	331				
				K1	68	146				
					60	126	-	4572	21,7	7,5
					61	135	-	4592	29,0	12,0
				Media	63	136				
				K2	80	050				
					85	041	0,80	4607	42,6	29,0
					85	044	1,10			
				Media	83	045				
				K3	85	210	0,50			
					86	209	0,80	4617	35,8	18,5
70	226	0,60	4627		44,1	32,0				
84	230	0,50	4637		24,0	9,0				
Media	81	219								
PR19	Formaz. Di Buchenstein	VOL_PR19b	BDS-Poor 25/30	K1	34	155		4647	60,9	93,5
					44	175	0,30	4657	34,7	17,5
					45	180	0,40	4667	62,7	105
					48	169	0,30	4677	38,8	22,5
				Media	43	170				
				K2	88	274	0,50	4687	46,3	36,5
					68	270	0,60	4697	38,5	22,5
					61	305	1,00	4707	44,1	32,0
					68	308	0,70	4717	51,8	52,0
					70	275	0,40	4727	24,6	9,0
				Media	71	286				
				K3	72	051				
71	048	0,35	4737		64,8	121				
60	064	0,30	4747		51,0	50				
Media	68	054								
PR20	Calcicare di Prezzo	-	Calcicare: VB - Fair 40/45	s	50	030	-	-	-	-
					47	041				
PR21	Calcicare di Prezzo	-	VB - Vpoor 20/25	s	14	026	-	-	-	-
PR22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

PR23	Calcicare di Angolo	VOL_PR23	VB-Fair 45/50	s	57	150	0,80	3914	64,5	118,2
					50	155	0,50	3924	56,5	70,5
					52	172	0,40	3934	62,6	104,6
					62	162	0,50	3954	50,7	48,5
					48	144	0,60			
				Media	54	157				
				K1	80	277		3964	64,9	121,3
					81	285	0,65	3974	72,4	196,8
					83	281	0,40	3984	66,9	138,0
					84	280	0,95	3994	66,2	131,9
					85	278	0,90			
				Media	83	280				
				K2	55	001		4004	67,1	139,8
					56	351	0,25	4014	64,5	118,2
					60	000	0,85	4024	63,2	108,7
					64	356	0,35	4034	56,5	70,5
				Media	59	177				
K3	39	260		4044	54,9	63,5				
Media	39	260								
PR24	Calcicare di Angolo	-	VB - Fair 40/45	s	56	158	-	-	-	-
					68	144				
PR25	Calcicare di Prezzo	-	Calcicare: VB - Fair 30/35	s	46	054	-	-	-	-
					52	031				
			Marne: BDS - VPoor 15/20		55	048				
					60	354				
PR26	Calcicare di Angolo	-	BDS - Fair 30/35	s	34	142	-	-	-	-
					35	140				
					33	139				
PR27	Calcicare di Prezzo	-	-	s	60	352	-	-	-	-
					42	003				
PR28	Calcicare di Angolo	-	BDS - Fair 30/35	s	50	341	-	-	-	-
					46	355				
PR29	Calcicare di Angolo	-	VB - Fair 40/45	s	32	137	-	-	-	-
PR30	Formaz. Di Wengen	-	BDS - Vpoor 15/20	-	-	-	-	-	-	-
PR31	Formaz. Di Wengen	-	BDS - Vpoor 15/20	-	-	-	-	-	-	-
PR32	Calcicare di Prezzo	-	BDS - Poor 25/30	s	55	260	-	-	-	-
PR33	Calcicare di Prezzo	-	-	s	45	021	-	-	-	-
					43	025				
PR34	Formaz. Di Buchenstein	-	BDS - Poor 15/20	-	-	-	-	-	-	-