

Dipartimento Rischi Naturali e Ambientali – ARPA Piemonte

SiFraP - SISTEMA INFORMATIVO FRANE IN PIEMONTE

Scheda descrittiva di approfondimento - III livello

(Ultimo aggiornamento della scheda Marzo 2021)

Provincia di Cuneo

Comune di Crissolo

Frana del Torrione Sucai, parete NE del Monviso



Vista frontale della frana sulla parete NE del Monviso attivatasi il 26 dicembre 2019. Foto Arpa Piemonte scattata l'8 gennaio 2020 in occasione del primo sopralluogo

INDICE

Premessa	3
Introduzione	4
1. Informazioni e dati disponibili.....	5
1.1. Documentazione disponibile	5
1.2. Quadro relativo a vincoli ed aspetti normativi	7
1.3. Voli aerei e ortofoto disponibili	7
1.4. Dati interferometrici	7
2. Analisi del dissesto	9
2.1. Inquadramento geologico regionale.....	9
2.2. Descrizione del fenomeno	10
2.3. Danni e interventi effettuati	13
3. Cause della frana.....	15
4.1. Analisi geologico-strutturale	15
4.2. Ruolo potenziale del permafrost.....	26
Bibliografia	32

ATLANTE FOTOGRAFICO

Premessa

La presente relazione si basa sulla scheda di rilievo del fenomeno franoso contenuta nel SIFraP (Sistema Informativo Frane in Piemonte), rispetto alla quale ne rappresenta un approfondimento.

La scheda, compilata al II livello, è rintracciabile al seguente indirizzo web:

http://webgis.arpa.piemonte.it/Web22/sifrap/ii_livelli/004-60849-00.pdf

Informazioni in merito alla frana, in particolare in relazione al permafrost, sono anche state riportate nel Rapporto Stato Ambiente 2020 di Arpa Piemonte consultabile al seguente indirizzo web:

<http://relazione.ambiente.piemonte.it/2020/it/clima/impatti/permafrost>

Le informazioni riportate nella relazione di III livello derivano dalle valutazioni effettuate dai geologi della Struttura Semplice Monitoraggi e Studi Geologici afferente al Dipartimento Rischi Naturali e Ambientali (Daniele Bormioli, Giuseppina Moletta, Luca Paro); l'approfondimento di analisi in merito all'assetto geologico-strutturale della parete è stato realizzato dai geologi del Dipartimento Valutazioni Ambientali (Luca Mallen, Michele Morelli) e dai geologi del Sistema Informativo Ambientale e Geografico (Gabriele Nicolò).

Un supporto fondamentale a questo approfondimento di studio deriva dalla collaborazione con Arpa Valle d'Aosta, i cui tecnici hanno effettuato il rilievo di dettaglio dell'area in frana mediante drone.

1 Introduzione

Il 26 dicembre 2019 il Torrione Sucai, una struttura rocciosa ubicata sul versante nordest del Monviso (q. 3.841 m) la cui sommità raggiunge all'incirca i 3.200 m di quota, è stato coinvolto da un crollo in massa di grandi dimensioni.

La zona interessata dalla frana è localizzata nella parte alta della Valle Po, nel comune di Crissolo (CN) (Figura 1); questo settore della valle, dalle caratteristiche prettamente montane, è intensamente fruito dagli alpinisti che tentano la salita alla vetta più alta delle Alpi Cozie e dagli escursionisti che ne effettuano il noto giro oppure visitano la zona per le sue attrattive paesaggistiche. La rete sentieristica, che prende avvio da Pian del Re o da Pian Melzè, è ben sviluppata e in quota è presente anche la struttura ricettiva del rifugio Quintino Sella.

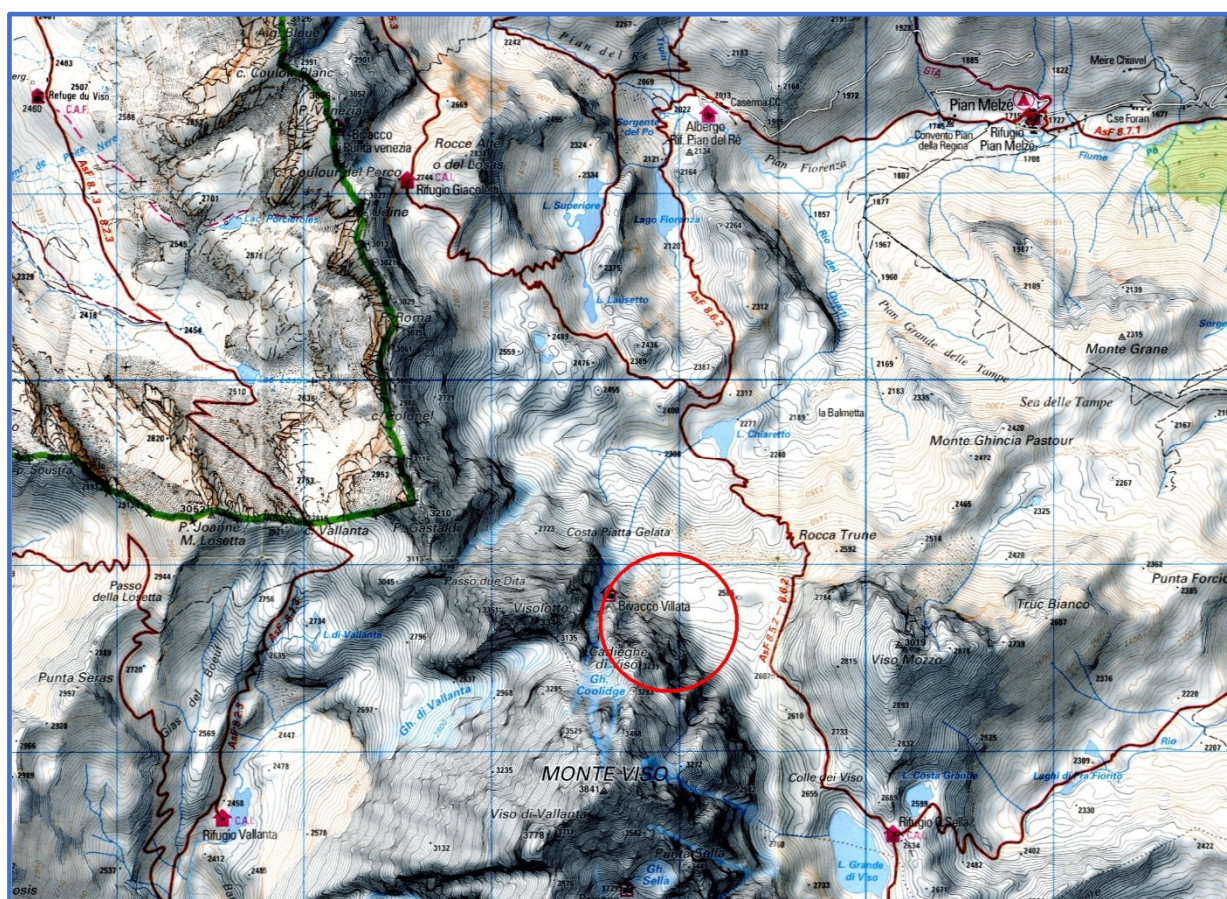


Figura 1. Inquadramento geografico con indicazione del settore interessato dal crollo (cerchio rosso). Estratto da carta topografica Interreg II Monviso/Haut-Queyras

La frana di cui ci si occupa, facendo riferimento al limite inferiore dell'accumulo, è posizionata circa 200-250 metri a monte del sentiero che dai pressi del Lago Chiaretto permette di raggiungere il rifugio Quintino Sella; la zona di parete crollata, invece, è posta circa 200 metri a sudest del Canalone Coolidge il cui ghiacciaio sospeso crollò improvvisamente il 6 luglio 1989 (vedi capitolo di approfondimento).

2 Informazioni e dati disponibili

2.1 Documentazione disponibile

Nell'archivio FONTI e DOCUMENTAZIONE di Arpa Piemonte, relativamente all'area in esame, non sono contenuti documenti specifici inerenti alle frane; sono presenti invece documenti a tema strettamente geologico ed altri che riguardano il crollo del seracco Coolidge che si verificò nel 1989.

Nel dettaglio le fonti disponibili sono le seguenti:

Codice	Titolo	Tipo	Anno	Autori
305895	Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali)	Articolo tecnico-scientifico	1978	Lombardo B. et al.
16991	Il lago Chiaretto cancellato da una enorme frana	Articolo	1989	L'eco del Chisone
10821	Enorme frana sopra Pian del Re	Articolo	1989	
15263	C'è ancora pericolo nella zona del Lago Chiaretto	Articolo	1989	
328294	Un episodio parossistico nell'evoluzione dei ghiacciai del gruppo del Monviso, il crollo del ghiacciaio superiore di Coolidge	Articolo tecnico-scientifico	1990	Dutto F., Mortara G.
328297	L'ecroulement du glacier supérieur de Coolidge (Paroix nord du Mont Viso, Alpes occidentales)	Articolo tecnico-scientifico	1991	Dutto F., Godone F., Mortara G.
185509	Carte géologique de la France à 1/50000 Aiguilles - Col Saint-Martin	Cartografia	2004	Tricart P. et al.
335630	La Via del Sale. Viaggio nella storia geologica della Valle Po	Libro	2010	Bormioli D. et al.
332762	Geological map of the Monviso massif (Western Alps)	Cartografia	2013	Balestro G., Fioraso G., Lombardo B.

In merito al crollo del ghiacciaio pensile del Canalone Coolidge, di seguito si riporta quanto contenuto nel documento censito con il codice 335630.

Crollo del ghiacciaio del Coolidge, 6 luglio 1989 (estratto dalla pubblicazione "La Via del Sale. Viaggio nella storia geologica della Valle Po")



Sono le 22.45 di una sera di luglio, dentro al piccolo bivacco Villata si cerca di riposare qualche ora prima della salita sulla Nord del Monviso. Improvvisamente un fragore assordante scuote la notte, circa tre quarti del piccolo ghiacciaio pensile Coolidge si staccano dalla montagna e precipitano nel canalone omonimo. Il crollo viene registrato persino dalla stazione sismica di Stroppio, in valle Maira, a circa 20 km di distanza in linea d'aria. Ammirando ora il versante nord del Monviso possiamo solo immaginare che cosa sia passato per la mente degli alpinisti che proprio quella notte si trovavano nel bivacco. Un misto di incredulità e di paura aspettando che anche quell'esile riparo fosse portato via dal ruggito della montagna. Solo per una fortuita coincidenza invece, pur danneggiato dalle pietre cadute, il "Villata" è rimasto sulla balza rocciosa su cui nel 1958 si era accuratamente scelto di costruirlo. Ma ancora più forte dovrà essere stata l'emozione dei due sfortunati testimoni quando hanno potuto ragionare a mente fredda sul reale pericolo che avevano scampato.

In cifre, 200.000 metri cubi di ghiaccio da una quota di circa 3200 m sono caduti a valle, inglobando una gran

quantità di detrito, e si sono distribuiti nella piana del Lago Chiaretto circa 700 metri di dislivello più in basso, colmando in parte il lago omonimo. .

La superficie ricoperta dai depositi è stata di 250.000 metri quadrati e il detrito è risalito fino a ricoprire i pendii circostanti la piana per circa 50 metri. Il distacco è avvenuto in corrispondenza di un crepaccio trasversale lungo circa 150 m già segnalato tre anni prima, nel 1986. L'altezza della massa di ghiaccio che si è staccata è di circa 35 metri e lo scivolamento è avvenuto direttamente sulla superficie rocciosa sottostante. A propiziare il distacco ha verosimilmente contribuito, in modo significativo, l'andamento climatico del decennio precedente in cui si è registrata una importante diminuzione delle precipitazioni nevose, con nevicate abbondanti ma tardive.

Tali apporti hanno avuto un effetto negativo sulla stabilità del ghiacciaio in quanto, arrivando in stagione avanzata, sono sciolti molto rapidamente, rendendo disponibile una grande quantità di acqua sul versante. Questa, penetrando all'interno dei crepacci, ha lubrificato la zona di interfaccia tra ghiaccio e substrato roccioso, facilitando lo scollamento del ghiacciaio stesso.

2.2 Quadro relativo a vincoli ed aspetti normativi

Il territorio montano all'interno del quale si è verificata la frana è compreso nell'area del Parco del Monviso.

Si tratta di un ente nato nel 2016 che gestisce alcune Aree protette regionali e varie Zone Speciali di Conservazione facenti parte del sistema europeo della Rete Natura 2000.

L'Ente ha ereditato le strutture e il personale del "Parco del Po Cuneese", istituito dalla Regione Piemonte nel 1990 e reso operativo dal 1995 nell'allora "Sistema delle aree protette della fascia fluviale del Po".

Come si può leggere sul sito web del parco (<http://www.parcomonviso.eu/>) i territori protetti si estendono dalla pianura cuneese fino alla cima del Monviso e conseguentemente abbracciano una grande varietà di ambienti in cui vivono moltissime specie animali e vegetali, alcune delle quali, in tutto il mondo, sono presenti solo qui.

Tra le altre caratteristiche che connotano il territorio del parco, esteso per oltre 10.000 ettari, spiccano la presenza del Monviso (3.841 m), la montagna più alta delle Alpi Cozie; le Sorgenti del Po a Pian del Re (2.020 m) in Valle Po dove nasce il fiume più lungo d'Italia; il Bosco dell'Alevè che con i suoi 825 ettari rappresenta la cembreta più estesa delle Alpi Occidentali; il Buco di Viso, il primo traforo alpino costruito nell'anno 1480.

2.3 Voli aerei e ortofoto disponibili

Nome Volo	Scala	Compagnia	Anno
Volo GAI	1:35.000	Istituto Geografico Militare.	1954
Volo Regione Piemonte – Assessorato Pianificazione Territori	1:13.000	Compagnia Generale Riprese aeree (Parma)	1979-1980
Volo Regione Piemonte 1991	1:31.000	Compagnia Rossi s.r.l. (Brescia)	1991
Volo Regione Piemonte – Alluvione 2000	1:15.000	Compagnia Rossi s.r.l. (Brescia)	2000-2001

Oltre ai fotogrammi stereoscopici dei voli sopra riportati, sono disponibili numerose ortofoto che permettono di avere l'aspetto dei luoghi nei primi due decenni del XXI secolo; in particolare si segnalano le seguenti coperture: Regione Piemonte 2010, AGEA 2015, AGEA 2018.

2.4 Dati interferometrici

Arpa Piemonte, negli ultimi anni si avvale di una nuova tecnologia che consente, mediante tecnica radar interferometrica – PSInSAR™ di telerilevamento, di individuare e di valutare gli spostamenti, con precisione dell'ordine millimetrico, di punti fisici dotati di particolari caratteristiche di riflettività del segnale radar, denominati *permanent scatterers* (PS). Tale tecnica è applicabile su ampie porzioni di territorio e l'analisi dei dati può avvenire per l'intera serie storica su cui sono disponibili le immagini satellitari.

I PS vengono individuati sulle immagini con metodi statistici e corrispondono generalmente a bersagli quali edifici, oggetti metallici, antenne, pali, rocce esposte, per i quali le caratteristiche di riflessione dell'onda radar si mantengono stabili nella maggior parte delle immagini radar utilizzate. Questo consente di confrontare quantitativamente le riflessioni dello stesso oggetto in diverse immagini e, operando sulle differenze di fase dell'onda riflessa, di misurare gli spostamenti millimetrici del bersaglio rispetto al sensore del satellite lungo una direzione denominata linea di vista. Essendo la tecnica (PSInSAR™) particolarmente idonea all'identificazione e alla definizione delle deformazioni ad evoluzione lenta, essa offre un importante mezzo di analisi nello studio dei fenomeni franosi.

Nel 2006 è stata effettuata da TRE Europa una prima indagine su tutto il territorio regionale utilizzando i dati derivati dai satelliti ERS-1 ed ERS-2 dell'Agenzia Spaziale Europea, che copre il periodo temporale compreso tra il 1992 ed il 2001. Nel 2010, una seconda indagine è stata effettuata unicamente sulla porzione di arco alpino corrispondente alle province di Torino e Cuneo a partire dalle immagini della piattaforma canadese RADARSAT, per il periodo compreso tra il 2003 ed il 2009. L'elaborazione di tali immagini è stata effettuata utilizzando il nuovo algoritmo, denominato SqueeSAR, sviluppato dall'Università di Milano, che permette di identificare sia riflettori puntuali (PS) sia *scatterers* diffusi (DS) aumentando notevolmente il numero dei punti identificati, soprattutto in aree alpine.

Per l'area in esame l'indagine effettuata sia con i dati ERS sia con quelli Radarsat non ha fornito dati PS e DS.

3 Analisi del dissesto

3.1 Inquadramento geologico

Il Complesso roccioso del Monviso rappresenta uno dei maggiori affioramenti di ofioliti metamorfiche delle Alpi Occidentali. Risulta costituito principalmente da metaperidotiti serpentinite con inclusi ampi corpi di Mg-Al e Fe-Ti metagabbri (Rubatto and Hermann, 2003), a cui si sovrappongono, attraverso contatti tettonici, lave metabasaltiche tholeiitiche e una sequenza metasedimentaria (Giurassico Superiore-Cretaceo Inferiore) (Angiboust et al., 2011; Balestro et al., 2013), a costituire un sistema di unità tettoniche impilate ed eterogeneamente interessate dal metamorfismo ad alta pressione. Vengono distinti da vari Autori (Angiboust et al., 2012; Festa et al., 2015) un sistema di unità inferiori (Serpentine Basale, Lago Superiore, Viso Mozzo) caratterizzate da metamorfismo con $T = 550\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P = 2.6\text{ GPa}$ e un sistema di unità superiori (Forciolline, Vallanta) caratterizzate da $T = 480\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P = 2.2\text{ GPa}$ (Figura 2).

Queste unità sono caratterizzate da tre fasi principali di deformazione tettono-metamorfica (Balestro et al., 2015):

- (1) una fase di deformazione compressiva (Paleocene-Eocene medio) (D1) durante la quale si è sviluppata la foliazione S1 caratterizzata da un metamorfismo in facies eclogitica;
- (2) una fase tardo Eocene–Oligocene inf. con sviluppo di sovrascorrimenti ovest-vergenti (D2) e metamorfismo da facies scisti blu a scisti verdi e sviluppo di una foliazione S2 e pieghe F2;
- (3) una fase Oligocene medio–Miocene (D3), con l'effetto di un basculamento verso ovest dell'intero massiccio del Monviso.

A scala locale la frana di crollo si sviluppa sull'Unità Metaofiolitica delle Forciolline (*sensu* Balestro et al. 2015) costituito principalmente da metabasiti listate ad epidoto e Na-anfibolo e scisti verdi (Figura 2).

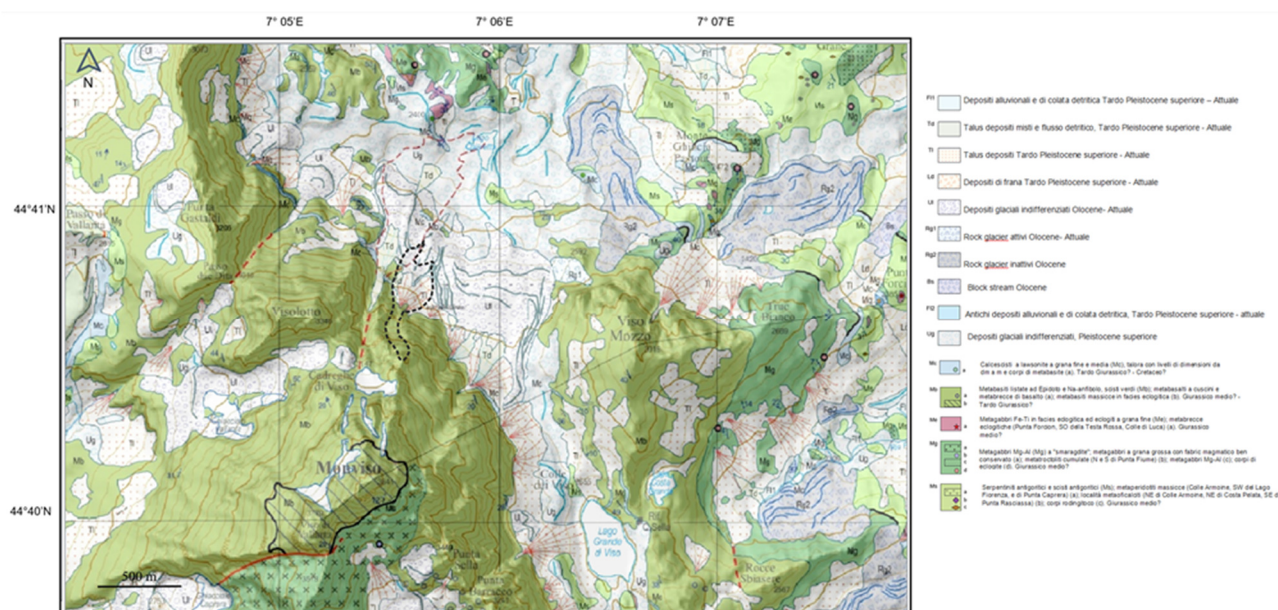


Figura 2. Stralcio della carta geologica del Monviso (Balestro et al., 2013). In nero tratteggiato è riportata l'area coinvolta del fenomeno di crollo.

Diversi studi (Lombardo et al., 1978; Blake, Moore & Jayko, 1995; Lombardo, Rubatto & Castelli, 2002; Angiboust et al., 2012; Balestro, Fioraso & Lombardo, 2011; Balestro, Festa & Tartarotti, 2015; Festa et al., 2015) documentano, per questo massiccio, ricostruzioni paleogeografiche sulla base di una evoluzione tettono-metamorfica legata a processi di collisione ed esumazioni durante le differenti fasi deformative alpine pre, sin e tardo-metamorfiche. Studi di tettonica fragile post-metamorfica, che definiscono i sistemi di faglie e lo stato di fratturazione che destrutturano l'ammasso roccioso, ad oggi sono limitati. Il complesso roccioso del Monviso è infatti caratterizzato da una marcata densità di fratturazione che costituisce un elemento di vincolo predisponente dei processi di instabilità che risultano interessante in modo frequente ampie porzioni di versante.

3.2 Descrizione del fenomeno

Il crollo in massa (Figura 3 a pagina 12) si è innescato alla sommità del Torrione Sucai, indicativamente alla quota di 3.100 m e si è sviluppato fino al piede del versante in roccia, posto a circa 2.700 m, dove con un brusco cambio di pendenza si verifica il passaggio alla fascia detritica che borda la parete nordest del Monviso. La frana ha coinvolto un ammasso roccioso esteso verticalmente per circa 150-160 m, ampio circa 40 m alla sua sommità e circa 70 m in prossimità della sua base; non è possibile stabilire con certezza la profondità del corpo roccioso che si è mobilitato, ma si può ragionevolmente supporre che non superi i 10 m.

Il materiale crollato si è distribuito sul cono detritico preesistente che di per sé evidenzia la propensione di questo settore di parete a generare distacchi di porzioni rocciose più o meno rilevanti. La parte principale dell'accumulo della frana interessa il versante tra le quote di 2.700 m e 2.520 m, ma in sinistra orografica, incanalandosi entro un avvallamento, ha raggiunto la quota di 2.480 m; l'ampiezza del settore di versante ricoperto dai nuovi detriti rocciosi ha un'ampiezza media di circa 200 m.

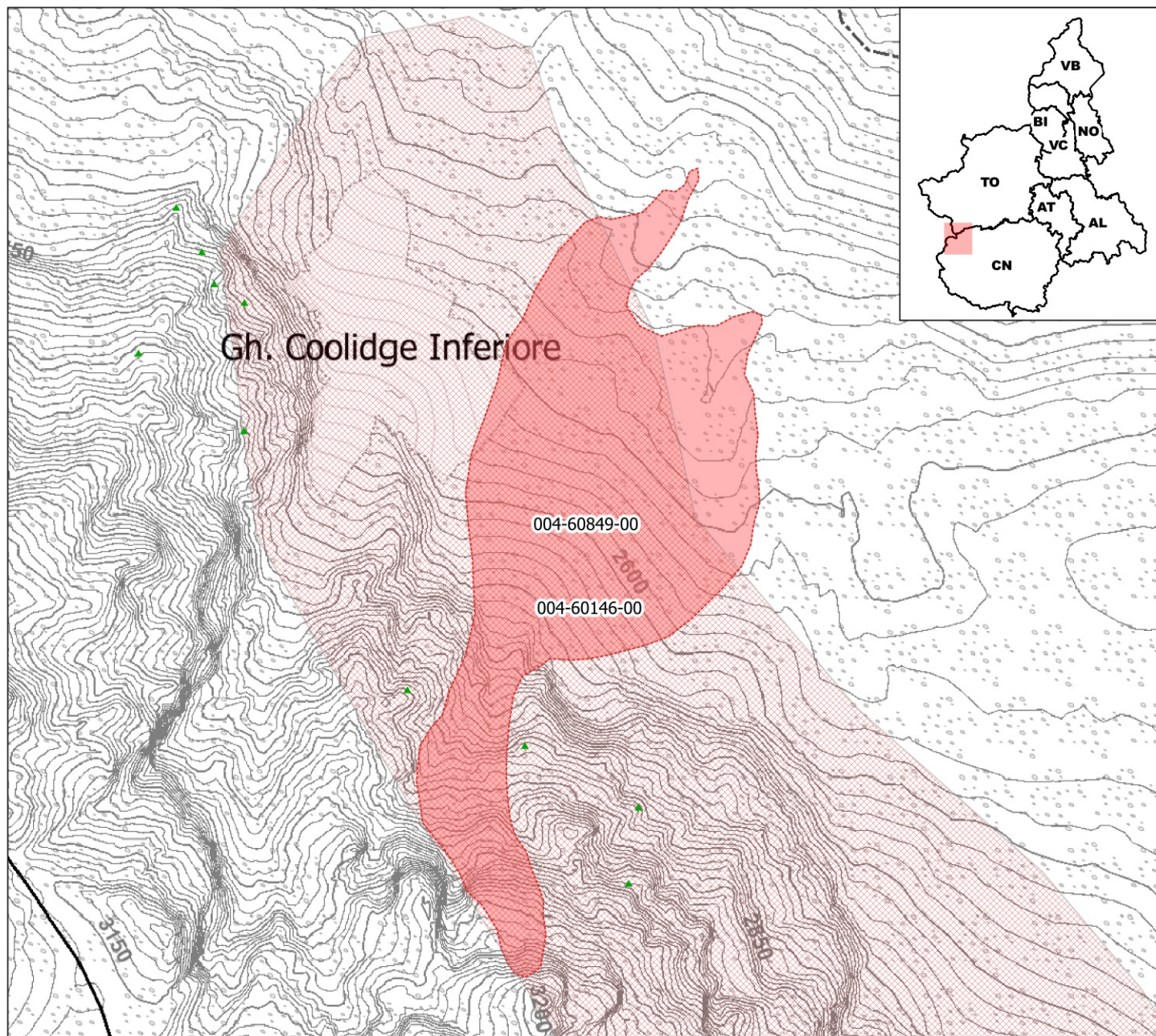
Il materiale crollato nel corso della fase parossistica di fine dicembre 2019 si è distribuito sul cono detritico subendo, come avviene di consueto in questi casi, una classazione in funzione dell'energia cinetica dei vari elementi lapidei e quindi i blocchi di maggiori dimensioni si sono distribuiti sul bordo inferiore dell'accumulo. Sono numerosi i blocchi ciclopici che derivano da frane di crollo di questa zona di parete, tra questi il più grande supera i 1000 m³; durante l'ultima attivazione di dicembre 2019 si sono messi in posto almeno 5 nuovi massi la cui volumetria è compresa tra 200 e 500 m³.

L'accumulo della frana ha coperto una superficie di circa 65.000 m²; il suo spessore è difficile da stimare ma si può ipotizzare che in media si possa aggirare su circa 1 m. Dunque, tenendo conto dei parametri dimensionali del settore di parete di roccia crollata e dell'estensione della zona di accumulo, in quest'ultimo episodio di crollo si può stimare che la volumetria di roccia destabilizzata dalla frana sia compresa tra 60.000 e 80.000 m³.

Il settore di parete dove si è sviluppata la frana aveva già dato segnali di attività nel passato come testimoniano i numerosi blocchi di grandi dimensioni presenti alla sua base. Facendo riferimento alle tre coperture di ortofoto disponibili per l'ultimo decennio (2010, 2015, 2018), focalizzando l'attenzione sui massi ciclopici visualizzabili sul cono detritico, risulta evidente un marcato

incremento dello stato di attività nel corso della prima metà del secondo decennio del XXI secolo; in particolare sulle ortofoto del 2010 si riconoscono due grossi blocchi, peraltro già presenti alcuni decenni prima, come testimoniano le riprese dei voli aerei precedenti. Invece osservando le ortofoto del 2015 si può constatare un netto aumento dei massi nella fascia altimetrica compresa tra 2.500 e 2.550 m (cfr. Immagini 10 e 11 dell'Atlante Fotografico), probabilmente conseguenti ad un crollo di proporzioni molto importanti eppure, nonostante ciò, non conosciuto; questa situazione rimane pressoché invariata negli anni successivi fino all'ulteriore pulsazione che si è verificata il 26 dicembre del 2019.

Nel corso del 2020, come si è potuto accertare direttamente durante i sopralluoghi condotti per studiare il fenomeno, il settore di parete destabilizzato dal crollo ha manifestato una residua attività che si è protratta fino agli inizi dell'estate con distacchi di porzioni lapidee per lo più di dimensioni modeste; successivamente questa zona della parete nordest del Monviso sembra essere entrata in una fase di maggior quiescenza, situazione tuttavia che non può che essere considerata temporanea data la notevole fratturazione dell'ammasso roccioso. Da segnalare che nel corso dell'estate ha subito un incremento di attività per frane di crollo una porzione della stessa parete ma ubicata più a sud quindi più prossima al Colle di Viso.



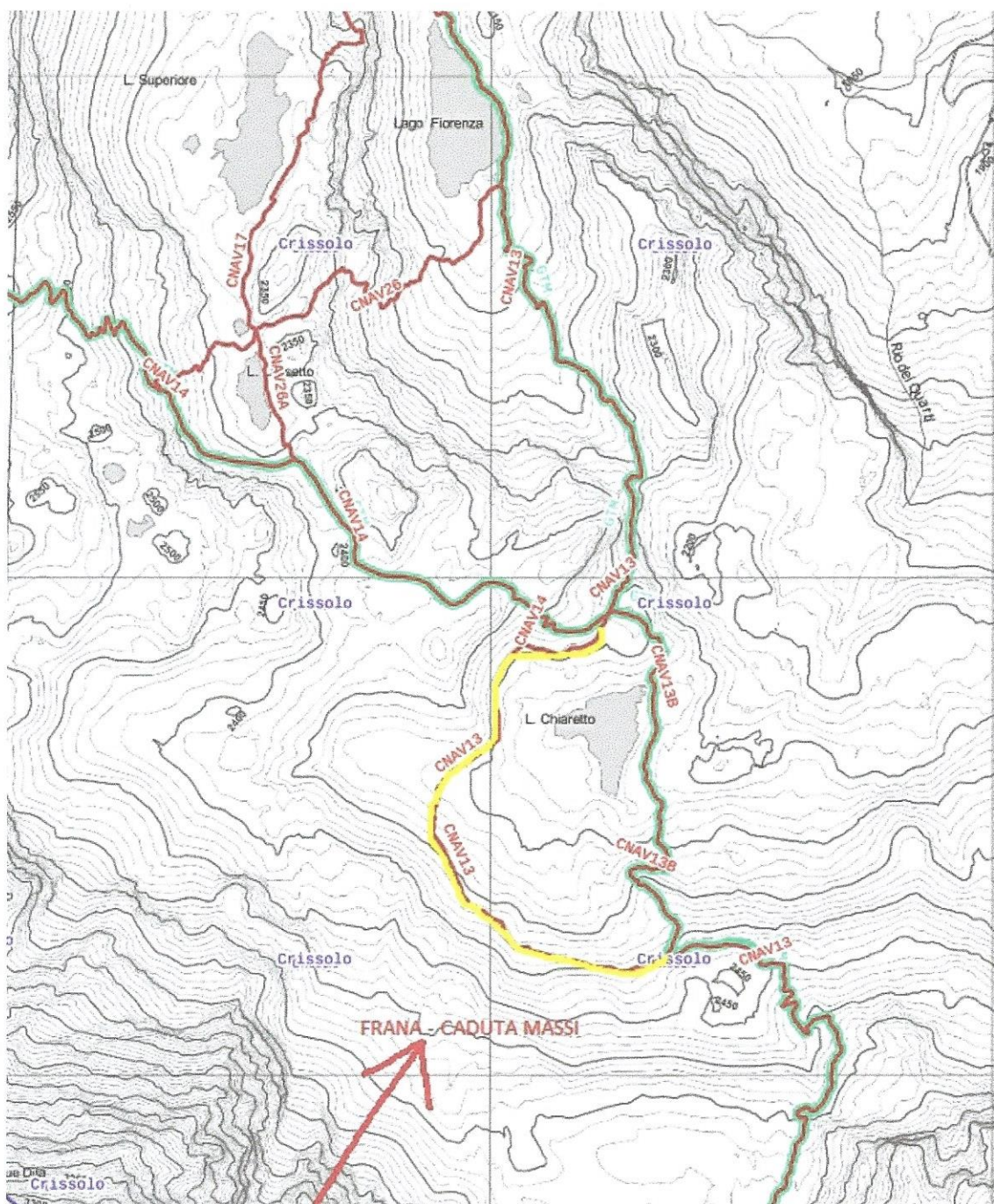
3.2 Danni e interventi effettuati

La frana non ha causato danni diretti di alcun tipo dal momento che la zona di distacco e di accumulo hanno caratteristiche tipicamente di alta montagna non interessate da opere antropiche.

Tuttavia sullo stesso versante su cui si è riversato il materiale franato, circa 160 metri lineari più in basso, corrispondenti a circa 100 metri di quota in meno rispetto al punto più distale dell'accumulo, si sviluppa il sentiero che da Pian del Re consente di raggiungere il Colle di Viso e successivamente il rifugio Quintino Sella (sentiero CNAV13); questa via rappresenta un itinerario di forte richiamo soprattutto nel periodo estivo dal momento che rientra nel percorso per la salita al Monviso e nel circuito del giro del massiccio.

Le valutazioni morfologiche effettuate portano a ritenere improbabile il coinvolgimento del sentiero da parte di eventi di crollo della stessa magnitudo di quello del dicembre 2019; tuttavia non si può escludere completamente la possibilità che un blocco di dimensioni straordinarie, indicativamente superiori ai 1.000-1.500 m³, possa superare la zona a debole pendenza su cui normalmente si arrestano i materiali crollati e quindi riesca ad impegnare il ripido versante sottostante fino ad investire il sentiero.

Sulla base di tali considerazioni nel corso dell'estate 2020 il Comune di Crissolo ha emesso un'ordinanza di chiusura del tratto di sentiero soggetto a rischio potenziale, dirottando gli escursionisti sul limitrofo e sicuro sentiero CNAV13B che dal lato est del Lago Chiaretto si congiunge con il sentiero CNAV13 a monte della zona esposta alla frana (Figura 4 a pagina 14).



Base cartografica tratta dal catasto della rete escursionistica della Regione Piemonte

Evidenziato in giallo il tratto del sentiero CNAV13 interdetto al transito per pericolo caduta massi

4 Cause della frana

Le cause del fenomeno franoso sono essenzialmente due: 1) l'intensa fratturazione della roccia che caratterizza in generale il massiccio del Monviso e in modo più specifico alcune aree della parete nordest, motivazione questa senza la quale non è possibile immaginare un fenomeno franoso come quello verificatosi a dicembre 2019; 2) la degradazione del permafrost la cui presenza, là dove gli ammassi rocciosi sono particolarmente fratturati, esercita un'azione cementante attraverso la presenza di ghiaccio nelle fratture.

Nei successivi capitoli viene approfondita la discussione in merito a questi due aspetti.

4.1 Analisi geologico-strutturale

L'analisi strutturale qui descritta è stata effettuata principalmente per definire lo stato di fratturazione *s.l.* quale fattore predisponente di fenomeni di crollo. Lo studio è stato condotto attraverso la fotointerpretazione della scena 3D della parete nordest del Monviso caratterizzata dal fenomeno di crollo in esame, elaborata a partire da immagini aeree ortorettificate e modelli altimetrici di estremo dettaglio, derivanti da riprese con Sistemi Aeromobili a Pilotaggio Remoto (SAPR), più comunemente noti come "Droni". Le immagini prodotte sono caratterizzate da una risoluzione massima a terra di 3 cm, mentre il modello altimetrico digitale delle superfici (DSM) presenta una maglia con lato di circa 6 cm.

Analisi foto aeree prospettiche acquisite tramite sistema APR (Aeromobili a Pilotaggio Remoto)

La caratterizzazione dello stato di fratturazione *s.l.* è avvenuta tramite interpretazione geologico-strutturale di un modello 3D realistico generato da scene aerofotogrammetriche riprese da un sistema APR (Aeromobili a Pilotaggio Remoto).

Le riprese consentono, attraverso specifici algoritmi che combinano immagini di uno stesso soggetto acquisite da prospettive diverse, di ricostruire la struttura tridimensionale dello stesso secondo i principi della fotogrammetria. Uno dei prodotti di questa operazione è il *point cloud*, un dataset di punti che riproduce, in maniera discreta ma fotorealistica, la scena ripresa nello spazio tridimensionale. Per questo studio l'elaborazione della nuvola di punti è stata realizzata con il software Agisoft Metashape a partire dalle immagini acquisite con l'APR, opportunamente allineate sulla base della loro posizione e orientazione nello spazio. Il *point cloud* è stato successivamente importato all'interno dell'ambiente *Cloud Compare*¹ e trattato mediante l'utilizzo del *plugin Facets*²

¹ *CloudCompare* (version 2.11.1) [GPL software]. (2021). Retrieved from <http://www.cloudcompare.org/>.

² Il *plugin* consente di estrarre "faccette" (*facet*) planari a partire dalla nuvola di punti (*point cloud*) usando un metodo ricorsivo di suddivisione della nuvola in piccole "patch" o pezzi, denominato *kd-tree*, in modo tale che il fitting planare dei punti in esse contenuti minimizzi un valore soglia di RMS (*Root Mean Square*- radice della media dei quadrati). Per ciascuna di queste *patch* vengono calcolati i valori di immersione e di direzione di immersione e successivamente le *patch* adiacenti con valori di immersione e di direzione di immersione omogenei vengono raggruppate in faccette di dimensioni maggiori connesse in modo da creare una superficie 3D (*mesh*). I valori di immersione e di direzione di immersione di ciascuna *facet* possono essere successivamente riportati in uno stereogramma collegato interattivamente con la vista 3D del programma, con la possibilità anche di raggruppare i piani in famiglie secondo criteri definiti dall'utente. La *mesh* può essere esportata come *shapefile* 3D e trattata in qualsiasi applicazione GIS.

(Dewez et al., 2021) per ricavare la rappresentazione digitale 3D delle superfici che caratterizzano l'area oggetto dello studio.

Il *plugin* consente di creare dalla nuvola di punti delle superfici 3D continue costituite da piccole faccette planari per le quali è possibile calcolare i valori di immersione e di inclinazione di ogni superficie (figura 5).

Il modello 3D da esso derivato è stato successivamente reso fruibile attraverso un'applicazione di visualizzazione ed editing webGIS 3D di Arpa Piemonte che ha permesso di variare in modo semplice, a seconda delle necessità, il punto di osservazione consentendo di analizzare in viste prospettiche inclinate e laterali le pareti di versante tanto da riconoscere sistemi di fratture (ad esempio fratture sub-orizzontali) che attraverso ortofoto non prospettiche non potrebbero essere individuate (figura 5). Inoltre, offre una ricostruzione ad elevata risoluzione con contenuto fotorealistico accurato tale da evidenziare gli elementi di discontinuità minori necessari alla valutazione dello stato di fratturazione del versante in esame. Questo tipo di approccio si è rilevato idoneo per questo studio, dove per settori montuosi non facilmente raggiungibili, è stato possibile riconoscere i principali sistemi di discontinuità e misurarne da remoto le loro orientazioni.

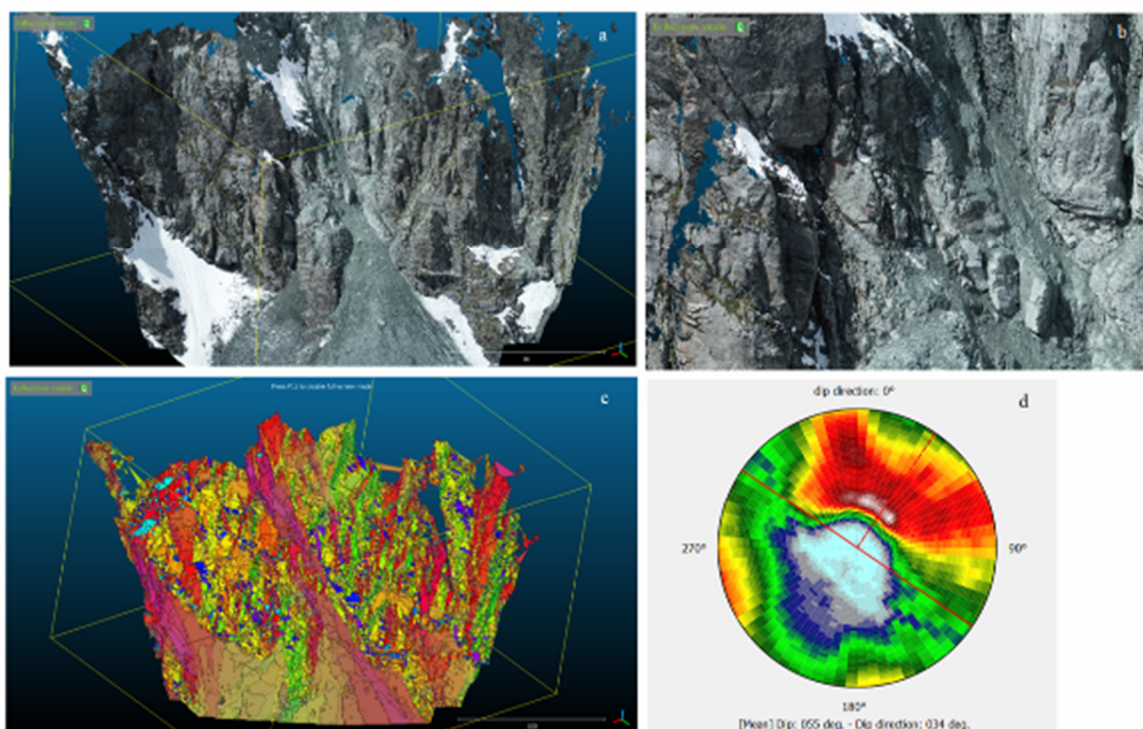


Figura 5. In senso orario: a) la nuvola di punti, con i valori RGB, del canale basso dell'area oggetto di studio visualizzata in ambiente *Cloud Compare*; b) un dettaglio della stessa nuvola con evidenti gli elementi strutturali oggetto di rilievo; c) il risultato del calcolo delle *facets*: ogni *facet* è connotata da specifici valori di immersione e direzione di immersione rappresentati secondo classi di colori differenti; d) lo stereogramma generato a partire da tutti i valori di immersione e direzione di immersione.

Da una prima analisi dell'immagine delle *facet* del versante in esame, classificate in termini di direzione di immersione e di inclinazione di figura 5, e dallo stereogramma cumulativo relativo di tutte le orientazioni delle superfici individuate, si osserva una discreta variabilità nella distribuzione delle giaciture con numerose superfici minori che producono un'ampia dispersione dei valori. In figura 5d infatti, si osserva che, sebbene venga definito automaticamente un valore massimo di

distribuzione con giacitura media complessiva pari a 34° di direzione di immersione e 55° di inclinazione, si riconoscono tuttavia due massimi relativi con piani immergenti mediamente a nord e est-nord-est.

Data l'ampia dispersione dei valori giaciturali è stato necessario raggruppare le discontinuità in termini:

- spaziali finalizzati ad individuare nell'ammasso roccioso dove questi sistemi maggiormente si concentrano.
- geometrico-gerarchici distinti in base all'orientazione e alle lunghezze delle fratture maggiori e delle loro relazioni geometriche (distribuzione regolare, casuale, tipo di terminazioni, spaziature, pattern geometrico-giaciturali riconducibili a tipiche geometrie proprie delle zone faglia, ecc.,) con i reticoli di fratture minori;

Questa impostazione ha avuto la finalità di valutare quali sistemi di fratture agiscono principalmente nella predisposizione dei fenomeni franosi e dove si possono maggiormente attivare. Ciò anche in ragione del fatto che l'estrazione automatica delle giaciture delle superfici rocciose e il relativo stereogramma cumulativo tengono conto dell'intero campo di misure giaciturali delle superfici di tutta l'area acquisita dal drone che comprende sia le zone di versante coperte da neve sia le aree di conoide o di cumuli detritici presenti al piede del versante o all'interno degli impluvi che appartengono all'ammasso roccioso in senso stretto e pertanto non associabili alle superfici di discontinuità.

Pertanto, l'analisi e la classificazione dei sistemi di discontinuità predisponenti che definiscono la suscettibilità da crollo del settore analizzato hanno seguito due approcci.

Nel primo approccio la classificazione dei principali sistemi di discontinuità è stata effettuata individuando ed analizzando alcuni settori del versante scelti dall'operatore sulla base della rappresentatività dello stato di fratturazione. Sono stati ricercati manualmente areali specifici nell'intorno della zona di frana distinti per omogeneità delle giaciture delle *facet* di frana (figura 6) o in settori bordieri al coronamento della frana stessa. La figura 6 mostra gli stereogrammi relativi agli otto settori individuati e le proiezioni stereografiche dei relativi valori dei poli medi dei principali sistemi di discontinuità ottenuti per ogni settore.

Dall'analisi dei settori analizzati e dai relativi diagrammi si possono riconoscere 4 sistemi principali di superfici rocciose associabili ai principali sistemi di discontinuità (figura 4). Un sistema, con direzione media E-W che definisce dei piani coniugati immergenti a sud e a nord ad alto angolo (circa 85°) più diffuso lungo il limite sudoccidentale della nicchia di distacco; un sistema di piani coniugati con direzione media N-S immergenti a medio-alto angolo (60-70°) presenti principalmente lungo le scarpate laterali est ed ovest del corpo di frana; un sistema a medio angolo (50-60°) immergente a N e NNW ben osservabile nel settore a sudovest e più esterno alla scarpata di frana; un sistema immergente a NE a più basso angolo (40-50°) presente in prossimità della scarpata laterale nord ovest della frana (figura 7).

La dispersione piuttosto elevata dei valori delle giaciture delle discontinuità osservabile nei diagrammi di figura 7, ben visibile soprattutto per i settori 4, 5 e 8, è imputabile alla coesistenza in questi areali di zone di intersezione di due o più sistemi faglia principali con associati sistemi di fratturazione minori. Tale effetto produce una elevata frammentazione e diminuzione delle

dimensioni dei blocchi rocciosi che costituisce l'elemento di instabilità predisponente a frequenti fenomeni di crollo che interessano di fatto anche l'intero versante nordorientale del Monviso.

Nel secondo approccio il riconoscimento e la classificazione dei sistemi di discontinuità sono stati effettuati in termini geometrico-gerarchico attraverso una procedura di interpretazione visiva della parete rocciosa a scala di dettaglio sull'immagine tridimensionale acquisita da drone (figura 6). L'interpretazione è consistita inizialmente nell'analizzare gli elementi strutturali più lunghi e successivamente nel ricercare ed analizzare tutti quegli elementi minori che dal punto di vista geometrico risultano simili e/o associabili a quelli principali (Morelli & Piana, 2006). Tale metodologia, che analizza solo i parametri geometrici quali orientazione, lunghezza, spaziatura e tipo di terminazione, permette di individuare ed interpretare le discontinuità come facenti parti di famiglie strutturali omogenee e ben rappresentate o riconducibili a geometrie composite che sono tipiche di zone di faglia (ZF)³ (figure 6, 8, 11). L'interpretazione ha consentito in tal senso, di associare ad ogni singola discontinuità tracciata un carattere strutturale. Sono state distinte faglie e fratture e, laddove riconoscibili, set di segmenti di fratture minori spazialmente molto fitte in zone ad alta fratturazione Zfr (figure 6, 8, 11) e settori con diffusi ed eterogenei frammenti rocciosi in zone di faglia ZF (figure 6, 8, 11).

³ ZF: zona di faglia; si intendono aree in cui sono visibili diffusi ed eterogenei frammenti rocciosi con geometrie ondulate interconnesse che delimitano porzioni di rocce (litoni) a geometria da sigmoidale a cuneiforme adiacenti a linee di faglia maggiori o comprese fra di esse.

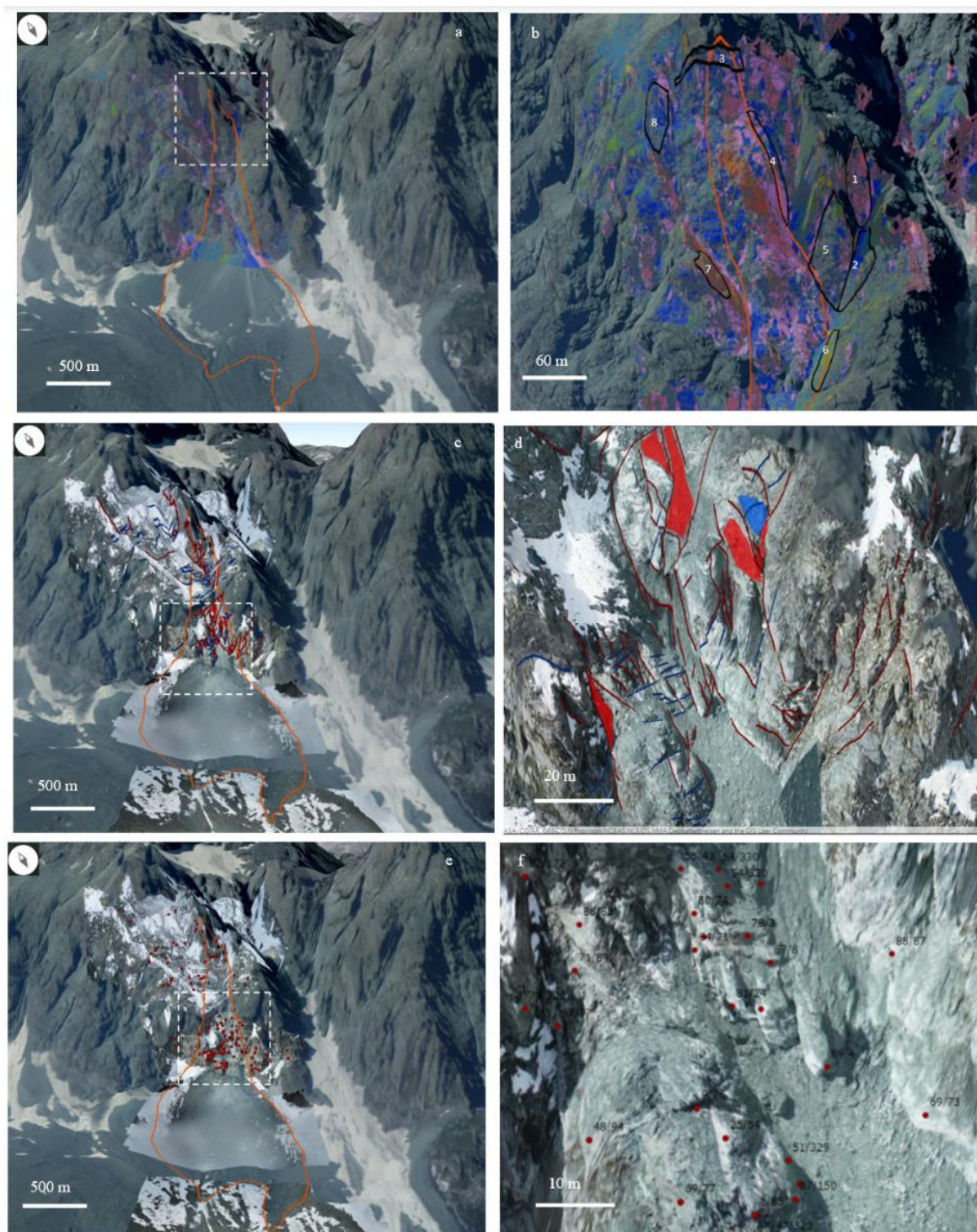


Figura 6. Vista prospettica dell'area interessata dal fenomeno di crollo (area in arancione) (vista prospettica WebGIS 3D Geoportale Arpa Piemonte); a: *facets* drappeggiata su ortofoto prospettica AGEA 2012 raggruppate in 10 classi di colori rappresentativi delle classi di direzione di immersione; b: dettaglio della zona di distacco della figura (6a) e localizzazione dei settori scelti per analisi delle giaciture delle *facets* nell'intorno dell'area di frana; c: faglie e zone di faglia (linee e aree in rosso) e fratture e aree ad alta densità di fratturazione (linee in blue e aree in blu) individuate su immagine del Drone (drappeggiata su ortofoto prospettica AGEA 2012). d dettaglio dei sistemi di discontinuità s.l.; e: punti di misura delle giaciture delle superfici dei sistemi di discontinuità individuati su immagini prospettiche del drone; f: dettaglio della figura (6e) in cui sono riportate i valori delle direzioni di immersione e inclinazione dei piani di discontinuità s.l..

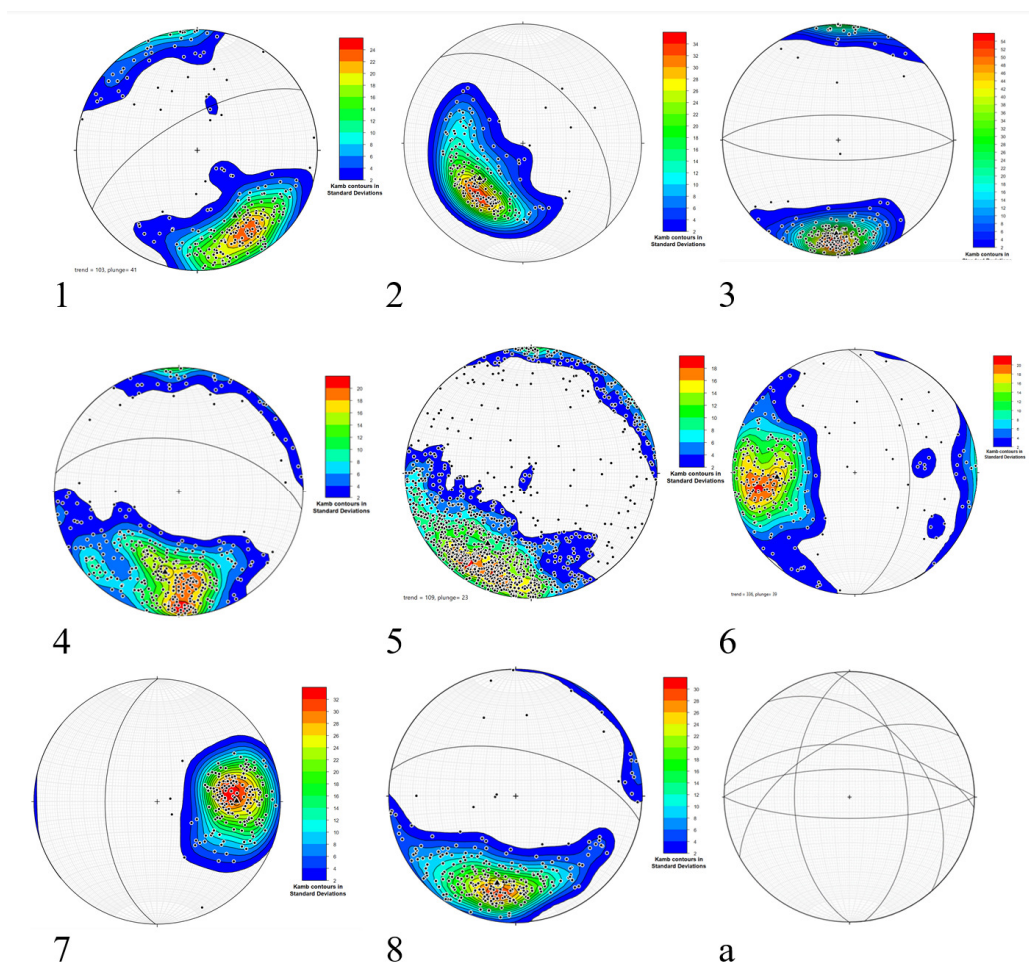


Figura 7. Stereodiagrammi delle isodense (diagrammi di Schmidt – proiezione equatoriale) dei poli delle *facet* degli otto settori (1-8) scelti; a: Stereodiagramma delle ciclografiche dei poli medi derivanti delle principali famiglie di fratture degli otto settori.

In base alla sovrapposizione delle superfici delle *facet* sull'immagine tridimensionale del drone è stato possibile associare manualmente i valori di giacitura puntuali alle tracce delle singole discontinuità individuate (figura 8). La procedura è consistita nel ricercare le superfici che risultavano meglio esposte sia all'interno dell'area di crollo sia esterne, in un intorno più ampio e significativo di versante con lo scopo di associare in modo cumulativo le caratteristiche giaciture ai diversi sistemi di discontinuità.

In particolare, sono stati distinti tre principali sistemi strutturali. Il primo sistema (F1) che definisce morfologicamente le scarpate che bordano lateralmente l'area di frana, risulta costituire una zona di faglia (ZF) con potenza apparente decametrica a direzione N-S con piani coniugati immergenti mediamente a E e W ad alto angolo (70°) (figura 9). Questo sistema risulta composto da superfici con geometrie ondulate interconnesse che delimitano porzioni di rocce (litoni) a geometria da sigmoidale a cuneiforme e da un sistema di segmenti di faglie di ordine minore immergenti a N e S immergenti a medio angolo (50°) (F1r)⁴ (figura 9). A questo sistema risultano inoltre, associate porzioni rocciose caratterizzate da una elevata alta densità di fratturazione. Questa configurazione

⁴ In base alle caratteristiche geometriche che definiscono delle associazioni strutturali (Hobbs *et al.*, 1976) questo sistema è interpretabile come possibili sistemi secondari di faglie tipo Riedel (*sensu* Riedel, 1929).

geometrico-giaciturale conferisce all'ammasso roccioso un elevato grado di destrutturazione che produce un'alta predisposizione all'instabilità da frana da crollo che si esplica attraverso fratture di rilascio-tensionali e superfici di scivolamento (vedi figure 11, 12 e 13).

A scala dell'intero massiccio del Monviso questo sistema strutturale sembra esercitare inoltre, un controllo morfotettonico su tutta una serie di elementi morfologici quali: incisioni, impluvi, vallecole ecc. che sebbene mostrino una variazione nelle direzioni azimutali da NNE a NNW sono tuttavia ascrivibili alla dispersione azimutale propria del sistema F1-F1r coerentemente con la direzione assiale media dell'intero massiccio del Monviso.

Un secondo sistema strutturale (F2) risulta caratterizzato principalmente da segmenti lineari e curvilineari e talora da elementi compositi nastriformi che conferiscono al sistema strutturale un andamento geometrico a fasce di dimensioni da pluri-decamentrici ad ettometrici. Il sistema strutturale (F2) a direzione WNW-ESE immergente a medio-alto angolo (70°) risulta costituito principalmente da segmenti di faglia sub-parallele che talora delimitano porzioni di rocce (lioni) a geometria da sigmoidale a cuneiforme. L'andamento geometrico e l'assetto strutturale associato alla direzione del versante rende questo sistema coerente con le superfici di distacco e/scivolamento della frana di crollo.

Questo sistema è ben rappresentato nel settore di versante nord-occidentali dell'area in studio. Su questo sistema si impostano tutte le superfici morfologiche orientate trasversalmente alla direzione media assiale del massiccio del Monviso.

Un terzo sistema strutturale (K1) è associabile ad un sistema di fratture costituito da segmenti di lunghezze minori con geometria regolare e paralleli tra loro, a direzione media ENE-WSW e immergente a NW mediamente ad alto angolo (80°); tale sistema risulta geometricamente coerente con l'andamento geometrico e giaciturale dei sistemi di faglie F1r e F2. È un sistema omogeneamente diffuso su tutto il settore di versante in esame.

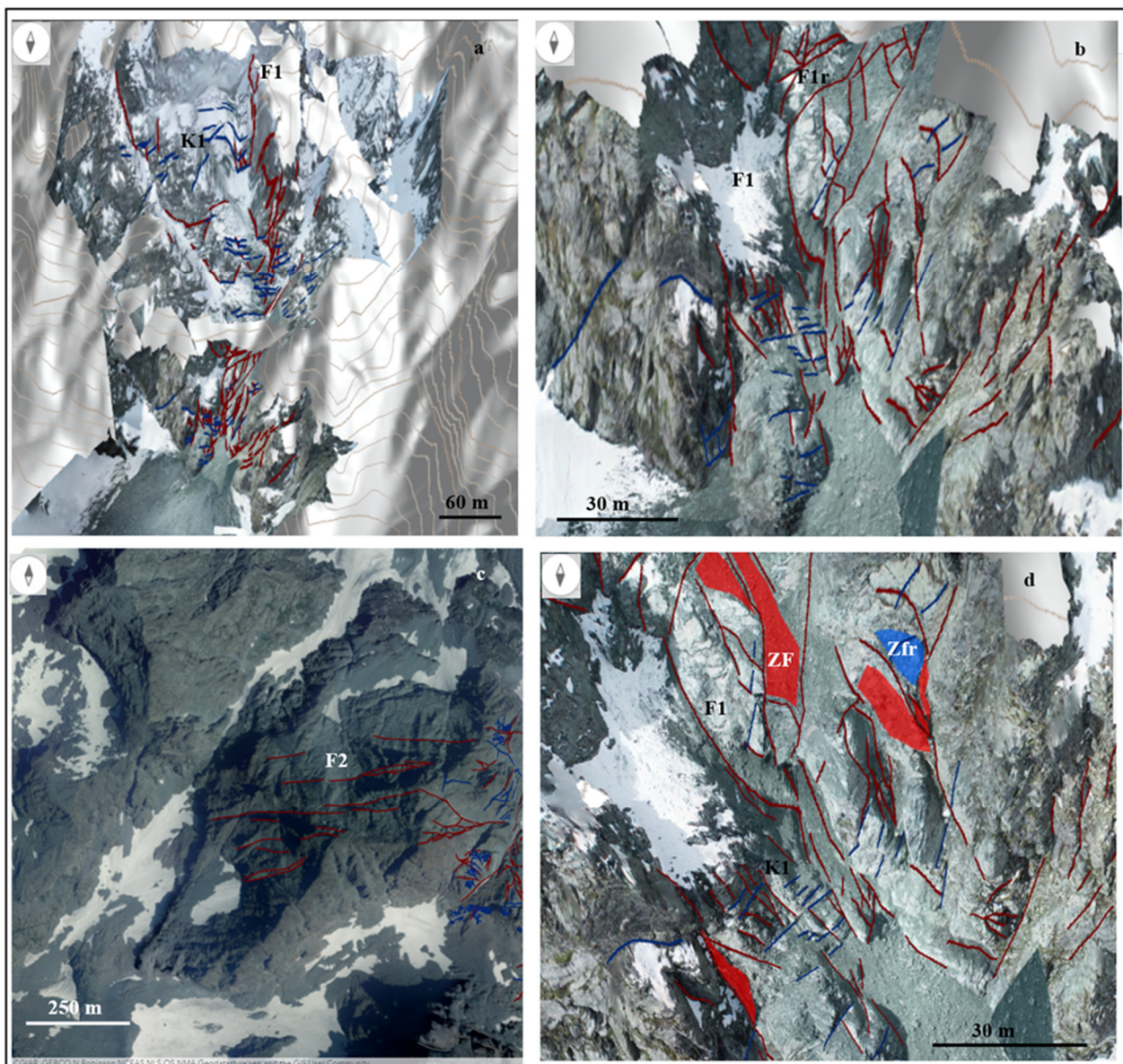


Figura 8. Immagine dei sistemi strutturali individuati dall'interpretazione dell'immagine del drone; a: relazioni geometriche tra i sistemi di faglia F1 (linee rosse) e il sistema di fratture K1 (linee blu) (immagine del drone drappeggiata su DTM); b: relazioni geometriche tra i sistemi di faglia F1 e F1r (linee rosse) (immagine del drone drappeggiata su DTM); c: andamento geometrico del sistema di faglia F2 ben evidente a nord dell'area di frana (ortofoto AGEA 2012); d: relazioni geometriche tra i sistemi di faglia F1 (linee rosse) sistema di fratture K1 (linee blu) zone di faglia ZF (aree rosse) zone ad alta fratturazione Zfr (aree in blu) (immagine del drone).

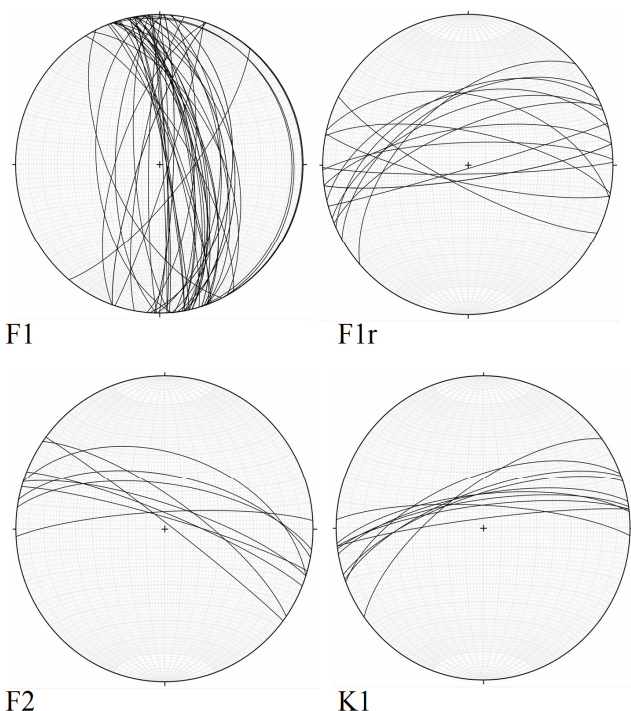


Figura 9. Stereogrammi (diagrammi di Schmidt – proiezione equatoriale) dei sistemi di faglie e fratture individuate nell'area di versante interessato dal fenomeno di crollo.

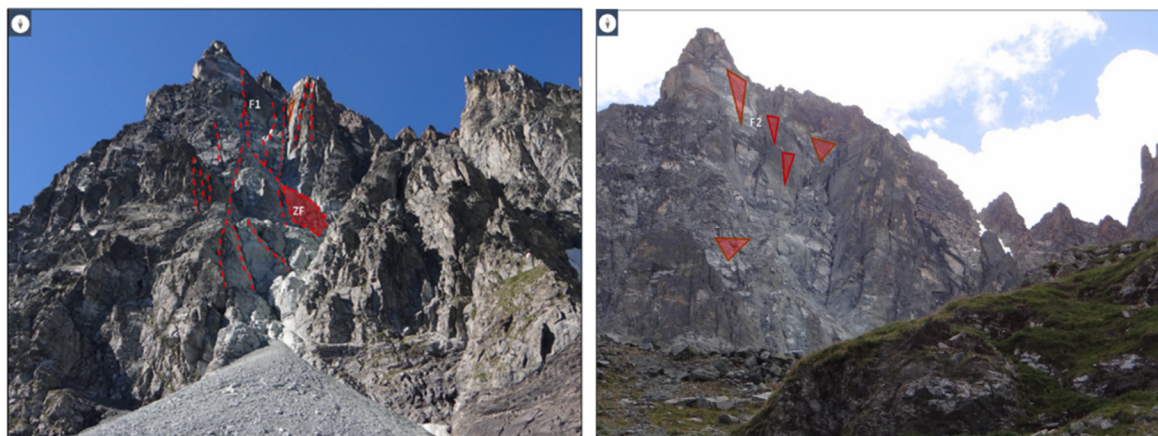


Figura 10. a: Superfici di discontinuità associabili al sistema di faglie F1 e F1r (linee tratteggiate in rosse); b: F2 (superfici rappresentate da triangoli in rosso). ZF zona di faglia associata al sistema di faglie F1 (aree in rosso in figura 10a).

Da un confronto con i primi rilievi geologico-strutturali di dettaglio (figura 10) si osserva che i sistemi di discontinuità definiti con la metodologia sopra descritta risultano caratterizzare l'area di frana e che di fatto sono elementi che hanno predisposto il processo di instabilità della frana in studio. Sono sistemi caratterizzati da un grado di deformazione tettonica piuttosto elevato con faglie ad attività polifasica e che conferiscono all'ammasso roccioso una elevata densità di fratturazione. Si ritiene che, questa configurazione geometrica e strutturale sia propria di tutto il versante nord-orientale del Monviso e che di fatto generi una alta predisposizione dei processi di instabilità.

Pertanto, al fine di estendere l'analisi di pericolosità da frane di crollo su tutto il versante nord-orientale del Monviso, sulla base della classificazione gerarchico-strutturale e distributiva dei sistemi di discontinuità sopra descritta, sono in fase di realizzazione approfondimenti di carattere geologico-strutturale (figura 11), elaborazioni geostatistiche e simulazioni traiettografiche. Questi studi avranno la finalità di individuare: le aree a maggior fratturazione, le dimensioni dei blocchi rocciosi instabili e le aree di invasione di caduta blocchi (vedi metodologia del progetto MASSA, 2013). Nelle figure 12 e 13, a titolo di esempio, sono riportate una prima carta di densità di fratturazione che permette di circoscrivere le aree maggiormente predisposte a frana di crollo (carta di suscettività da frane da crollo) e la carta dei blocchi rocciosi soggetti all'instabilità delimitati dai sistemi di discontinuità individuati a scala di versante.

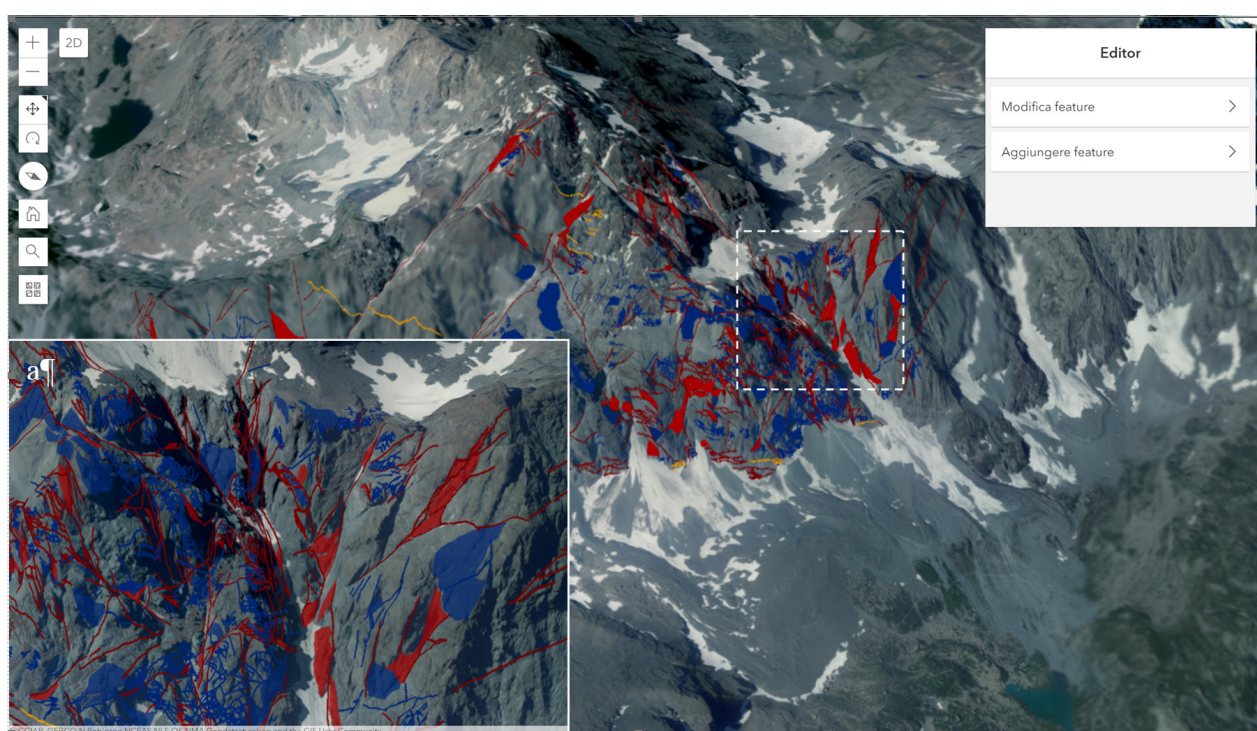


Figura 11. Esempio di stato di fratturazione dell'intero versante est del Massiccio del Monviso (vista prospettica webGIS 3D Geoportale Arpa Piemonte ortofoto AGEA 2012). In rosso sono riportate le faglie e le zone di faglia, in blu le fratture e le zone di alta densità di fratturazione, in giallo l'andamento delle discontinuità parallele alla scistosità; a: dettaglio dello stato di fratturazione s.l. di una porzione di versante coinvolto del fenomeno di crollo.

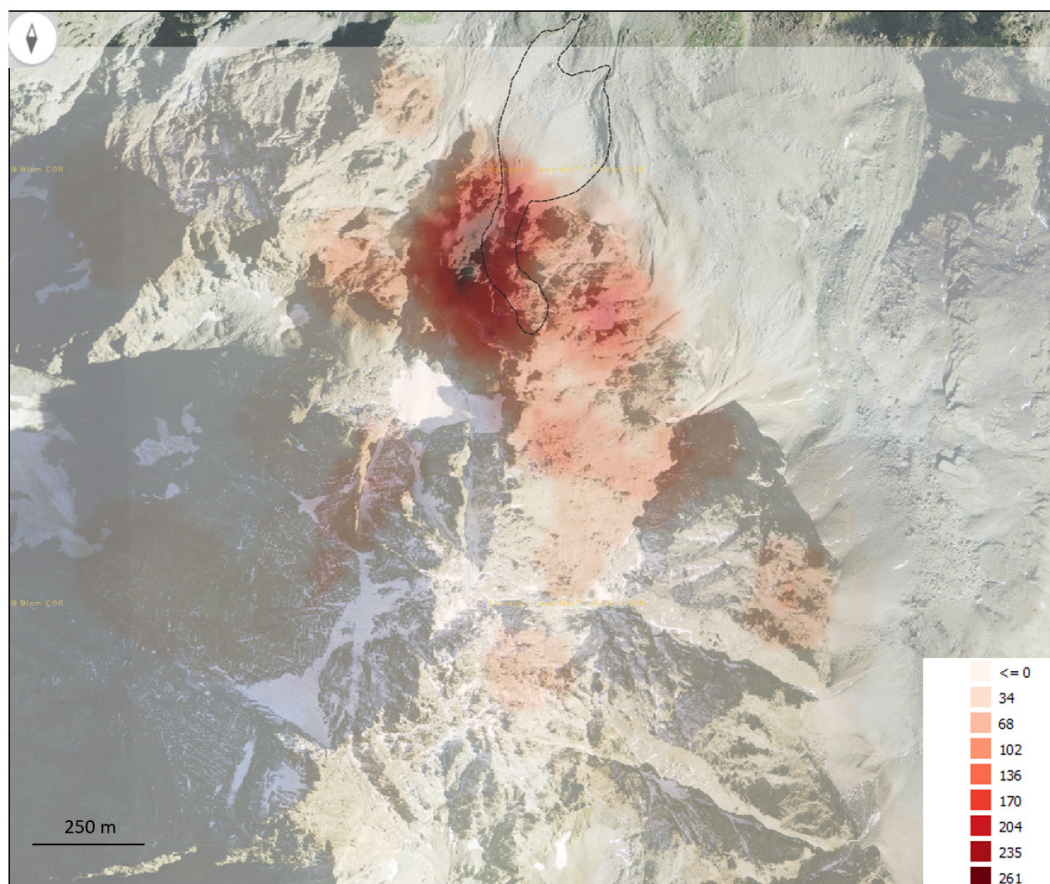


Figura 12. Carta della densità di fratturazione. I valori in legenda riportano il numero di intersezioni per unità di area. In tratteggio l'area interessata dal fenomeno di crollo.

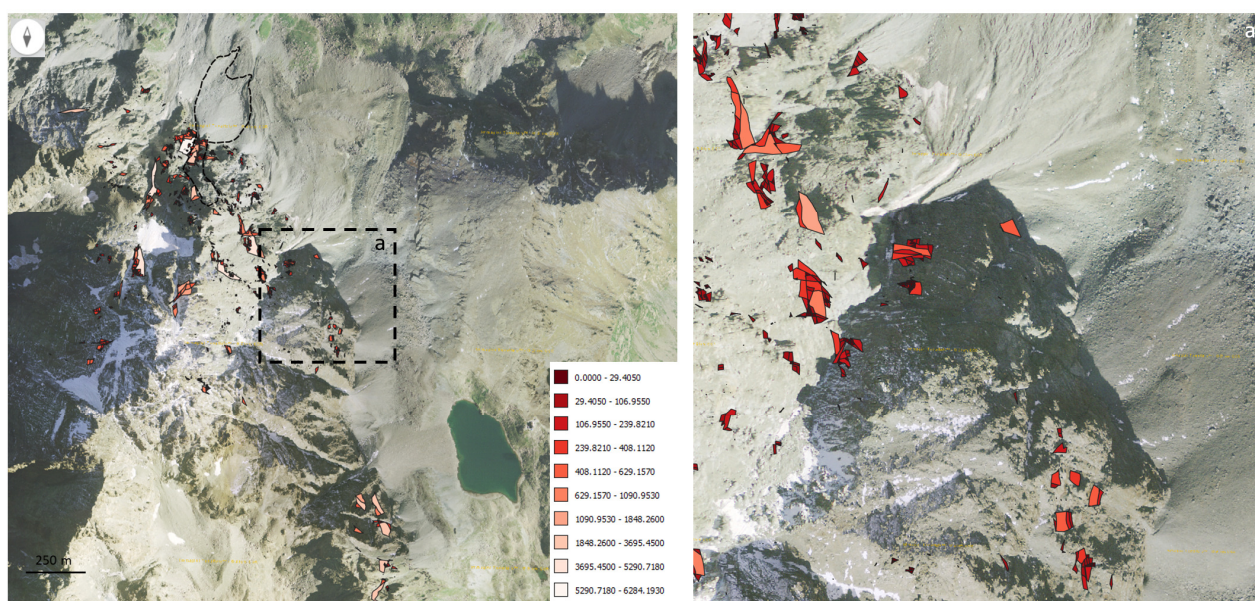


Figura 13. Carta della distribuzione di blocchi rocciosi definiti dai sistemi di discontinuità individuati (i valori in legenda riportano le dimensioni dei blocchi in m²); riquadro a: dettaglio In tratteggio l'area interessata dal fenomeno di crollo.

4.2 Ruolo potenziale del permafrost

I recenti fenomeni gravitativi della parete nordest del Monviso si inseriscono in un contesto generale di instabilità caratteristico delle aree alto alpine. Negli ultimi anni, sempre più spesso, tali processi sono stati messi in relazione con i cambiamenti climatici e con la degradazione del permafrost, anche se la mancanza di dati, soprattutto quelli di temperatura all'interno degli ammassi rocciosi, non consente di stabilire in modo univoco e certo un rapporto di causa-effetto tra il riscaldamento atmosferico, la degradazione del permafrost ed i fenomeni gravitativi.

Tuttavia, è innegabile che i dati termo-pluviometrici storici locali e, in generale, relativi all'area alpina, mostrino un cambiamento in atto nel regime climatico, una tendenza che si esprime in modo più evidente con un generale aumento della temperatura atmosferica, seppur con differenti caratteristiche stagionali. A questa tendenza media, si aggiungono episodi particolarmente anomali, come ad esempio l'estate calda del 2015 (la seconda più calda in Piemonte negli ultimi 60 anni) che forniscono un ulteriore fattore di stress climatico al sistema atmosfera-criosfera-geosfera.

Una sintesi dei dati climatici nell'area piemontese è riportata nelle seguenti tabelle. Altre informazioni sono reperibili ai seguenti link:

- <http://relazione.ambiente.piemonte.it/2020/it/clima>
- https://www.regione.piemonte.it/web/sites/default/files/media/documenti/2020-07/cc_card_come_cambia_il_clima.pdf

I dati di temperatura per le Alpi piemontesi mostrano una tendenza all'aumento maggiore rispetto alla temperatura media globale e si conferma la tendenza all'accelerazione del riscaldamento. In aumento anche i valori estremi. Il numero dei giorni di gelo mostra una tendenza negativa quasi ovunque, con valori più elevati sulle zone montane intermedie, dove supera il valore di 1 giorno ogni 10 anni.

Un altro dato di temperatura interessante ai fini delle valutazioni oggetto del presente paragrafo è la tendenza dello Zero Termico (ZT). Infatti, si evidenzia un aumento del valore massimo e medio annuale dello ZT (circa +120 m/10 anni), con un aumento maggiore in montagna e nella stagione invernale (+40 m/anno mese di dicembre). Nel periodo estivo lo ZT supera sempre più spesso i 4.000/4.500m di quota (+5÷+10 gg/10 anni) e luglio è il mese con il tasso maggiore di aumento di quota (+ 19 m/anno).

Per quanto riguarda le precipitazioni si evidenziano alcune tendenze che indicano una modificazione nel regime pluvio-nivometrico anche se i dati presentano un quadro di elevata variabilità interannuale.

Le precipitazioni sono tendenzialmente in diminuzione, anche se di poco e con una marcata variabilità interannuale. Diminuiscono i giorni piovosi con conseguente aumento delle precipitazioni intense e dei periodi di siccità, in particolare in pianura ma, negli ultimi 20 anni, anche in montagna. Un dato particolarmente interessante è la traslazione negli ultimi 30 anni della stagione con maggiore precipitazione (dall'autunno alla primavera), soprattutto se confrontata con la maggiore perdita della riserva accumulata in forma di neve, che avviene nello stesso mese di maggio. Sempre negli ultimi 30 anni l'altezza della neve al suolo ha subito ovunque una riduzione, con una diminuzione dei quantitativi di neve fresca negli ultimi 20 anni rispetto ai 20 anni precedenti.

Tabella 1 – Come cambia il clima in Piemonte (Temperatura)

	Temperatura massima	Temperatura minima
Media (periodo 1958÷2018)	+2,1 °C (+2,5 °C nell'area montana)	+1,5 °C (+1,8 °C nell'area montana)
Tasso di aumento	+0,38 °C/10 anni¹ (inverno)	+0,24 °C/10 anni¹ (tutte le stagioni)
¹ 1958÷2018 (stagioni con aumento >)	+0,58 °C/10 anni² (primavera ed estate)	+0,24 °C/10 anni² (primavera)
² 1988÷2018 (stagioni con aumento >)		

Tabella 2 – Come cambia il clima in Piemonte (Precipitazioni)

Precipitazioni totali	-4% precipitazione annuale ultimi 30 anni, -13/14 % precipitazioni invernali ultimi 60 anni
Stagione e mese più piovosi	autunno - ottobre (ultimi 60 anni), primavera – maggio (ultimi 30 anni)
Numero giorni piovosi	Diminuzione fino a -6÷-8 gg/10anni
Piogge intense	Aumento dei fenomeni intensi estivi, diminuzione giorni con precipitazione > 10mm, aumento giorni con precipitazione > 50mm
Precipitazioni MAX cumulate giornaliere	+1,28 mm/anno (in pianura), +1,38 mm/anno (in montagna)
Neve fresca	Diminuzione negli ultimi 20 anni (più marcata sotto i 1500 m di quota)
Neve al suolo	Diminuzione della permanenza della neve al suolo (sotto i 1500 m di quota), diminuzione dell'altezza della neve al suolo sulla regione negli ultimi 30 anni fino al 30-40% nelle stazioni a quote più basse
Frazione neve/precipitazione totale	in diminuzione fino a -7% in 10 anni in montagna
Disponibilità idrica in forma nivale	In forte diminuzione negli ultimi anni per rapida fusione della neve con maggiore perdita della riserva accumulata nel mese di maggio

Le tendenze climatiche di temperatura e precipitazione hanno importanti effetti anche sull'equilibrio termico degli ammassi rocciosi. Infatti, il regime termico di terreni e rocce è direttamente collegato alle condizioni climatiche sia globali che locali e risente sensibilmente delle variazioni climatiche attuali. Tali alterazioni producono significativi impatti sia sugli equilibri degli ecosistemi (a causa delle modificazioni ad es. nel ciclo del carbonio e nel ciclo dell'acqua), sia sulle attività umane in ambiente montano (instabilità dei versanti con danni alle infrastrutture, perturbazione dei circuiti idrogeologici, ecc.).

Il dominio in cui questi effetti sono particolarmente esasperati è quello “periglaciale”, ambiente tipico delle regioni ad elevate latitudini e delle aree ad elevata altitudine, dove si raggiungono temperature tali da mantenere il suolo congelato per molti mesi o per tutto l'anno. Tali ambienti sono caratterizzati dalla presenza di forme e depositi originati da processi geomorfologici (fenomeni periglaciali) legati al ripetersi di cicli di gelo-disgelo ed alla crescita di masse di ghiaccio nel terreno. Tali processi non necessitano della presenza di ghiacciai e per tale motivo alcuni autori preferiscono usare al posto dell'aggettivo “periglaciale” l'aggettivo “crionivale” o “criotico”, che fa riferimento esplicito al ghiaccio (dal greco crios) ed alla neve, ma non ai ghiacciai.

Tipico dell'ambiente periglaciale è il permafrost (contrazione dei termini inglesi “*perennially frozen ground*”) che definisce il terreno o la roccia che presenta una temperatura $\leq 0^{\circ}\text{C}$ per due o più anni consecutivi, indipendentemente dalla presenza di ghiaccio. La porzione più superficiale del permafrost è soggetta a cicli di gelo e disgelo stagionale ed è definito strato attivo (*active layer*), sede di importanti processi geomorfologici. Il permafrost è considerato quindi un indicatore privilegiato del cambiamento climatico e per questo è oggetto di studi e attività di monitoraggio da parte della comunità scientifica e delle amministrazioni che si occupano di pianificazione territoriale e gestione del rischio.

In questo contesto si inserisce la serie di attività di ricerca ed analisi che Arpa Piemonte ha avviato a partire dal 2006 con l'obiettivo di migliorare le conoscenze sulle caratteristiche e sulla distribuzione del permafrost nelle Alpi piemontesi, fino a poco tempo fa del tutto frammentarie e lacunose. Tali attività hanno goduto dell'importante contributo del progetto europeo Spazio Alpino 2007÷2013 “PermaNet” (*Permafrost long-term monitoring network*).

Nell'ambito del progetto PermaNet è stata realizzata una mappatura della distribuzione del permafrost delle Alpi a livello europeo utilizzando il metodo APIM “*Alpine Permafrost Index Map*” (Boeckli et al., 2012) che individua i settori in cui è possibile che si verifichino le condizioni per la formazione e/o conservazione del permafrost. A causa della estrema variabilità delle componenti che condizionano l'equilibrio termico dei versanti (temperatura aria, esposizione locale, innevamento, fratturazione, circolazione idrica, ecc.) la distribuzione del permafrost risulta discontinua e difficilmente evidente, essendo il permafrost definito esclusivamente su base termica. Si parla quindi di probabilità maggiore (probabile) o minore (possibile) di trovare condizioni di permafrost nel terreno o nella roccia. È inoltre possibile che vi sia in profondità (ad alcune decine di metri dalla superficie) un permafrost non più in equilibrio con il contesto climatico attuale e quindi definito “relitto”, originatosi quando le temperature medie dell'aria erano più basse.

Nelle figure 14 e 15 è riportato uno stralcio in pianta e in visione tridimensionale virtuale di questa distribuzione per l'area di interesse del Monviso in cui si evidenzia che tutto il settore di cresta presenta condizioni favorevoli alla formazione/conservazione del permafrost e, in particolare, nei settori di versante con esposizione nord e nord-ovest e quota superiore ai 2.700 m. Al di sotto di tale quota, il permafrost è possibile solo in condizioni particolarmente favorevoli quali una ridotta copertura nevosa, un ammasso roccioso con fratture aperte, la granulometria grossolana dei depositi. Il fenomeno di crollo innescatosi il 26 dicembre 2019 si è sviluppato in un contesto ampiamente interessato da condizioni molto probabili di presenza di permafrost, essendo la zona di distacco ubicata ad una quota di circa 3.100 m su un versante con esposizione nord-est. Tuttavia, come evidenziato nelle figure, si può osservare che il modello riporta proprio nell'area di distacco del crollo una possibile transizione a condizioni di permafrost leggermente meno probabili (“*permafrost mostly in cold conditions*”).

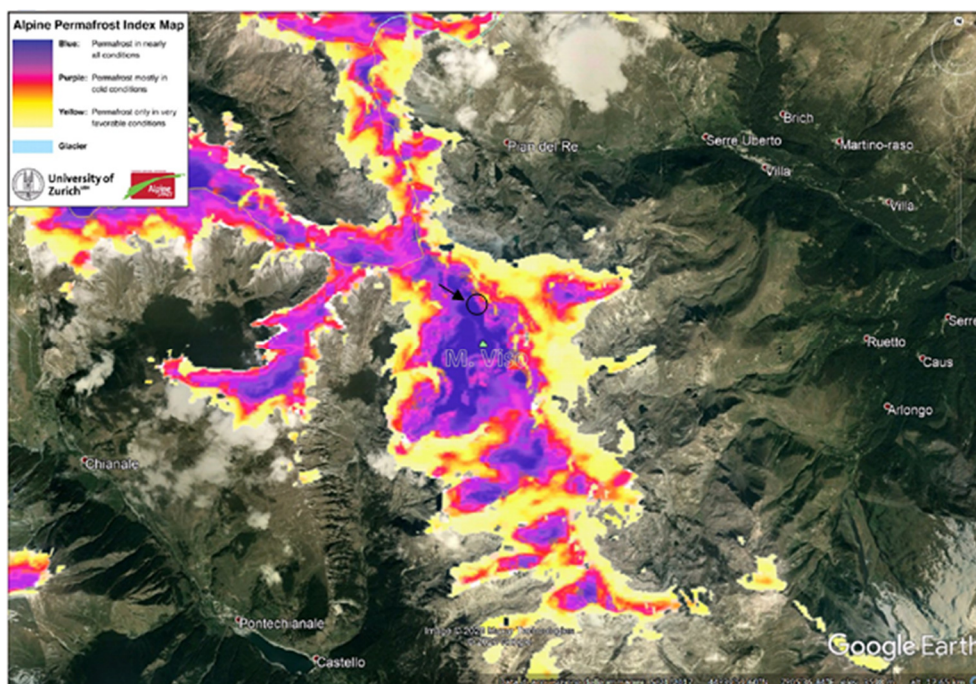


Figura 14. Distribuzione potenziale del permafrost nell'area del Monviso, in base al modello APIM (Alpine Permafrost Index Map", Boeckli et al., 2012) sviluppato nell'ambito del progetto europeo Spazio Alpino "Permanet – permafrost long-term monitoring network". I colori dal giallo al blu si riferiscono ad una probabilità crescente di presenza di condizioni di permafrost nei diversi geo-materiali in funzione della quota e della esposizione dei versanti. La freccia ed il cerchio neri indicano l'ubicazione della zona di distacco del crollo innescatosi il 26 dicembre 2019.

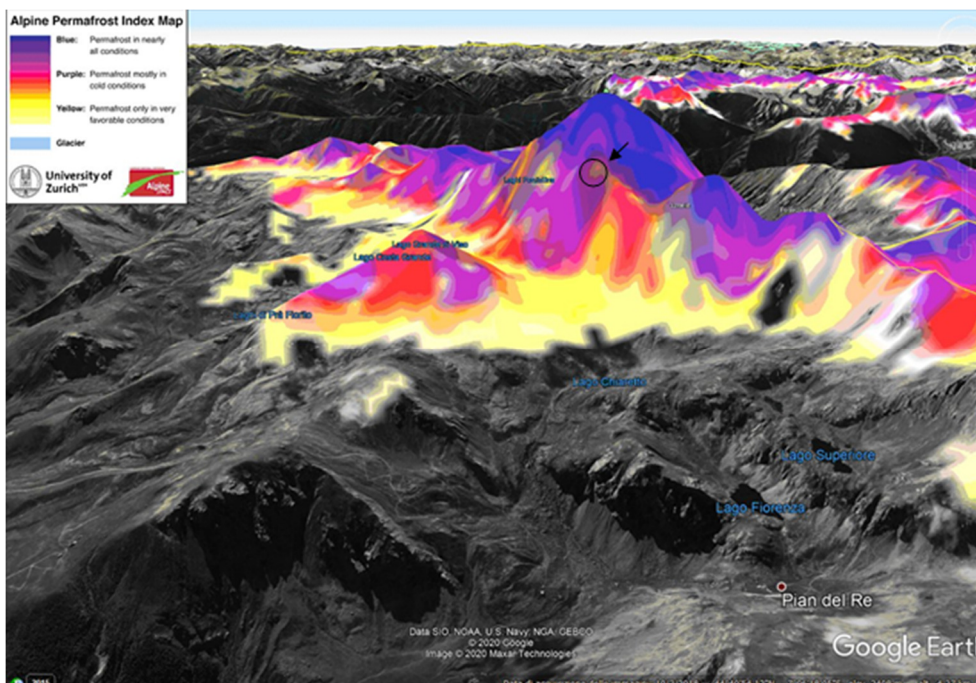


Figura 15. Visione tridimensionale virtuale della distribuzione potenziale del permafrost nell'area del Monviso, in base al modello APIM ("Alpine Permafrost Index Map", Boeckli et al., 2012) sviluppato nell'ambito del progetto europeo Spazio Alpino "Permanet – permafrost long-term monitoring network". I colori dal giallo al blu si riferiscono ad una probabilità crescente di presenza di condizioni di permafrost nei diversi geo-materiali in funzione della quota e della esposizione dei versanti. La freccia ed il cerchio neri indicano l'ubicazione della zona di distacco del crollo innescatosi il 26 dicembre 2019.

Questa interpretazione risulta confermata anche osservando un secondo modello disponibile per l'area di interesse. In figura 16 è riportato uno stralcio della carta della distribuzione del permafrost nelle Alpi piemontesi ottenuta utilizzando il modello PERMAROCK (modificato da Guglielmin, 2009, inedito), modello empirico basato sull'analisi statistica della distribuzione delle quote e dell'esposizione delle forme indicatrici del permafrost (*rock glacier* e *protalus rampart*), distinte in attive ed inattive su base morfologica. Dallo stralcio riportato in figura si evidenzia come il settore interessato dal crollo del 26 dicembre 2019 ricada completamente nelle condizioni di permafrost "possibile" e "probabile".

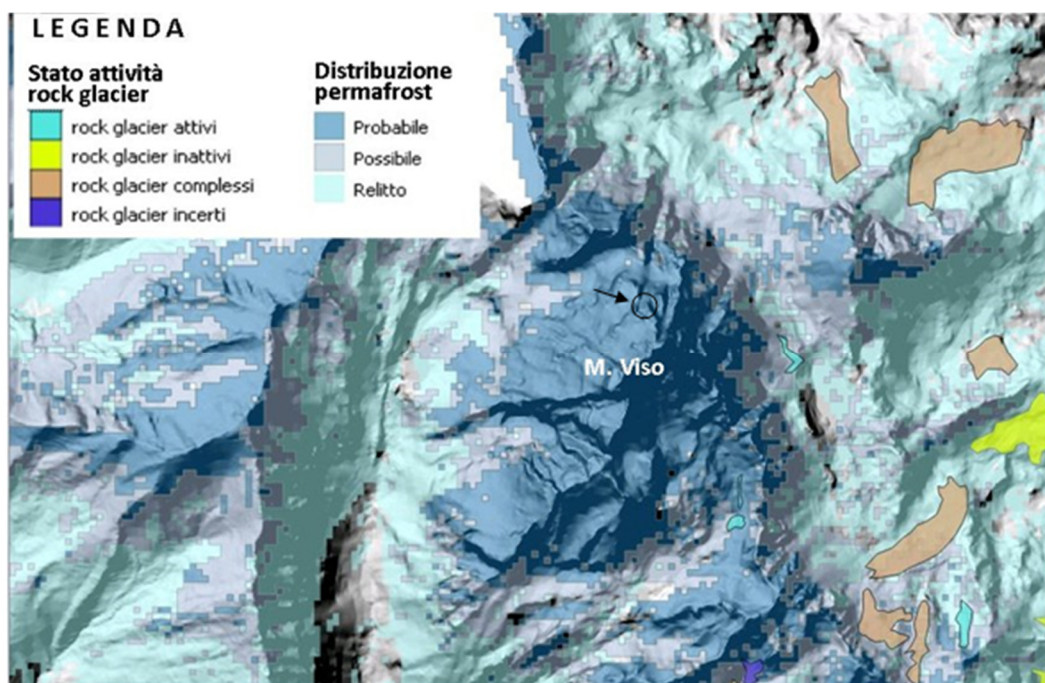


Figura 16. Distribuzione potenziale del permafrost nell'area del Monviso, in base al modello PERMAROCK (modificato da Guglielmin, 2009, inedito) sviluppato per le Alpi piemontesi nell'ambito del progetto europeo Spazio Alpino "Permanet – permafrost long-term monitoring network". I colori dall'azzurro al blu si riferiscono ad una probabilità crescente di presenza di condizioni di permafrost nei diversi geo-materiali in funzione della quota e della esposizione dei versanti in base all'analisi statistica delle forme caratteristiche del permafrost, i rock glacier (anch'essi riportati in carta, distinti per stato di attività). La freccia ed il cerchio neri indicano l'ubicazione della zona di distacco del crollo innescatosi il 26 dicembre 2019.

Allo stato attuale delle conoscenze tali modelli, per poter essere applicati correttamente, necessitano di ulteriori validazioni e controlli, da condurre anche sul terreno, finalizzati a migliorarne la qualità e la rispondenza alle condizioni reali. In questi casi è auspicabile il monitoraggio termico sia dell'aria che degli ammassi rocciosi per verificare le relazioni tra atmosfera e litosfera nel contesto climatico attuale e valutare le tendenze future sulla base degli scenari ipotizzabili. Nell'area di interesse, a partire dal 2013 sono stati intrapresi alcuni approfondimenti nel settore poco più a nord, in corrispondenza del tunnel "Buco di Viso" (a quota 2.900 m circa) che dal 2017 è sottoposto ad un monitoraggio termico sia della roccia che dell'aria. I dati sono al momento in fase di analisi e nel prossimo futuro forniranno un tassello importante nell'ambito dell'inquadramento del cambiamento climatico dell'area e dei suoi effetti sull'equilibrio termico degli ammassi rocciosi.

Inoltre, sono in corso ulteriori analisi di dettaglio sulle coperture detritiche nel settore del rock glacier del M. Granero, ubicato poco più a nord del Buco di Viso, a ridosso dello spartiacque tra Valle Po e Valle Pellice.

La distribuzione del permafrost, di per sé, non dà indicazioni sulle condizioni di stabilità dei versanti interessati ma, attraverso ulteriori elaborazioni, si può giungere a stimare la cosiddetta “vulnerabilità criotica”. Un metodo attualmente in fase di sperimentazione da parte di Arpa Piemonte, elaborato nell’ambito del progetto strategico Interreg AlCoTra Italia-Francia “RiskNat”, mette in relazione diversi modelli (empirici e fisici) che consentono di valutare la potenziale instabilità degli ammassi rocciosi in funzione della transizione da una classe di permafrost ad un’altra a causa di trend climatici definiti. I risultati preliminari di queste elaborazioni non consentono attualmente di fornire indicazioni precise sulle condizioni di instabilità del permafrost anche se è possibile delineare un comportamento generale, utile ai fini della gestione del rischio a breve e lungo termine. Le condizioni di bassa “vulnerabilità criotica” sono legate principalmente a deboli o brevi escursioni termiche che interessano la parte più superficiale dei versanti e che potrebbero innescare crolli di piccoli o modesti volumi di roccia (es. i crolli dell’estate 2003 sul Cervino). In queste condizioni, che si verificano anche durante le ripetute oscillazioni termiche stagionali, l’aumento delle pressioni interstiziali in frattura durante i passaggi di stato dell’acqua causano l’allentamento dell’ammasso roccioso che subisce uno stress meccanico fino alla completa rottura. Condizioni di “vulnerabilità criotica” alta sono invece legate ai trend pluriannuali in cui le temperature in aumento condizionano l’instabilità degli ammassi rocciosi in profondità con coinvolgimento diretto del permafrost. Tale scenario interessa inevitabilmente volumi di roccia a volte considerevoli, come già verificatosi in alcuni settori alpini (es. i crolli di alcune centinaia di migliaia di m³ di roccia del Rocciamelone del 2006÷2007 o del Monte Rosa del 2015, fino alle *rock avalanche* di 2,5 milioni di m³ della Punta Thurwieser del 2004 o del Pizzo Cengalo di 3 milioni di m³ del 2017) per i quali si è ipotizzato un coinvolgimento diretto della degradazione del permafrost.

I dati del monitoraggio del permafrost in Piemonte evidenziano una tendenza di incremento delle temperature nel sottosuolo in cui il permafrost è in fase di degradazione anche a 3.000 m di quota, tendenza confermata anche in altre stazioni alpine quali quelle della rete svizzera PERMOS o quella di Cime Bianche nella conca di Cervinia, gestita dall’Arpa Valle d’Aosta. I dati della stazione di monitoraggio del permafrost piemontese del Passo de La Colletta, a quota 2.850 m sullo spartiacque tra la Valle Maira e la Valle Varaita di Bellino, la più prossima all’area del Monviso, indicano una transizione a condizioni di “non permafrost” a partire dal 2012. La stazione del Colle Sommeiller, a quota 2.980 m in Alta Val Susa, ha evidenziato negli ultimi 10 anni un trend di riscaldamento di +0,151°C/decennio a 35 m di profondità, con una transizione a condizioni di “non permafrost” a circa 60 m di profondità a partire dal 2014.

Ulteriori affinamenti delle elaborazioni dei dati termici degli ammassi rocciosi, combinati con i trend climatici e con le analisi dello stato di fratturazione, consentiranno nel prossimo futuro di dettagliare meglio le relazioni tra degradazione del permafrost e instabilità dei versanti in alta quota, al fine di ottenere modelli predittivi utili per la gestione del rischio.

Bibliografia

Angiboust, S., Agard, P., Raimbourn, H., Yamato, P., and Huet, B. (2011): Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones (Monviso, W. Alps): *Lithos*, v. 127, p. 222–238, doi:10.1016/j.lithos.2011.09.004.

Angiboust, S., Langdon, R., Agard, P., Waters, D., and Chopin, C. (2012): Eclogitization of the Monviso ophiolite and implications on subduction dynamics: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 30, p. 37–61, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00951.x.

Balestro, G., Fioraso, G., and Lombardo, B. (2013): Geological map of the Monviso massif (western Alps): *Journal of Maps*, v. 9, p. 623–634, doi:10.1080/17445647.2013.842507.

Balestro, G., Lombardo, B., Vaggelli, G., Borghi, A., Festa, A., and Gattiglio, M. (2014): Tectonostratigraphy of the northern Monviso meta-ophiolite complex (western Alps): *Italian Journal of Geosciences*, v. 133, no. 3, p. 409–426, doi:10.3301/IJG.2014.13.

Balestro, G., Festa, A., and Tartarotti, P. (2015): Tectonic significance of different block-in-matrix structures in exhumed convergent plate margins: Examples from oceanic and continental HP rocks in inner western Alps (northwest Italy): *International Geology Review*, v. 57, no. 5–8, p. 581–605, doi:10.1080/00206814.2014.943307.

Blake, M.C., Moore, D.E. & Jayko, A. S. (1995): The role of serpentinite melanges in the unroofing of ultrahigh-pressure metamorphic rocks: an example from the Western Alps in Italy. In *Ultrahigh Pressure Metamorphism* (eds R. G. Coleman & X. Wang), pp. 182–205. Cambridge: Cambridge University Press.

Boeckli, L., Brenning, Gruber, A. S., and Noetzli, J. (2012): Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics.

Dewez, T. J. B., Girardeau-Montaut, D., Allanic, C., and Rohmer, J. (2016): FACETS : A Cloud compare plugin to extract geological planes from unstructured 3D point clouds, *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, XLI-B5, 799-804, doi:10.5194/isprs-archives-XLI-B5-799-2016, 2016.

Festa A., Balestro G., Dilek Y., Tartarotti P. (2015): A Jurassic oceanic core complex in the high-pressure Monviso ophiolite (western Alps, NW Italy). *Lithosphere* (2015) 7 (6): 646–652.

Hobbs, W. H. (1904): Lineaments of the Atlantic border region. *Geological Society of American Bulletin* 5, 483-506.

Lombardo, B., Nervo, R., Compagnoni, R., Messiga, B., Kienast, J., Mevel, C., Fiora, L., Piccardo, G., and Lanza, R. (1978): Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali): *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, v. 34, p. 253–305.

Lombardo, B., Rubatto, D., and Castelli, D. (2002): Ion microprobe U-Pb dating of zircon from a Monviso metaplagiogranite: Implications for the evolution of the Piedmont-Liguria Tethys in the western Alps: *Ofioliti*, v. 27, p. 109–117.

M A S S A Medium And Small Size rockfall hazard Assessment (2013): Confronto di metodi speditivi

per la valutazione della pericolosità da “caduta massi” Copyright 2013, Arpa Piemonte Via Pio VII, 9 – 10135 Torino – Italia www.arpa.piemonte.it ISBN 978-88-7479-122-4.

Morelli, M., and Piana, F. (2006): Comparison between remote sensed lineaments and geological structures in intensively cultivated hills (Monferrato and Langhe domains, NW Italy). *International Journal of Remote Sensing*, 27, 20, 4471-4493.

Riedel, W. (1929): Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentral-blatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*, 354 – 368.

Rubatto, D., and Hermann, J. (2003): Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, p. 2173–2187, doi: 10.1016 /S0016 -7037(02)01321-2.

ATLANTE FOTOGRAFICO

Immagine 01 – Panoramica scattata dal Monte Frioland il 12 gennaio 2020

Immagine 02 – Panoramica scattata l'8 gennaio 2020

Immagine 03 – Panoramica ravvicinata scattata l'8 gennaio 2020

Immagine 04 – Particolare del settore di parete interessato dal crollo, fotografia scattata l'8 gennaio 2020

Immagine 05 – Perimetrazione indicativa del crollo su fotografia del 5 aprile 2018

Immagine 06 – Zona sinistra dell'accumulo, fotografia scattata l'8 gennaio 2020; si notino le proporzioni per confronto con la persona

Immagine 07 – Zona destra dell'accumulo, fotografia scattata l'8 gennaio 2020

Immagine 08 – Blocchi ciclopici, fotografia scattata l'8 gennaio 2020; si notino le proporzioni per confronto con la persona

Immagine 09 – Blocchi ciclopici, fotografia scattata l'8 gennaio 2020; il blocco sulla destra con neve alla sommità era già in posto prima del crollo

Immagine 10 – Zona di accumulo ai piedi della parete con sovrapposizione del perimetro della frana del 2019; estratto ortofoto Regione 2010

Immagine 11 – Zona di accumulo ai piedi della parete con sovrapposizione del perimetro della frana del 2019; estratto ortofoto AGEA 2015

Immagine 12 – Particolare della zona al piede del conoide di frana, raggiunta dai massi di maggiori dimensioni; estratto ortofoto AGEA 2018

Immagine 13 – Particolare della zona al piede del conoide di frana, raggiunta dai massi di maggiori dimensioni; estratto ortofoto ottenuta attraverso il rilievo con drone



IMMAGINE 01



IMMAGINE 02



IMMAGINE 03

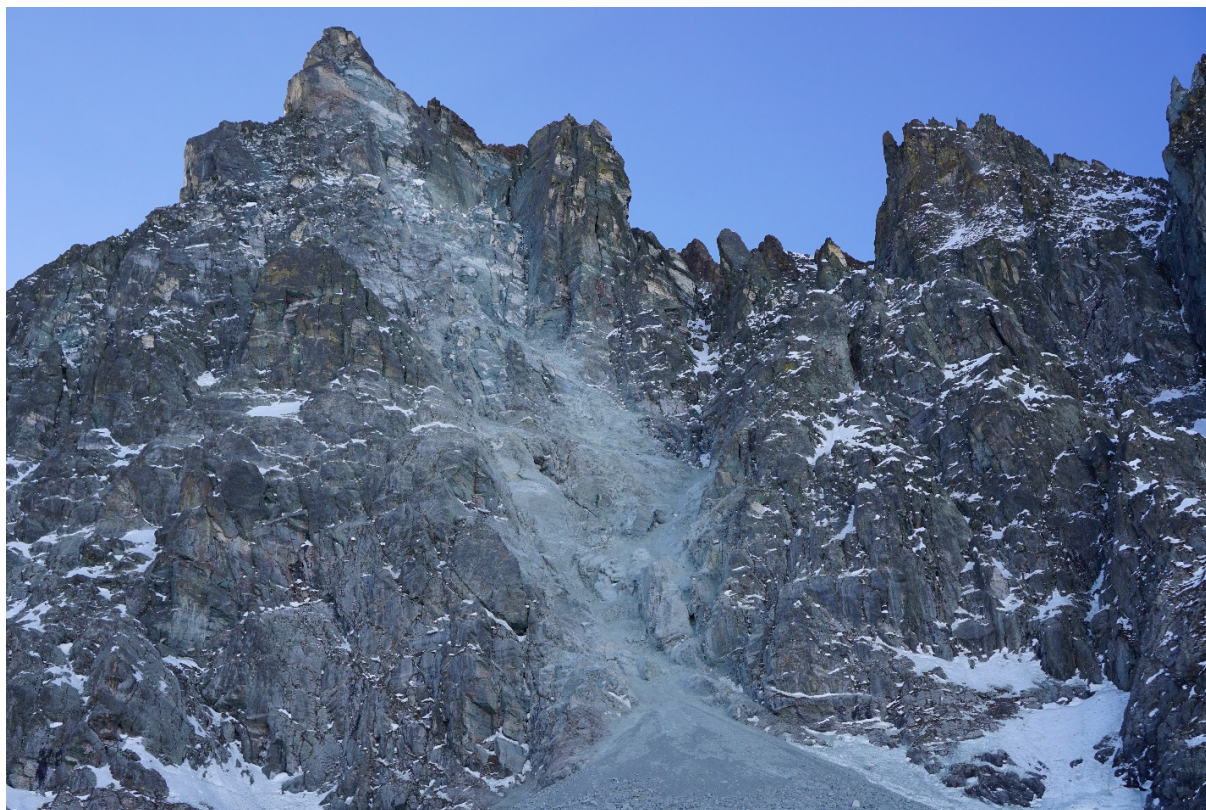


IMMAGINE 04



IMMAGINE 05



IMMAGINE 06



IMMAGINE 07



IMMAGINE 08



IMMAGINE 09

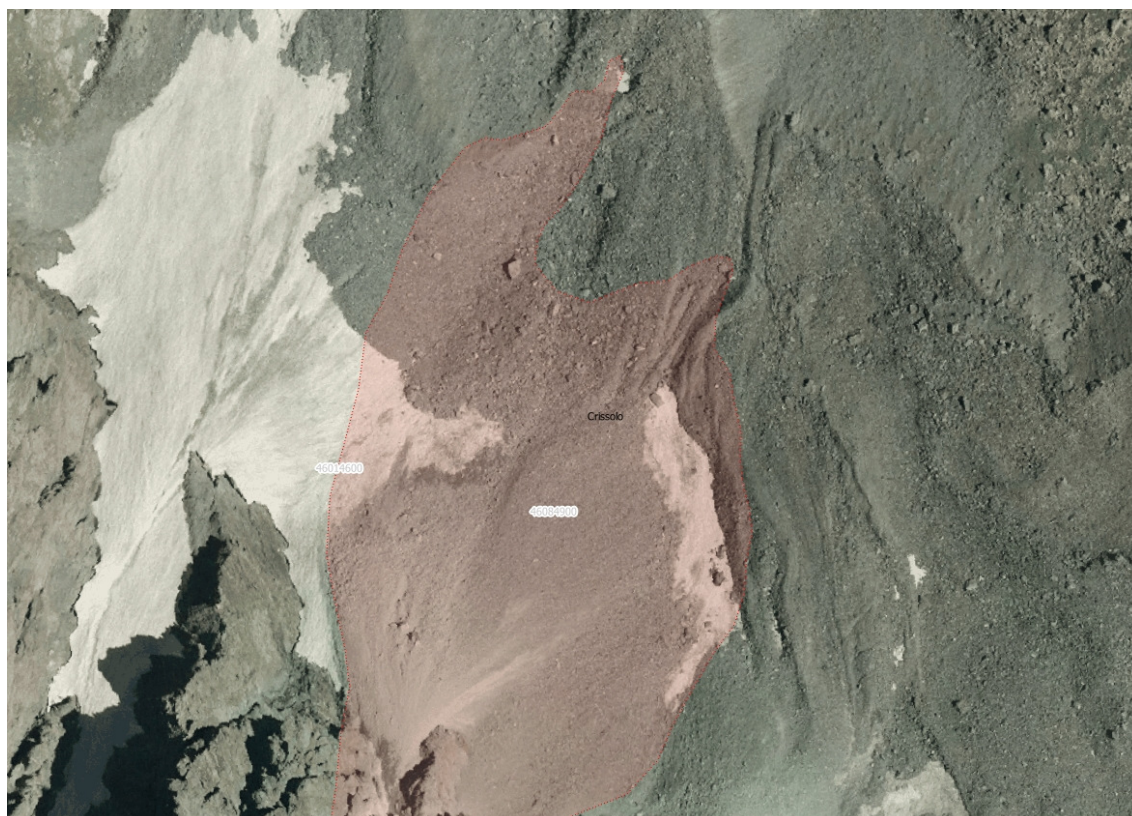


IMMAGINE 10

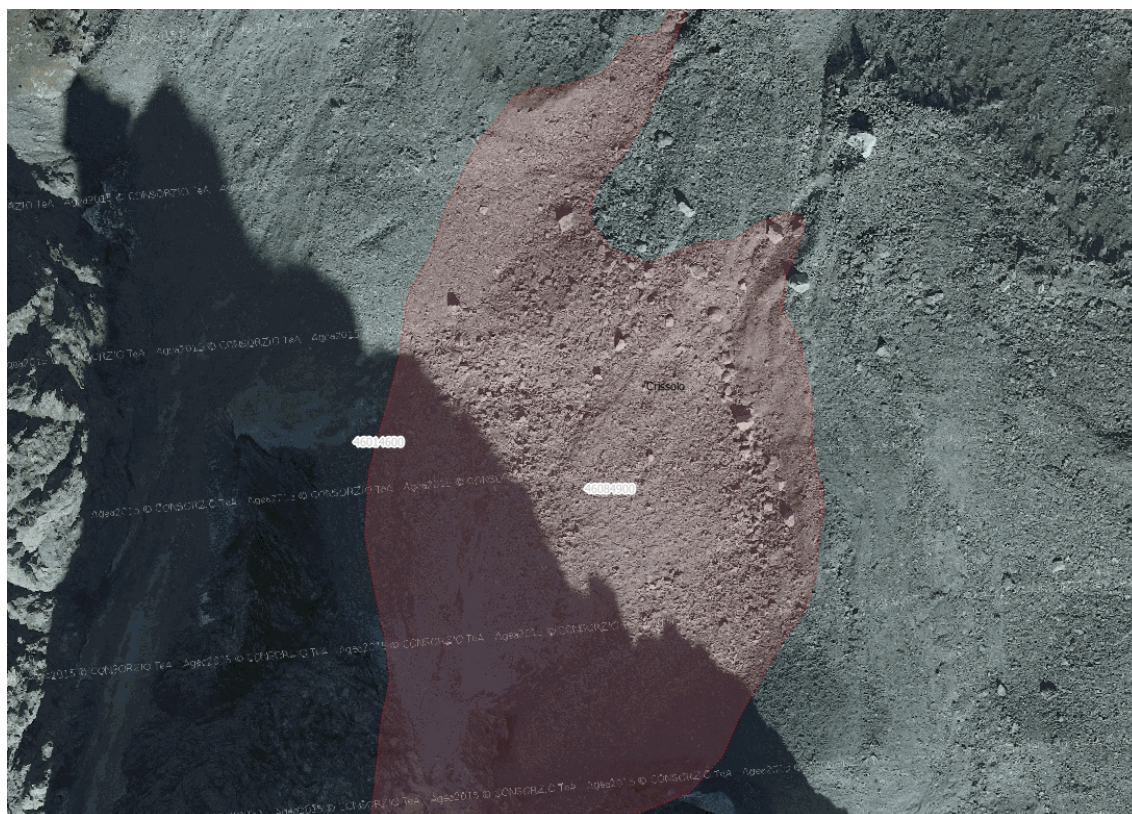


IMMAGINE 11

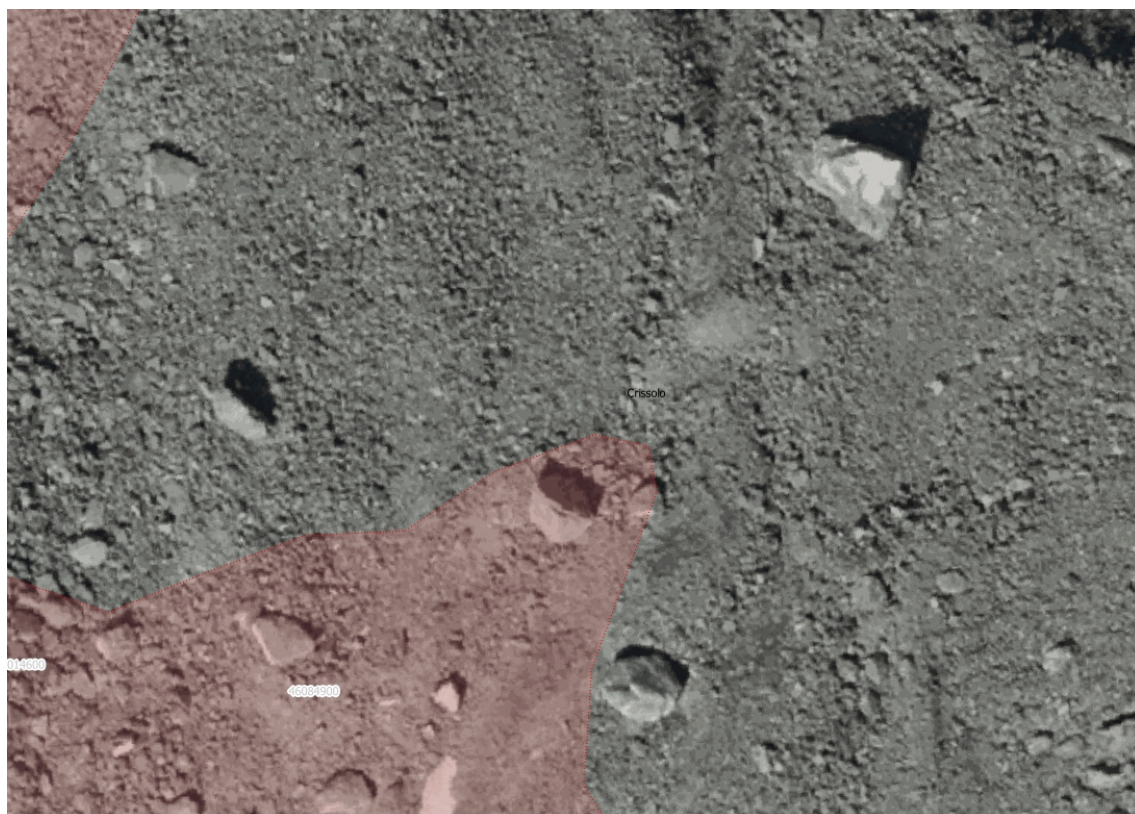


IMMAGINE 12



IMMAGINE 13