

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Fabrizio Nestola

Tesi di Laurea Magistrale in
Geologia e Geologia Tecnica

CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA DEL VERSANTE E PREDISPOSIZIONE DI UN MODELLO GEOIDROLOGICO PREVISIONALE PER LA VALUTAZIONE DEL RISCHIO CONNESSO AL FENOMENO FRANOSO DI SANT'ANDREA - PERAROLO DI CADORE (BL)

Relatore: *Prof. Antonio Galgaro*

Correlatori: *Dott. Lorenzo Brezzi*

Prof. Paolo Scotton

Prof.ssa Simonetta Cola

Laureando: *Edoardo Carraro*

ANNO ACCADEMICO 2019/2020

“*Never say never, because limits,*
like fears, are often just an illusion”

Michael Jordan

ABSTRACT

The present work aims to investigate the main characteristics of the evolution of the Sant'Andrea landslide, in the province of Belluno (Northern Italy). First, the modelling of the activation phase of the deforming mechanisms of the landslide has to be carefully analyzed, considering the predisposing and the triggering factors. Secondly, the simulation of the propagation phase becomes a fundamental task for the consequent risk analysis and management. Finally, the hydraulic behavior of the river in the site as a response to the possible propagation of the instable mass in the valley has also to be taken into account.

To this aim, a collection of all the stratigraphic available data was firstly performed, reconstructing in detail the complex geological-hydrogeological model of the studied area. In particular, the localized information of the geological surveys were integrated with the results of the distributed geophysical investigations, so allowing for a 3-dimensional evaluation of the unstable slope.

A complete geological model of the landslide area leaded to reliable study of the evolution of the landslide phenomenon through a propagation analysis. This was achived using a 3-D meshless numerical method able to simulate big soil displacements.

Several factors must be taken into account to properly estimate the run-out distance and deposition heights. These characteristics are in fact strongly dependent from an appropriate choice of the rheological properties of the moving mass. The model chosen for the presented case was selected in accordance with the type of material composing the instable volume. This model was then included in the depth-integrated SPH model, adopted to simulate the hypothetic collapse of the mass in critical conditions. With the aim of analyzing the possible evolutions of the landslide, two scenarios were considered in the simulation of the mass propagation.

Finally, in the last part of the present work, a new monitoring system is described. This innovative monitoring tool, based on the application of stereophotogrammetrical techniques on several images of the site, will be installed soon to improve the landslide's kinematics knowledge.

This multidisciplinary work allowed a greater knowledge of the Sant'Andrea landslide, including the evaluation of its possible evolution, in order to better design possible solutions able to mitigate the hydrogeological risks that affect Perarolo city center.

Indice

INTRODUZIONE **1**

1. INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO **2**

1.1 Inquadramento geografico 2

1.2 Inquadramento geologico - strutturale 4

1.3 Assetto litostratigrafico 6

1.4 Inquadramento geomorfologico 10

1.5 Inquadramento idrologico 14

1.6 Inquadramento idrogeologico 16

2. FENOMENI DI FRANA SU LITOLOGIE EVAPORITICHE **18**

2.1 Dissesto idrogeologico in Italia 18

2.2 La frana di Sant'Andrea 19

2.3 Caratterizzazione dei materiali gessoso - anidritici 22

2.4 Fenomeni di instabilità legati alla dissoluzione di litologie evaporitiche 28

2.5 Considerazioni 31

3. EVOLUZIONE DEL FENOMENO FRANOSO ED INTERVENTI ESEGUITI SUL VERSANTE **33**

3.1 Evoluzione del fenomeno franoso e del versante 33

3.1.1 Franosità dell'area di studio *33*

3.1.2 Evoluzione della frana di Sant'Andrea *34*

3.2 Storia degli interventi eseguiti sul corpo di frana 39

3.3 Modificazioni morfologiche recenti e interventi in corso d'opera 40

4. IL SISTEMA DI MONITORAGGIO DELLA FRANA DI SANT'ANDREA **44**

4.1 Approccio metodologico 44

4.1.1 Stazione Topografica Totale automatizzata (STTR) *46*

4.1.2 Fessurimetri ed estensimetri *50*

4.1.3 Sonde inclinometriche *51*

4.1.4 Stazione pluviometrica nel versante in frana *53*

4.2 Analisi cinematica ed evolutiva del versante 55

4.2.1 Cinematica dedotta da altri strumenti (fessurimetri ed inclinometri) *59*

4.3 Sistema di monitoraggio innovativo con webcam fotogrammetriche 60

4.4 Discussione 64

5. CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA DEL VERSANTE IN FRANA **65**

5.1 Introduzione 65

5.2 Indagini pregresse eseguite sul versante 65

5.2.1 Sintesi degli studi pregressi *68*

5.3 Campagna di indagini integrative, maggio – giugno 2019 79
5.3.1 Stratigrafia diretta 81
5.3.2 Prove dilatometriche in foro 85
5.3.3 Rilievo geostrutturale con telecamera BHTV 86
5.4 Prove geotecniche di laboratorio sui campioni prelevati 91
5.4.1 Analisi granulometriche 91
5.4.2 Limiti di Atterberg 93
5.4.3 Risultati e discussioni 95
6. MODELLO GEOLOGICO ED IDROGEOLOGICO 99
6.1 Modello geologico del versante 99
6.2 Sezioni geologiche 101
6.3 Modello idrogeologico dell'area 106
7. MODELLAZIONE NUMERICA DEL VERSANTE IN FRANA E SCENARI EVOLUTIVI DEL FENOMENO FRANOSO 108
7.1 Introduzione 108
7.2 Modello Depth-integrated SPH 109
7.2.1 Modello matematico e numerico 109
7.2.2 Modello reologico 112
7.2.3 File di input del modello numerico 115
7.3 Simulazione della propagazione del fenomeno franoso 118
7.3.1 Analisi della stabilità del pendio tramite modello FEM 119
7.3.2 Analisi di sensibilità del modello SPH per la propagazione 123
7.4 Possibili scenari evolutivi del fenomeno franoso di Sant'Andrea 129
7.4.1 Stabilità del versante con modello FEM-3D 129
7.4.2 Simulazione della propagazione tramite modello SPH 133
7.4.3 Risultati dell'analisi di propagazione 135
7.5 Risultati e discussione 139
8. MODELLAZIONE IDRODINAMICA 140
8.1 Modello Flo-2D 140
8.2 Caratteri generali della modellazione 142
8.3 Scenari idrologici 144
8.4 Risultati della modellazione 144
8.4.1 Stato attuale 145
8.4.2 Evento di frana dry 147
8.4.3 Evento di frana wet 149
8.5 Discussione 151
CONCLUSIONI 152

RINGRAZIAMENTI **155**

BIBLIOGRAFIA **156**

BIBLIOGRAFIA SCIENTIFICA 156

DOCUMENTI E RELAZIONI CONSULTATI 158

ALLEGATI **162**

Introduzione

La frana di Sant'Andrea, erroneamente definita anche come "frana della Busa del Cristo", coinvolge la porzione inferiore del versante meridionale del Monte Zucco, nel territorio compreso tra i Comuni di Perarolo di Cadore e di Valle di Cadore, in provincia di Belluno. Trovandosi in prossimità del centro abitato di Perarolo, questa rappresenta un serio rischio idrogeologico per il paese, in quanto il fenomeno franoso è particolarmente attivo ed un eventuale collasso potrebbe creare uno sbarramento nell'alveo del torrente Boite.

Nel corso degli anni, sono state eseguite sul versante numerose indagini geognostiche e geofisiche, le quali hanno portato alla definizione di un modello geologico-idrogeologico complesso dell'area di frana.

Attraverso un monitoraggio di dettaglio con tecniche e strumentazioni differenti, è stato possibile determinare l'evoluzione cinematica del fenomeno nel corso degli anni. La sua attività ha mostrato un'alternanza di fasi con movimenti lenti e periodi con un aumento della velocità, in alcuni casi coinvolgendo importanti volumi di materiale in eventi di collasso.

Questo lavoro di tesi si inserisce nello studio del fenomeno franoso di Sant'Andrea, valutando la possibile evoluzione della massa di frana all'instaurarsi di una condizione di instabilità del versante. Lo studio consiste in un'analisi della propagazione con lo scopo di valutare la cinematica del movimento e la disposizione dei volumi di deposito. La parte conclusiva di questo lavoro riguarda l'analisi della risposta idraulica, a seguito della propagazione della massa nel fondovalle.

A tal proposito, si farà riferimento al lavoro realizzato nella fase finale della Convenzione tra la Regione Veneto e Dipartimento di Geoscienze sul tema "*Supporto scientifico per la caratterizzazione del rischio idrogeologico e la valutazione dell'efficacia degli interventi relativamente al fenomeno franoso della Busa del Cristo - Perarolo di Cadore (BL) mediante predisposizione di modelli geo-idrologici previsionali*", alla cui realizzazione ha contribuito lo scrivente.

1. Inquadramento dell’area di studio

1.1 Inquadramento geografico

La frana di Sant’Andrea si trova in località Busa del Cristo, poco a monte dell’abitato di Perarolo di Cadore, in provincia di Belluno, interessando una zona compresa in un intervallo altimetrico tra i 500 e i 700 m s.l.m. La zona di studio si trova tra i Comuni di Perarolo di Cadore e Valle di Cadore, nel Veneto settentrionale e nel contesto geografico delle Alpi Meridionali Orientali (Fig.1.1).

Il fenomeno franoso interessa il versante in sinistra orografica del torrente Boite, situato in un’area soggetta a pericolosità sia geologica che idraulica. Infatti, in vicinanza è presente un importante nodo idraulico, in cui confluiscono il torrente Boite e il fiume Piave.

L’area in dissesto è situata alle pendici del versante meridionale del Monte Zucco, la cui cima si trova a N-NW rispetto Perarolo, e posta più a valle di una diminuzione di pendenza, nominata Pian della Cesa (Fig.1.1). L’area che attualmente manifesta una maggiore attività si estende da quota 630 m, in vicinanza della vecchia linea ferroviaria (ormai dismessa), fino a quota 530 m s.l.m. in corrispondenza dell’alveo del Boite. Inoltre, anche la parte di versante a monte della ferrovia manifesta fenomeni di dissesto: si tratta però di fenomeni localizzati e di minore entità rispetto a quanto avviene nella zona di interesse, e saranno trattati di seguito nella descrizione geomorfologica dell’area.

L’evoluzione dell’attività franosa non solo rappresenta un caso studio di tipo geologico ma ha comportato nel tempo la disposizione di misure infrastrutturali per la mitigazione del rischio idrogeologico. In particolare, è stata abbandonata la linea ferroviaria di competenza delle Ferrovie dello Stato, oltre all’arretramento del secondo tornante della vecchia statale Alemagna (localmente Strada della Cavallera) in località Sant’Andrea.

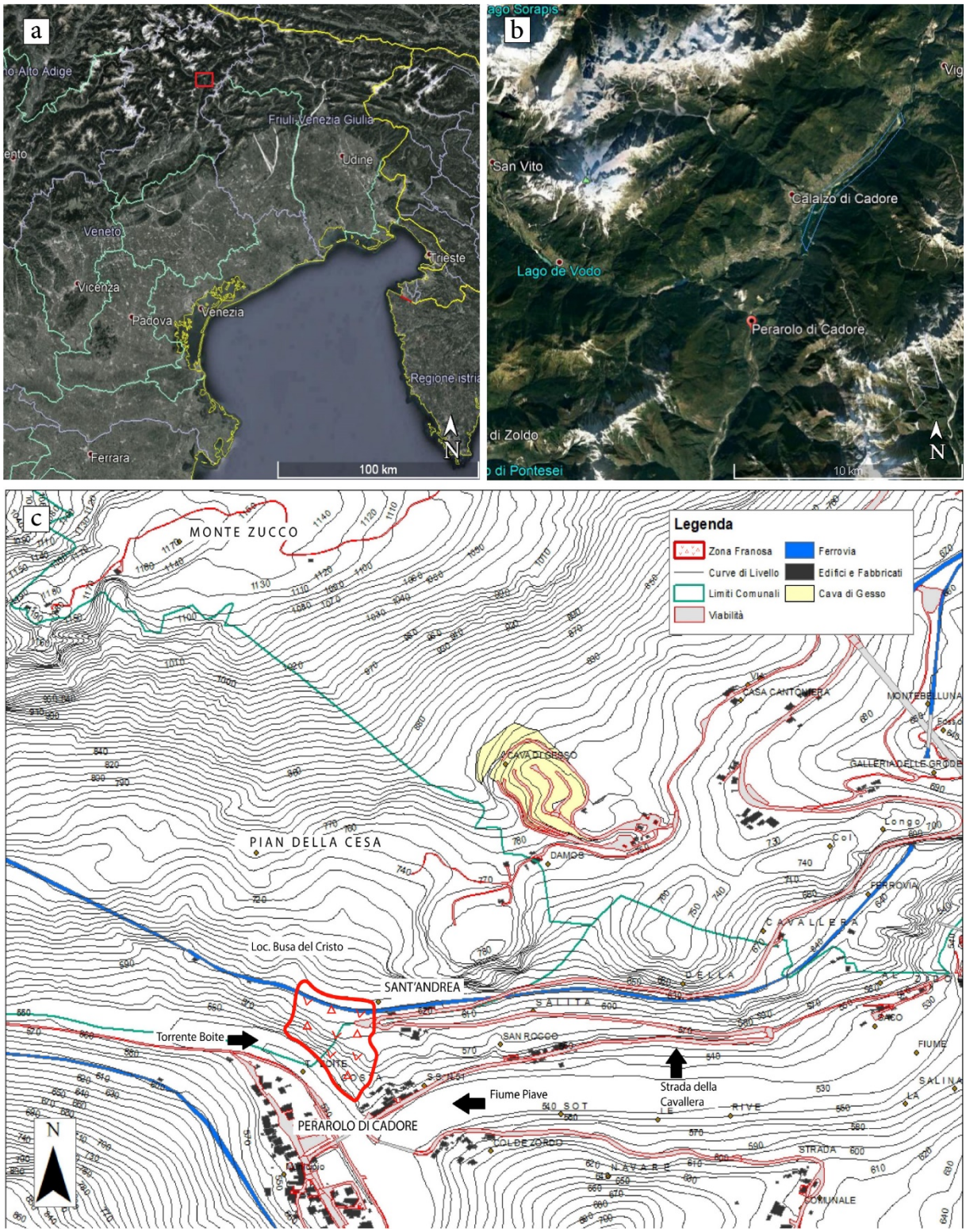


Figura 1.1 *Inquadramento geografico dell'area di studio.* ***a*** *e* ***b*** *Immagine satellitare estratta da Google Earth in cui si colloca l'abitato di Perarolo di Cadore;* ***c*** *Rappresentazione topografica dell'area di Perarolo e ubicazione della frana di Sant'Andrea, con l'utilizzo dei dati disponibili nel portale IDT (Infrastruttura Dati Territoriali) della Regione Veneto.*

1.2 Inquadramento geologico - strutturale

L'area di studio è situata nel settore Orientale delle Alpi Meridionali, e si inserisce nel contesto delle Dolomiti Orientali. Dal punto di vista geologico, l'area di Perarolo è caratterizzata da una successione stratigrafica sedimentaria che riflette la paleogeografia Triassica e Giurassica (Paragrafo 1.3). Inoltre, si presenta un complesso sistema tettonico, in cui le principali strutture deformative sono legate ad un'intensa attività Cenozoica che ha portato allo sviluppo di strutture con geometrie quasi perpendicolari tra loro (Università degli Studi di Padova, 2003).

Diversi sono stati gli Autori che hanno trattato dal punto di vista geologico e strutturale questa zona dolomitica, o la zona immediatamente limitrofa (Doglioni, 1987; Castellarin et al., 2000 e relativa bibliografia). Sulla base dei lavori consultati, si evidenzia però che la zona di studio non risulta essere mai stata oggetto di rilevamenti geologici e strutturali di dettaglio. La complessità delle condizioni e dei rapporti stratigrafici, l'importante controllo tettonico sull'assetto litostratigrafico e l'assenza di specifici rilevamenti in zona, ha comportato la necessità di assumere alcune ipotesi per sopperire alle incertezze che affliggono l'aspetto geognostico dell'area e consentire di elaborare un modello geologico realistico della zona di frana.

Il contesto tettonico risulta particolarmente complesso in quanto siamo all'interno di una fascia deformativa di transizione, nota in letteratura come "*Giunzione Cadorina*" (Leonardi, 1968). Infatti, la zona di studio si trova al passaggio tra due diversi domini deformativi, presentando una variazione degli assi delle strutture tettoniche, le quali si allineano con quelle della vicina regione Carnica. Durante l'attività tettonica che ha caratterizzato questa regione delle Alpi Meridionali, si individuano almeno due fasi ad assi circa perpendicolari (Fig.1.2):

1. Un regime deformativo eocenico, *"stile Carnico"*, che viene distinto in una prima fase con compressione NE-SW e una seconda con compressione circa NNE-SSW (Castellarin and Cantelli, 2000). Nel lavoro di Doglioni, 1989 viene identificato come il fronte di avanzamento occidentale della catena Dinarica, con formazione soprattutto nella prima fase di sovrascorrimenti orientati NW-SE e SW-vergenti e di pieghe, solo nella copertura Mesozoica e Terziaria. Le strutture presenti nell'area in studio indicative di questa fase deformativa sono obliterate dalla fase successiva.
2. Un regime deformativo neogenico, *"stile Cadorino"*, con compressione NNW-SSE, a formare strutture orientate circa ENE-WSW, in particolare sovrascorrimenti SSE-vergenti e pieghe con asse circa NE-SW. Questa attività tettonica è collegata al sistema strutturale della linea della Valsugana (sigla VV in Fig.1.2), che si estende anche nell'area delle Dolomiti bellunesi. Nell'area di studio, i thrust Dinarici sono tagliati dai thrust neogenici (Castellarin and Cantelli, 2000)**,** a formare il complesso sistema tettonico esistente. In particolare, fanno parte di questo sistema la linea di Pieve di Cadore, a nord di Perarolo, orientata circa NE-SW, e la linea della Crepa Rossa (Leonardi, 1968), poco a nord della cima del Monte Zucco, con direzione media NE-SW. Viene riportata in letteratura la presenza di un sovrascorrimento che interessa il versante meridionale del Monte Zucco, interpretato come vicariante della linea della Crepa Rossa (Università degli Studi di Padova, 2003). Questa struttura, però, non ha trovato alcun riscontro nelle successive indagini geologiche eseguite sul versante.

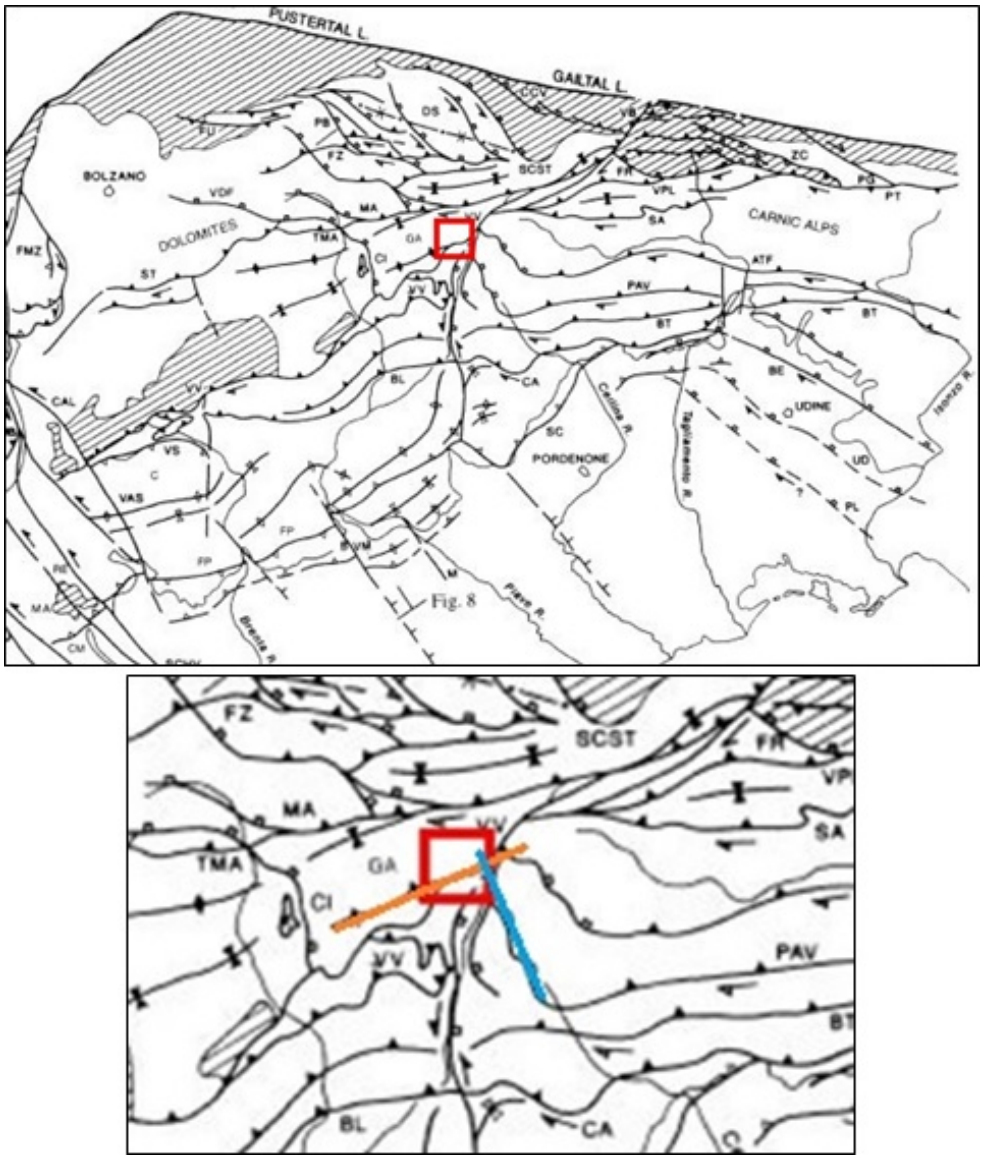


Figura 1.2 *Interpretazione strutturale delle Alpi Meridionali Orientali (Castellarin and Cantelli, 2000). In alto, viene localizzata l'area di Perarolo. In basso, si evidenzia la convergenza delle strutture deformative, dove viene indicata con la sigla GA la "Giunzione Cadorina".*

L'eterogeneità reologica delle formazioni che costituiscono la successione stratigrafica accentua il complesso sistema tettonico appena descritto. Infatti, nella zona di studio si ritrovano banconi calcarei e dolomitici (rigidi e fragili) al di sopra di formazioni argillose con intercalazioni gessose (duttili e plastiche).

1.3 Assetto litostratigrafico

La successione sedimentaria affiorante nella zona di Perarolo è legata all'evoluzione Giurassica di questo settore dolomitico, in un contesto paleogeografico ben più ampio. In particolare, si manifesta qui una tettonica estensionale che ha coinvolto le formazioni Triassiche, in una morfologia ad horst e graben. In Fig.1.3, è riportata la posizione interpiattaforma in cui si trovava l'area di Perarolo dal punto di vista paleogeografico, tra la Piattaforma Trentina e quella Friulana (Cau e Fanti, 2011).

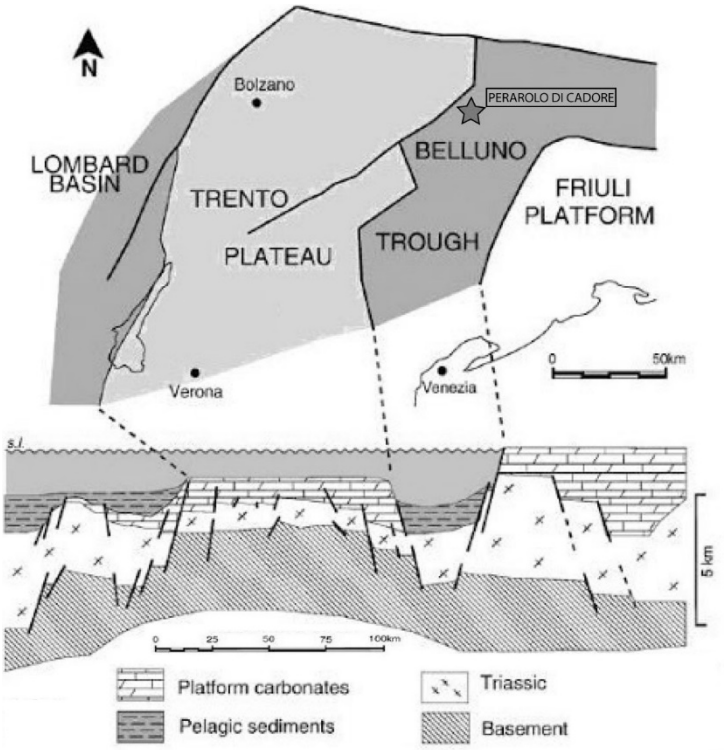


Figura 1.3 *Il carattere di transizione è dovuto alla particolare ubicazione interpiattaforma in cui si trovava l'area di Perarolo dal punto di vista paleogeografico. Immagine tratta dal lavoro di Cau e Fanti, 2011.*

Di seguito, vengono riportate le principali caratteristiche delle formazioni Triassiche affioranti, le quali costituiscono il substrato nella zona di Perarolo. Le unità di copertura del substrato roccioso sono costituite da depositi quaternari eterogenei, che rappresentano i differenti processi di dinamica di versante che hanno interessato l'area, a seguito dell'evoluzione nel post-glaciale.

I caratteri litologici delle formazioni riconosciute in campagna, riportate nella carta geologica dell'area di studio (Fig.1.5), riconoscono, a partire dalla litologia più antica:

Formazione di San Cassiano [Carnico inferiore]: si tratta di calcari, calcareniti e marne di colore grigio e giallastro, in strati di dimensione da centimetrica a decimetrica. Gli affioramenti attribuibili a questa formazione si possono riscontrare al primo tornante della strada Cavallera tra San Rocco e Sant'Andrea;

Dolomia Cassiana [Carnico inferiore-superiore]: si tratta di dolomie cristalline massicce o mal stratificate, di colore chiaro e rappresentano depositi eteropici con la formazione di San Cassiano. Questa formazione costituisce la parte inferiore del dosso di Damos e affiora lungo la salita della Cavallera;

Formazione di Heiligkreuz (Dürrenstein, Bosellini 1984) [Carnico superiore]: costituita da dolomie stromatolitiche, a cui si intercalano calcari micritici scuri e calcari marnoso-argillitici e marne scure in strati da centimetrici a decimetrici. Questa formazione costituisce la parte superiore del dosso di Damos e si riconosce in alcuni affioramenti lungo la Cavallera e nel versante meridionale del monte Zucco;

Formazione di Travenanzes (ex. fm. di Raibl) [Carnico superiore]: rappresenta la formazione su cui si imposta il fenomeno franoso, affiorante in molti punti in sinistra orografica del Boite (Fig.1.4) e alla cava di gessi di Damos. In termini litologici, è una formazione eterogenea, costituita da una componente carbonatica (dolomie chiare) e da una terrigena (peliti e marne varicolori), con intercalazioni gessoso-anidritiche dominanti nella parte superiore della formazione. Le componenti litologiche portano ad un processo di erosione differenziale rispetto alle formazioni circostanti, influenzando le caratteristiche morfologiche dei versanti dove la formazione affiora (variazioni di pendenza o formazione di depressioni carsiche).

Dolomia Principale [Carnico superiore – Retico inferiore]: caratterizzata da dolomie chiare cicliche e stromatolitiche, ben stratificate, alternate a dolomie microcristalline massicce in strati pluridecimetrici. Questa litologia costituisce la cima del Monte Zucco e la sua cresta orientale.

In Fig.1.5, è riportata la carta geologica dell'area in studio (Università degli Studi di Padova, 2003). In particolare, si osserva la presenza del sovrascorrimento nel versante meridionale del Monte Zucco, che duplica la successione stratigrafica e permette l'affioramento dei gessi della formazione di Travenanzes in diversi punti della zona di studio (Bridi, 2018).

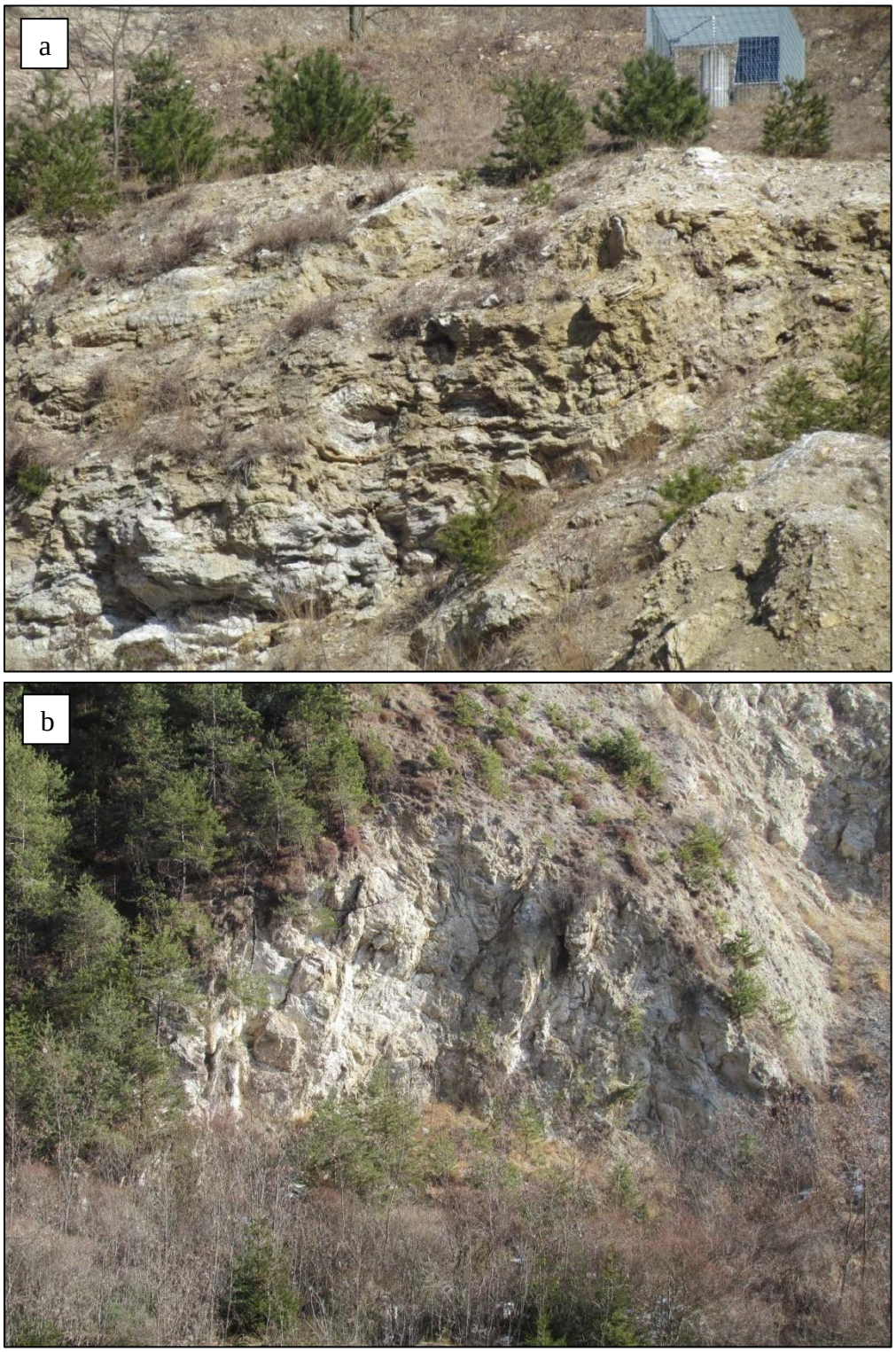


Figura 1.4 *Affioramenti della formazione di Travenanzes nel versante in frana. Foto riportate nella relazione Studio Galli, 2012.* ***a*** *Litologia gessosa affiorante a quota 600 m circa;* ***b*** *Particolare di un affioramento a quota 550 m.*

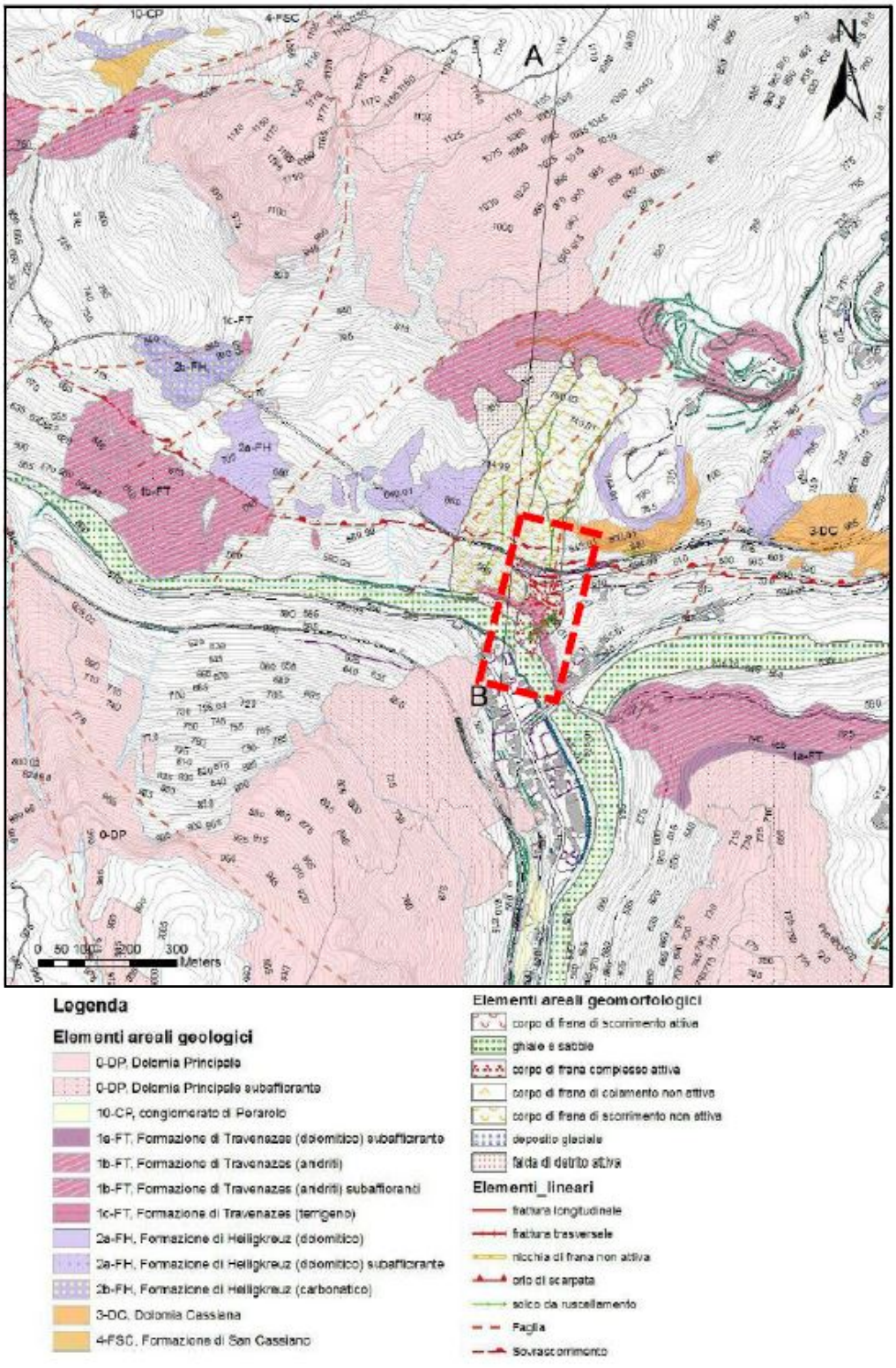


Figura 1.5 *Carta geologica estratta dalla relazione di Genevois (Università degli Studi di Padova, 2003). Nel rettangolo, viene messa in evidenza l'area interessata dalla frana di Sant'Andrea.*

1.4 Inquadramento geomorfologico

La morfologia della zona di studio è fortemente controllata dalla litologia e dall'assetto tettonico. Infatti, si evidenzia che le aree suscettibili all'instabilità coincidono con le aree a maggiore disturbo tettonico (Cargnel et al., 1978). Le litologie gessoso-anidritiche, che costituiscono la formazione di Travenanzes e su cui il fenomeno franoso si imposta, sono interessate da fenomeni di dissoluzione, innescati e sviluppati da processi di filtrazione d'acqua di origine meteorica in profondità, che determinano variazioni delle caratteristiche meccaniche dell'ammasso roccioso interessato dalle circolazioni idriche profonde.

La morfogenesi del versante è legata all'evoluzione quaternaria post-glaciale dell'intero settore Dolomitico e delle Prealpi Bellunesi. In particolare, si riconosce il ruolo erosivo della circolazione d'acqua, sia superficiale che profonda, con formazione di depositi di detrito e mobilitazione di fenomeni franosi, che hanno portato alla modificazione del versante stesso.

L'evoluzione nel fondovalle del territorio è invece legata alla dinamica fluviale, per la particolare posizione in cui si trova l'abitato di Perarolo, alla confluenza di due importanti corsi d'acqua. Nel tempo, gli eventi alluvionali hanno portato alla formazione del terrazzo fluviale in cui poi è stato edificato l'abitato di Perarolo, e della scarpata fluviale.

Nel corso degli studi condotti nel tempo nell'area di studio (Università degli Studi di Padova, 2003; Studio Galli, 2012), sono state riconosciute diverse tipologie di deposito, presumibilmente correlabili a fenomeni gravitativi pregressi. Di seguito, vengono descritti, in forma riassuntiva, i principali elementi geomorfologici dell'area di studio, con particolare riferimento alla carta geomorfologica riportata in Fig.1.6 (Bridi, 2018). Lo scopo è quello di mettere in evidenza il fatto che i fenomeni di dissesto non interessano solo la zona attualmente in frana, ma al contrario caratterizzano un'area ben più ampia, che interessa buona parte del versante meridionale del Monte Zucco.

Nella zona di Pian de la Cesa, a monte dell'area di studio, è stato individuato il corpo di una grande paleofrana complessa, costituita dalla sequenza di depositi relativi a due fenomeni distinti; il primo è riconducibile ad una frana di crollo o di ribaltamento mentre il secondo ad un complesso di colate (1 e 4 in Fig.1.6). I due fenomeni di collasso hanno rispettivamente coinvolto materiali differenti: dolomie e gessi nel primo caso, mentre nel colamento sono stati interessati i livelli argillosi, probabilmente ascrivibili alla formazione di Travenanzes. Le caratteristiche idrogeologiche di tali orizzonti influenzano la dinamica dell'intero versante, in quanto il corpo di colata funge da barriera idraulica all'infiltrazione meteorica, favorendo però il ruscellamento a valle e la percolazione nella porzione più instabile del versante. Viene inoltre riconosciuta una scarpata di degradazione attiva, che si trova a monte dell'area in frana, sulla cresta che dal Monte Zucco raggiunge la località Damos, testimone di una possibile riattivazione recente dell'instabilità di versante nell'area interessata dal corpo di paleofrana già descritto.

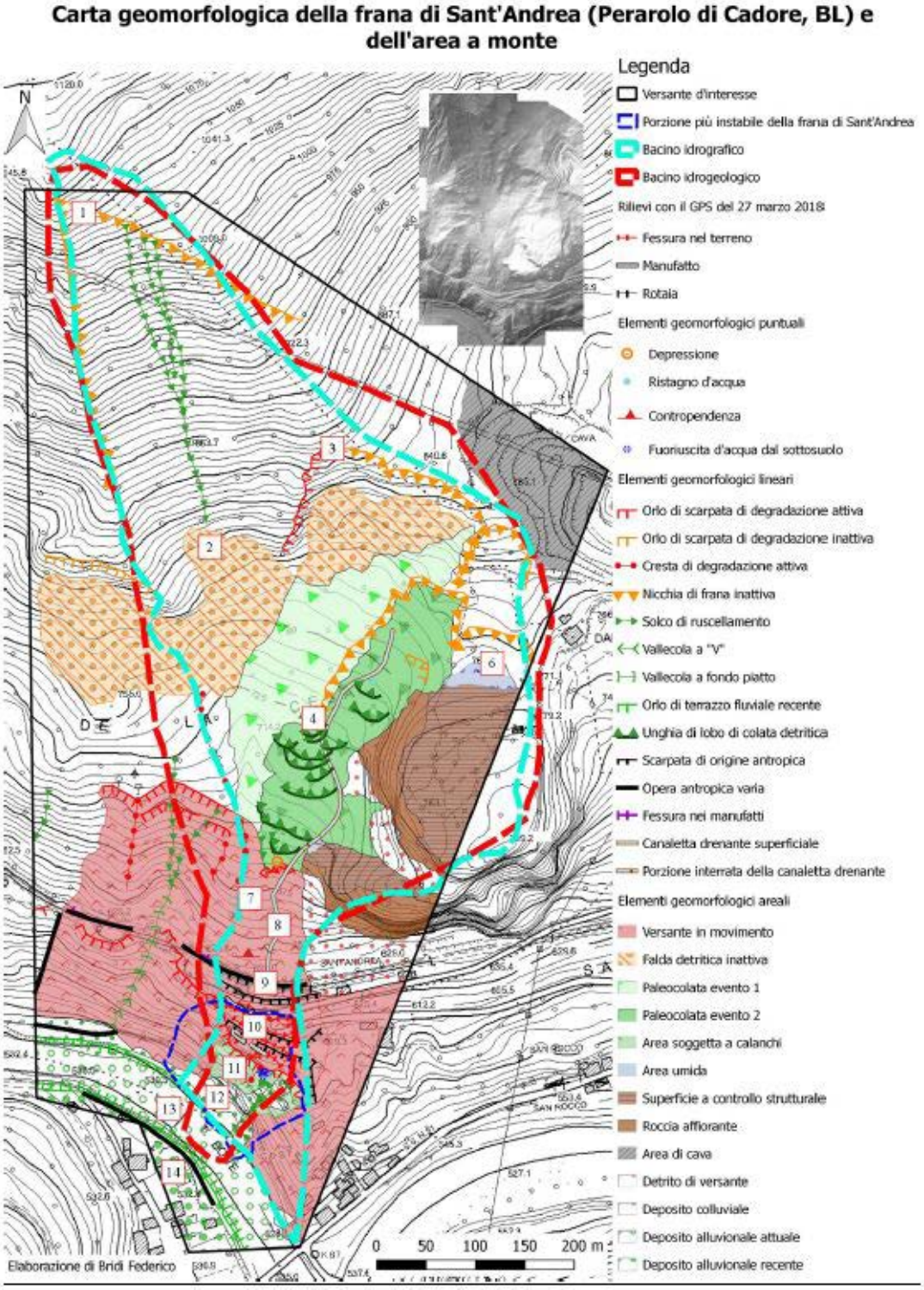


Figura 1.6 *Carta geomorfologica dell'area della frana di Sant'Andrea, riportata in Bridi, 2018. Sono riportati e numerati i diversi elementi geomorfologici del versante meridionale del Monte Zucco ed in particolare viene delimitata la zona franosa di Sant'Andrea.*

Probabilmente, l'intero versante a valle di Pian de la Cesa costituisce la porzione attiva del corpo di paleofrana descritto, il quale manifesta maggiori entità di movimento nel fenomeno franoso oggetto di studio (Università degli Studi di Padova, 2003). È proprio in questa zona del versante che si imposta il fenomeno franoso di Sant'Andrea, il cui settore più instabile si trova tra la vecchia linea ferroviaria e l'alveo del torrente Boite.

La gradonatura presente in questa parte del versante è stata realizzata durante fasi passate di lavori di sistemazione del versante, nel tentativo di ridurre le pendenze generali e la pressione litostatica sul corpo di frana. In questa zona si riscontra la formazione di profonde fratture nel terreno, dovute al cedimento. In particolare, è presente una discontinuità che mostra una continuità tale da poter essere interpretata come la nicchia di distacco e, quindi, l'emersione di una superficie di taglio (Bridi, 2018). A margine dell'area gradonata, si trova la scarpata di degradazione attiva, che la separa da una zona a maggiore pendenza. Si tratta di un'area attiva e soggetta ad un ruscellamento concentrato, che sviluppa una morfologia a creste; tale porzione è soggetta all'azione erosiva dell'acqua superficiale e a minori fenomeni gravitativi. Come riscontrato nella relazione dello Studio Galli (Studio Galli, 2012), a seguito di precipitazioni intense e/o durature, si possono intravedere localmente venute d'acqua da cavità che interessano il substrato (Fig.1.7). Tali evidenze dimostrano la presenza di circolazioni carsiche attive che interessano le formazioni gessifere, ampiamente presenti nel versante di frana, e che sembrano costituire una componente destabilizzante determinante.

Il piede della scarpata di degradazione è costituito da coni di detrito, che scaricano materiale con continuità nel sottostante alveo del torrente Boite (Fig.1.8). Queste morfologie sono alimentate, in termini di apporto di sedimento, dal materiale che progressivamente si distacca dalla scarpata in progressivo arretramento. Questi, una volta raggiunto l'alveo, possono essere rimaneggiati dall'azione meccanica del Boite stesso, con conseguenti fenomeni di erosione al piede del deposito e conseguente incremento dell'instabilità del conoide.

A seguito degli eventi franosi che si sono verificati nel periodo recente, sono stati posizionati alcuni elementi antropici nel versante e a protezione dell'abitato:

a. Un muro di sostegno in calcestruzzo, in parte tirantato, posto alle spalle della vecchia linea ferroviaria, che allo stato attuale si presenta in alcuni punti danneggiato e fratturato, a seguito delle deformazioni del terreno (9 in Fig.1.6);
b. Una canaletta drenante in lamiera, disposta sul versante a valle di Pian de la Cesa (8 in Fig.1.6). Questa è stata posizionata con lo scopo di drenare l'acqua superficiale dal versante, incanalandola alle spalle del muro di sostegno attraverso dei dreni sotterranei e un cunicolo drenate, il cui scarico è poi convogliato al di fuori del settore più instabile del versante. Come riscontrato anche dallo scrivente, si evidenzia la sua limitata funzione drenante, probabilmente in risposta alla bassa portata dei tratti più a monte;
c. Oltre l'alveo del Boite, è stato posizionato un rilevato artificiale a protezione del centro abitato, allo scopo di ridurne il rischio idraulico.



Figura 1.7 *Evidenze nella scarpata di degradazione di fuoriuscita di acqua da alcune aperture nel substrato gessoso, nella parte più a valle della frana di Sant'Andrea (foto dello scrivente in data 12/06/2019)*



Figura 1.8 *Scarpata di degradazione del corpo di frana, in cui si riconoscono i coni di detrito e la loro disposizione all'interno dell'alveo del torrente Boite (foto dello scrivente in data 16/05/2019).*

1.5 Inquadramento idrologico

Le precipitazioni rappresentano una delle cause innescanti più comuni per l'attivazione di movimenti franosi. Anche il fenomeno franoso di Sant'Andrea risulta particolarmente sensibile, in termini di entità e rapidità del movimento, alle precipitazioni meteoriche ed alla conseguente circolazione idrica sotterranea, come evidenziato dal contesto geologico. L'analisi del comportamento della frana in risposta alle sollecitazioni pluviometriche è stata ampiamente studiata nel corso degli anni (Università degli Studi di Padova, 2015, 2018, 2019), attraverso i dati di spostamento forniti dalla strumentazione installata sul versante. Si osserva che la cinematica del fenomeno franoso risponde sia ad eventi pluviometrici intensi sia ad eventi meno intensi ma prolungati nel tempo.

Il monitoraggio delle precipitazioni avviene attraverso un pluviometro posto sul versante instabile, i cui dati sono confrontati ed in parte integrati con le misure ottenute nelle stazioni metereologiche di Perarolo di Cadore e Valle di Cadore, gestite da A.R.P.A.V. (dati reperibili nel sito dell'A.R.P.A. Veneto). Le serie temporali dei dati pluviometrici permettono un'analisi del regime idrologico, utilizzando come termine statistico la variabile di precipitazione e la sua cumulata in diversi istanti di tempo.

In Fig.1.9, è riportato l'andamento della cumulata annuale della precipitazione, a partire dai dati misurati presso la stazione di Perarolo, in un arco di tempo che va dal 2003 (primi dati disponibili) al 2019. Si può osservare che l'andamento della cumulata mostra un picco massimo di precipitazione pari a 1812,6 mm nel 2014, rispetto ad un valore medio calcolato di 1238 mm. In particolare, i valori di precipitazione degli ultimi due anni, coincidenti con il periodo di monitoraggio da parte dello scrivente, sono al di sopra della media e si conferma il trend in aumento dei valori annuali, cominciato nel 2015 (Fig.1.9)

Analizzando i dati pluviometrici registrati nel pluviometro posto nel versante in frana, si conferma che, anche per l'anno 2019, il mese di novembre è stato il più piovoso. L'andamento della cumulata mensile di precipitazione nel corso del 2019 è rappresentata in Fig.1.10, in cui si evidenzia che nei primi mesi dell'anno la cumulata registra bassi valori. A questi, segue un rapido aumento dei valori di precipitazione che diventano molto alti nel periodo primaverile, tra aprile e maggio. I mesi estivi sono caratterizzati da una maggiore piovosità fino al periodo autunnale, in cui si registra il picco di piovosità annuale.

L'area in frana si trova all'interno del bacino idrografico del torrente Boite, in prossimità della sezione di chiusura posta alla confluenza con il fiume Piave. La particolare posizione in cui si trova l'abitato di Perarolo permette che nelle elaborazioni che simulano il comportamento idraulico nell'area di studio si possa considerare l'ipotesi di contemporaneità degli eventi di piena, ovvero colmo dell'onda di piena del torrente Boite e del fiume Piace, allo stesso istante nella zona di confluenza a Perarolo (capitolo 8 nel presente lavoro di tesi).

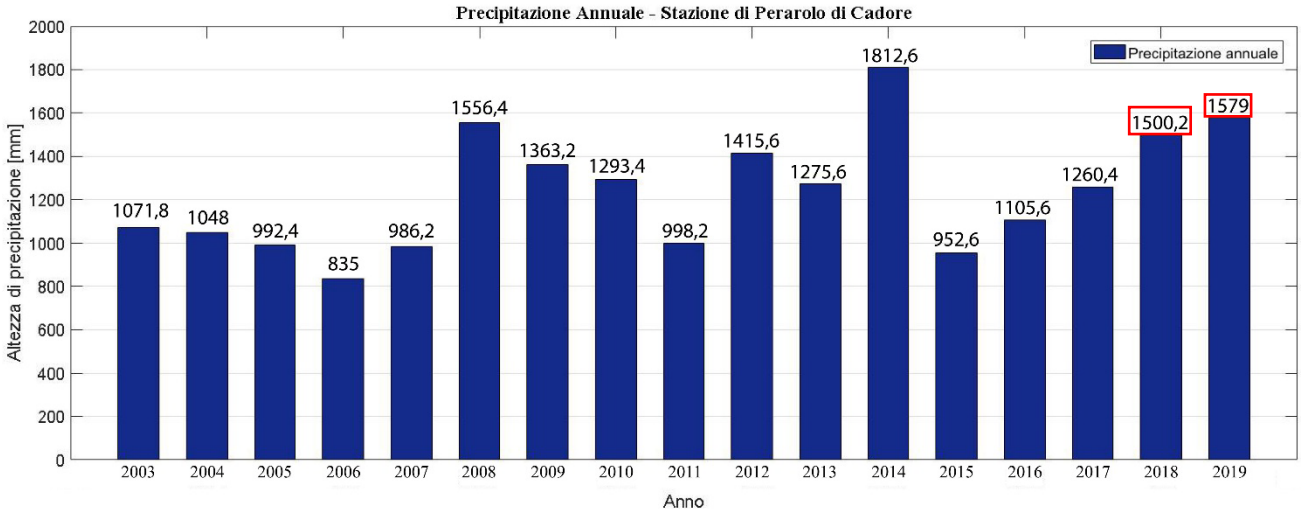


Figura 1.9 *Andamento della cumulata annuale della precipitazione nella stazione metereologica di Perarolo di Cadore nel periodo 2003-2019 (analisi eseguita su base dati fornita da A.R.P.A. Veneto).*

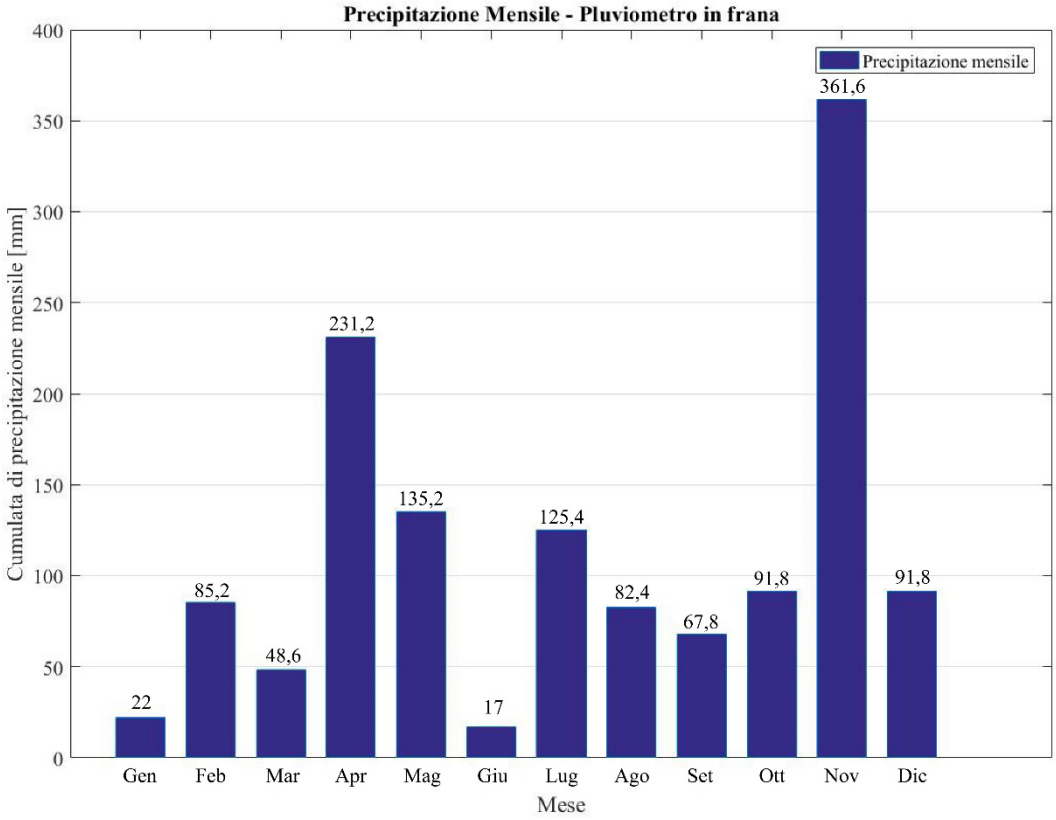


Figura 1.10 *Andamento della cumulata mensile della precipitazione nell'ultimo anno, ovvero da gennaio a dicembre 2019. Dati misurati nel pluviometro posto nel versante in frana ed elaborati dallo scrivente in MATLAB, a partire dai dati di monitoraggio registrati ogni 15 minuti.*

1.6 Inquadramento idrogeologico

Il ruolo dell'acqua nell'evoluzione cinematica del fenomeno franoso è individuato nelle sollecitazioni pluviometriche e nell'effetto che queste inducono nelle litologie del substrato roccioso di natura gessoso-anidritica. In particolare, all'interno del corpo di frana la circolazione superficiale e quella profonda sono controllate dal contesto litologico. Quest'ultima porta ad un processo di dissoluzione dei materiali gessoso-anidritici con conseguente instabilità del versante.

L'assetto idrogeologico dell'area di frana è stato individuato a seguito delle diverse indagini eseguite sul versante (vd. Capitolo 5). Tuttavia, la forte variabilità spaziale e in profondità delle unità geologiche fa sì che l'assetto idrogeologico sia comunque un punto critico nella determinazione del modello concettuale dell'area in frana.

In riferimento alle caratteristiche litologiche delle unità presenti:

i. La circolazione d'acqua superficiale avviene nei depositi di copertura del versante ed è legata alla porosità primaria del materiale (permeabilità primaria), in cui la distribuzione granulometrica dei livelli interessati influisce sulle caratteristiche di scorrimento;

ii. Nel substrato roccioso, la circolazione è legata in parte alla fratturazione dovuta all'assetto tettonico (permeabilità secondaria), in parte al processo di dissoluzione che si verifica nelle litologie calcaree e gessoso-anidritiche (permeabilità terziaria);

iii. È presente una permeabilità indotta, legata alla formazione di fratture nel terreno, in corrispondenza delle opere antropiche presenti nell'area di studio. Infatti, queste favoriscono la formazione di anisotropie di resistenza meccanica nei depositi di copertura, diventando vie preferenziali per l'infiltrazione delle acque meteoriche in profondità.

Il processo di dissoluzione dei gessi favorisce lo sviluppo di un reticolo carsico all'interno del substrato roccioso, principalmente per allargamento di fratture esistenti. Questo porta all'instaurarsi di una circolazione profonda in roccia, la cui portata può aumentare al verificarsi di eventi di precipitazione particolarmente intensi.

I risultati delle indagini eseguite sul versante hanno permesso di stabilire che il bacino idrografico si discosta da quello idrogeologico (Geologia Applicata, 2018). In Fig.1.11, è riportata la mappa che identifica questa differenza: si può osservare che l'acqua che scorre in superficie non segue lo stesso percorso di quella che si è infiltrata nel sottosuolo. Infatti, il bacino idrogeologico (poligono blu) risulta essere più esteso del bacino idrografico (poligono verde), ad influenzare l'acqua che viene convogliata verso la parte più instabile del versante.

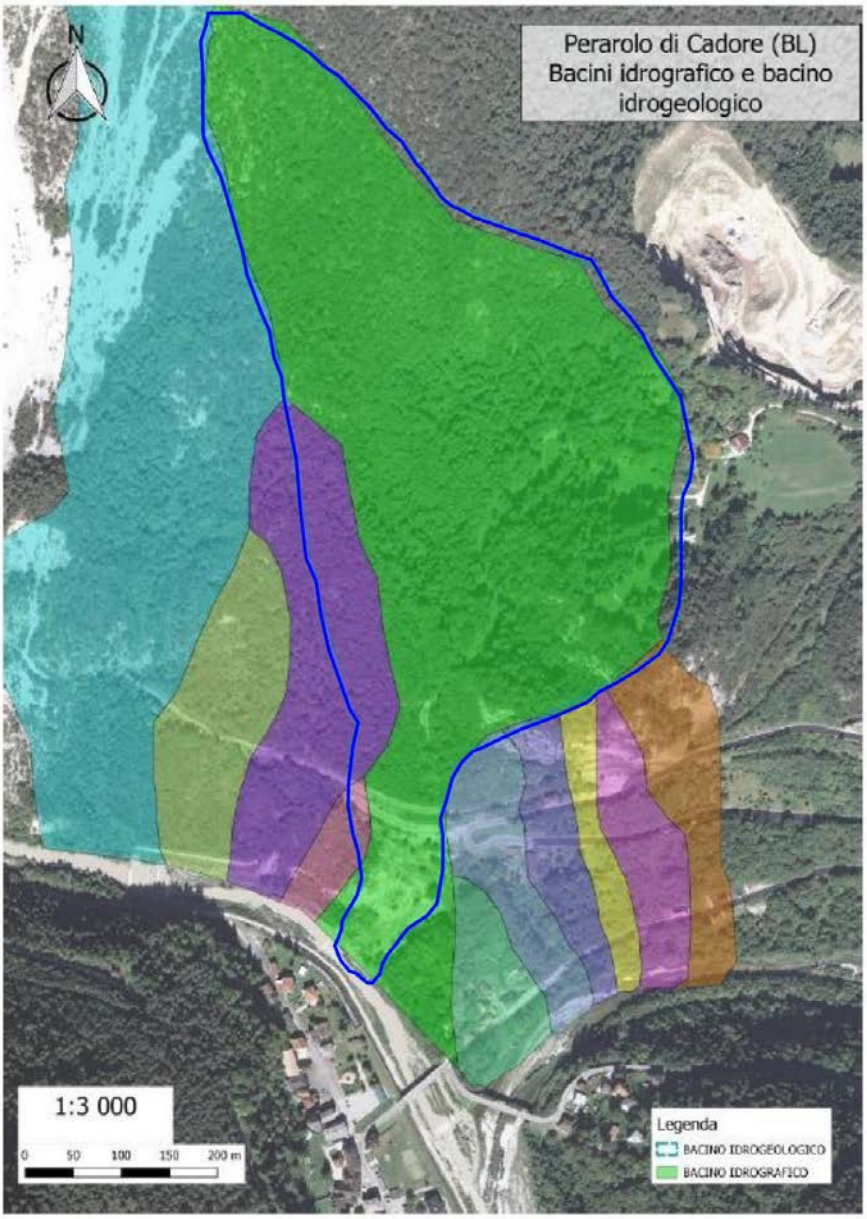


Figura 1.11 *Discrepanza tra bacino idrogeologico (poligono blu) e bacino idrografico (poligono verde) per il versante in frana. Immagine tratta dalla Relazione Geologica di Geologia Applicata (Geologia Applicata, 2018).*

Il particolare assetto geologico locale determina quindi che il volume d'acqua d'infiltrazione, a monte della ferrovia e che arriva alle spalle della frana, alimentando in parte il fenomeno franoso, è maggiore rispetto a quello stimato dalla semplice osservazione topografica (Geologia Applicata, 2018).

2. Fenomeni di frana su litologie evaporitiche

Il fenomeno franoso di Sant'Andrea espone il centro abitato di Perarolo ad un elevato rischio idrogeologico. Date le peculiari, e per molti aspetti complicate, caratteristiche geologiche del versante sui cui la frana è impostata, è opportuno approfondire la caratterizzazione delle proprietà geotecniche che interessano le litologie evaporitiche.

In particolare, la frana di Sant'Andrea rappresenta un caso di studio di un fenomeno franoso in litologie evaporitiche, permettendo così, grazie al presente studio, di ampliare la bibliografia piuttosto limitata in merito ai fenomeni di dissesto che interessano tali materiali.

2.1 Dissesto idrogeologico in Italia

L'Italia è uno dei paesi europei maggiormente interessati da fenomeni franosi. Il rapporto biennale del Sistema Nazionale per la Protezione dell'Ambiente (SNPA) presentato nel 2018 fornisce un quadro alquanto preoccupante sul dissesto idrogeologico nel nostro Paese (Trigila et al., 2018). I dati presentati evidenziano che nel 2017 risulta a rischio il 91% dei comuni italiani, in aumento rispetto il biennio precedente (88% nel 2015). Inoltre, ad essere in crescita è anche il territorio potenzialmente soggetto a frane (+2,9% rispetto al 2015), a seguito della mappatura di nuovi fenomeni franosi recenti.

La predisposizione al dissesto del territorio è dovuta alla complessa e singolare storia geologica e geomorfologica dell'Italia. Il numero dei fenomeni è stimato in 620.808 frane, che interessano un'area pari al 7,9% del territorio nazionale, sulla base dei dati inseriti nell'Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (Progetto IFFI), che costituisce un importantissimo supporto di conoscenza del territorio, utile anche per la pianificazione degli interventi di mitigazione del dissesto idrogeologico. Dei fenomeni di frana registrati, circa un terzo sono caratterizzati da cinematismo rapido (crolli, colate rapide di fango o detritiche), con velocità elevate e che si distinguono per la particolare capacità distruttività. Altre tipologie di movimento di versante, come le frane complesse o le colate lente, hanno un cinematismo da moderato a lento ma possono causare ingenti danni a centri abitati o infrastrutture (Trigila et al., 2018).

L'aggiornamento ISPRA della mappa della pericolosità da frana, sulla base dei Piani di Assetto Idrogeologico (P.A.I.), include oltre alle zone già soggette a dissesto anche le aree potenzialmente suscettibili a nuovi fenomeni franosi. In analogia con la mappatura già adottata da ISPRA, è stata utilizzata una classificazione della pericolosità per l'intero territorio nazionale in 5 classi: pericolosità molto elevata P4, elevata P3, media P2, moderata P1 e aree di attenzione AA.

Nel rapporto viene evidenziata una superficie complessiva delle aree a pericolosità da frana e delle aree di attenzione pari a 59.981 km^2, corrispondente al 19,9% del territorio nazionale (Tab.2.1). Considerando solo le classi a maggiore pericolosità (elevata P3 e molto elevata P4), le quali sono soggette a vincoli di utilizzo del territorio più restrittivi, l'area corrispondente di territorio interessato si porta ad un'estensione di 25.410 km^2, pari all'8,4% del territorio nazionale.

Aree a pericolosità da frana			
		km²	*% su territorio nazionale*
P4	**Molto elevata**	9.153	3,0%
P3	**Elevata**	16.257	5,4%
P2	**Media**	13.836	4,6%
P1	**Moderata**	13.953	4,6%
AA	**Aree di Attenzione**	6.782	2,2%
Totale Italia		**59.981**	**19,9%**

Tabella 2.1 *Aree a pericolosità da frana P.A.I. in Italia, nella mappatura 2017 (Trigila et al., 2018).*

Da un lato, è quindi necessario sensibilizzare la popolazione riguardo la pericolosità dei fenomeni franosi e i rischi connessi alla loro evoluzione (danni economici, infrastrutturali e al patrimonio culturale). Dall'altro, archiviare le informazioni ed eseguire attività di monitoraggio diventa una scelta strategica per la mitigazione dei fenomeni di dissesto.

2.2 La frana di Sant'Andrea

Il fenomeno franoso di Sant'Andrea rappresenta in realtà la porzione del versante caratterizzata da una maggiore instabilità, a sud di Pian de la Cesa (paragrafo 1.4). Se in quest'area gli spostamenti possono raggiungere molte decine di centimetri all'anno, in generale nel versante sono comunque presenti degli spostamenti contenuti, di qualche millimetro all'anno. Inoltre, è possibile individuare in sinistra idrografica del Boite, nella zona a monte della frana, altre aree caratterizzate da instabilità di versante, la cui evoluzione dovrà essere adeguatamente valutata nei successivi lavori (Università degli Studi di Padova, 2019b).

La zona più instabile è posta tra la vecchia linea ferroviaria e l'alveo del torrente Boite e viene delimitata nel fianco destro dal tornante della strada Cavallera (Fig.2.1). Il corpo di frana presenta una dimensione trasversale al versante di circa 150 m mentre raggiunge 160 m di estensione longitudinale, secondo la massima pendenza del versante. In Fig.2.1, viene riportato il modello di elevazione del terreno, ottenuto dal rilievo fotogrammetrico da drone realizzato nel 2018. Come si può notare dalle curve di livello, lo sviluppo verticale è di circa 90 m.

In Fig.2.2, viene riportata la rappresentazione tridimensionale del versante, a partire dai fotogrammi del rilievo da drone del 2018. Vengono identificate le opere di stabilizzazione del versante (in giallo), quali la berlinese e il muro di sostegno alle spalle della ferrovia già presenti in Fig.2.1, e i cordoli in cemento disposti in prossimità del fronte avanzato della frana. Inoltre, sono riportate le fratture evidenziate nel terreno (in rosso), durante un rilievo GPS dell'Università di Padova svolto nel marzo 2018. La frattura immediatamente a valle della berlinese, indicata con una freccia in Fig.2.2, è ritenuta essere una delle superfici di scollamento della frana stessa (paragrafo 1.4). L'elevato grado di fratturazione del terreno delimita l'area soggetta a movimenti più intensi.

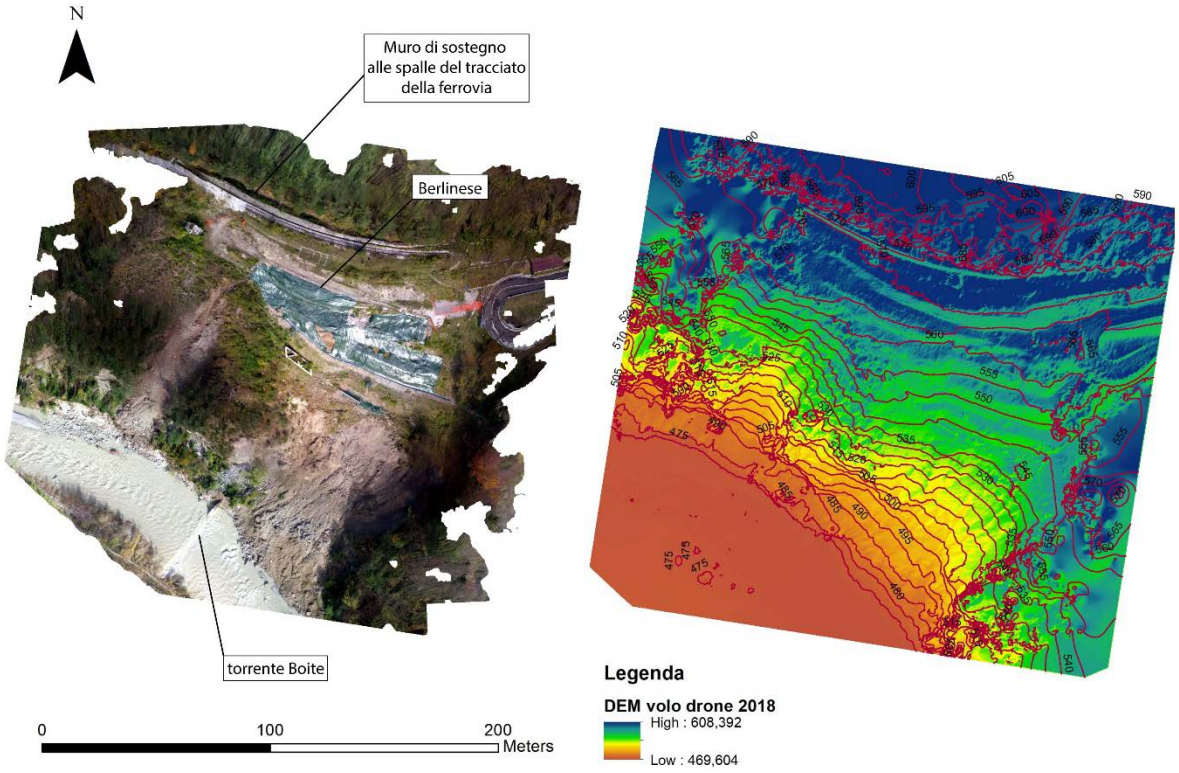


Figura 2.1 *Rappresentazione della frana di Sant'Andrea in una duplice elaborazione da parte dello scrivente. A sinistra, l'ortofoto relativa al rilievo fotogrammetrico da drone del 2018 mentre a destra il DEM ottenuto dal rilievo, in cui le curve di livello sono rappresentate da un contour ogni 5 m.*

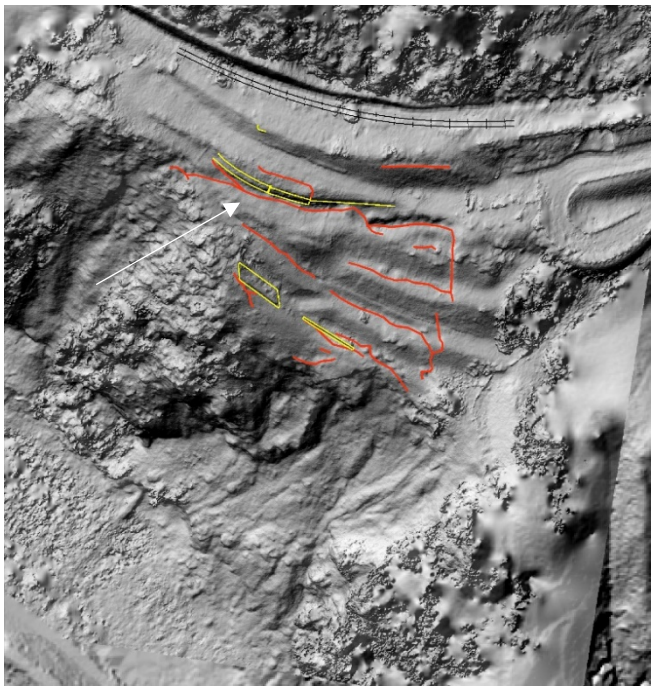


Figura 2.2 *Rappresentazione tridimensionale del versante, derivata da restituzione fotogrammetrica, in cui sono riportati gli elementi di stabilizzazione (in giallo) e le principali fratture nel terreno, rilevate mediante campagna GPS del 27 marzo 2018 (in rosso).*

La zona franosa di Sant'Andrea e le aree limitrofe, in cui sono evidenti ulteriori fenomeni di dissesto, sono riportate nella Carta della Pericolosità Geologica, presente nel P.A.I. dell'Autorità di Bacino Distrettuale di riferimento (Fig.2.3). Vengono segnalate e perimetrate le aree caratterizzate da una differente pericolosità geologica; in particolare, la zona oggetto di studio ricade nelle zone P3 e P4, dove il fattore di rischio è molto elevato.

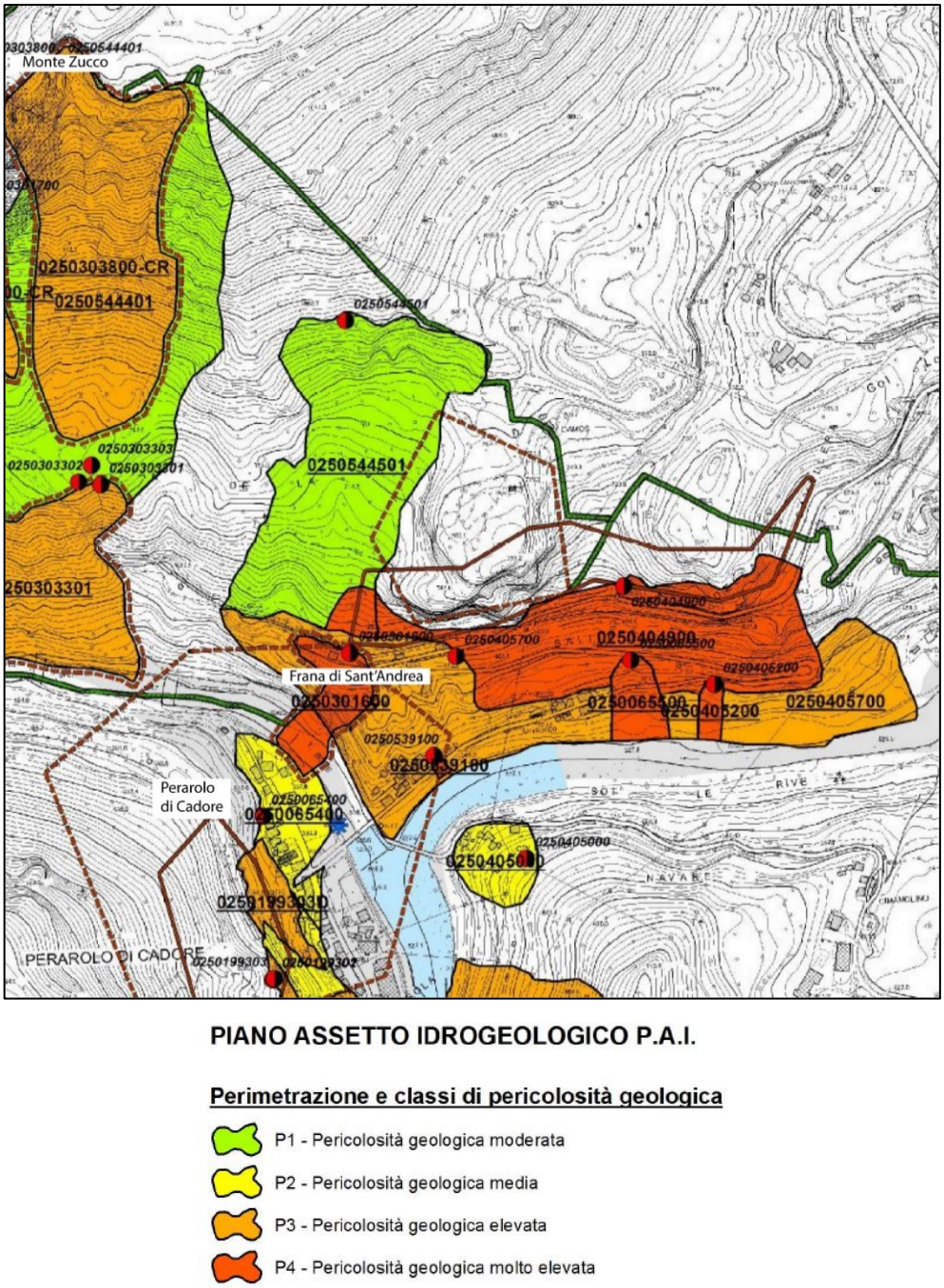


Figura 2.3 *Estratto della Carta della Pericolosità Geologica. Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico del bacino idrografico del fiume Piave realizzato dall'Autorità di Bacino Distrettuale dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione. In legenda, si riportano le classi di pericolosità geologica.*

Considerati i fattori geologici coinvolti nel fenomeno analizzato, l'assetto litologico e quello idrogeologico sono dimostrati essere i principali fattori predisponenti per il movimento della frana di Sant'Andrea. In particolare, il substrato è costituito principalmente dalla formazione di Travenanzes, la cui componente evaporitica risulta pesantemente coinvolta in processi di idratazione e dissoluzione ad opere delle acque sotterranee che interessano l'intero corpo di frana. Questi processi modificano direttamente le proprietà geotecniche e geomeccaniche dell'ammasso roccioso, degradandolo a tal punto da innescare processi gravitativi, strettamente correlati ai regimi pluviometrici. Di seguito, viene presentato un approfondimento di alcune caratteristiche dei materiali evaporitici, in particolare di natura gessoso-anidritica, con lo scopo di comprendere il comportamento reologico della litologia su cui si imposta la frana di Sant'Andrea.

2.3 Caratterizzazione dei materiali gessoso - anidritici

La componente evaporitica che caratterizza la formazione di Travenanzes è molto solubile in presenza d'acqua e questo porta al verificarsi di fenomeni di dissoluzione in profondità e conseguenti cedimenti della copertura detritica sovrastante. È quindi necessario comprendere in che modo la circolazione d'acqua nel corpo di frana influisca sulle caratteristiche geotecniche e geomeccaniche di questa litologia.

Il gesso costituisce la fase idrata del solfato di calcio ($CaSO_4\ 2H_2O$) mentre l'anidrite ne rappresenta la fase anidra ($CaSO_4$); la transizione tra le due fasi di questo solfato dipende dai parametri fisico-chimici dell'ambiente. Il gesso è il più abbondante tra i minerali del solfato di calcio, il quale può formarsi in condizioni di normale sedimentazione; al contrario, l'anidrite si forma raramente in condizioni superficiali, in condizioni ambientali fortemente alcaline e in condizioni climatiche aride. Il gesso quindi rappresenta la fase stabile in condizioni superficiali, eccetto nelle litologie affioranti nelle zone aride in cui viene favorita la presenza dell'anidrite (Abu Seif, 2014).

Il processo che coinvolge l'anidrite in presenza di acqua di infiltrazione o di circolazione profonda porta alla trasformazione dell'anidrite in gesso (*eq.2.1*), attraverso un fenomeno di idratazione secondo la relazione:

$$CaSO_4 + 2H_2O \leftrightarrow CaSO_4\ 2\ H_2O \quad (eq.2.1)$$

Invece, la trasformazione del gesso in anidrite avviene attraverso il processo di deidratazione, secondo la relazione (*eq.2.2*):

$$CaSO_4\ 2\ H_2O \rightarrow CaSO_4 + 2H_2O \quad (eq.2.2)$$

Il fenomeno di deidratazione può avvenire in particolari condizioni, quali ad esempio l'esposizione del gesso in superficie in condizioni climatiche calde e secche, quando questo è coinvolto in fenomeni diagenetici o in determinati contesi tettonici (Abu Seif, 2014*)*.

Le proprietà geotecniche del gesso/anidrite differiscono in funzione delle condizioni in cui si trova il solfato di calcio e della presenza d'acqua nel sistema. I diversi lavori disponibili in letteratura (Yilmaz, 2001; Azam, 2007; Abu Seif, 2014) trattano temi parziali, quali la variazione volumetrica che coinvolge rispettivamente l'idratazione dell'anidrite e la deidratazione del gesso. Meno frequenti le considerazioni pubblicate che riguardano gli aspetti geotecnici di questi processi, i quali possono produrre importanti effetti altimetrici fino in superficie, con conseguenti problematiche per le infrastrutture presenti nel territorio.

Quando l'anidrite interagisce con l'acqua, si verifica una variazione volumetrica tra l'anidrite iniziale e il gesso di neoformazione. Infatti, le due fasi presentano un volume specifico differente per cui nel processo di idratazione, che comporta un aumento del contenuto d'acqua, si verifica un incremento del volume tra il 30 e il 58% (Yilmaz, 2001). Se questo materiale subisce il processo di idratazione confinato in profondità, si verifica un sollevamento in superficie dovuto all'espansione dell'anidrite, che può portare al collasso di infrastrutture presenti o ad un loro serio danneggiamento. La deidratazione del gesso è associata invece ad una diminuzione del volume, dell'ordine del 38% (Yilmaz, 2001), che invece può generare un abbassamento del terreno e il suo successivo collasso.

Il gesso è coinvolto anche nei processi legati alla sua dissoluzione, in presenza di una circolazione d'acqua. Il fenomeno di dissoluzione risulta essere molto più veloce rispetto a quanto avviene nelle litologie carbonatiche (solubilità del gesso in acqua distillata è 2.4 gr l^{-1}, rispetto a quella della calcite e della dolomite nell'acqua meteorica che è inferiore a 0.1 gr l^{-1} (Gutiérrez and Cooper, 2013). L'*eq.2.3* descrive il processo di dissoluzione nelle formazioni gessifere (Yilmaz, 2001), il quale, al pari del carsismo classico su strutture carbonatiche, tende a svilupparsi in prossimità di discontinuità già esistenti, formando una rete di condotti carsici e numerosi vuoti/cavità:

$$CaSO_4\ 2\ H_2O + \ H_2O \ \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 3H_2O \quad (eq.2.3)$$

È chiaro che i fenomeni appena presentati, legati alla presenza di una litologia gessoso-anidritica, possono rappresentare un potenziale pericolo per le infrastrutture presenti nel territorio e devono essere attentamente valutati in fase di progettazione e dimensionamento delle opere.

Alcuni dei problemi legati alle caratteristiche dei materiali gessoso-anidritici sono stati descritti in precedenza, in merito alla variazione volumetrica nella transizione tra le fasi e al processo di dissoluzione. In particolare, quest'ultimo può portare ad un graduale abbassamento del terreno sovrastante, nel fenomeno definito come subsidenza, fino ad un suo possibile collasso.

Dal punto di vista geomeccanico, la resistenza (a trazione e a compressione) e la deformabilità rappresentano due parametri importanti per la classificazione delle rocce. Questi sono utilizzati per descrivere il comportamento nella condizione che precede la rottura del materiale, in funzione del modulo di elasticità proprio della roccia. La presenza d'acqua, oltre alle problematiche evidenziate in precedenza, può portare ad una riduzione della resistenza della roccia, in funzione di altri fattori come la composizione mineralogica, la granulometria e la porosità (Yilmaz, 2010).

In alcuni lavori di letteratura, viene riportata una valutazione delle caratteristiche geotecniche e geomeccaniche del gesso (Karacan and Yilmaz, 2000; Yilmaz, 2007, 2010). L'area di studio si trova nel bacino di Sivas, in Turchia, in cui il gesso è ampiamente distribuito e costituisce il componente principali di alcune formazioni evaporitiche Mioceniche.

Diversi campioni sono stati prelevati da differenti località nell'area e sottoposti ad indagini di laboratorio per la determinazione delle proprietà geotecniche e geomeccaniche. L'analisi mineralogica attraverso la diffrazione a raggi X ha determinato la composizione quasi pura del gesso, con presenza in traccia di calcite, minerali argillosi o anidrite. Nei lavori citati, gli Autori hanno determinato la resistenza a compressione uniassiale (UCS, Uniaxial Compressive Strength, misurata in MPa) e il modulo di elasticità tangenziale (E_t, misurato in GPa). I valori determinati per la resistenza a compressione sono riportati in Tab.2.2:

	UCS dry (MPa)	UCS dry medio (MPa)	UCS satured (MPa)	UCS satured medio (MPa)
Karacan and Yilmaz, 2000	12.3 – 52.7	18.1 – 35.6	4.2 – 28.8 **b**	8.2 – 13.3 **b**
Yilmaz, 2007	16.2 – 36.2	18.3 e 32.5	4.2 – 12.1 **b**	8.2 e 9.5 **b**
Yilmaz, 2010	11.1 – 52.7	32.48	5.1 – 21.3 **a**	11.67 **a**

Condizioni di saturazione: **a** dopo 16 giorni in acqua **b** dopo 20 giorni in acqua.

Tabella 2.2 *Valori di resistenza a compressione uniassiale (UCS) nei campioni di gesso: range e valori medi, rispettivamente in condizioni secche e in condizioni di saturazione (Karacan and Yilmaz, 2000; Yilmaz, 2007, 2010).*

Nei diversi campioni sottoposti ad analisi di laboratorio, la resistenza a compressione aumenta al diminuire del crystal size del gesso (Karacan and Yilmaz, 2000; Yilmaz, 2007).

Per determinare l'effetto del contenuto d'acqua sulle caratteristiche di resistenza, le misure di compressione sono state eseguite in condizione di saturazione, dopo un periodo di giorni in acqua (rispettivamente indicati con a e b in Tab.2.2). Alla luce delle prove effettuate, si osserva che il contenuto d'acqua nei campioni influisce direttamente sul valore di compressione misurato, con riduzione del valore iniziale rispettivamente del 55% (Karacan and Yilmaz, 2000) e del 64% (Yilmaz, 2010).

I risultati delle prove riportati nel lavoro di Yilmaz, 2010 permettono la considerazione che nonostante vi sia un piccolo aumento del contenuto d'acqua (1 – 2%) si determina una sensibile diminuzione nei valori di resistenza a compressione dei campioni di gesso (Fig.2.4).

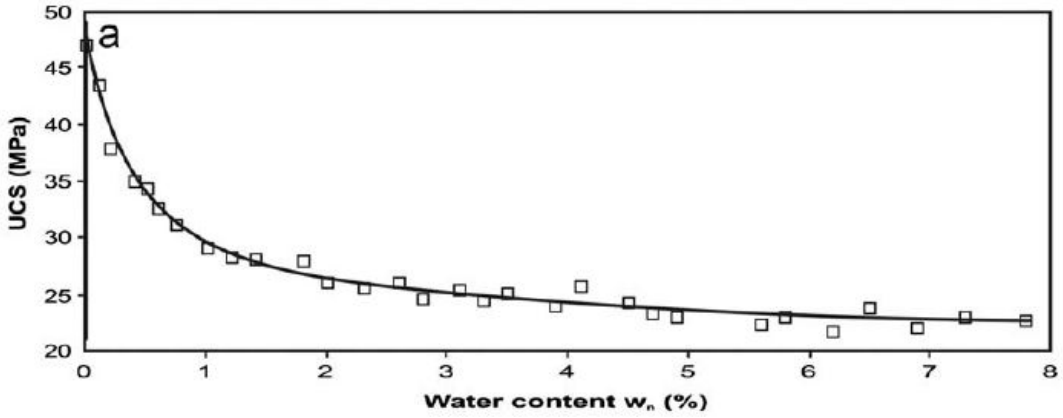


Figura 2.4 *Variazione del valore di resistenza a compressione uniassiale (UCS) al variare del contenuto d'acqua nei campioni di gesso (Yilmaz, 2010). Un piccolo aumento del contenuto d'acqua (1 – 2%) determina una sensibile diminuzione nei valori di resistenza.*

I valori determinati per il modulo di elasticità sono invece riportati in Tab.2.3:

	E_t dry (GPa)	E_t dry medio (GPa)	E_t satured (GPa)	E_t satured medio (GPa)
Karacan and Yilmaz, 2000	7.0 – 44.0 [b]	22.4 – 40.0 [b]	-	-
Yilmaz, 2010	10.4 – 28.6	20.47	5.2 – 13.8 [a]	9.61 [a]

- valore non fornito. Condizioni di saturazione: **a** dopo 16 giorni in acqua. **b** Modulo di elasticità tangenziale iniziale.

Tabella 2.3 *Valori del modulo di elasticità tangenziale Et nei campioni di gesso: range e valori medi, rispettivamente in condizioni secche e in condizioni di saturazione (Karacan and Yilmaz, 2000; Yilmaz, 2010).*

Solo per i valori del modulo di elasticità presentati nel lavoro di Yilmaz, 2010 è possibile valutare la diminuzione del parametro con l'aumentare del contenuto d'acqua, con il passaggio a condizioni sature, e riduzione del 53.05% rispetto alle condizioni secche. Come valutato in precedenza per il parametro di resistenza a compressione, un piccolo aumento del contenuto d'acqua determina una sensibile diminuzione del parametro di elasticità dei campioni di gesso (Yilmaz, 2010).

Le caratteristiche deformative valutate nei campioni di gesso e descritte nel lavoro di Karacan and Yilmaz, 2000, hanno permesso di evidenziare un comportamento elasto-plastico quando sottoposti al campo di sforzo della prova. In particolare, la relazione tra sforzo e deformazione non è lineare ma legata alla variazione dello sforzo applicato nel tempo.

In Fig.2.5, sono riportate le curve che rappresentano il comportamento deformativo dei campioni di gesso considerati dagli Autori, differenziati in funzione delle unità geologiche di appartenenza (nominativo a lato delle curve in Fig.2.5). Queste mostrano un andamento "ad S", anche se appena accennato, che secondo gli Autori viene attribuito alla deformazione elasto-plastica che i campioni di gesso hanno evidenziato durante le prove.

In particolare, le curve mostrano una concavità verso l'alto a bassi valori di sforzo, assumendo progressivamente un andamento retto. Infine, con l'aumento dello sforzo, la concavità è rivolta verso il basso, ad indicare che il campione di gesso è entrato in un campo deformativo plastico durante il processo di compressione (Karacan and Yilmaz, 2000).

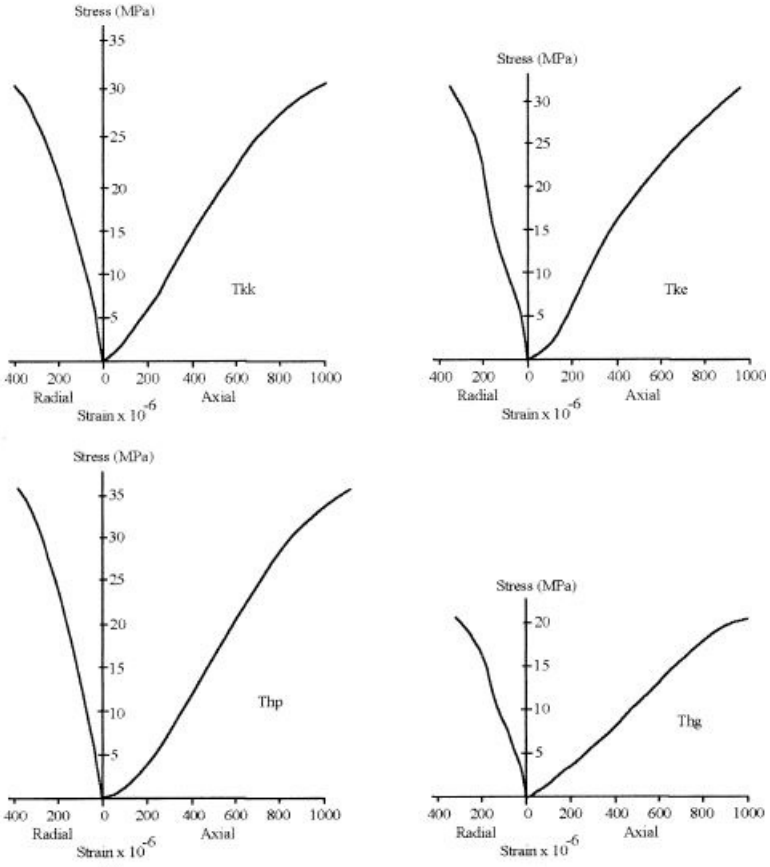


Figura 2.5 *Curve sforzo – deformazione assiale e sforzo – deformazione radiale per i diversi campioni di gesso considerati nelle prove. I campioni di gesso sono riportati per le diverse unità geologiche di appartenenza (Tkk = Karacali member; Tke = Egribucak member; Thp = Purtepe member; Thg = Gobeklitarla meber). Immagine riportata in Karacan and Yilmaz, 2000.*

Lo stesso comportamento plastico viene evidenziato nelle curve sforzo – deformazione dei campioni di gesso riportati nel lavoro di Bell, 1981. Le prove di compressione effettuate sui campioni mostrano valori di UCS compresi tra 19.5 e 40.8 MPa, con valore medio di 27.5 MPa. Inoltre, le prove sono state effettuate anche in condizioni sature, evidenziando una diminuzione dei valori di compressione, compresi tra 12.7 e 24.1 MPa. I valori ottenuti da Bell sono molto simili a quelli riportati in precedenza nei lavori citati in Tab.2.2.

Le curve sforzo – deformazione ottenute evidenziano una deformazione plastica dei campioni in compressione (Fig.2.6). Il comportamento plastico del gesso si evidenzia ad un valore di sforzo compreso tra ¼ e ½ del valore di sforzo a rottura (Bell, 1981).

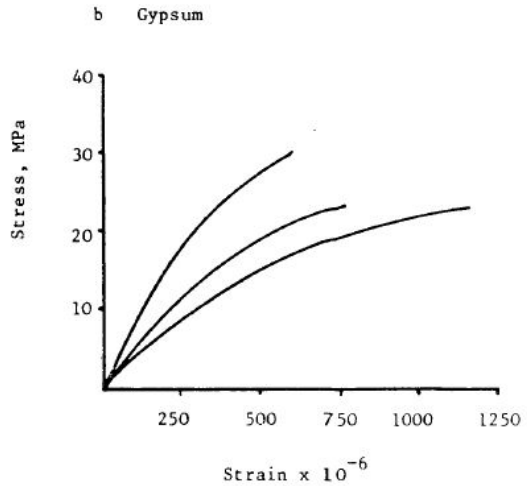


Figura 2.6 *Curve sforzo – deformazione che rappresentano il comportamento plastico dei campioni di gesso durante le prove di compressione. Immagine tratta dal lavoro di Bell, 1981.*

Il comportamento deformativo manifestato dai campioni di gesso, durante le prove di compressione riportate nei lavori di letteratura consultati (Karacan and Yilmaz, 2000; Bell, 1981), permettono di evidenziare un meccanismo deformativo di tipo plastico.

Quando il meccanismo deformativo del materiale avviene con uno sforzo applicato costante e con un basso tasso di deformazione (generalmente $10^{-4} – 10^{-5}$ s^{-1}), il materiale può continuare a deformarsi anche per tempi molto lunghi. Viene introdotto in questi termini il concetto di deformazione per *creep*.

Il fenomeno di creep è relativo a un comportamento del materiale, la cui deformazione diventa dipendente dal tempo oltre che dal carico applicato. I motivi dell'instaurarsi di questo meccanismo possono risiedere in diverse condizioni, come lo stato di stress in situ, le proprietà della roccia, le condizioni geomeccaniche, la spinta dell'acqua e la pressione interstiziale (Barla, 2001). Il gesso è una roccia che può manifestare questo comportamento.

Il comportamento meccanico del gesso e il relativo meccanismo deformativo time-dependent sono stati approfonditi in alcuni lavori di letteratura (De Meer and Spiers, 1995,1999; Hoxha et al., 2005).

Nello studio di De Meer and Spiers del 1995, il comportamento reologico del gesso durante il creep viene attribuito ad un meccanismo micromeccanico di *pressure solution*. Nelle prove di compressione eseguite, sono stati utilizzati dei campioni costituiti da aggregati granulari di gesso, sottoposti ad una compattazione idrostatica in presenza di una soluzione satura in $CaSO_4$ (De Meer and Spiers, 1995*)*. La compressione dei campioni può avvenire per un processo di dissoluzione al contatto tra i granuli e precipitazione nei pori dell'aggregato, la quale diventa anche un fattore limitante la velocità di deformazione (De Meer and Spiers, 1999*)*.

Tuttavia, le evidenze del processo di pressure solution sono limitate al gesso in condizioni di laboratorio e non è possibile estendere tale comportamento alle condizioni del gesso in natura (De Meer and Spiers, 1995).

La variazione volumetrica che si manifesta durante il processo di creep del gesso è stata invece studiata da Hoxha et al., secondo i quali il contenuto d'acqua influenza la velocità di creep (Hoxha et al., 2005). Tra i diversi modelli considerati dagli Autori per riprodurre il comportamento deformativo del gesso nel tempo, l'approccio con un modello visco-plastico del materiale sembra essere in grado di riprodurre correttamente i risultati delle prove di laboratorio (Hoxha et al., 2005) .

È doveroso sottolineare però che la letteratura scientifica in merito alla deformazione per creep del gesso non è sufficiente a comprendere nel dettaglio la spiegazione di tale meccanismo e quali siano i processi micromeccanici alla base del comportamento macroscopico.

La valutazione del meccanismo deformativo che caratterizza le litologie gessoso-anidritiche sarà oggetto di un set di prove di creep che verranno effettuate sui campioni prelevati dalle carote dei sondaggi eseguiti nel 2019 (vd. paragrafo 5.3).

2.4 Fenomeni di instabilità legati alla dissoluzione di litologie evaporitiche

La presenza di successioni evaporitiche in vaste aree del pianeta, circa il 25% della superficie continentale (Ford and Williams, 2007), determina un importante impatto ambientale del processo di dissoluzione che interessa questa tipologia di materiali, in quanto risulta essere un processo di modificazione attiva del territorio. In particolare, lo sviluppo di morfologie legate al processo di dissoluzione, quali sinkholes e collassi sub-superficiali, possono portare al cedimento di infrastrutture, coinvolgendo opere antropiche direttamente o indirettamente, presenti sul territorio interessato dalla loro presenza. Tuttavia, lo studio di questi fenomeni è trattato più dal punto di vista geomorfologico che dal punto di vista geologico-tecnico.

Un'area interessata da importanti fenomeni di dissoluzione delle litologie evaporitiche è il bacino del fiume Ebro, in Spagna. In alcuni lavori presenti in letteratura (Benito and Gutiérrez, 1988; Guerrero and Gutiérrez, 2017), viene descritto dal punto di vista morfologico lo sviluppo di fenomeni di instabilità che interessano le evaporiti, quali i sinkholes o fenomeni gravitativi

di versante. Inoltre, si considera l'azione erosiva dei corsi d'acqua, in questo caso il fiume Ebro, i quali possono portare al collasso di parte del versante per lo scalzamento al piede.

Nel loro lavoro, Guerrero e Gutiérrez approfondiscono la genesi di scarpate verticali in gesso, le quali si formano per erosione meccanica differenziale rispetto le litologie che costituiscono la base del versante. Frane di crollo e ribaltamenti sono le tipologie di fenomeni gravitativi più comuni, dove le scarpate sono essenzialmente costituite da litologie evaporitiche. Inoltre, dove sono presenti anche delle litologie pelitiche, soprattutto alla base del versante, si sviluppano scivolamenti rotazionali ed espandimenti laterali (Guerrero and Gutiérrez, 2017*)*

Lo sviluppo dei sinkholes, invece, è legato alla presenza di materiali permeabili nei depositi detritici di copertura delle formazioni evaporitiche. Questi permettono la percolazione di acqua in profondità con conseguente fenomeno di dissoluzione dei materiali evaporitici. Il processo carsico, che si verifica in profondità, si riflette in superficie attraverso lo sviluppo di depressioni nel terreno, di diverse forme e dimensioni (Benito and Gutiérrez, 1988*)*, e con fenomeni di subsidenza diffusa.

Il processo di dissoluzione in profondità di litologie gessoso-anidritiche può portare a fenomeni di instabilità di versante che coinvolgono diversi milioni di m^3 di materiale. A titolo di esempio, viene descritta la frana che ha interessato il massiccio del Friolin in Savoia, regione alpina al confine tra Francia e Italia, riportata nel lavoro di Rovéra (Rovéra, 1993).

Tra il 1982 e il 1984, il volume destabilizzato è stato di circa 10 milioni di m^3, interessando la municipalità di Peisey-Nancroix. Il fenomeno franoso era seguito da circa 25 anni ed era stato interpretato come uno scivolamento rotazionale, ipotesi confermata dalla morfologia del versante e dal volume coinvolto. L'Autore non scarta però l'ipotesi che si possa trattare di un fenomeno di instabilità dovuto alla dissoluzione profonda di materiali evaporitici, il cui carsismo si può osservare in superficie mentre le misure del tasso di dissoluzione calcolate permettono di stimare il fenomeno in profondità (Rovéra, 1993*)*.

Dal punto di vista geologico, l'area è caratterizzata dall'affioramento di unità Permiane e più antiche (gabbri e scisti), le quali sovrascorrono su unità calcareo-dolomitiche Triassiche. Il sovrascorrimento è dovuto alla presenza di una lente evaporitica di spessore variabile, la quale può raggiungere i 150 m di spessore. Le litologie evaporitiche Triassiche, affioranti nell'area in studio, sono costituite essenzialmente da anidrite mentre il gesso ne caratterizza solo la parte superficiale, come confermato dai riferimenti citati dall'Autore (Fabre et Dayre, 1982; Rovera, 1990). La presenza dell'anidrite è dovuta alle peculiari condizioni litologiche del sito, a cui si somma l'effetto geotermico, che ha generato il profondità la deidratazione del gesso (Rovéra, 1993). Inoltre, il processo di deidratazione viene attribuito al contesto tettonico, per effetto della compressione alpina che ha portato alla duplicazione degli strati sovrastanti e ad un aumento del carico litostatico.

Il regime pluviometrico dell'area registra una precipitazione media annuale di circa 1300 mm. La solubilità considerata per l'anidrite di 1.5 g/l permette di stabilire un tasso di dissoluzione pari a 0.7 mm/anno (Rovéra, 1993), fissando un ordine di grandezza del processo in situ. Tuttavia, la modalità con cui avviene il carsismo in profondità è determinata principalmente dalla superficie effettivamente influenzata dalla circolazione dell'acqua e dal tempo di azione della dissoluzione (Rovéra, 1993).

Non essendo disponibili osservazioni in merito alle condizioni dei livelli anidritici in profondità, l'Autore considera due modelli per lo sviluppo del carsismo, i quali sono stati già utilizzati per la definizione del fenomeno in altri complessi gessoso-anidritici delle Alpi. Il primo considera una dissoluzione areale, poco sviluppata in senso verticale, tipica dell'infiltrazione che interessa una vasta area; il secondo, invece, presenta un carsismo lineare con un maggiore sviluppo verticale e formazione di condotti carsici e cavità.

Secondo Rovéra, il modello che può rappresentare la dissoluzione delle anidriti nel massiccio del Friolin deve descrivere una dissoluzione superficiale su una vasta area, che nella zona in studio avviene all'interfaccia tra le anidriti e gli scisti sovrastanti (Fig.2.7), determinando la lenta deformazione gravitativa di questi ultimi. Le acque meteoriche si infiltrano attraverso le fratture degli scisti e dei gabbri, raggiungendo i primi metri di gesso e venendo poi convogliate nella parte periferica, senza interessare in profondità l'ammasso anidritico. In particolare, viene individuato proprio nel versante orientale del massiccio un punto con maggiore dissoluzione, indicato con un cerchio in Fig.2.7.

Alla luce di questo modello e dei volumi interessati nel dissesto, la velocità di erosione stimata è di 0.5 mm/anno, molto simile alle misure teoriche effettuate (Rovéra, 1993). Il dissesto ha coinvolto diversi milioni di m^3 del materiale sovrastante che ha potuto destabilizzarsi gradualmente e solo in seguito in maniera improvvisa, al termine di una fase di apparente stabilità del versante. La rapida destabilizzazione del versante orientale viene attribuita alle forti piogge che hanno interessato la zona tra il 1980 e il 1981 (Rovéra, 1993), andando a peggiorare una situazione già complicata.

La morfologia che ipotizzava uno scorrimento rotazionale viene spiegata dallo sviluppo in profondità di nicchie ad ampio raggio di curvatura, formatesi nell'ammasso anidritico (Rovéra, 1993). In superficie, le forme generate si inseriscono all'interno delle caratteristiche morfologiche del massiccio del Friolin, i cui versanti sono stati modellati durante l'ultima glaciazione, con formazione di circhi glaciali, ed in seguito interessati dal susseguirsi di fenomeni franosi.

Il dissesto verificatosi nel massiccio del Friolin, oltre ad essere un esempio di morfodinamica di versante, evidenzia che le litologie sovrastanti un materiale gessoso-anidritico possono essere interessate da fenomeni di instabilità, a seguito della dissoluzione in profondità di questi ultimi. In questo caso, il rischio associato è stato molto limitato in quanto l'area è classificata come area protetta e solo il distacco di una massa ancora più grande avrebbe portato ad un disastro nel fondo valle.

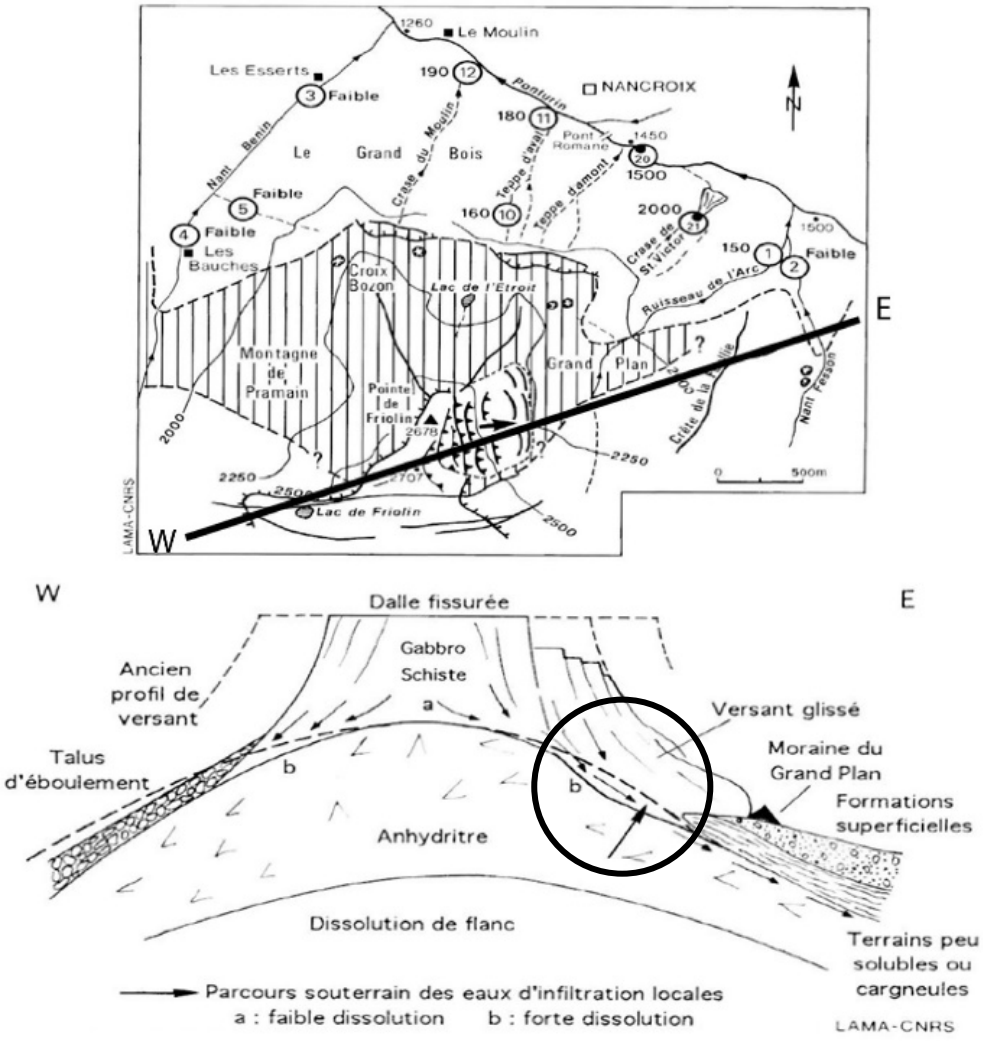


Figura 2.7 *Rappresentazione in pianta del Massiccio del Friolin e della sezione E-W riportata sotto, tratte da Rovéra, 1993. Nella sezione in basso, viene riportata l'evoluzione morfodinamica che ha coinvolto i versanti del massiccio, con un arretramento progressivo per i continui distacchi dovuti in parte alla dissoluzione profonda delle anidriti.*

2.5 Considerazioni

Dall'analisi della ridotta letteratura disponibile sul tema di interesse, risulta chiaramente che le caratteristiche geotecniche e geomeccaniche dei materiali gessoso-anidritici costituiscono un fattore determinante per lo sviluppo di fenomeni di dissesto di versante interessati da tali litologie. In particolare, la presenza di acqua al loro interno porta ad una importante diminuzione dei parametri di resistenza meccanica, praticamente dimezzandola. Questa condizione deve quindi essere valutata attentamente in fase di caratterizzazione geologica e geotecnica dei materiali per la progettazione di opere che insistono su tali tipologie litologiche.

Il processo di dissoluzione viene riconosciuto come la causa di diversi fenomeni di instabilità, i quali modificano la morfologia del territorio, in presenza di un substrato gessoso. Infatti, il carsismo su litologie evaporitiche si differenzia da quello su litologie carbonatiche soprattutto in termini di tasso di dissoluzione (legato alla maggior solubilità dei primi rispetto agli ultimi) e di reologia dei materiali coinvolti. In modo particolare, i materiali gessoso-anidritici presentano un comportamento duttile rispetto un comportamento solitamente più fragile delle rocce carbonatiche.

In fase di valutazione del rischio idrogeologico, i dissesti che si verificano su litologie gessoso-anidritiche possono manifestare un comportamento più complesso, talvolta connesso ad evoluzioni dal comportamento spiegabile solo con processi deformativi di tipo elasto-plastico, fortemente condizionati dalla presenza di acqua che ne accelera i processi di degradazione meccanica. Tali fenomeni di dissesto rimangono tutt'ora di difficile interpretazione, sebbene sia ormai riconosciuto quale sia il fattore predisponente al dissesto.

Questo lavoro sulla frana di Sant'Andrea, impostata su un versante che dal punto di vista litologico e geotecnico-geomeccanico è molto differenziato, si presenta come un ulteriore caso di studio di fenomeni franosi in materiali evaporitici, andando ad ampliare la bibliografia piuttosto limitata in merito a tale argomento. Inoltre, è stata riscontrata la scarsa bibliografia scientifica in merito alla deformazione per creep di materiali gessosi, che non consente di chiarire i meccanismi che si producono in natura su tali materiali.

3. Evoluzione del fenomeno franoso ed interventi eseguiti sul versante

Numerosi sono stati gli studi che, nel corso degli anni, hanno interessato il fenomeno franoso di Sant'Andrea, con lo scopo di comprenderne la cinematica e per attuare misure di mitigazione del rischio idrogeologico. Studi specifici sono stati realizzati da Enti pubblici, tra i quali l'Ente Ferrovie dello Stato e il Genio Civile di Belluno, e da parte della Regione Veneto, in collaborazione con l'Università di Padova.

L'attività del fenomeno franoso è caratterizzata da un'alternanza di periodi in cui si registra un lento movimento e di periodi più critici. In alcuni casi, l'evoluzione del dissesto ha portato ad eventi parossistici che hanno coinvolto importanti volumi di materiale, interessando in parte l'alveo del torrente Boite sottostante.

A partire dagli anni '90, la frana è stata oggetto di vari interventi di mitigazione, i quali però hanno prodotto scarsi e poco durevoli risultati, anche a causa della complessità geologica del fenomeno in studio. Negli anni successivi agli interventi, infatti, si è verificato anche un significativo aumento dell'estensione dell'area di frana verso ovest, oltre ad un incremento della velocità deformativa.

3.1 Evoluzione del fenomeno franoso e del versante

3.1.1 Franosità dell'area di studio

In epoca storica, l'abitato di Perarolo è stato interessato dalla conseguenze di numerosi fenomeni franosi, anche non strettamente legate all'evoluzione della frana di Sant'Andrea. Nella relazione dello Studio Galli (Studio Galli, 2012), sono presentati i fenomeni di cui si possiede una documentazione descrittiva, fino agli eventi dell'anno 2009.

Il primo evento documentato riguarda l'episodio del 12/10/1823. Durante una piena del Boite, una frana ne ha istruito il corso a monte del paese creando uno sbarramento, che le fonti indicano alto 12 metri (Studio Galli, 2012). A seguito dello sfondamento di tale ostruzione, si verificò un'ondata d'acqua e detriti, che causò la distruzione dell'abitato.

Nel 1942, si verificò il distacco di una grande frana dal versante meridionale del Monte Zucco che risalì in parte il versante destro del Boite, ostruendone il corso a monte dell'abitato. In questo caso, a fronte di un notevole volume di materiale coinvolto, si formò solo un lago di modeste dimensioni, senza conseguenze dirette per l'abitato. Tale accumulo venne però rimobilizzato dalla piena del 1966 (Studio Galli, 2012).

L'area prossima all'area di studio è stata invece interessata da cedimenti nel tratto compreso tra lo sbocco di monte della galleria del tracciato ferroviario e la località denominata Busa del Cristo, poco a monte dell'area attualmente interessata dal fenomeno attivo. Come riportato nel lavoro di Bridi, citando gli interventi eseguiti in passato in quest'area, si rileva che la causa dei dissesti è stata attribuita all'appesantimento del versante e alla presenza di acqua percolante nel terreno, così come l'erosione al piede del versante da parte del Boite (Bridi, 2018).

Gli eventi descritti non hanno interessato direttamente la frana di Sant'Andrea, ma forniscono informazioni importanti sulla franosità storica che ha interessato l'area di Perarolo e sulla possibilità che si verifichi uno sbarramento del torrente Boite (Tab.3.1).

Numero	Località	Data	Ambiente fisiografico
11400022	Perarolo di Cadore	18/11/2000	Montagna
11400267	Perarolo di Cadore - Lungo la linea ferroviaria per Calalzo	/11/2000	
11400121	Perarolo di Cadore - Monte Zucco	Giugno 1998	Montagna
11400068	Busa del Cristo	10/01/1997	Montagna
9400036	Busa del Cristo	06/01/1996	Montagna
1300090	Perarolo di Cadore	02/12/1966	vallataprincipale
5400032	Perarolo di Cadore	02/09/1965	vallata principale
	versante meridionale M.Zucco	1942	
5400033	Perarolo di Cadore	22/11/1926	vallata principale
1300086	Perarolo di Cadore	18/02/1925	vallata principale
1300089	Perarolo di Cadore	17/07/1922	vallata principale
1300088	Perarolo di Cadore	28/05/1914	vallata principale
1300087	Perarolo di Cadore	03/10/1912	vallata principale
	Perarolo di Cadore	12/10/1823	

Tabella 3.1 *Elenco dei fenomeni franosi che hanno interessato l'area di Perarolo. Tabella riportata nella relazione Studio Galli, 2012.*

3.1.2 Evoluzione della frana di Sant'Andrea

In corrispondenza dell'area attualmente in frana, già in passato si sono manifestati consistenti movimenti. Infatti, da lungo tempo si manifestavano abbassamenti del terreno e dislocazioni nei muri di sostegno (Studio Galli, 2012).

Nel 1996 un crollo di un centinaio di metri cubi di materiale detritico e di roccia gessosa ha interessato il versante in vicinanza del tornante, con raggiungimento dell'alveo del Boite. Inoltre, vengono riportati continui abbassamenti nell'area in cui era situato il vecchio tornante della strada Cavallera e presenza di fratture nel terreno, soprattutto a valle dell'opera di sostegno della ferrovia.

L'evento franoso di maggiore rilievo è stato quello del 18 novembre 2000, il quale ha coinvolto il versante sottostante il tornante stradale. Il fenomeno si è verificato a seguito di un periodo intenso di precipitazioni, a partire dal mese di ottobre 2000, il quale viene attribuito ad un evento pluviometrico con tempo di ritorno di 5 anni (Studio Galli, 2012). La causa innescante il distacco è stata invece attribuita all'infiltrazione di acque meteoriche nei depositi di copertura, testimoniate da abbondanti fuoriuscite d'acqua nella scarpata anche nei giorni successivi (Baglioni e Toffoletto, 2001). Come riportato nel rapporto geologico dell'evento, realizzato dalla Regione Veneto (Baglioni e Toffoletto, 2001), a seguito del periodo piovoso si sono verificate due frane di modeste dimensioni, con movimento rotazionale interessando la copertura detritica, e un di un modesto volume di roccia.

Il culmine del fenomeno franoso è avvenuto il 18/11/2000 destabilizzando un volume di roccia e detrito pari a circa 3000 m^3, a seguito del collasso di una parte di substrato che sosteneva un'ampia zona di copertura. Il materiale distaccatosi si è accumulato nell'alveo del Boite, ostruendone la sezione, e in parte è risalito in sponda destra (Baglioni e Toffoletto, 2001). Lo sbarramento ha portato alla formazione di invaso, la cui acqua ha iniziato a tracimare in sponda destra, per breve tempo in quanto è avvenuta una rapida erosione dello sbarramento temporaneo da parte delle acque del Boite (Fig.3.1). Di conseguenza, è stata decretata l'evacuazione dell'abitato di Perarolo e la chiusura precauzionale della ferrovia, sita sul versante instabile a monte dell'area interessata dalla frana (Baglioni e Toffoletto, 2001).

L'evento del 18 novembre 2000 rappresenta l'evolversi di un movimento complesso, durato più giorni e costituito da una serie di fenomeni di distacco con caratteristiche cinematiche differenti. In particolare, parte del materiale si è messo in movimento in forma di colata, in presenza di apporti idrici e di materiale limoso-argilloso (Baglioni e Toffoletto, 2001).



Figura 3.1 *Immagine aerea del fenomeno franoso del novembre 2000 (Università degli Studi di Padova, 2019b)*

L’evoluzione del dissesto avvenuto nel novembre 2000 è riportata in Fig.3.2:

1. Viene rappresentata la situazione del 9 novembre, in cui si evidenziano le due frane con scorrimento rotazionale (A e B) e il fenomeno di crollo (C);
2. Situazione del 17 novembre, in cui la frana in A si è evoluta in una colata detritica. La porzione di substrato nel cerchio rosso funge ancora da sostegno della copertura detritica sovrastante;
3. Situazione del 18 novembre, dopo l’evento parossistico del fenomeno franoso.

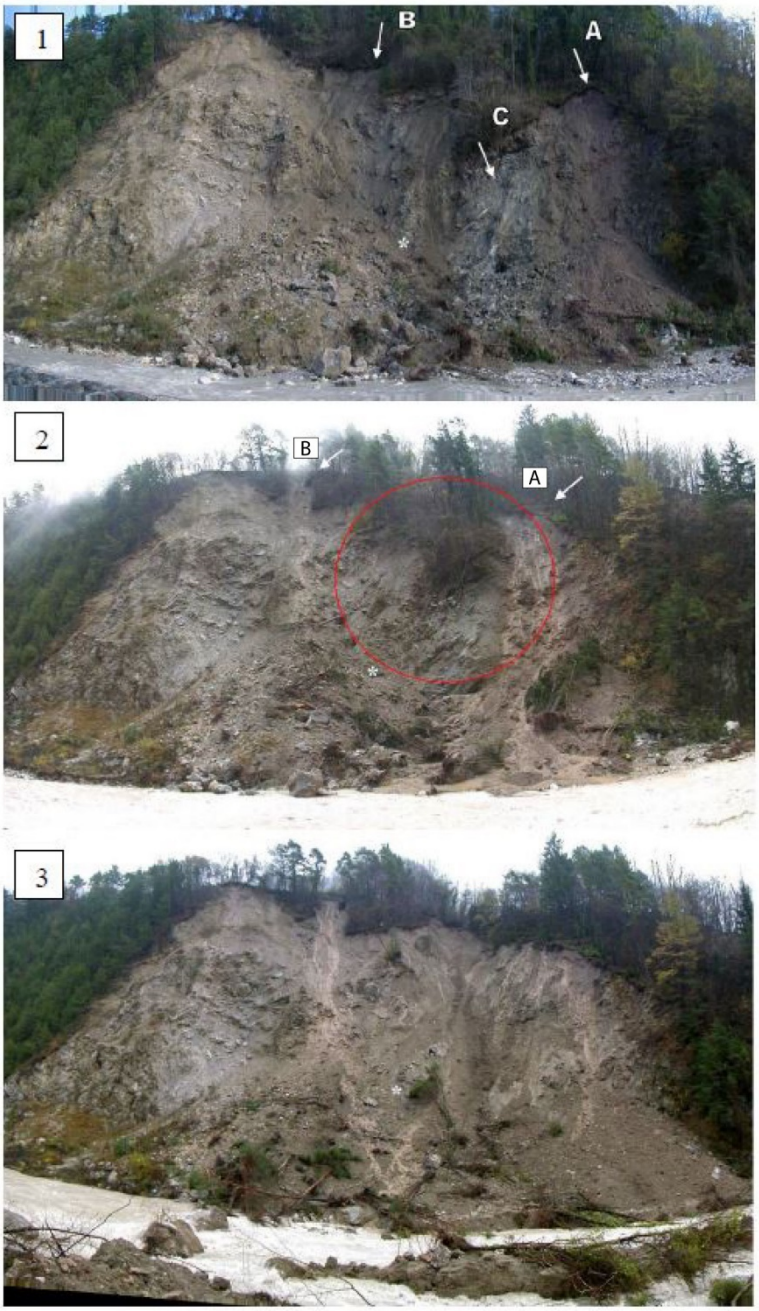


Figura 3.2 *Evoluzione del fenomeno franoso del 18 novembre 2000. Immagini elaborate da Bridi (Bridi, 2018) a partire dalle foto presenti nel report geologico dell’evento franoso (Baglioni e Toffoletto, 2001).*

Per circa due mesi dopo l'evento, si sono verificati continui movimenti nel versante. Le misure di spostamento, alla stesura della relazione di riferimento (Baglioni e Toffoletto, 2001), hanno permesso di evidenziare che da un lato la porzione a monte del cordolo realizzato nel 1992 è ritornata su valori di velocità medi, dall'altro la porzione a valle ha mantenuto valori significativamente superiori. Ciò consente di distinguere due aree a comportamento cinematico, che il cordolo realizzato nel 1992 sembra aver ulteriormente intensificato.

A seguito dell'evento del 2000, l'evoluzione del fenomeno franoso ha interessato prevalentemente la porzione a valle del cordolo, evidenziando un progressivo ed irreversibile peggioramento delle condizioni di instabilità. Tuttavia, il fenomeno non ha più manifestato eventi rapidi e parossistici, in grado di coinvolgere volumi di materiale tanto elevati. Infatti, i volumi di materiale mobilizzati sono ridotti e coinvolgono prevalentemente il materiale presente nella scarpata di degradazione e nella porzione al piede della stessa.

A seguito dell'installazione sul versante della strumentazione di monitoraggio, è possibile una valutazione in continuo degli spostamenti del fenomeno franoso nel tempo. Negli ultimi anni, si sono registrati spostamenti di minore entità ma costanti, i quali subiscono improvvisi incrementi di velocità in corrispondenza di eventi pluviometrici intensi. Una volta che eventi meteorici intensi portano ad un incremento delle velocità degli spostamenti, difficilmente i valori rientrano nei valori medi, registrati in precedenza. Tale fenomeno viene definito come *isteresi* ed è stato evidenziato nella relazione dell'Università di Padova del 2015 (Università degli Studi di Padova, 2015), sulla base del confronto tra le serie pluviometriche negli anni e i dati cinematici, ottenuti dagli spostamenti delle mire della stazione topografica, installate nel versante nel 2013.

In risposta alle sollecitazioni pluviometriche, il comportamento cinematico del versante porta ad una progressiva e sempre più rapida instabilità. Il fenomeno di isteresi prevede che a seguito di un evento che genera nel versante degli spostamenti superiori alla media (settore compreso tra 1 e 2 in Fig.3.3), si verifica un periodo di rilassamento (2) per ritornare alle condizioni pre-evento (1) senza mai arrivarci, in quanto non avviene un completo recupero delle velocità precedenti. Le velocità a seguito dell'evento sono generalmente maggiori del 10-20% di quelle iniziali (Università degli Studi di Padova, 2019b).

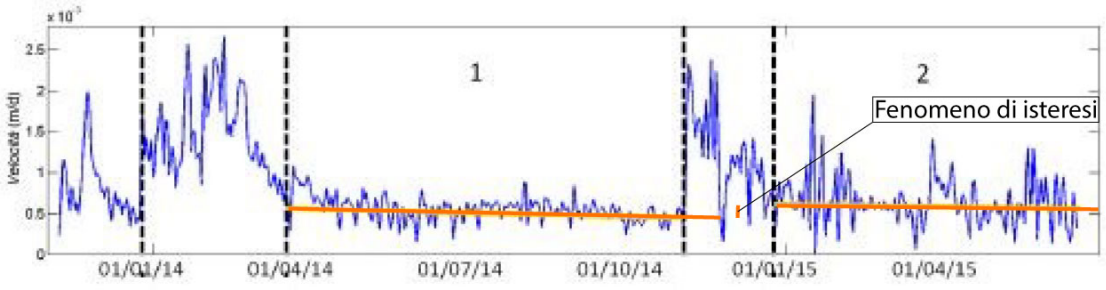


Figura 3.3 *Comportamento cinematico del versante che prevede un fenomeno di isteresi. Andamento della velocità complessiva di un riflettore installato sul versante, il quale evidenzia periodi di forte oscillazioni e i successivi periodi di rilassamento (Rapporto alla Regione del Veneto, Università degli Studi di Padova, 2015).*

Nel corso degli anni, sono stati eseguiti diversi rilievi fotogrammetrici da UAV (*Unmanned aerial vehicle*), come ad esempio il rilievo da drone. La disponibilità di ortofoto ottenute da questi rilievi consente di eseguirne un confronto, al fine di evidenziare i cambiamenti occorsi nell'area di frana. È evidente la modificazione morfologica che ha interessato l'area di frana, con una significativa estensione progressiva dell'area instabile verso ovest (Fig.3.4). Il confronto delle immagini disponibili riportato in Fig.3.4 è basato sui fotogrammi dei rilievi eseguiti nel 2013 (Regione Veneto), nel 2015 (Università di Padova), nel 2016 (Regione Veneto) e nel 2018 (Università di Padova).

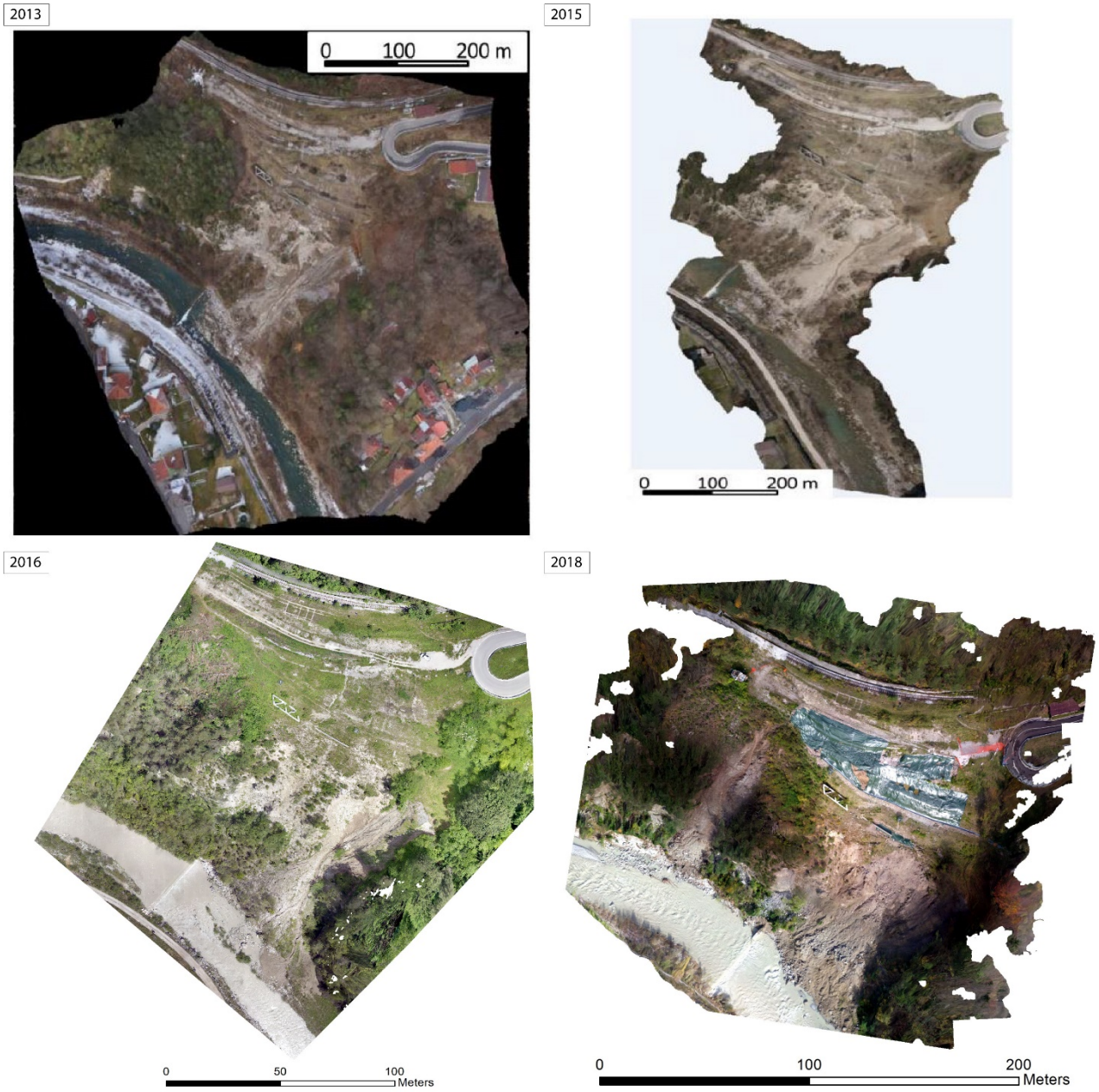


Figura 3.4 *Modificazione morfologica dell'area in frana, attraverso il confronto tra le ortofoto relative ai rilievi fotogrammetrici, eseguiti rispettivamente nel 2013, 2015, 2016 e 2018.*

3.2 Storia degli interventi eseguiti sul corpo di frana

I fenomeni di dissesto che hanno caratterizzato l'area a monte della frana, in corrispondenza della località Busa del Cristo, sono stati notevolmente ridotti, se non del tutto arrestati, in seguito agli interventi eseguiti nel 1966-1967, con la tirantatura dei muri di sostegno e la disposizione di dreni superficiali e profondi (Cargnel G., 1971). Inoltre, nello stesso periodo, il Genio Civile di Belluno ha provveduto alla realizzazione di alcuni interventi in alveo del Boite, in particolare la realizzazione di briglie e di un muro di sostegno per tutto il tratto in dissesto a monte.

Nell'area attualmente in frana, per contrastare i cedimenti del terreno, negli anni '90 sono state realizzate delle opere di sostegno, a valle del tracciato ferroviario:

a. Un primo intervento nel 1992, in cui è stato realizzato un cordolo tirantato (di seguito chiamato anche berlinese) in vicinanza del tornante. Nella relazione geologica della Regione Veneto (Bozzo, 1995), si osserva che già nel 1993 il cordolo evidenzia degli abbassamenti del terreno e una fessurazione parallela all'opera;
b. Un secondo cordolo realizzato nel 1995 più ad est rispetto quello del 1992.

Dopo l'evento parossistico del 2000, il versante è stato oggetto di numerosi interventi strutturali per la stabilizzazione del versante, con lo scopo di mitigare il fenomeno di dissesto e di prevenire nuovi importanti collassi (Fig.3.5). I principali interventi consistono in:

a. Realizzazione di gradonate nella parte alta del versante nel 2001, con arretramento del tornante della vecchia statale in località Sant'Andrea;
b. File di pali (valvolati e jet), disposte trasversalmente al versante, realizzati negli anni 2005 e 2007. I pali jet realizzati nel 2005 sono collegati in testa attraverso un cordolo in cemento di forma lineare e rettangolare in pianta, mentre le triplette di micropali, sempre realizzati nel 2005, sono collegati da un cordolo in cemento, che in pianta ha la forma di un parallelogramma.
c. Consolidamento nel 2007 del cordolo realizzato nel 1992, tramite l'installazione di nuovi tiranti.

Nel corso del tempo poi, il progressivo cedimento del terreno ha portato alla formazione di fratture in prossimità delle opere realizzate, per l'abbassamento differenziale di queste rispetto il terreno circostante. Si sono formate di conseguenza delle vie preferenziali di infiltrazione dell'acqua in profondità (paragrafo 1.6). Si nota che le fratture siano disposte in prossimità della berlinese, dei cordoli in cemento di forma rettangolare e a parallelogramma, disposti a valle della berlinese stessa.

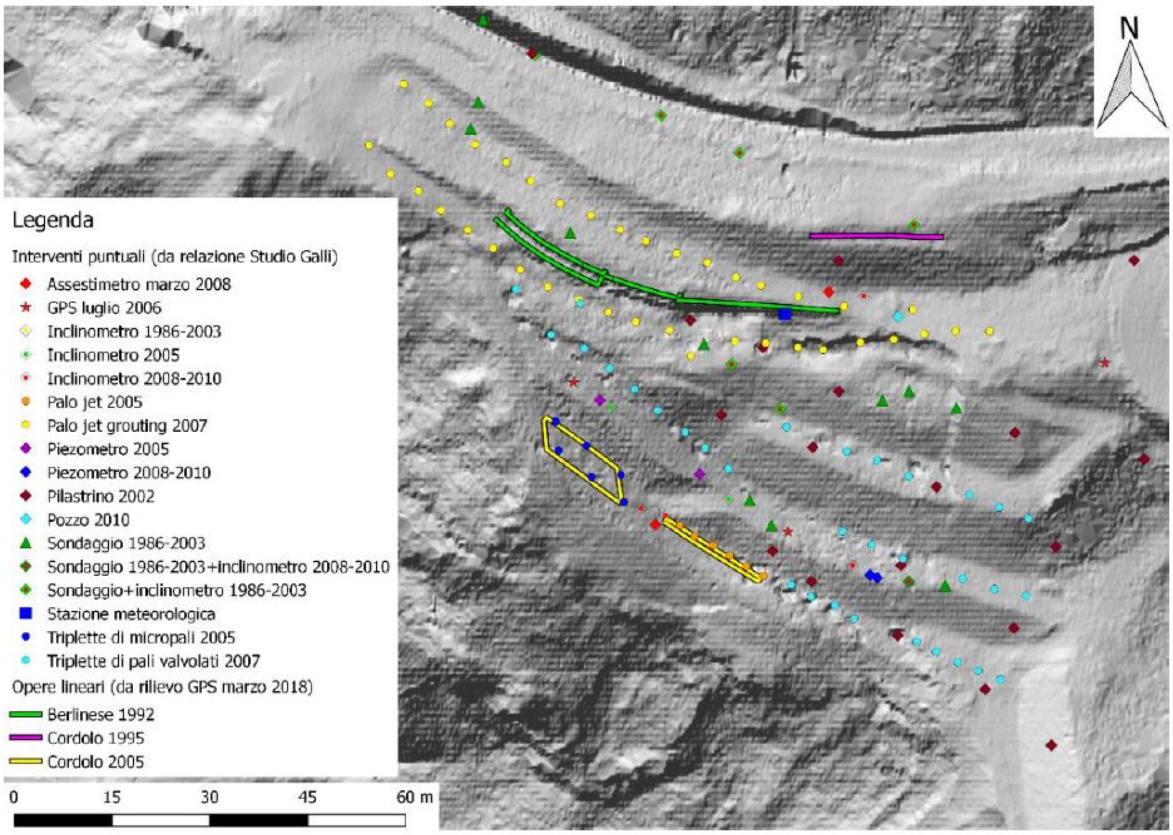


Figura 3.5 *Planimetria degli interventi di stabilizzazione realizzati nel versante e degli strumenti installati all'anno 2012. Pianta riportata in Bridi, 2018 elaborando la planimetria nella relazione dello Studio Galli, 2012.*

3.3 Modificazioni morfologiche recenti e interventi in corso d'opera

La messa in sicurezza della frana di Sant'Andrea si presenta complessa per le caratteristiche geologiche ed idrogeologiche proprie del fenomeno franoso. Come evidenziato in precedenza, l'estensione dell'area instabile è aumentata negli ultimi anni e le zone che apparivano relativamente stabili, con movimenti dell'ordine del millimetro all'anno, hanno iniziato ad essere affette da movimenti annui centimetrici o addirittura di entità maggiore (Università degli Studi di Padova, 2019b).

Nel 2018, nella zona gradonata della parte alta della frana, sono stati posizionati dei teli impermeabilizzanti, con lo scopo di contenere l'infiltrazione delle acque di pioggia nel corpo di frana e di attenuare il movimento in risposta ad eventi pluviometrici. Tuttavia, la morfologia dell'area è in parte cambiata per la continua deformazione del terreno (vd. paragrafo 4.2).

Nella relazione dell'Università di Padova (Università degli Studi di Padova, 2019b) vengono evidenziate alcune lacerazioni nei teli disposti sul versante e dei cedimenti differenziali, dovuti allo spostamento verticale del terreno (Figg.3.6 e 3.7).

Le lacerazioni che interessano i teli impermeabili sono da imputare al verificarsi di cedimenti per la deformazione marcata del terreno. In Fig.3.7, si notano le contropendenze che testimoniano la dinamica del versante in corso..



Figura 3.6 *Porzione alta dell'area instabile, in cui sono stati posizionati i teli impermeabilizzanti nel corso del 2018. Si notano le lacerazioni dovute ai movimenti del terreno sottostante (Università degli Studi di Padova, 2019b).*

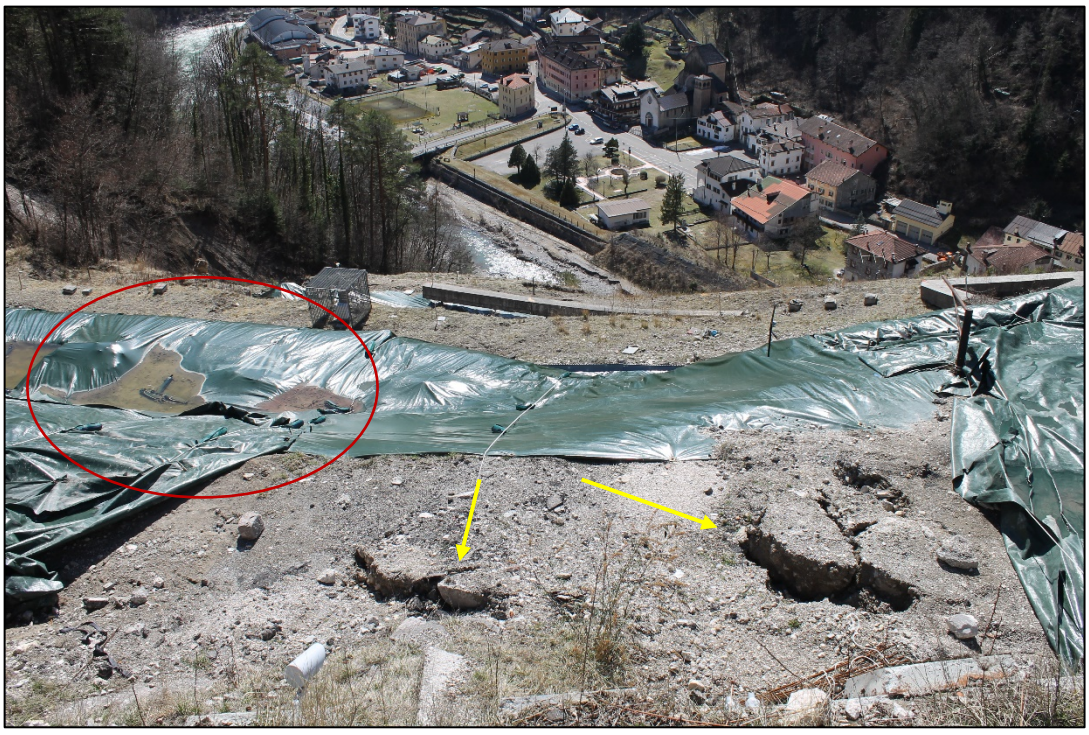


Figura 3.7 *Particolare di una recente frattura che interessa l'area gradonata, che evidenzia l'effetto retrogrado del carattere distensivo correlato alla cinematica molto attiva di avanzamento del fronte. Foto dello scrivente del 20/03/2019.*

Il fronte avanzato della frana è invece caratterizzato da un'instabilità progressiva che porta alla caduta e perdita delle mire in posizione più avanzata (vd. paragrafo 4.1.1). In particolare, l'allargamento progressivo delle fratture in prossimità dei cordoli in cemento costituisce una via preferenziale per l'infiltrazione dell'acqua in profondità (Fig.3.8).



Figura 3.8 *Sistemi di fratturazione presenti a valle dell'area gradonata. Sono riportati come riferimento i cordoli in cemento presenti sul fronte avanzato della frana.. Foto scattate nel novembre 2019 (in alto) e il 6/02/2020 (in basso).*

In corso d’opera sono invece gli interventi previsti nella porzione di versante immediatamente a valle del vecchio tracciato ferroviario, come riportato nella progettazione degli interventi di mitigazione RFI: “*Relazione geologica e idrogeologica sulle indagini, caratterizzazione e modellazione geologica del sito” a supporto della “Progettazione geologica, geotecnica, geoidrologica, e strutturale delle opere in terra e roccia e dei sistemi complessivamente finalizzati alla messa in sicurezza della frana denominata “Busa del Cristo” sita nel Comune di Valle di Cadore e di Perarolo (Belluno), nell'ambito della proprietà ferroviaria*” (Geologia Applicata Studio Associato-RFI, 2019a). In particolare, si sta procedendo alla:

a. Realizzazione di una serie di micropali verticali e barre/tiranti passivi inclinati, che dovranno innestarsi nei livelli più resistenti, volti a realizzare un volume solidale di terreno in grado di contrastare il meccanismo di creep e condizionare/impedire lo stato deformativo del terreno;

b. Impermeabilizzazione del versante, nella parte compresa tra il muro di contenimento della ferrovia e l’area di intervento sottostante, con materiale di riporto a granulometria fine e guaine sintetiche al di sopra degli interventi in calcestruzzo. Inoltre, sarà realizzata una canaletta di raccolta delle acque bianche.

c. Costruzione di un sistema di captazione delle acque di scorrimento superficiale che interessano il corpo di frana (vd. paragrafo 6.4), già in parte intercettate dalla galleria drenante a monte del muro ferroviario.

4. Il sistema di monitoraggio della frana di Sant'Andrea

Parallelamente alla realizzazione delle opere di sostegno, nel tempo sono state installate diverse strumentazioni per il monitoraggio della frana di Sant'Andrea. Queste consentono in via preventiva di ridurre il rischio idrogeologico e di approfondire le conoscenze cinematiche del movimento di versante e la sua possibile evoluzione. Da un lato, quindi, il monitoraggio della frana è finalizzato ad aumentare le conoscenze sul fenomeno, dall'altro ha uno scopo di allertamento, nell'ambito del piano di protezione civile a protezione del centro abitato.

Il monitoraggio integrato ha consentito, negli ultimi anni, di rilevare l'eterogeneità del corpo di frana dal punto di vista cinematico e il progressivo peggioramento delle condizioni di instabilità del versante. Tali considerazioni suggeriscono la necessità di un controllo costante del fenomeno franoso in previsione delle variazioni delle caratteristiche evolutive.

Per questo lavoro di tesi, lo scrivente ha lavorato insieme ad un collega dell'Università di Firenze, il quale sta eseguendo il tirocinio curricolare presso lo studio *Clios s.r.l.*, occupandosi del monitoraggio della frana per conto della Regione del Veneto e del Comune di Perarolo di Cadore.

4.1 Approccio metodologico

A valle del vecchio tracciato ferroviario, in cui sono stati eseguiti i lavori di gradonizzazione nel 2001 e nel 2009, nel corso degli anni sono stati installati diversi strumenti per il monitoraggio del fenomeno franoso di Sant'Andrea. Tale strumentazione consente un monitoraggio diretto, in tempo quasi reale, e continuo dell'evoluzione del fenomeno franoso; inoltre, permette la definizione di modelli evolutivi dello stesso.

In particolare, sono posizionati:

• Estensimetri interrati: S1, S2, S3, completati dall'estensimetro Ext4;

• Fessurimetri a base lunga: BL1, BL2;

• Fessurimetri da parete: Fess_P1, Fess_P2;

• Inclinometri: Inc1, Inc2;

• Pluviometri: Pluv;

• Stazioni GNSS operanti in modo continuo: Master, ROV1, ROV2;

• Riflettori a prisma (o mire) per stazione topografica totale robotizzata (STTR): P1-P31, N1-N10, GPS ROV1, GPS ROV2, R1, R1BIS, R2, R2BIS, R3, R4, R5, per un totale di 50 riflettori.



Figura 4.1 *Disposizione in pianta degli strumenti di monitoraggio della frana di Sant'Andrea. Immagine tratta dal sito di gestione del monitoraggio http:// http://perarolo.monitor2.elmarx.net/.*

Il posizionamento in pianta degli strumenti appena elencati viene riportato in Fig.4.1, in cui sono escluse le mire per la stazione topografica riportate invece in Fig.4.3. Di seguito, sono discussi con maggiore dettaglio i dati acquisiti dal sistema topografico e i dati pluviometrici, maggiormente trattati dallo scrivente, e le poche misure inclinometriche a disposizione. Confrontando tali dati, viene confermato che il regime cinematico della frana è tuttora fortemente dipendente dalla frequenza e dall'intensità delle precipitazioni.

4.1.1 Stazione Topografica Totale automatizzata (STTR)

La strumentazione principale del sistema di monitoraggio del fenomeno franoso è costituita dalla Stazione Topografica Totale Robotizzata (STTR) e dai relativi riflettori (di seguito denominati semplicemente come mire) che sono stati installati nel versante a partire dal 2013.

Il sistema è costituito da una stazione topografica laser (prodotta da *Leica Geosystems AG*, modello TM30, Fig.4.2 a destra) che rileva la posizione delle mire disposte sul versante. La misurazione prevede il rilevamento automatico della posizione di ciascuna mira nello spazio e della distanza dalla stazione topografica, posta sul tetto della caserma dei Vigili del Fuoco di Perarolo, all'interno di un'apposita costruzione (Fig.4.2 a sinistra). La stazione topografica invia impulsi laser nella direzione di ciascuna mira, la cui posizione precedente viene mantenuta all'interno della memoria del dispositivo. Questa tende a riorientarsi nello spazio attraverso il sistema di rotazione, qualora non riesca a identificare la presenza della mira, finché non viene registrato un ritorno del segnale inviato.

"*La distanza di ciascuna mira dalla stazione topografica totale viene determinata attraverso il tempo intercorso fra l'invio dell'impulso laser ed il suo ritorno alla stazione stessa, mentre la sua ubicazione nello spazio viene identificata attraverso gli angoli di rotazione che la stazione ha eseguito per rilevare la mira stessa.*

Il sistema di riferimento sul quale vengono eseguite le misure è un sistema locale centrato sulla stazione topografica totale con l'asse x orientato all'incirca lungo la direzione di massima pendenza del versante in frana (intorno ai 232°N) con porzione negativa dalla stazione verso Sant'Andrea, l'asse y a 90° dall'asse x (secondo la regola della mano destra) e l'asse z in direzione verticale positiva verso l'alto"(Bridi, 2018).



Figura 4.2 *Stazione topografica totale attiva a Perarolo e posizionamento sul tetto della caserma dei Vigili del Fuoco di Perarolo, nel centro abitato. Foto di Bridi F. (Bridi, 2018)*

Le mire installate sull'area in frana in tempi diversi sono:

- P1 - P23 installate a novembre 2013;
- P24 - P29 installate a maggio 2016 e P30 - P31 a maggio 2017;
- le più recenti sono N1 - N10, installate a luglio 2018;
- GPS Rover 1 e 2, fissati su supporti diversi ed installati nel maggio 2016;
- considerate stabili, o quantomeno meno instabili, le mire che fungono da riferimento alla stazione topografica, R1 - R5 del 2013 e R1BIS - R2BIS del 2018.

Le mire attualmente presenti sul versante sono 41 delle 50 complessivamente installate tra il 2013 e il 2018. La disposizione planimetrica delle mire della stazione topografica è riportata in Fig.4.3, con base l'ortofoto realizzata da drone nel 2018, in cui sono assenti le telature. Le mire non più esistenti sono riportate con una X rossa, da cui appare evidente che quelle posizionate sul fronte avanzato del corpo di frana tendono progressivamente alla caduta. Inoltre, "*Si nota la caduta di riflettori posti nell'area gradonata (P3, P19 e P23) e nell'area di mobilizzazione più recente, fatto anch'esso atteso date le osservate lacerazioni delle telature descritte […].*" (Università degli Studi di Padova, 2019b)

Rispetto a quanto riportato in Fig.4.3, si precisa che alcune mire di riferimento (R2-R5) non sono comprese nell'immagine, in quanto localizzate in area considerata stabile esterna alla zona di frana.

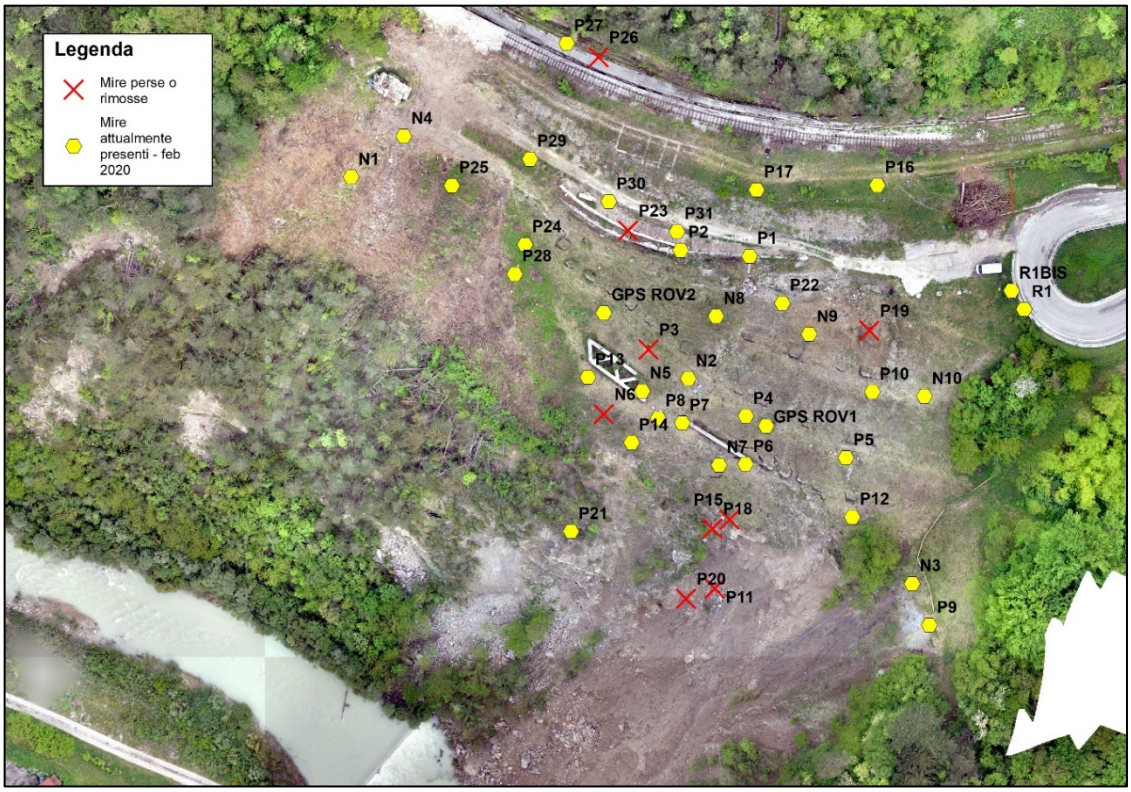


Figura 4.3 *Mire per la stazione topografica (STTR) complessivamente installate nel versante in frana. Sono identificate rispettivamente le mire attualmente disponibili (in giallo) e le mire perse o rimosse (in rosso). Elaborazione GIS dello scrivente.*

In Tab.4.1, vengono riportate le coordinate di tutti i riflettori complessivamente installati, espresse nel sistema di riferimento WGS84 UTM32, correntemente utilizzato dalla Regione Veneto.

Mira	Coordinate WGS84 UTM32			Mira	Coordinate WGS84 UTM32		
	Est	Nord	z		Est	Nord	Z
P1	758006.282	5143958.523	621.693	P26	757975.419	5143999.151	634.515
P2	757992.214	5143959.742	621.481	P27	757968.882	5144001.974	634.409
P3	757985.596	5143939.417	611.653	P28	757958.280	5143954.870	613.546
P4	758005.518	5143925.875	606.145	P29	757961.372	5143978.380	624.658
P5	758026.010	5143917.333	605.721	P30	757977.527	5143969.680	624.494
P6	758005.488	5143916.065	603.202	P31	757991.474	5143963.558	622.974
P7	757992.498	5143924.454	604.609	N1	757924.790	5143974.699	617.971
P8	757987.569	5143925.386	605.347	N2	757993.735	5143933.514	608.832
P9	758043.045	5143883.146	601.622	N3	758039.526	5143891.648	601.552
P10	758031.368	5143930.818	612.480	N4	757935.609	5143983.064	625.801
P11	757999.195	5143890.599	588.989	N5	757984.315	5143930.993	607.965
P12	758027.292	5143905.269	600.621	N6	757976.472	5143926.204	605.829
P13	757973.221	5143933.776	610.022	N7	758000.066	5143915.890	602.040
P14	757982.168	5143920.465	602.950	N8	757999.426	5143946.239	615.550
P15	758002.182	5143904.699	597.830	N9	758018.453	5143942.592	615.191
P16	758032.437	5143973.045	629.572	N10	758042.058	5143929.916	614.012
P17	758007.711	5143972.091	629.129	GPS ROV1	758009.629	5143923.881	607.376
P18	757998.671	5143902.872	591.385	GPS ROV2	757976.464	5143946.947	616.073
P19	758030.788	5143943.258	618.028	R1	758062.404	5143947.688	622.685
P20	757993.296	5143888.540	580.134	R1BIS	758059.860	5143951.468	624.669
P21	757969.789	5143902.323	583.015	R2	758041.611	5143588.513	532.828
P22	758012.982	5143948.930	617.311	R2BIS	757941.061	5143628.193	546.443
P23	757981.417	5143963.716	621.882	R3	758072.098	5144084.732	714.788
P24	757960.346	5143960.911	618.173	R4	758223.216	5143662.718	564.091
P25	757945.390	5143972.955	621.909	R5	757816.230	5143936.893	544.086

Tabella 4.1 *Coordinate GPS dei 50 riflettori installati complessivamente nel versante in frana, la cui posizione viene monitorata attraverso la Stazione Totale. La posizione è espressa nel sistema di riferimento utilizzato WGS84 UTM32. Tabella riportata nella Relazione preliminare del 2019 (Università degli Studi di Padova, 2019a).*

In particolare, le mire P3, P11, P15, P18, P20, P23, P26 e N6 non erano più esistenti già nel febbraio 2019. Allo stato attuale, differentemente da quanto riportato nella relazione di novembre 2019, viene ritenuta mancante solo la mira P19, persa il 31 maggio 2019. Le altre mire evidenziate (P27:P30:N4 e R1BIS nella relazione Università degli Studi di Padova, 2019b), sono invece presenti. Tuttavia, è necessario verificare l'effettivo funzionamento per l'acquisizione dei dati topografici.

In conclusione, a febbraio 2020 le mire disponibili e rilevate dalla stazione topografica STTR sono 41 come riportato in Tab.4.2. I 9 riflettori riportati in corsivo non sono più esistenti al 12 febbraio 2020.

Mira	Estremi serie dati		Note
	Inizio	Fine	
P1	14-nov-13	12-feb-20	
P2	14-nov-13	12-feb-20	
P3	*14-nov-13*	*27-feb-19*	1
P4	14-nov-13	12-feb-20	
P5	14-nov-13	12-feb-20	
P6	14-nov-13	12-feb-20	
P7	14-nov-13	12-feb-20	
P8	14-nov-13	12-feb-20	
P9	14-nov-13	12-feb-20	
P10	14-nov-13	12-feb-20	
P11	*14-nov-13*	*16-dic-17*	1
P12	14-nov-13	12-feb-20	
P13	14-nov-13	12-feb-20	
P14	14-nov-13	12-feb-20	
P15	*14-nov-13*	*29-ott-18*	1
P16	14-nov-13	12-feb-20	
P17	14-nov-13	12-feb-20	
P18	*14-nov-13*	*17-mag-18*	1
P19	*14-nov-13*	*31-mag-19*	1
P20	*14-nov-13*	*12-set-17*	1
P21	14-nov-13	12-feb-20	
P22	14-nov-13	12-feb-20	
P23	*14-nov-13*	*01-ago-18*	1
P24	18-mag-16	12-feb-20	
P25	18-mag-16	12-feb-20	

Mira	Estremi serie dati		Note
	Inizio	Fine	
P26	*18-mag-16*	*17-lug-18*	1
P27	26-mag-16	12-feb-20	
P28	18-mag-16	12-feb-20	
P29	26-mag-16	12-feb-20	
P30	09-mag-17	12-feb-20	
P31	09-mag-17	12-feb-20	
N1	17-lug-18	12-feb-20	
N2	17-lug-18	12-feb-20	
N3	17-lug-18	12-feb-20	
N4	17-lug-18	12-feb-20	
N5	17-lug-18	12-feb-20	
N6	*17-lug-18*	*27-feb-19*	1
N7	17-lug-18	12-feb-20	
N8	17-lug-18	12-feb-20	
N9	17-lug-18	12-feb-20	
N10	17-lug-18	12-feb-20	
GPS ROV 1	18-mag-16	12-feb-20	
GPS ROV 2	18-mag-16	12-feb-20	
R1	**14-nov-13**	**12-feb-20**	
R1BIS	**17-lug-18**	**12-feb-20**	
R2	**14-nov-13**	**12-feb-20**	
R2BIS	**18-lug-18**	**12-feb-20**	
R3	**14-nov-13**	**12-feb-20**	
R4	**14-nov-13**	**12-feb-20**	
R5	**14-nov-13**	**12-feb-20**	

Tabella 4.2 *Periodi di disponibilità dei dati delle mire installate sul versante, alla data di riferimento del presente lavoro di tesi (12 febbraio 2020). In corsivo vengono evidenziate le mire mancanti nel versante mentre in grassetto le mire di riferimento. Note: 1 riflettore caduto o rimosso*

Nell'acquisizione dei dati topografici, si parla di "ciclo di misurazione" in quanto vengono misurate nello stesso momento le posizioni di più mire. L'intervallo di campionamento è variabile, in quanto può essere modificato in funzione dell'attività del fenomeno franoso e del livello di allerta. Infatti, nei lavori precedenti era stato riportato che la stazione topografica totale eseguisse le misure ogni 6 ore mentre solo per alcune mire la frequenza era oraria (Bridi, 2018). A partire dal novembre 2018, risulta che l'intervallo di campionamento dei dati è stato modificato con una frequenza oraria per tutte le mire rilevabili dal sistema topografico. Lo schema di acquisizione è il seguente: si inizia con il rilevare le posizioni delle mire di riferimento, ritenute 'stabili', in modo che la stazione topografica sia posizionata nello spazio rispetto a questi riferimenti. La determinazione della posizione delle mire successive è riferita alla misurazione effettuata nell'istante iniziale del ciclo di acquisizione. Al termine, si localizza nuovamente la posizione delle mire di riferimento, per un miglioramento dei dati.

Per ciascuna mira rilevata in ogni ciclo di misurazione, sono acquisiti i seguenti dati: l'istante temporale di rilevamento, le 3 coordinate sferiche (ovvero gli angoli di rotazione del sistema locale) e le 3 coordinate metriche (x, y, z nel sistema di riferimento locale, che rappresentano il vettore 'distanza' tra la mira e la stazione topografica totale).

4.1.2 Fessurimetri ed estensimetri

Tra giugno e luglio 2018, sono stati installati da parte di *Clios s.r.l.* dei nuovi estensimetri e fessurimetri, la cui posizione è riportata rispettivamente nelle Figg.4.1 e 4.4. I primi sono disposti longitudinalmente al versante mentre sul muro tirantato, in prossimità della vecchia ferrovia, sono stati collocati i fessurimetri a filo, con lo scopo di monitorare le fratture che interessano l'opera di sostegno.

Il posizionamento di questa strumentazione ripristina in parte il sistema già esistente. Infatti, l'estensimetro S3 (indicato come E3 in Fig.4.4) è stato reintegrato a seguito degli eventi di dicembre 2017 – gennaio 2018, che ne avevano compromesso la sua funzionalità. Inoltre, sono stati installati due fessurimetri a base lunga posti rispettivamente in vicinanza della berlinese e a valle dell'ultima gradonatura del corpo di frana (F1 in Fig.4.4).

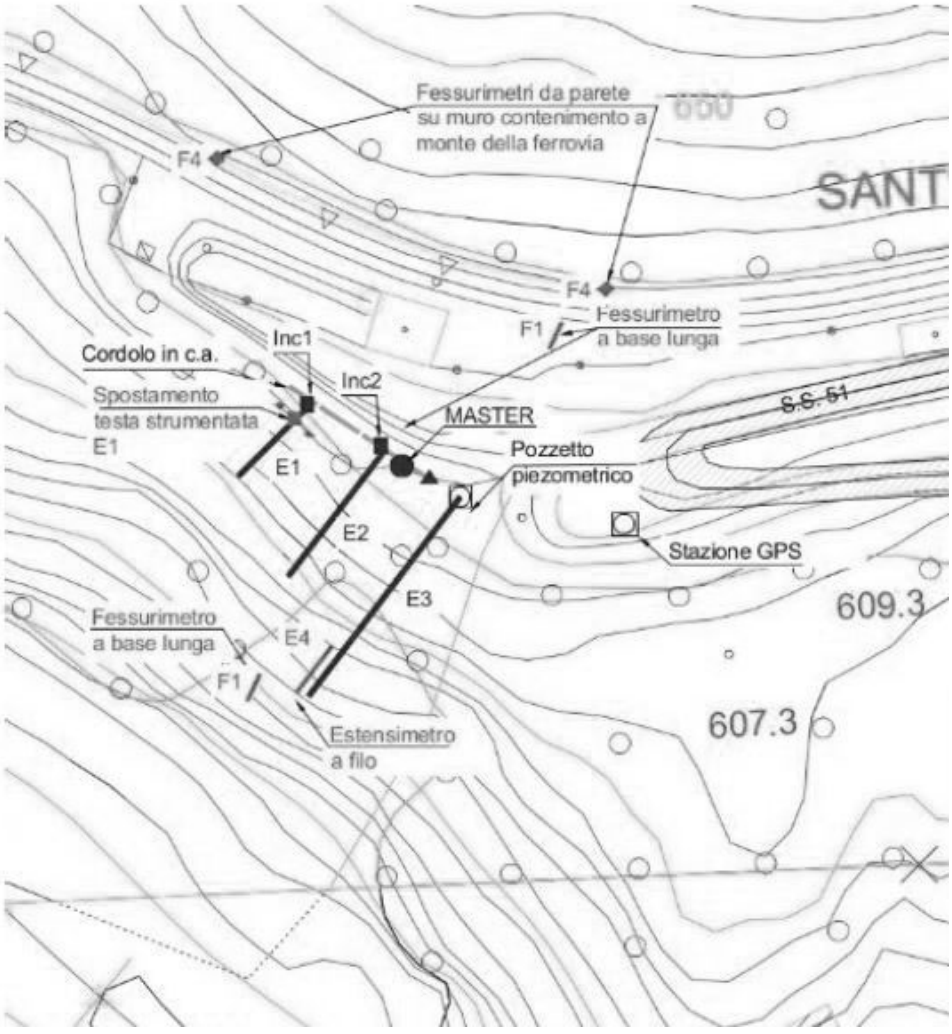


Figura 4.4 *Posizionamento del sistema di monitoraggio estensiometrico e fessurimetrico a luglio 2018 (Clios s.r.l., 2018).*

4.1.3 Sonde inclinometriche

La strumentazione di monitoraggio comprende anche due sonde inclinometriche (di seguito semplicemente inclinometri), profonde 40 m ed installate nel 2005, durante la campagna di test per la realizzazione dei pali-jet nel versante. L'ubicazione degli inclinometri, nominati TIV 1 e TIV 2, è riportata in pianta in Fig.4.1 rispettivamente come Inc1 e Inc2.

L'inclinometro TIV 1 è posizionato nella parte centrale del corpo di frana, attualmente coperto dalle telature disposte sul versante, mentre TIV 2 è posizionato lateralmente. Questi forniscono un'importante informazione che permette la comprensione degli spostamenti profondi all'interno del corpo di frana. Le poche e uniche misure inclinometriche a disposizione sono state analizzate nella relazione dell'ing. Peretti, riprese nei lavori successivi consultati (Studio Galli, 2012; Bridi, 2018).

L'inclinometro TIV 1 mostra una superficie di scivolamento netta a circa 19 m di profondità dal piano campagna (Fig.4.5), "*con uno spostamento superficiale complessivo nel periodo di misurazione pari a circa 9.3 cm, corrispondente ad una velocità media di circa 1.3 cm/mese […] ad indicare un comportamento quasi-rigido del corpo di frana*" (Peretti, 2006). Inoltre, si nota un importante spostamento di circa 17 cm a circa 10 m di profondità, che Peretti aveva attribuito ad una non corretta installazione del tubo inclinometrico.

L'inclinometro TIV 2, invece, non evidenzia delle superfici di scivolamento nette ma un incremento progressivo delle deformazioni dalla profondità di 25 m a circa 31 m (Fig.4.6), "*per poi comportarsi in modo più rigido sino alla superficie*" (Peretti, 2006). Inoltre, sono presenti delle piccole variazioni poste in prossimità dei 21-22 m e 12-13 m dal piano campagna.

Nella relazione illustrativa citata, si afferma che la direzione degli spostamenti misurati in TIV 1 e TIV 2 sembra ipotizzare che la massa in frana subisca una deformazione laterale verso il suo fianco destro, da imputare all'andamento del substrato profondo della zona di debolezza (Peretti, 2006).

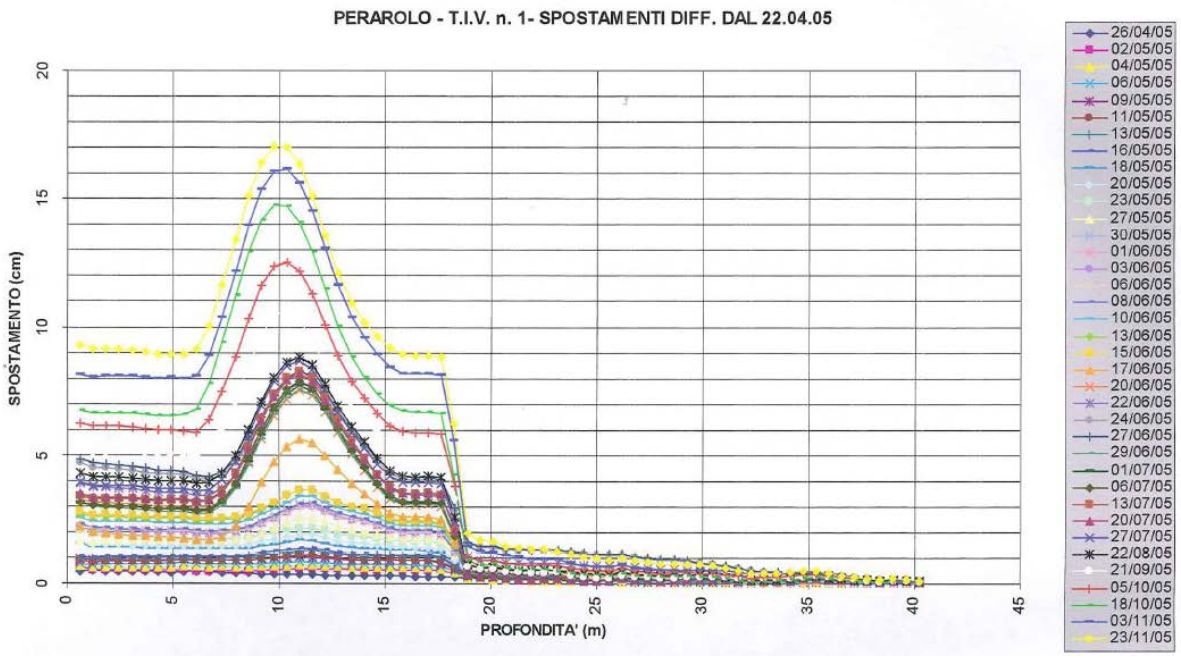


Figura 4.5 *Spostamenti differenziali dal 22.04.2005 varianti con la profondità registrati all'inclinometro TIV 1. Grafico riportato nella relazione illustrativa "Perarolo di Cadore-Frana di Sant'Andrea. Campagna di test in sito sull'effettuazione di 'pali-jet'", P. Peretti (2006)*

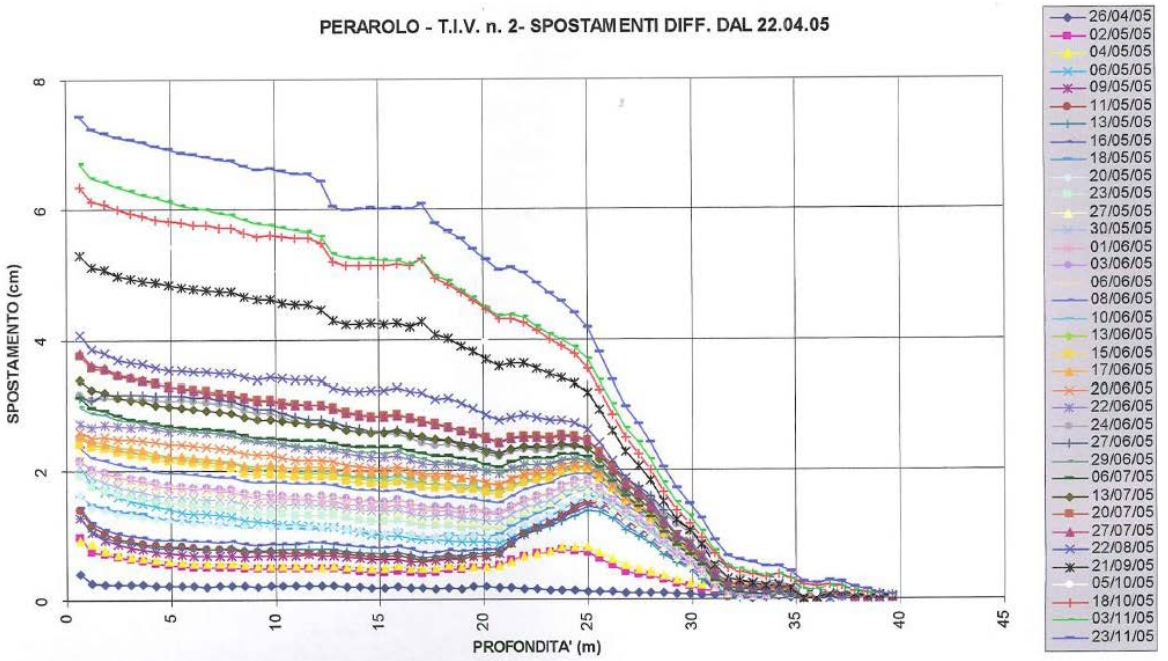


Figura 4.6 *Spostamenti differenziali dal 22.04.2005 varianti con la profondità registrati all'inclinometro TIV 2. Grafico riportato nella relazione illustrativa "Perarolo di Cadore-Frana di Sant'Andrea. Campagna di test in sito sull'effettuazione di 'pali-jet'", P. Peretti (2006).*

Nella relazione dello Studio Galli sono riportati altri dati inclinometrici, che fanno riferimento agli spostamenti registrati dalla Regione Veneto, nei giorni successivi l'evento franoso del 18 novembre 2000. Questi richiamano i dati riportati nel "*Rapporto geologico preliminare sulla frana che ha interessato il centro storico di Perarolo (BL) il giorno 18.11.2000*" redatto dalla Regione nel 2001.

Le misure sono state acquisite manualmente presso il pozzo inclinometrico P9bis, realizzato il 29 novembre 2000 dal Genio Civile Regionale e localizzato a valle della linea ferroviaria. Le misure inclinometriche sono riportate in Fig.4.8 e mostrano un graduale incremento degli spostamenti tra i 25 m e i 30 m circa di profondità ed uno spostamento in prossimità dei 17-18 m. Tale spostamento risulta essere confrontabile con quanto misurato nell'inclinometro TIV 2 successivamente installato nel corpo di frana.

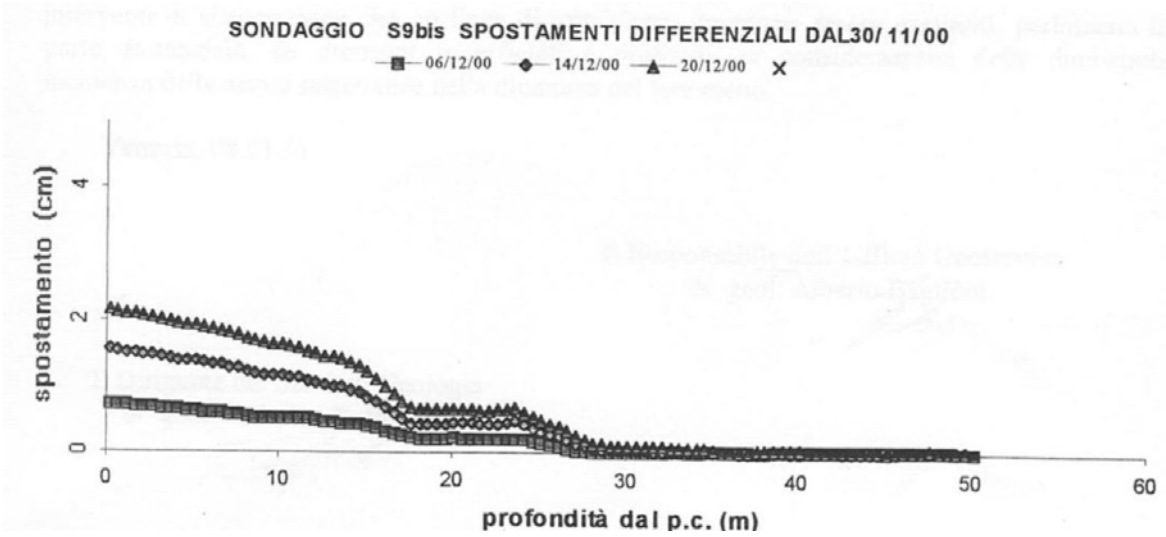


Figura 4.7 *Deformate inclinometriche registrate manualmente presso il pozzo inclinometrico P9bis, a seguito dell'evento franoso del 18 novembre 2000. Il grafico è riportato nel "Rapporto geologico preliminare sulla frana che ha interessato il centro storico di Perarolo (BL) il giorno 18.11.2000" della Regione del Veneto.*

4.1.4 Stazione pluviometrica nel versante in frana

È stata anticipata nel capitolo di inquadramento la presenza sul versante instabile di un pluviometro, il quale fornisce i dati pluviometrici in formato orario (paragrafo 1.5). I dati di pioggia, espressi in mm, sono da ritenersi validi ma possono essere integrati con i dati resi disponibili dalle stazioni A.R.P.A.V. presenti nelle vicinanze della zona di studio.

La Fig.4.8 presenta le distribuzioni cumulative delle precipitazioni rilevate dal pluviometro a 1 (CP1), 8 (CP8) e 15 (CP15) giorni nel periodo marzo 2019 – febbraio 2020, considerato dallo scrivente nel monitoraggio dei dati di pioggia. Osservando la distribuzione delle precipitazioni, si confermano le considerazioni espresse al paragrafo 1.5, secondo cui tra ottobre e novembre si registra il picco di piovosità annuale (picco di tutte e tre le cumulate considerate).

I periodi più piovosi, caratterizzati da una maggiore cumulata a 15 giorni, sono i mesi primaverili tra aprile e maggio e i mesi autunnali. Anche nell'ultimo anno, i mesi estivi sono caratterizzati da una maggiore distribuzione della piovosità, seguiti da un periodo, ad inizio autunno, relativamente secco (indicato con la freccia in Fig.4.8).

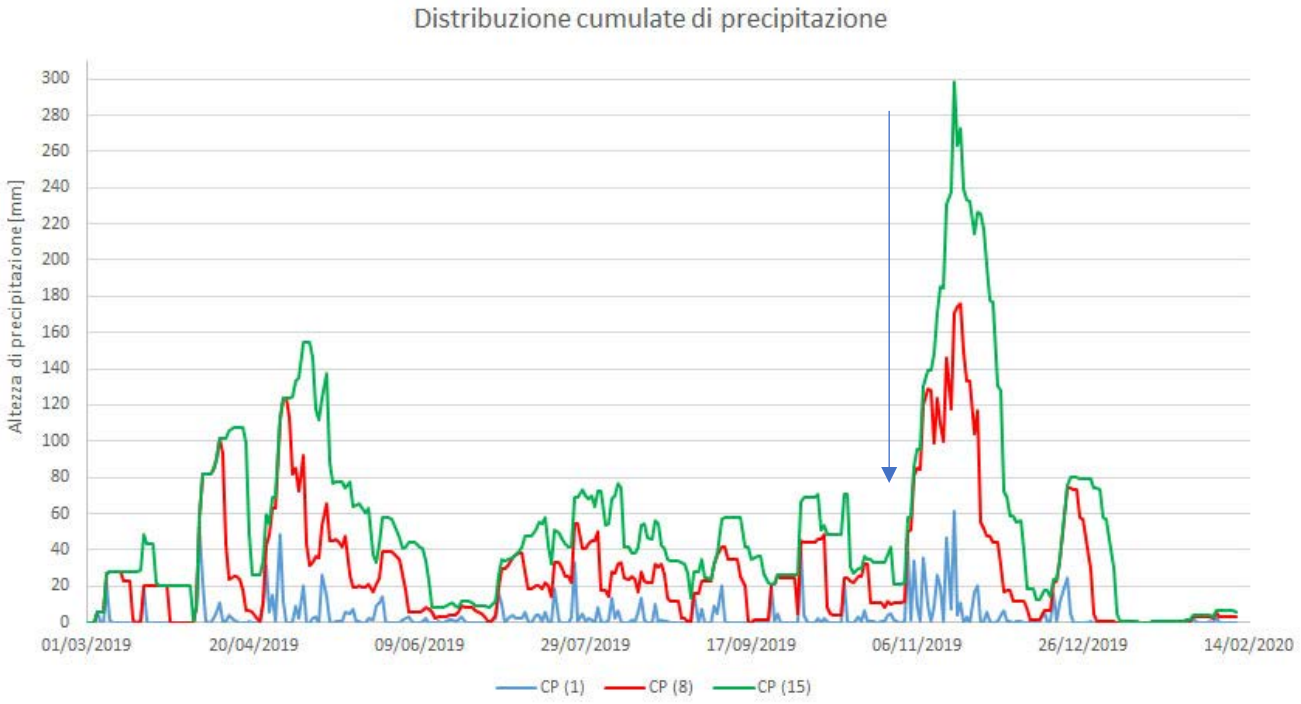


Figura 4.8 *Distribuzioni cumulative a 1, 8 e 15 giorni da marzo 2019 a febbraio 2020. Elaborazione dello scrivente dei dati orari misurati nel pluviometro posto in frana.*

È necessario considerare il fatto che il pluviometro non è riscaldato e quindi, nel periodo invernale e nel caso di nevi precoci, non è in grado di rilevare le precipitazioni nevose, fornendo valori non indicativi. Tuttavia, come riportato nella relazione del 2018 (Università degli Studi di Padova, 2018), in genere la frana, come facilmente deducibile, non risponde direttamente alle precipitazioni di tipo nevoso.

La cinematica della frana potrebbe essere invece influenzata dalla neve in fase di scioglimento, che si traduce nell'incremento delle capacità di filtrazione nel terreno. Infatti, al momento dello scioglimento della neve, si scioglie anche la neve accumulata nel pluviometro, che improvvisamente può indicare valori elevati. Questo significa che si potrebbero avere movimenti della frana significativi ma non annunciati da cumulative altrettanto significative, essendo il pluviometro pressoché cieco nei gironi precedenti.

4.2 Analisi cinematica ed evolutiva del versante

In questo paragrafo, sono descritte le variazioni cinematiche del fenomeno franoso avvenute nel periodo tra la fine del 2018 e febbraio 2020, ottenute mediante i sistemi di monitoraggio presentati in precedenza. È possibile valutare, anche nel periodo di monitoraggio da parte dello scrivente, la correlazione tra il movimento della frana e gli eventi pluviometrici.

La cinematica nel periodo luglio 2017 – febbraio 2019 è stata descritta nei suoi aspetti salienti nella Relazione Preliminare (Università degli Studi di Padova, 2019a). Viene riportato che i valori medi di spostamento delle mire non sono variati in modo significativo rispetto il periodo precedente e che le mire realizzate nel 2018 (N1-N10) mostrano una cinematica analoga a quelle delle mire nella stessa area. Nel periodo preso in considerazione dallo scrivente, ricade l'evento pluviometrico eccezionale, noto come tempesta Vaia, avvenuto a fine ottobre 2018, caratterizzato per alcune ore da una cumulativa oraria superiore ai 10 mm e picco orario pari a 28.2 mm. Inoltre, la distribuzione cumulativa a 7 giorni ha raggiunto 450 mm e quella a 15 giorni i 460 mm; tuttavia, le piogge si sono concentrate il 28 e 29, in cui si è registrata una cumulativa giornaliera pari a quasi 200 mm. I valori di velocità raggiunti nel movimento del fenomeno franoso sono stati oggettivamente molto elevati, ma non superano, in valore assoluto, valori già raggiunti in precedenza. "*Il fatto che i valori di velocità raggiunti nel menzionato periodo di piogge eccezionali, pur molto elevati, non abbiano superato (in valore assoluto) i valori precedentemente raggiunti potrebbe essere messo in relazione con i lavori eseguiti sul versante instabile nel corso dell'anno 2018. In particolare, l'impermeabilizzazione mediante telature potrebbe aver ridotto in modo significativo le infiltrazioni, da cui una risposta allo stimolo pluviometrico meno violenta di quanto sarebbe stato lecito attendersi*" (Università degli Studi di Padova, 2019a).

Questo periodo di piovosità eccezionale non trova precedenti nel periodo di monitoraggio sistematico della frana di Sant'Andrea. Come ripreso anche nella Relazione Preliminare, si deve tenere in considerazione il ruolo dei cambiamenti climatici in atto che portano all'intensificarsi degli eventi meteorologici estremi, con la messa in discussione del significato proprio del tempo di ritorno dell'evento.

Nel periodo successivo, ovvero quello considerato dallo scrivente nelle elaborazioni dei dati del monitoraggio, la cinematica è stata dedotta integrando i dati acquisiti dagli strumenti presentati. I dati acquisiti dalle mire della stazione topografica permettono infatti di rappresentare la cinematica attraverso dei vettori spostamento (Fig.4.9). Il campo di spostamento viene rappresentato nella componente orizzontale e, per rendere agevole l'interpretazione, sono riportati i valori medi annui della velocità (espressi in m/anno)

La suddivisione cinematica stabilita a fine 2018 viene presentata in Fig.4.10, riportata nella relazione dell'Università di Padova del 2019. Sono individuate nel versante due aree a comportamento cinematico differente, una delle quali è a sua volta suddivisa in due sottoaree :

1. *Area 1*, dove $v_H \approx$ 1.8 cm/anno, $v_z \approx$ -1.4 cm/anno e $v_T \approx$ 2.2 cm/anno;
2. *Area 2.a*, dove $v_H \approx$ 38 cm/anno, $v_z \approx$ -25 cm/anno e $v_T \approx$ 45 cm/anno;
3. *Area 2.b*, dove $v_H \approx$ 45 cm/anno, $v_z \approx$ -44 cm/anno e $v_T \approx$ 63 cm/anno.

Le componenti della velocità media annua appena elencate indicano rispettivamente la componente orizzontale della velocità v_H, quella verticale v_Z e il vettore totale v_T. Come riportato nella Relazione citata, le velocità medie nell'Area 1 sono circa 1/20 di quelle nell'Area 2. In particolare, le velocità nell'Area 2a sono circa il 70% di quelle nell'Area 2b.

Le analisi dei dati di velocità del 2019 indicano come è ancora possibile mantenere questa suddivisione cinematica del versante (Università degli Studi di Padova, 2019b). Tuttavia, l'analisi delle velocità evidenzia che nell'Area 2 queste siano aumentate in modo significativo nell'ultimo anno, mentre nell'Area 1 sono rimaste pressoché invariate (Tab.4.3). Le aree cinematiche riconosciute nel 2019 sono presentate in Fig.4.10, confrontate con quelle del 2018. È evidente che l'area caratterizzata da maggiore instabilità (Area 2b) sia più estesa rispetto al 2018, con progressivo arretramento verso monte e maggiore attivazione di una parte di frana che in precedenza competeva all'Area 2a. Inoltre, si nota che ora la componente orizzontale della velocità nell'Area 2b supera decisamente la componente verticale. Come riportato nella relazione tecnica "*Ciò porta a ritenere che l'Area 2.a, ora costituita da due parti tra loro non connesse, sia progressivamente destinata a perdere le sue peculiarità e ad essere inglobata completamente nell'Area 2.b.*" (Università degli Studi di Padova, 2019b).

Area	Mire di riferimento	Velocità medie annue (cm/anno)					
		V_H		Vz		V_T	
		2018	**2019**	2018	**2019**	2018	**2019**
1	P1	1,8	1,8	-1,4	-1,5	2,2	2,4
2a	P5	38	52	-25	-51	45	74
2b	P4	45	80	-44	-63	63	106

Tabella 4.3 *Confronto tra le velocità medie annue misurate nel 2018 e nel periodo febbraio - settembre 2019. Elaborazione dello scrivente dei dati riportati nella relazione dell'Università di Padova (Università degli Studi di Padova, 2019b).*

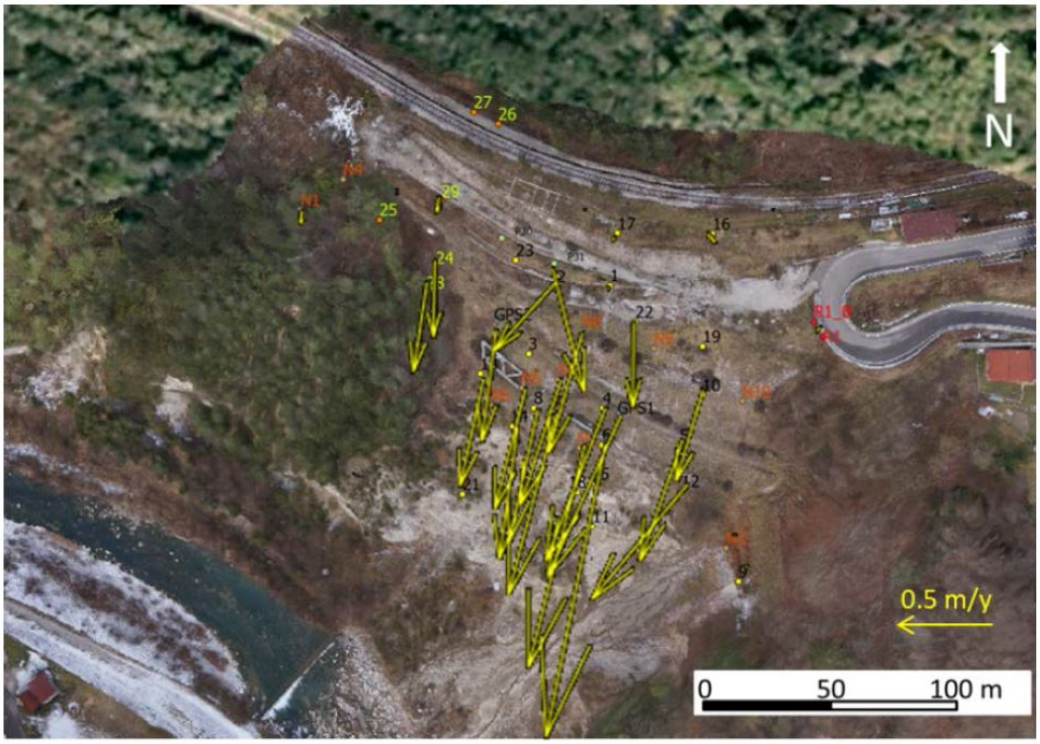


Figura 4.9 *Vettori di spostamento orizzontale nel periodo 27 febbraio-7 settembre 2019, i quali sono espressi in termini di velocità media annua. Immagine tratta dalla Relazione Tecnica del 2019 (Università degli Studi di Padova, 2019b).*

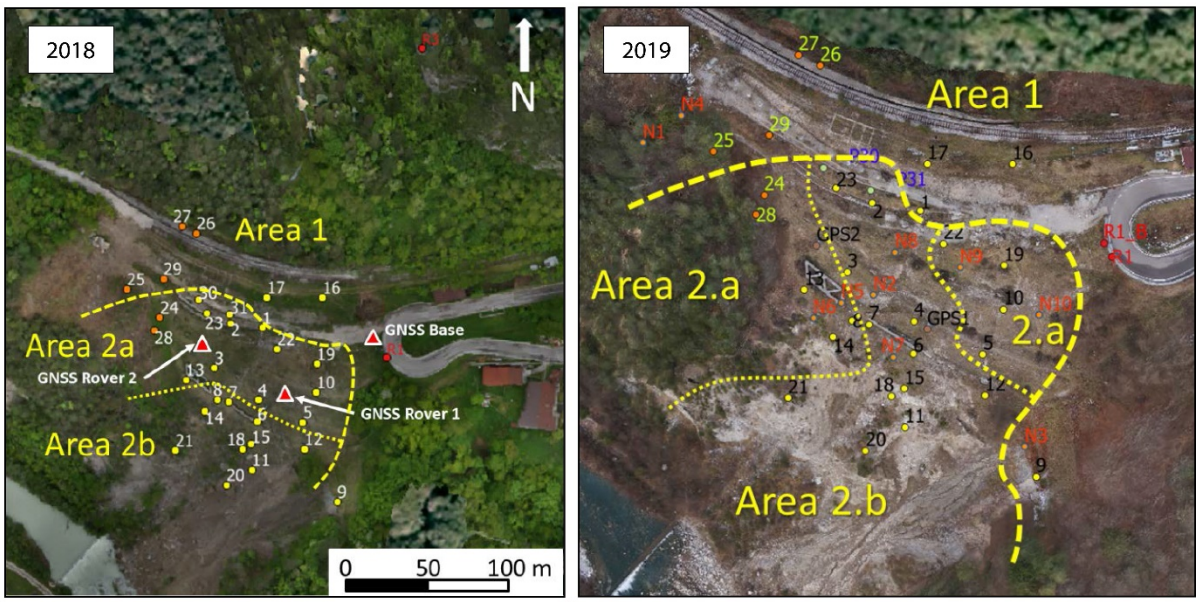


Figura 4.10 *Confronto tra la suddivisione cinematica a fine 2018 e quella individuata nel 2019. Elaborazione dello scrivente delle immagini riportate nella Relazione Tecnica Finale del 2019 (Università degli Studi di Padova, 2019b)*

Il confronto tra le velocità misurate nei due anni consecutivi consente di ipotizzare un aumento della fratturazione del corpo di frana, con le velocità dell'Area 1 pressoché invariate rispetto al periodo precedente (Università degli Studi di Padova, 2019b) . La presenza dei teli di copertura posizionati nel 2018 non consente il riconoscimento diretto delle fratture ma l'instabilità crescente si può individuare nelle aree visibilmente destabilizzate che portano alla formazione di cedimenti, al di sotto dei teli impermeabili

Le mire utilizzate dallo scrivente per l'analisi delle velocità sono le stesse considerate nella Relazione del 2019. La mira P1 è rappresentativa della cinematica dell'Area 1 mentre P5 e P4 rispettivamente dell'Area 2a e 2b. La correlazione incrociata (*cross-correlation*) tra le serie temporale delle velocità delle mire (mediate sulle 24 ore a partire da dati orari) e la serie pluviometrica cumulativa a 8 giorni (CP8) nell'ultimo anno, ovvero nel periodo tra marzo 2019 – febbraio 2020, sono riportate nella Fig.4.11.

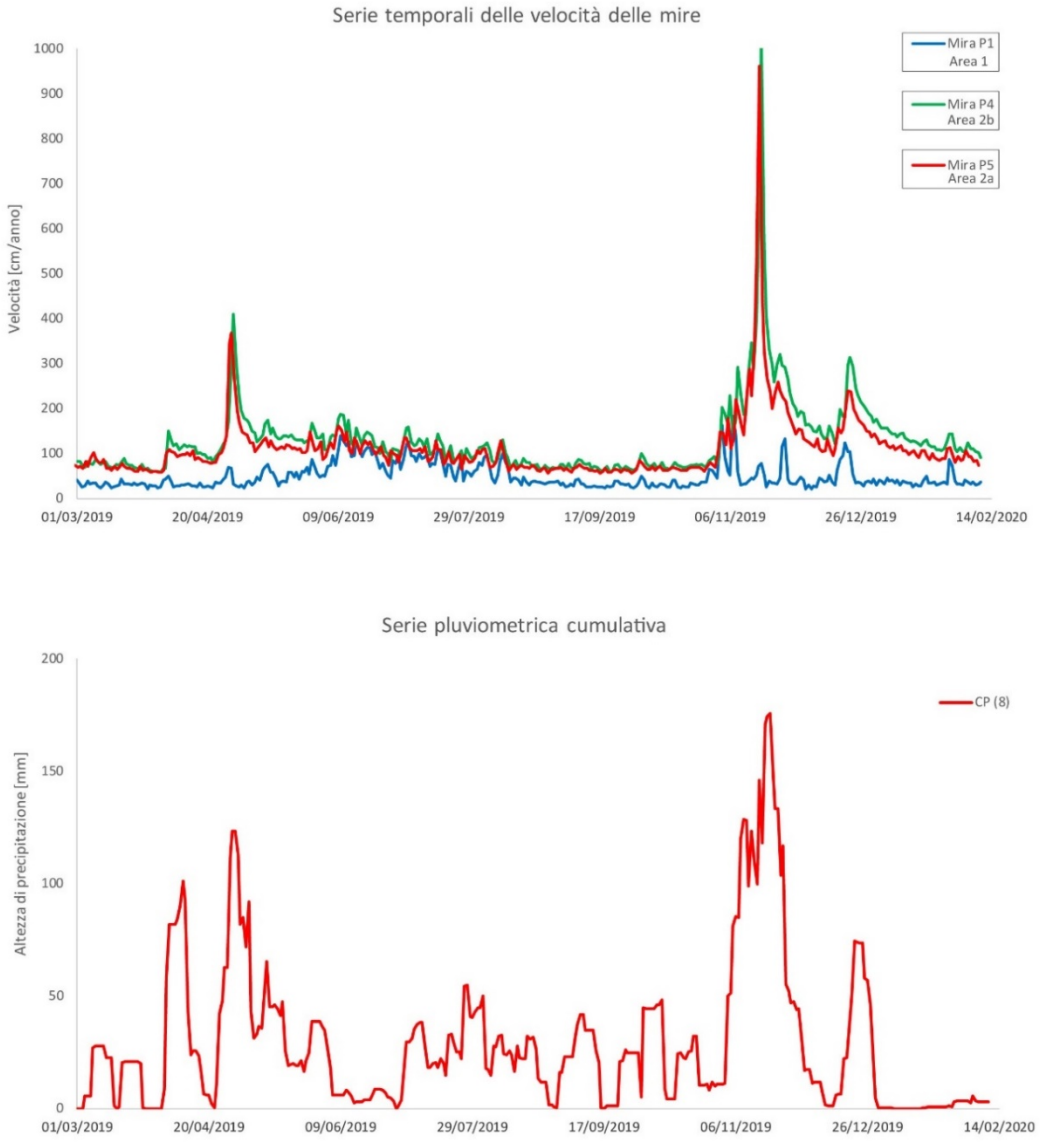


Figura 4.11 *Serie temporali delle velocità delle mire P1 (Area 1), P5 (Area 2a) e P4 (Area 2b) e andamento correlati della cumulativa pluviometrica a 8 giorni, nello stesso periodo di monitoraggio. Elaborazione dello scrivente.*

Osservando le serie temporali delle velocità delle mire P4 e P5, si evidenzia che nel periodo considerato sono pressoché analoghe; entrambe subiscono un significativo aumento della velocità tra aprile e maggio e nel mese di novembre, periodi caratterizzati da una maggiore precipitazione pluviometrica. Quanto evidenziato per queste due mire, riflette in generale il comportamento cinematico delle aree di riferimento, ossia "*gli andamenti delle serie temporali delle altre mire situate in tali aree (in effetti sottoaree dell'Area 2) sono qualitativamente e quantitativamente analoghi a quelli di P4 e P5*" (Università degli Studi di Padova, 2019b). L'aumento significativo delle velocità medie annue può essere attribuito agli eventi piovosi quasi continui, anche se non intensi. Per questo motivo, è stato valutato l'andamento della cumulativa a 8 giorni, non diminuendo però l'attenzione per le cumulative a 1 giorno.

4.2.1 Cinematica dedotta da altri strumenti (fessurimetri ed inclinometri)

La cinematica della frana può essere inoltre studiata a partire dalle misurazioni delle serie temporali relative agli altri strumenti presenti nell'area. In particolare, le serie relative ai fessurimetri interrati S1, S2 e S3, espresse in termini di variazione di apertura al giorno, sono riportate in Fig.4.12, riportate nella Relazione Tecnica Finale del 2019. Come riportato nella Relazione, i dati per i fessurimetri non vanno oltre il 10 luglio 2019; tuttavia, includono il periodo piovosità che ha caratterizzato i mesi di aprile e maggio 2019, in corrispondenza ai quali si notano variazioni significative di apertura per S2 e S3 ma non per S1.

Questo in relazione al fatto che "*S1 compete esclusivamente all'Area 2a, e quindi è principalmente soggetto solo a traslazione (non rilevabile con tale strumento) e non a deformazione, mentre gli altri due fessurimetri (comunque più lunghi) sono posti a cavallo della Aree 2.a e 2.b e quindi sono soggetti sia a traslazione, sia a deformazione*" (Università degli Studi di Padova, 2019b).

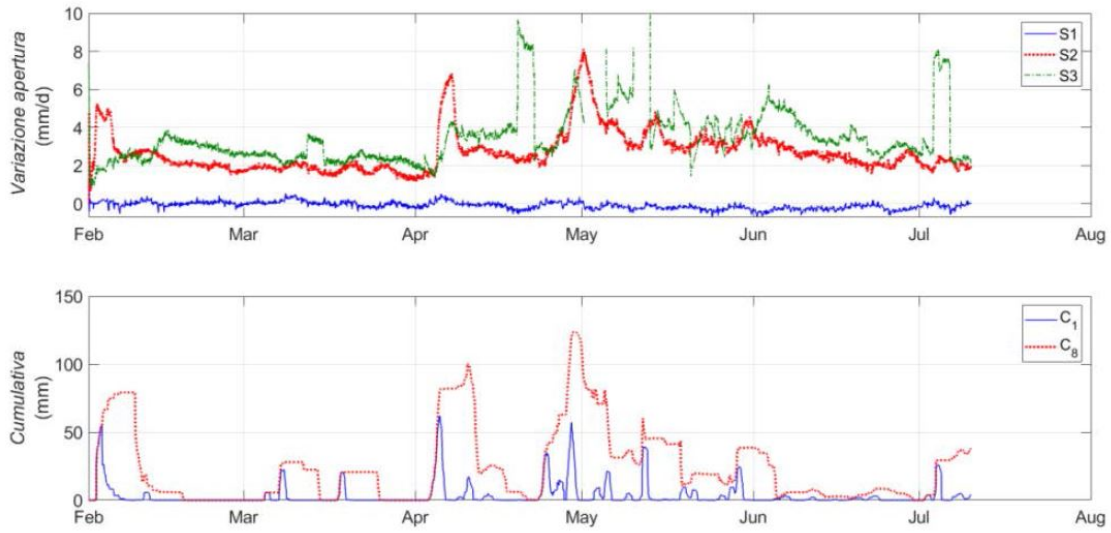


Figura 4.12 *Variazione giornaliera di apertura dei tre estensimetri interrati S1, S2 e S3 (in alto) e corrispondenti distribuzioni cumulative delle piogge a 1 e 8 giorni (in basso). Immagine riportata nella relazione del 2019 (Università degli Studi di Padova, 2019b).*

4.3 Sistema di monitoraggio innovativo con webcam fotogrammetriche

Nell'ambito della Convenzione tra Regione Veneto e Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova, si sta procedendo al completamento dell'installazione di un sistema di monitoraggio basato su tecniche di fotogrammetria. Il sistema consiste in un set di tre fotocamere che acquisisce immagini da angolazioni differenti e che, attraverso un apposito algoritmo, è in grado di ricostruire in 3D la superficie del versante instabile. L'acquisizione delle immagini in istanti di tempo successivi, permette quindi la valutazione degli spostamenti nel versante, per cui diventa possibile monitorare l'evoluzione del fenomeno franoso. Il sistema andrà ad integrare la strumentazione attualmente in funzione a Perarolo. Per di più, noti gli spostamenti nel tempo, sarà possibile stabilire delle soglie di spostamento che determinano scenari di pericolosità.

Si tratta di un sistema "a basso costo", efficacemente utilizzato e testato nello studio del movimento franoso in contrada Fantoni, Recoaro (Vi) (Brezzi et al., 2019; Fabris, 2019*)*. Il sistema di fotocamere consente di acquisire immagini di alta qualità, contenenti quindi un elevato numero di pixel, con lo scopo di permettere la successiva modellazione fotogrammetrica. Inoltre, queste verranno programmate perché permettano il monitoraggio da remoto: saranno infatti in grado di trasmettere le foto attraverso rete wireless, ed alimentate da un pannello solare, per consentire il funzionamento del sistema anche in assenza di copertura elettrica. La strumentazione è costituita da:

i. Fotocamera Canon EOS Rebel T6, targata EOS 1300D al di fuori degli Stati Uniti;
ii. Sistema di alimentazione con una batteria esterna oltre a quella fornita in dotazione, e collegamento con il pannello solare;
iii. Sistema Bluetooth e collegamento alla rete per l'invio degli scatti ad un server;
iv. Intervallometro di scatto automatico (Digisnap), comunicante con la camera per il controllo da remoto,.

Tutte le componenti sono inserite all'interno di una struttura di supporto, costituita da una capsula sigillata che ne mantiene l'integrità (Fig.4.13), fissata su appositi pilastrini topografici.

Il set di tre camere, che comprende le rispettive componenti, sarà installato sul versante opposto alla frana di Sant'Andrea, in vicinanza del tratto in galleria della linea ferroviaria (Fig.4.14). Inoltre, per consentire i rilievi fotogrammetrici in condizioni notturne, sarà installato un faro in posizione sopraelevata. Le camere saranno in grado di scattare tre immagini in sincrono ad intervalli regolari, stabiliti in funzione della necessità di monitoraggio dell'attività della frana. L'invio degli scatti ad un server di riferimento avviene in maniera automatica, permettendo la gestione delle immagini da remoto. Il calcolo degli spostamenti avviene in forma incrementale rispetto la situazione precedente (Fabris, 2019)

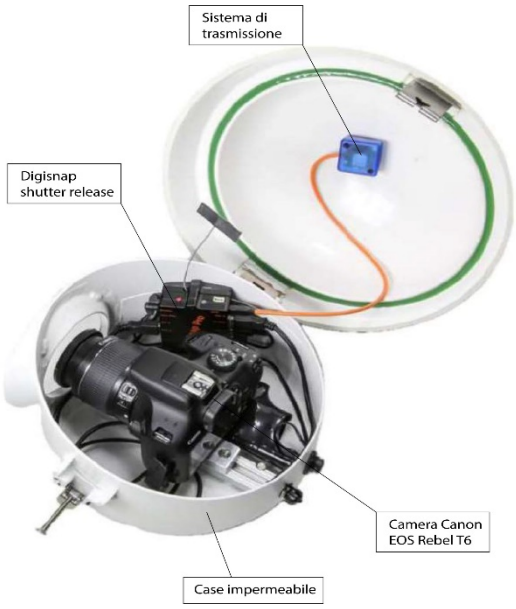


Figura 4.13 *Componenti del sistema fotogrammetrico. Immagine riportata in Fabris, 2019 e modificata dallo scrivente.*



Figura 4.14 *Posizionamento delle camere fotogrammetriche nel versante opposto alla frana. L'area monitorata è evidenziata in giallo, ad integrare il sistema topografico delle mire (croci rosse) sul versante instabile. Elaborazione GIS dello scrivente.*

Come previsto nella Relazione finale della Convenzione del 2018 (Università degli Studi di Padova, 2018), saranno eseguite due fasi per la messa in attività del sistema:

1. *Fase di calibrazione*, in cui verranno ottenuti due tipologie di parametri del sistema camere, quelli intrinseci e quelli estrinseci. I parametri di calibrazione intrinseci sono quelli prevalentemente legati all'ottica di ciascuna camera, come ad esempio la lunghezza focale, il punto principale e la distorsione della lente. I parametri estrinseci, invece, esprimono la posizione relativa delle camere attraverso vettori di rotazione e traslazione di ciascun piano immagine rispetto a quello considerato di riferimento. Questa fase implica l'allineamento delle camere e la successiva rettifica delle immagini. A tal scopo risulta necessario introdurre alcuni punti di controllo, così da migliorare la modellazione fotogrammetrica e da georeferenziare univocamente gli output;

2. *Fase di monitoraggio*, in cui le fotocamere operano in posizione definitiva e gli scatti sono automaticamente raccolti, inviati e trattati per determinare la nuvola di punti georeferenziata nel sistema di riferimento (WGS84 UTM32N) attraverso la modellazione fotogrammetrica.

La calibrazione viene eseguita nella fase iniziale e può essere mantenuta nel tempo a patto di non muovere le camere; può e deve essere ripetuta qualora, per varie cause, si è dovuti intervenire su una o più camere per necessità di manutenzione e non si è sicuri di aver conservato la posizione relativa delle camere. È opportuno precisare che la modellazione fotogrammetrica integra i dati acquisiti dalla stazione topografica. Non ha lo scopo di fornire misure puntuali e precise, bensì punta a garantire un monitoraggio spazialmente distribuito, denso temporalmente, che possa completare il quadro parzialmente dipinto dalle altre strumentazioni presenti in sito. In particolare, le webcam potrebbero essere utilizzate per monitorare il fronte avanzato del corpo di frana, sul quale è problematica l'installazione di nuove mire sia per la probabile caduta che per la sicurezza durante il posizionamento (Università degli Studi di Padova, 2018).

Lo scrivente ha partecipato alla fase preliminare dell'installazione del sistema fotogrammetrico, per la valutazione definitiva del corretto posizionamento delle camere. Durante alcuni sopralluoghi, sono stati effettuati degli scatti di prova per la modellazione 3D della superficie del versante, utilizzando una fotocamera quasi analoga a quella che verrà posizionata (Canon EOS, modello 1100D dello scrivente).

La nuvola di punti ottenuta dalla modellazione fotogrammetrica delle immagini è riportata in Fig.4.15. Si può osservare che viene ben rappresentato il fronte avanzato del versante instabile, non monitorato dalle mire della stazione totale, anche se la parte più avanzata del corpo di frana, in prossimità dell'alveo del torrente Boite, è mascherata dalla vegetazione ad alto fusto in destra Boite, che ne impedisce la completa visibilità della base.

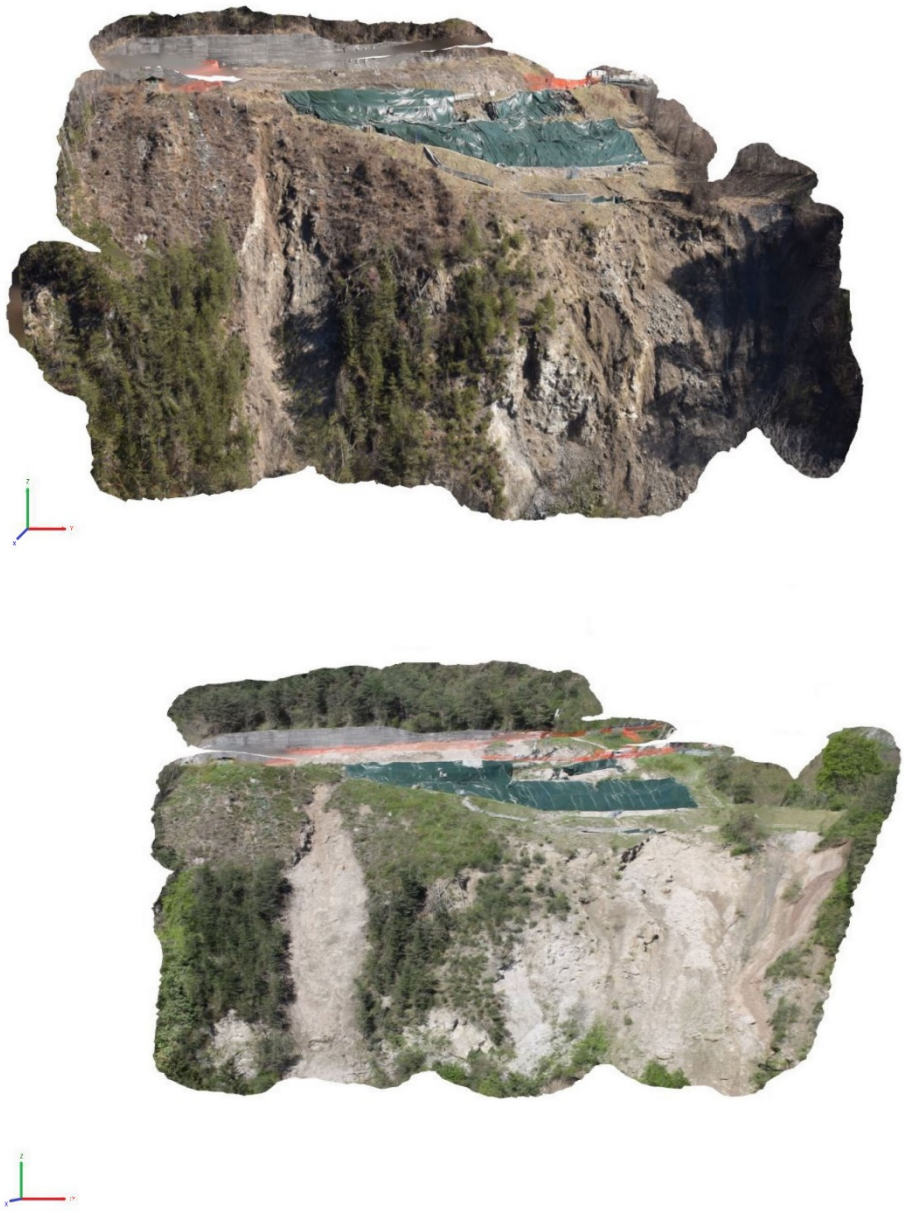


Figura 4.15 *Nuvole di punti ottenute dalla modellazione fotogrammetrica del versante instabile a partire dagli scatti effettuati dallo scrivente. In alto, modello 3D realizzato dagli scatti del sopralluogo in data 20/03/2019 mentre in basso da quelli effettuati in data 09/05/2019.*

4.4 Discussione

In questo capitolo, è stata descritta la strumentazione attualmente attiva ed in fase di completamento per il monitoraggio della frana di Sant'Andrea. L'analisi integrata dei dati provenienti dai diversi strumenti permette alcune considerazioni sul movimento della frana:

- le poche misure inclinometriche a disposizione permettono di riconoscere almeno due superfici di scivolamento nel corpo di frana, meglio riconoscibili come una vera e propria "fascia deformativa". Si evidenzia la necessità di integrare questi dati con un ulteriore sonda di monitoraggio in profondità;
- la cinematica del movimento è variata nel 2019, con un aumento significativo delle velocità delle mire dell'area 2 del 70% circa. Questo mette in luce che l'instabilità sia in aumento nonostante le opere di stabilizzazione realizzate nel 2018;
- la cinematica della frana risulta essere sensibile sia ad eventi pluviometrici intensi, sia ad eventi non particolarmente intensi ma protratti nel tempo.

L'integrazione del sistema di monitoraggio con un sistema fotogrammetrico consentirà di implementare le informazioni disponibili per lo studio del fenomeno franoso. L'utilizzo collaudato dello stesso nel sito della Frana Fantoni a Recoaro ha portato alla considerazione che un sistema di *Visual Computing* per il monitoraggio delle frane presenta numerosi vantaggi, tra cui il monitoraggio in tempo reale di superfici estese e non puntuale, con un basso costo di installazione e manutenzione (Fabris, 2019). In particolare, le condizioni climatiche (condizioni di illuminazione, copertura nuvolosa, copertura nevosa, nebbia, precipitazioni, temperatura) rappresentano sicuramente uno dei fattori svantaggiosi, i quali dovranno essere opportunamente valutati in fase di elaborazione delle immagini per la modellazione 3D del versante.

5. Caratterizzazione geologica del versante in frana

5.1 Introduzione

L'interpretazione dei dati di tipo geologico e geotecnico, ottenuti dalle indagini geognostiche e geofisiche effettuate nel versante di studio, ha permesso di ricostruire nel tempo un quadro geologico piuttosto affidabile in merito ai materiali coinvolti nel fenomeno franoso. In questo lavoro di tesi, sono state esaminate le informazioni già a disposizione, con lo scopo di ottenere un modello stratigrafico del versante che tenga conto di tutte le conoscenze fino ad ora acquisite e mai riviste prima in un'ottica complessiva. Inoltre, la recente campagna geognostica effettuata per conto di RFI, e seguita dallo scrivente, ha permesso di integrare le informazioni precedenti sulla tridimensionalità del corpo di frana e sulle litologie del substrato, che costituivano la componente meno indagata del fenomeno.

Infatti, i recenti sondaggi eseguiti a maggio – giugno 2019, contemporaneamente a diverse prove in sito, hanno permesso una migliore caratterizzazione del substrato in termini sia qualitativi che quantitativi. È stato quindi possibile implementare le conoscenze geomeccaniche e strutturali dell'ammasso roccioso, che in precedenza erano esclusivamente legate alla presenza di piani di discontinuità visibili in affioramento.

Nel seguente capitolo, sono stati riorganizzati e riassunti i risultati delle principali indagini geofisiche e geognostiche eseguite, sulla base della consultazione delle relazioni tecniche a disposizione. L'obiettivo finale di tale fase preliminare di tipo geognostico consiste nella definizione delle geometrie e delle caratteristiche geologico-tecniche dei materiali interessati dal fenomeno franoso, sia relativi ai depositi di copertura che dell'ammasso roccioso, che costituiranno la base informativa per la realizzazione del modello geologico della frana di Sant'Andrea, che verrà discusso nel capitolo successivo (vd. capitolo 6).

5.2 Indagini pregresse eseguite sul versante

Sul corpo di frana e a monte della linea ferroviaria, sono state eseguite nel tempo diverse indagini geognostiche e geofisiche, con lo scopo di definire le litologie dei materiali coinvolti nel fenomeno franoso e la loro variazione spaziale in termini di spessore. In questo lavoro di tesi, è stato rivisto il quadro geologico dell'area interessata, riconsiderando in chiave aggiornata e complessiva tutte le informazioni ricavate dalla indagini pregresse. In particolare, sono stati considerati:

i. Sondaggi realizzati nel 1986 dall'impresa *Romolo Bardin S.p.a.*, su incarico delle Ferrovie dello Stato: sono stati eseguiti n.4 sondaggi (da B1 a B4) in prossimità del vecchio tracciato ferroviario, distanti circa 20 m l'uno dall'altro;
ii. Indagini geognostiche e geofisiche eseguite nel 2003 dalla ditta *Geosondaggi S.p.a.*, su incarico della Regione Veneto: sono stati realizzati n.6 sondaggi a carotaggio continuo (da GEO-S1 a GEO-S3 e da GEO-P1 a GEO-P3), spinti a profondità variabili tra 23 e

45 m dal piano campagna, e n.4 allineamenti sismici a rifrazione con tecnica tomografica;

iii. Indagine geoelettrica condotta nel 2008 da *Adastra s.r.l.* con la tecnica di tomografia elettrica in corrente continua (ERT): sono stati eseguiti 3 stendimenti multielettrodici sul corpo di frana;

iv. Indagine geoelettrica eseguita nel 2018 da *GG Service s.a.s.* con tecnica di tomografia elettrica, per conto di Geologia Applicata Studio Associato in cui sono stati realizzati n.2 stendimenti paralleli (GG-E1 e GG-E2) al vecchio tracciato ferroviario.

La posizione dei diversi sondaggi eseguiti sul corpo di frana è riportata in Fig.5.1 mentre nelle Figg.5.2 e 5.3 sono indicati gli stendimenti realizzati rispettivamente da *Geosondaggi S.p.a.* e *GG Service s.a.s.*

Di seguito, vengono presentate le principali informazioni ricavate dalle indagini elencate in precedenza; inoltre, vengono riportate le sezioni interpretative che sono state utilizzate dallo scrivente per la determinazione del modello geologico di riferimento.

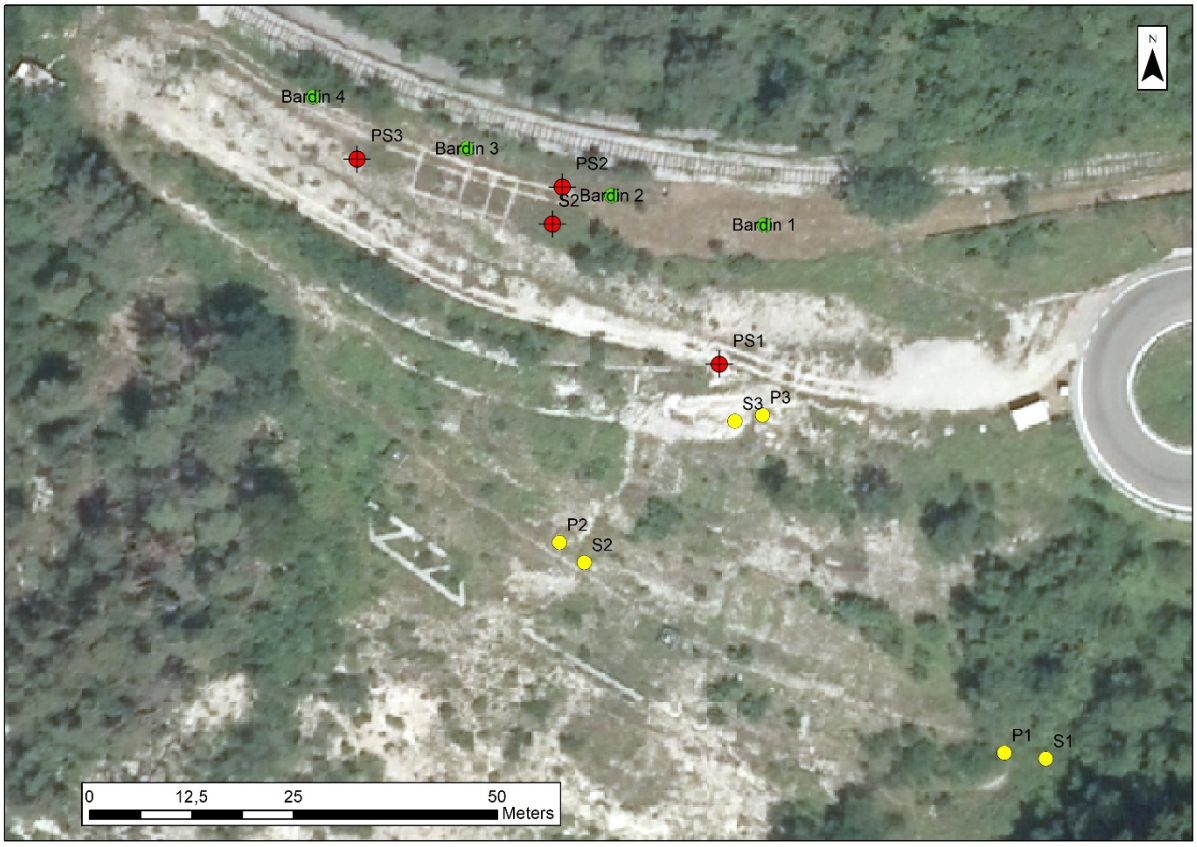


Figura 5.1 *Posizionamento dei sondaggi realizzati sul versante in cui vengono riportati quelli eseguiti da Bardin nel 1986 (in verde), dalla ditta Geosondaggi nel 2003 (in giallo) e i più recenti realizzati dallo studio Geologia Applicata nel 2019 (in rosso). Elaborazione GIS dello scrivente.*

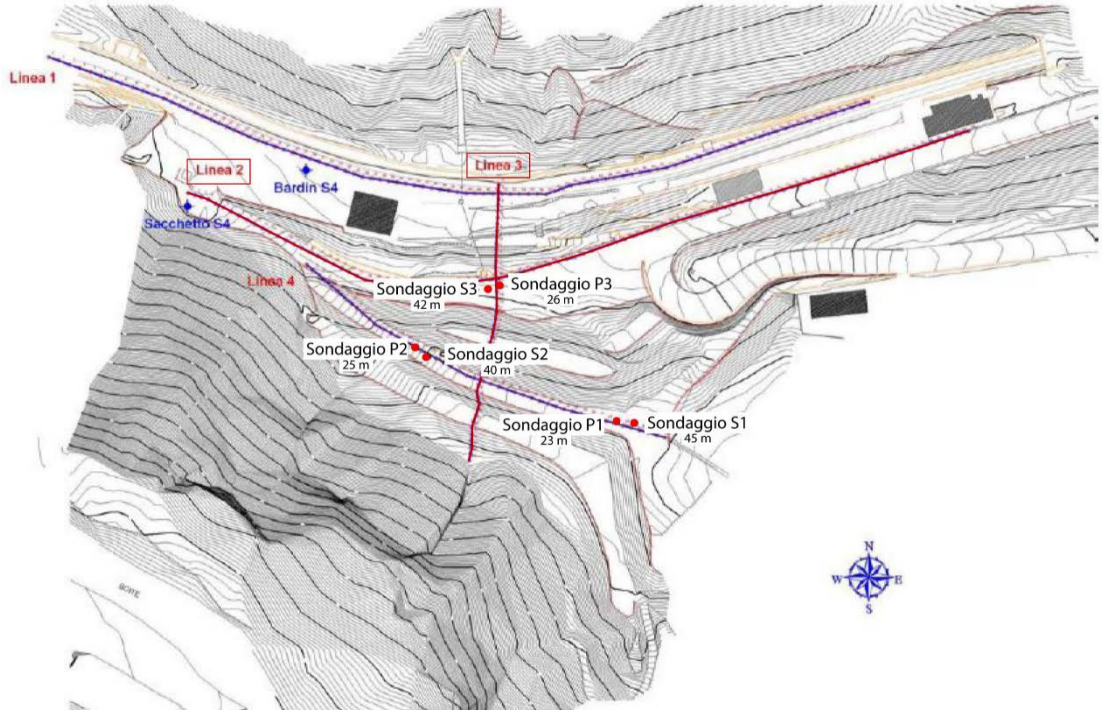


Figura 5.2 *Posizionamento delle indagini geofisiche e geognostiche sul versante in frana, eseguite da Geosondaggi S.p.a. nel 2003.*

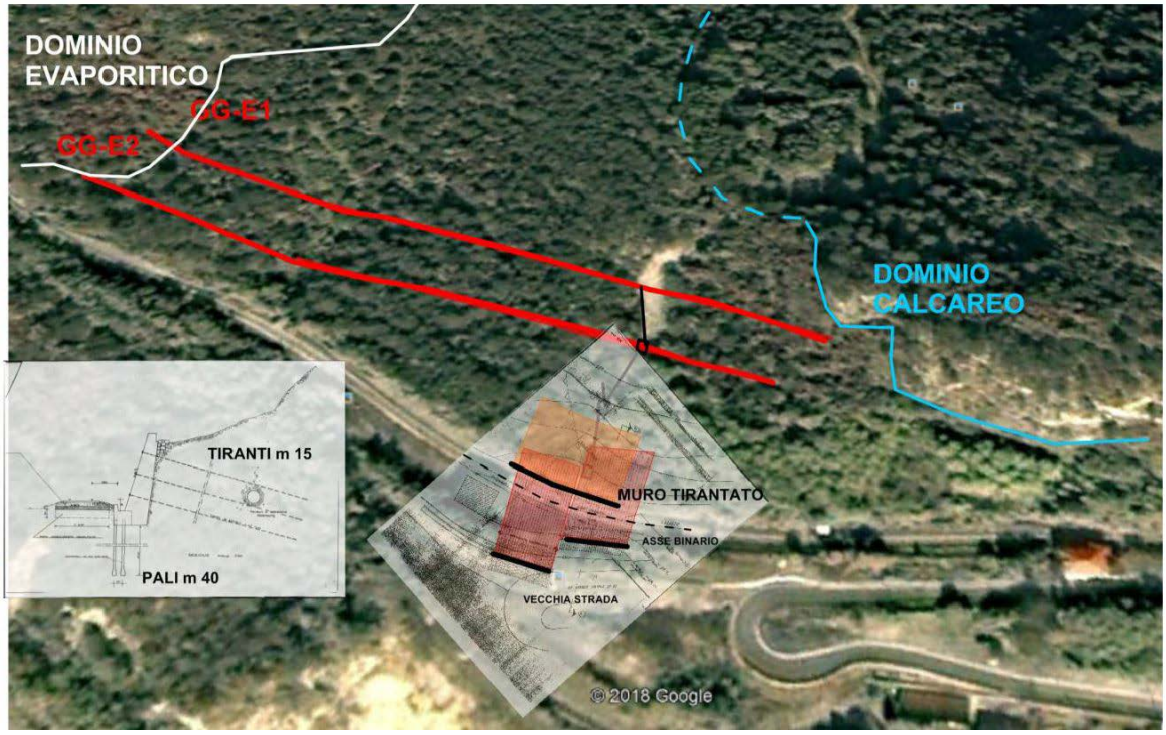


Figura 5.3 *Disposizione degli stendimenti elettrici eseguiti da GG Service s.a.s. a gennaio 2018.*

5.2.1 Sintesi degli studi pregressi

La disponibilità delle relazioni tecniche in merito alle indagini pregresse eseguite sul versante permette di riassumere e sintetizzare le principali informazioni, utili per la determinazione del modello geologico integrato di riferimento. L'interpretazione dei risultati ottenuti dalle campagne di indagini geognostiche consente di definire una successione stratigrafica tipo, costituita da:

1. Copertura detritica di materiale eterogeneo e con granulometria variabile. Alla luce dell'interpolazione delle diverse informazioni puntuali, si nota che lo spessore varia lateralmente ed è composta da:
   a. Un deposito più superficiale a granulometria grossolana;
   b. Un sottostante livello detritico a componente argillosa dominante;
   c. Uno strato più profondo costituito da detrito a grana grossolana in matrice fine.

2. Substrato roccioso alterato più superficiale, in cui si distinguono una facies più argillosa ed impermeabile e una più grossolana, quasi brecciata.

3. Substrato roccioso poco alterato e compatto con importante componente gessoso/evaporitica, attribuita alla formazione di Travenanzes.

I risultati dei sondaggi realizzati dall'impresa Bardin sono riportati nella relazione geologica di Fenti, realizzata nel 1987; da un'interpolazione delle stratigrafie, si mette in evidenza la presenza di una paleoforma valliva del substrato roccioso, al di sotto della copertura detritica (Fenti, 1987). Di seguito viene riportata la sezione geologica interpretativa proposta nella relazione, trasversale al versante ed interpolante i risultati dei sondaggi realizzati da Bardin (Fig.5.4 in alto). Si osserva l'aumento di spessore dei depositi di copertura nella parte centrale della sezione, dal sondaggio 4 al sondaggio 1. Inoltre, il tetto del substrato, indicata con "S" la sua parte alterata mentre con "G" la parte più compatta, presenta una morfologia molto simile al fianco di una paleovalle sepolta dai depositi di versante.

L'indagine sismica a rifrazione eseguita nel 2003, di completamento all'indagine geognostica realizzata dalla ditta Geosondaggi, ha permesso di valutare la morfologia profonda del versante dal punto di vista qualitativo. Inoltre, è stato possibile caratterizzare dal punto di vista elastico i materiali coinvolti, valutando il grado di addensamento del materiale detritico di copertura e lo stato di fratturazione del substrato roccioso (Geosondaggi, 2003).

Al termine di tale indagine, è stata individuata una sovrapposizione di 4 strati, disposti in continuità areale e caratterizzati da proprietà fisiche differenti; i parametri geofisici considerati, quali la velocità di propagazione delle onde di compressione (di seguito Vp) e l'attenuazione del segnale sismico ($1/\alpha$), evidenziano un trend in aumento dei valori con la profondità, congiunta ad una variazione laterale importante.

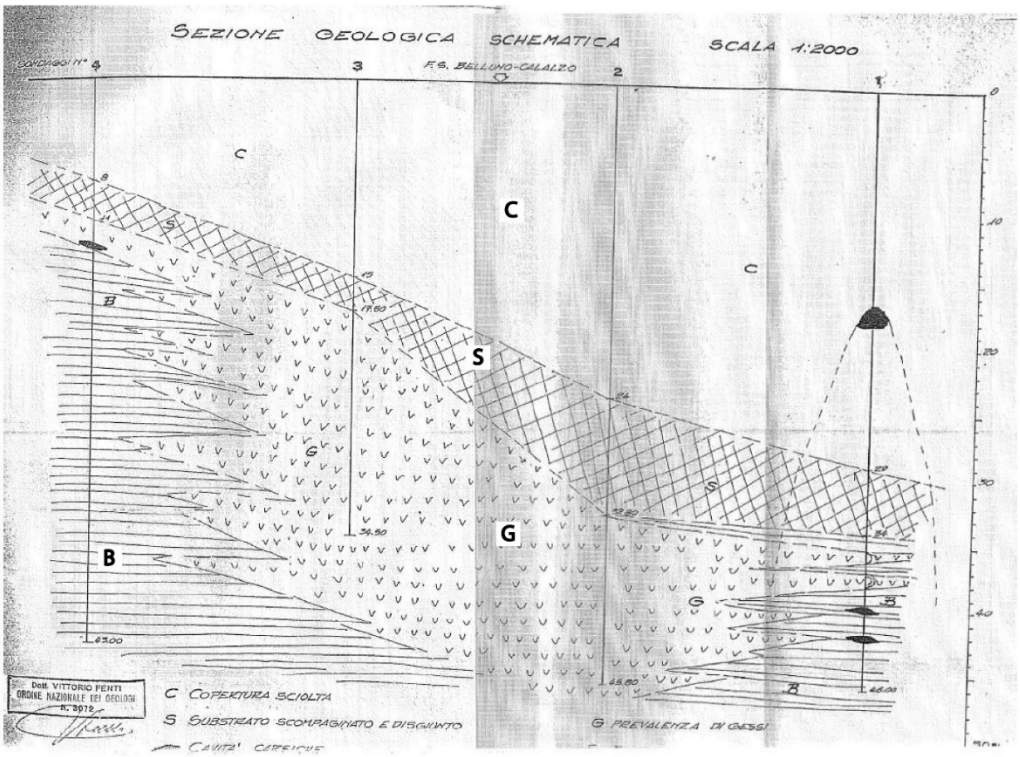
Lo studio della distribuzione delle velocità sismiche di propagazione delle onde P (V_P) ha confermato il quadro litologico evidenziato dai sondaggi. Infatti, si riconosce la stratificazione del deposito di copertura, in cui le Vp sono proporzionali alle condizioni tessiturali del deposito (minore l'addensamento del materiale, minore la velocità). È possibile differenziare tre strati con differenti valori di velocità, Vp = 1.52 km/s, Vp = 2.5-2.75 km/s e Vp = 3.75 km/s competente alla presenza del substrato roccioso, all'interno del quale le velocità sismiche sono maggiori, evidenziano anche un passaggio da un materiale fratturato ad uno poco fratturato.

I risultati congiunti dell'indagine sismica e delle indagini dirette eseguiti in sito, permettono di confermare e migliorare l'interpretazione riportata nella relazione di Fenti (Fenti, 1987). Confrontando le isolinee di velocità degli strati profondi nella sezione sismica in Fig.5.4 in basso, si rileva la particolare morfologia del substrato roccioso, che evidenza la paleoforma concava; tale morfologia era stata interpretata allora come una possibile superficie di scivolamento gravitativo della coltre detritica (Geosondaggi, 2003).

In Fig.5.5, sono riportate le sezioni sismiche realizzate nelle indagini del 2003. Osservando sia le sezioni longitudinali sia quelle trasversali al versante, si identifica una morfologia 'ad avvallamenti' del substrato ed una variazione laterale dello spessore degli strati della copertura. In particolare, nella Fig.5.5 in basso, i materiali meno addensati della copertura superficiale (Vp basse) sembrano assumere una "geometria a cucchiaio".

Nel corso della campagna di indagini svolta nel 2003, i materiali sono stati caratterizzati:

1. all'interno dei fori di sondaggio, attraverso:
   a. n.6 prove SPT per la determinazione della resistenza del terreno alla penetrazione dinamica, i cui risultati evidenziano materiali mediamente addensati con valori di $10 < N_{spt} < 30$ (Università degli Studi di Padova, 2004)
   b. n.6 prove di permeabilità, con i metodi Lefranc e Lugeon, che mostrano valori propri di sabbie fini (sabbie limose o sabbie limoso-argillose) per i terreni, mentre un valore di circa $2x10^{-6}$ m/sec per il substrato roccioso (rocce gessose liberamente drenanti) (Università degli Studi di Padova, 2004).
2. con prove di laboratorio, per la determinazione delle caratteristiche geotecniche dei campioni prelevati (Geosondaggi, 2003):
   a. analisi granulometriche dei campioni di terreno che, in prevalenza, sono di tipo sabbioso ed in parte ghiaioso. Si manifesta un comportamento coesivo per i terreni a grana più grossa, solo apparente, che sembrerebbe derivare da una "pseudo-coesione" legata alla struttura e alla tessitura dell'aggregato.
   b. prove di compressione uniassiale che evidenziano bassi valori di resistenza dei campioni di roccia del substrato, con valori tra 5-20 MPa.
   c. Prove di taglio con valori di angolo di attrito compresi tra 24° - 30° e di coesione tra 0.2-0.3 kg/cm^2.
   d. Bassi valori dell'indice di plasticità della frazione fine della copertura detritica, i quali si esprimono in una grande variabilità nel comportamento deformativo dei depositi per limitate variazioni del contenuto d'acqua dei materiali che li costituiscono.



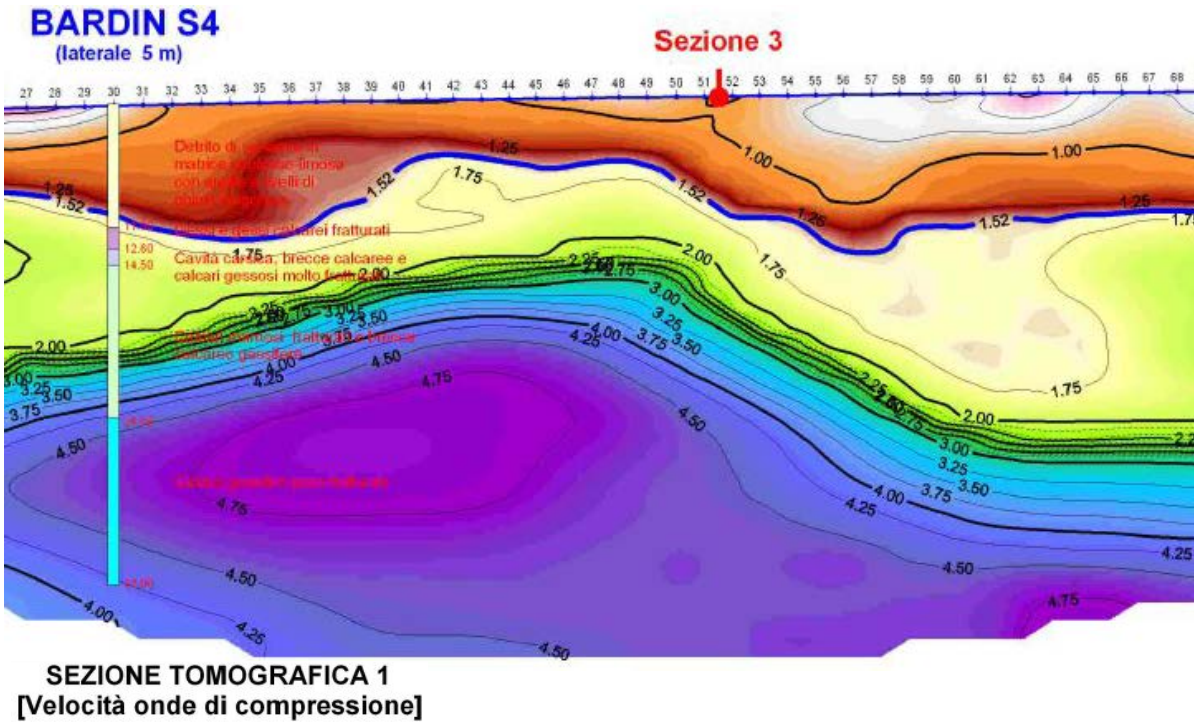


Figura 5.4 *In alto, sezione geologica interpretativa dei sondaggi realizzati nel 1986, riportata nella relazione geologica di Fenti (Fenti, 1987). In basso, dettaglio della sezione sismica n.1 eseguita nel 2003 dalla ditta Geosondaggi (Geosondaggi, 2003). È possibile confrontare la morfologia profonda del substrato roccioso.*

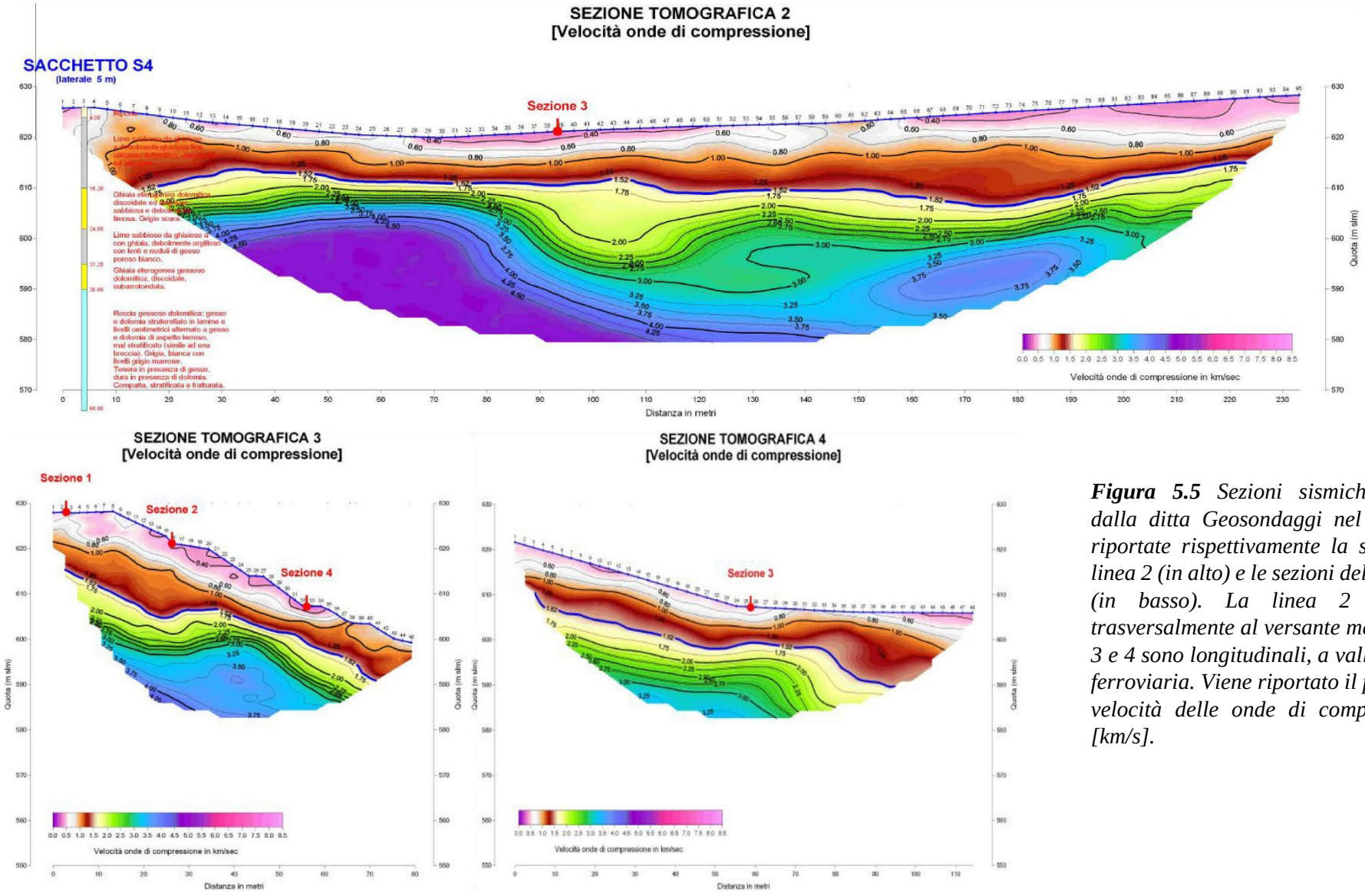


Figura 5.5 *Sezioni sismiche realizzate dalla ditta Geosondaggi nel 2003. Sono riportate rispettivamente la sezione della linea 2 (in alto) e le sezioni delle linee 3 e 4 (in basso). La linea 2 è disposta trasversalmente al versante mentre le linee 3 e 4 sono longitudinali, a valle della linea ferroviaria. Viene riportato il parametro di velocità delle onde di compressione Vp [km/s].*

Le successive indagini geoelettriche, eseguite sul versante da *Adastra s.r.l.* nel 2008 e da *GG Service* nel 2018, hanno confermato quanto rilevato nelle indagini con sismica a rifrazione e implementato le conoscenze sulla geometria delle unità geologiche nel sottosuolo. Entrambe le indagini geoelettriche sono state eseguite con tecnica di tomografia elettrica (ERT), permettendo un rilievo geofisico ad alta risoluzione; in particolare, è stata riconosciuta la morfologia profonda del substrato roccioso associata alla variazione laterale dello spessore del deposito detritico di copertura.

Si deve tenere in considerazione però che lo scopo dell'indagine svolta da Adastra fosse quello di valutare l'efficacia delle opere di consolidamento eseguite in precedenza sul versante. Infatti, si è cercato di determinare la profondità e l'estensione laterale della zona influenzata dalle opere, valutando il contrasto di proprietà elettriche con i terreni circostanti. Come riportato nel rapporto tecnico dell'indagine (Adastra, 2008), nei profili tomografici gli interventi di consolidamento generano una risposta evidente, in termini di geometria e di contrasto di proprietà. La presenza di pali metallici è ben evidenziata dalla diminuzione di resistenza elettrica in corrispondenza dei punti di immissione, dovuta alla presenza di tali corpi conduttivi (Fig.5.6 in alto). La presenza di tali conduttori riduce la capacità risolutiva e di penetrazione del metodo geoelettrico, in quanto la risposta del materiale metallico predomina su quella dei corpi geologici, ostacolandone il rilevamento.

A prescindere da tale limitazione, si possono comunque individuare alcune informazioni geologiche, come riportato in Fig.5.6:

a. in ERT-1, si riconosce nella zona centrale del profilo un aumento dei valori di resistività a circa 30 m di profondità, interpretato come il passaggio dal materiale di copertura al substrato roccioso con valori che passano a 70-100 Ωm. Inoltre, si evidenzia nel tratto occidentale la possibile presenza del substrato con valori intorno a 350 Ωm (Adastra, 2008);
b. in ERT-3, il substrato roccioso sembra trovarsi a profondità minori rispetto a quelle rinvenute nella sezione ERT-1, posta più a monte. Si può inoltre riconoscere la presenza di un "plume" più conduttivo, il cui apice si colloca nella zona di iniezione dei pali.

Questo abbassamento di resistività può essere interpretato come un fenomeno dovuto alla presenza di grouting di iniezione, a cui compete un valore di resistività decisamente inferiore rispetto alla litologia incassante. Questa ipotesi ha trovato conferma con quanto affermato dagli operai di cantiere, i quali hanno utilizzato una quantità superiore di miscela cementizia durante l'iniezione per colmare i vuoti del sistema carsico diffuso che interessa tali livelli (Adastra, 2008).

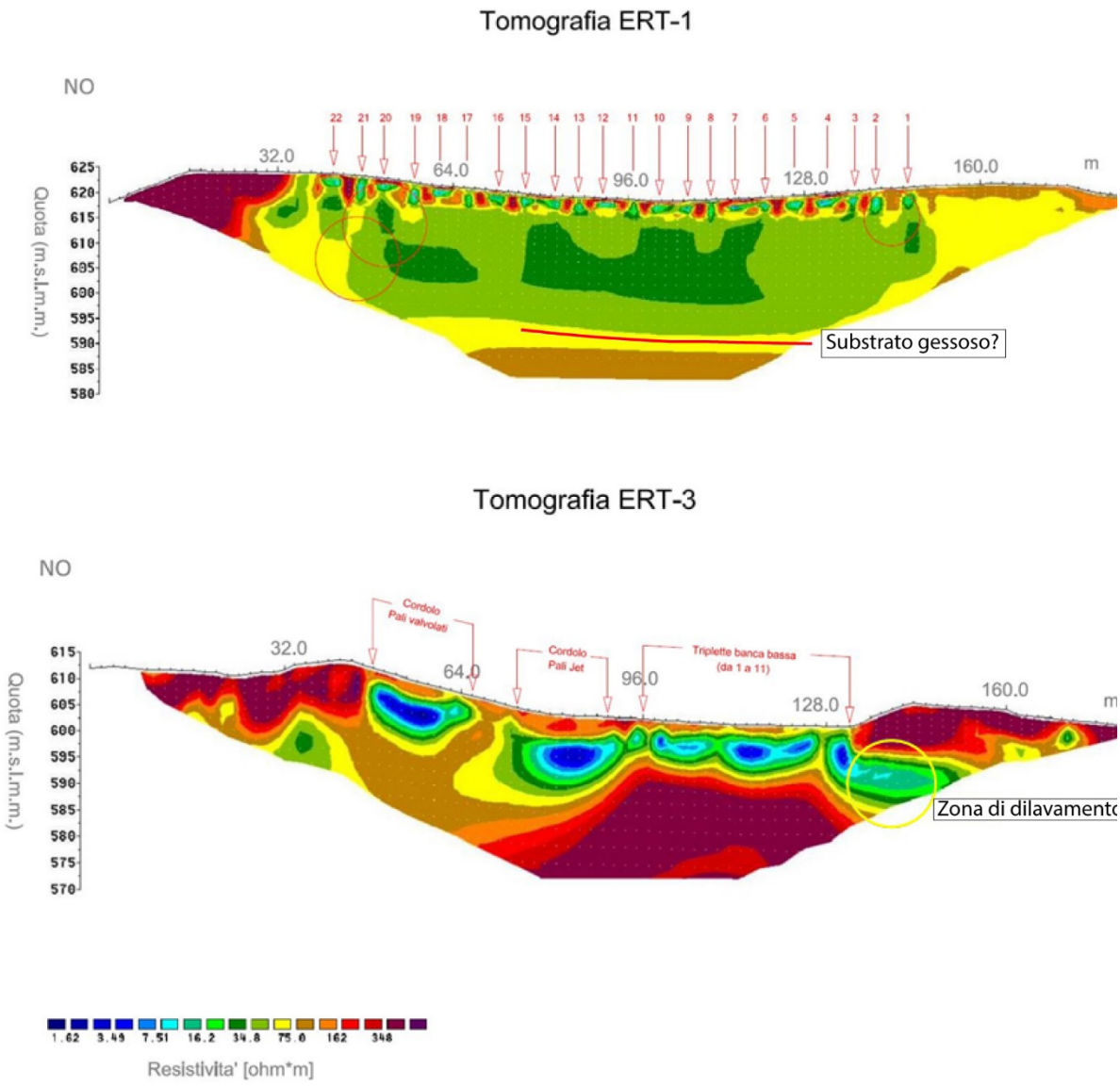


Figura 5.6 *Profili elettrici ERT-1 (in alto) ed ERT-3 (in basso) ricavati dall'inversione dei dati acquisiti nelle linee sismiche di Adastra. Nel profilo ERT-1 si osservano i bassi valori di resistività in corrispondenza dei pali, con geometria e caratteristiche elettriche in genere regolari intorno ai 15-20 Ωm mentre nel profilo ERT-3 è stata indicata l'area soggetta ad iniezione cementizia a comportamento conduttivo.*

La risposta elettrica dei materiali in questa zona di versante fa supporre la presenza di orizzonti gessiferi carsificati in profondità, i quali presentano valori di resistività più bassi rispetto al materiale circostante. La circolazione idrica sotterranea sembra essere localizzata a circa 10 m di profondità e pone in evidenza, in termini idrogeologici, l'importanza delle caratteristiche di fratturazione e permeabilità secondaria dell'ammasso roccioso. Nella zona evidenziata in Fig.5.7, a valle della linea elettrica ERT-3, sono state rilevate e documentate dallo scrivente fuoriuscite di acqua dalla scarpata di degradazione, osservate dopo alcuni giorni piovosi.



Figura 5.7 *Planimetria delle indagini geofisiche eseguite dalla ditta Adastra e porzione sommitale della scarpata di degradazione, vista dall'alveo del torrente Boite (foto scattata dallo scrivente in data 9/05/2019). Si evidenzia l'area soggetta a fuoriuscite di acqua nella scarpata, con presenza di materiale di colore rossastro di degradazione.*

La presenza di una zona interessata da una circolazione idrica sotterranea è stata confermata dall'indagine geoelettrica di GG Service, eseguita a monte della linea ferroviaria per conto di Geologia Applicata Studio Associato. Lo scopo di tale indagine è stato quello di caratterizzare dal punto di vista idrogeologico la zona alle spalle del fenomeno di dissesto in atto, in modo tale da implementare le conoscenze sulle vie di circolazione d'acqua che alimentano il meccanismo di movimento della frana.

Il posizionamento più a monte rispetto alle precedenti indagini è stato disposto in modo tale che le opere di sostegno del versante non influenzassero lo svolgimento dell'indagine elettrica, come successo nel 2008. Sono stati realizzati n.2 stendimenti paralleli tra di loro, trasversali al versante, in cui sono state eseguite misurazioni di resistività del terreno e misure di polarizzazione indotta (Induced Polarization).

In questo senso, la misurazione combinata di questi due parametri permette di differenziare le unità nel sottosuolo in termini idrogeologici, con lo scopo di identificare le vie preferenziali di migrazione all'interno del versante. Infatti, il grado di polarizzabilità di un terreno dipende da fattori come la composizione mineralogica o la presenza di acqua.

Il riconoscimento di una zona in cui è presente una circolazione sotterranea avviene applicando una corrente nel sottosuolo. Se si verifica la polarizzazione, la risposta in termini di tensione

evidenzierà uno sfasamento maggiore tra la corrente immessa nel terreno e la corrispondente tensione misurata. Sulla base quindi della rappresentazione dei risultati delle misure di polarizzazione indotta e di resistività del terreno, sono possibili alcune considerazioni di tipo idrogeologico, noto il modello stratigrafico a disposizione:

1. Nei depositi di copertura, il secondo strato resistivo può fungere da serbatoio idrico, in funzione della maggiore porosità efficace di cui potrebbe essere provvisto (Geologia Applicata, 2018). Differentemente, il conduttivo di base si comporterebbe come uno strato impermeabile.
2. Le sole misure di polarizzazione indotta permettono di identificare due possibili zone di circolazione idrica effettiva (Fig.5.8): una zona più superficiale a circa 10 m, alla base del primo strato resistivo, e una zona più profonda a circa 30-35 m, a contatto tra il secondo strato resistivo e il conduttivo di base, i quali differiscono in termini di proprietà idrogeologiche.

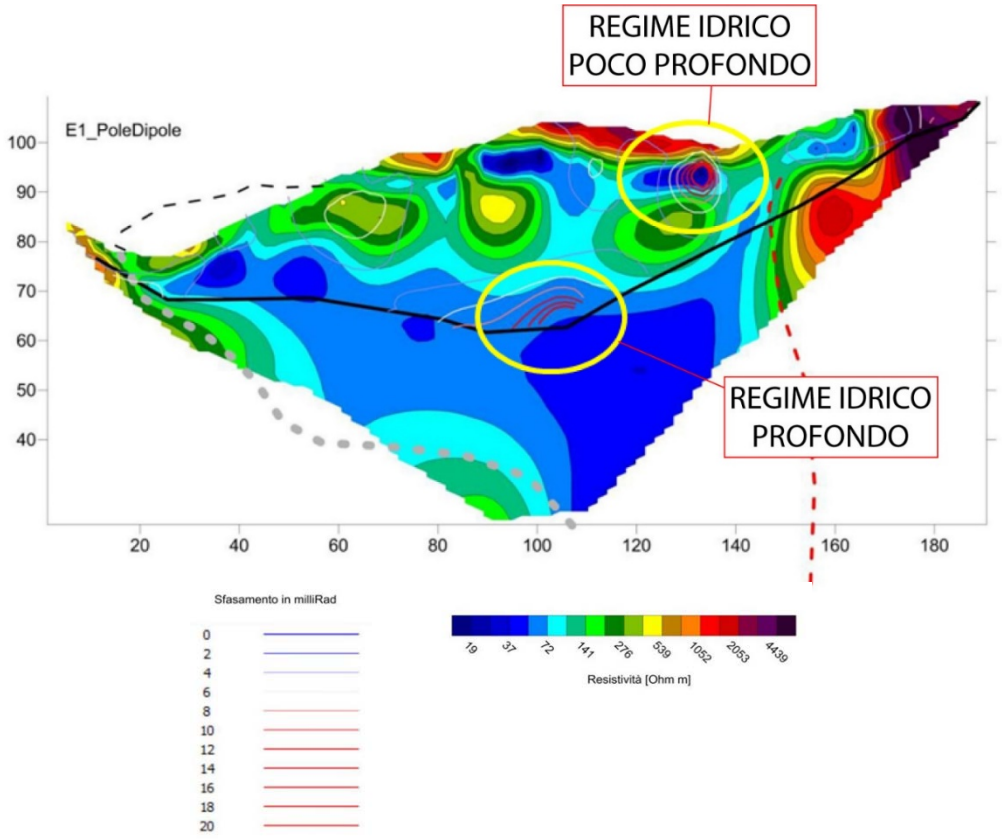


Figura 5.8 *Profilo elettrico GG_E1 a cui viene sovrapposta l'interpretazione della possibile circolazione idrica nel sottosuolo; si osserva la presenza di nuclei con maggiore sfasamento, posti a profondità diverse nel corpo di frana. Elaborazione dello scrivente dei profili elettrici riportati nella relazione di Geologia Applicata, 2018.*

Quanto definito al punto 2 del precedente elenco, è legato alle proprietà dielettriche dell'acqua e al processo di polarizzazione di membrana, che si verifica nei terreni, per la contemporanea presenza di minerali silicatici lamellari (particelle di argilla) e acqua. Come introdotto in precedenza, il fenomeno di polarizzazione sviluppa zone dove la maggiore concentrazione d'acqua induce un maggiore sfasamento tra corrente indotta e corrente misurata. Le condizioni locali del versante, in cui è presente la variazione laterale delle unità geologiche, non permettono una valutazione diretta della presenza d'acqua circolante nelle zone indiziate a maggiore sfasamento, in quanto la distorsione di fase del segnale dovuta alla variazione laterale della resistività dei materiali può obliterare l'effetto di una circolazione idrica. La possibilità di definire uno scorrimento idrico è fortemente guidata dalle geometrie sepolte, ricostruite in termini di resistività; inoltre, disponendo della sezione monte-valle, si possono accoppiare tali informazioni con quelle delle anomalie di sfasamento (Geologia Applicata, 2018).

Per quanto riguarda le informazioni sulla geometria delle unità nel sottosuolo, l'utilizzo di una doppia configurazione di acquisizione dei dati per ciascun stendimento (Polo – Dipolo equatoriale e Wenner nelle Figg.5.9 e 5.10) permette un confronto incrociato dei dati singolarmente acquisiti. In particolare, si riscontra che il Polo – Dipolo permette di indagare profondità maggiori, consentendo di operare un'interpretazione della presenza di un substrato roccioso profondo.

Dopo un'elaborazione bidimensionale operata con un modello di inversione dedicato, che ha consentito di minimizzare gli scarti tra dati diretti e quelli ottenuti dalle indagini geoelettriche, si possono trarre le seguenti considerazioni interpretative:

a. Le sezioni in configurazione Wenner riportate in Fig.5.9, evidenziano nel settore più ad ovest la presenza di una litologia caratterizzata da valori di resistenza elettrica compresi in un range di 150 e 500 Ωm, che potrebbe essere interpretata come una facies poco alterata e anidra della formazione di Travenanzes. Differentemente, la porzione più ad este delle sezioni risultano interessare, in vicinanza del Dosso di Damos, la Dolomia Cassiana; per cui, escludendo il deposito superficiale, si ritiene che la litologia con valori di 600 – 4000 Ωm sia attribuibile a tale formazione;

b. Le sezioni Polo-Dipolo (Fig.5.10) identificano i contatti geologici tra le unità riconosciute e i depositi di copertura. In particolare, nel caso della supposta Dolomia Cassiana, si ipotizza un contatto molto verticale (Geologia Applicata, 2018), attribuibile ad un contatto per faglia, mentre nel versante occidentale si evidenzia un salto di quota nel contatto tra il Travenanzes e uno strato conduttivo alla base della copertura. Questa "struttura a gradone" (Geologia Applicata, 2018) si abbassa di circa 10 m al passaggio tra i due profili;

c. Nei depositi di copertura, viene riconosciuta la stratificazione dei materiali, i quali presentano valori di resistività differenti, con la sovrapposizione di due coppie di resistivo-conduttivo. In Fig.5.10 in basso, il profilo GG_E2 evidenzia un particolare andamento del secondo strato resistivo, il quale presenta una morfologia con un approfondimento centrale, a ricordare l'incisione valliva, già indicata e rilevata dalle precedenti indagini eseguite sul versante.

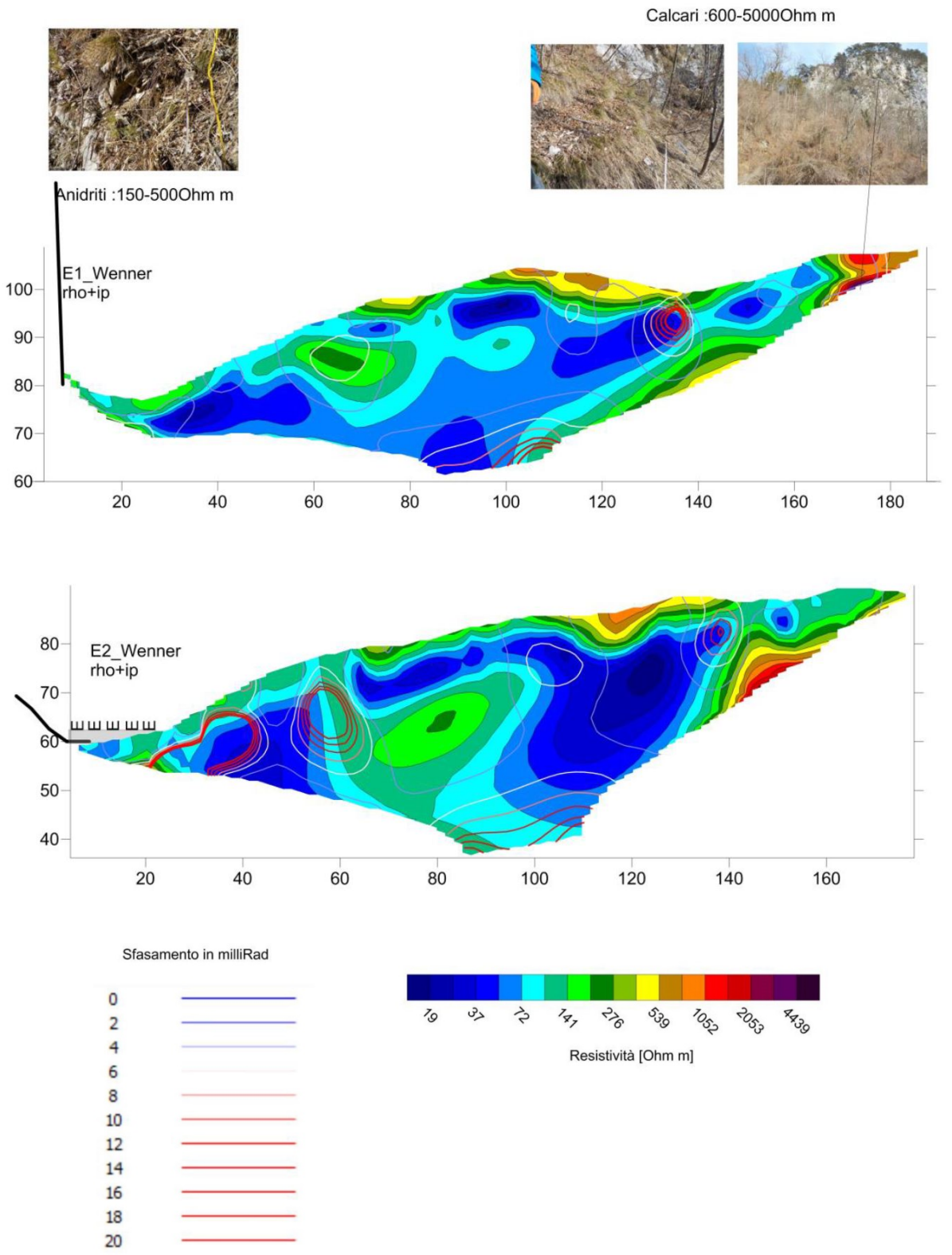


Figura 5.9 *Profili di tomografia elettrica GG_E1 (in alto) e GG_E2 (in basso) con geometria di acquisizione Wenner (Geologia Applicata, 2018).*

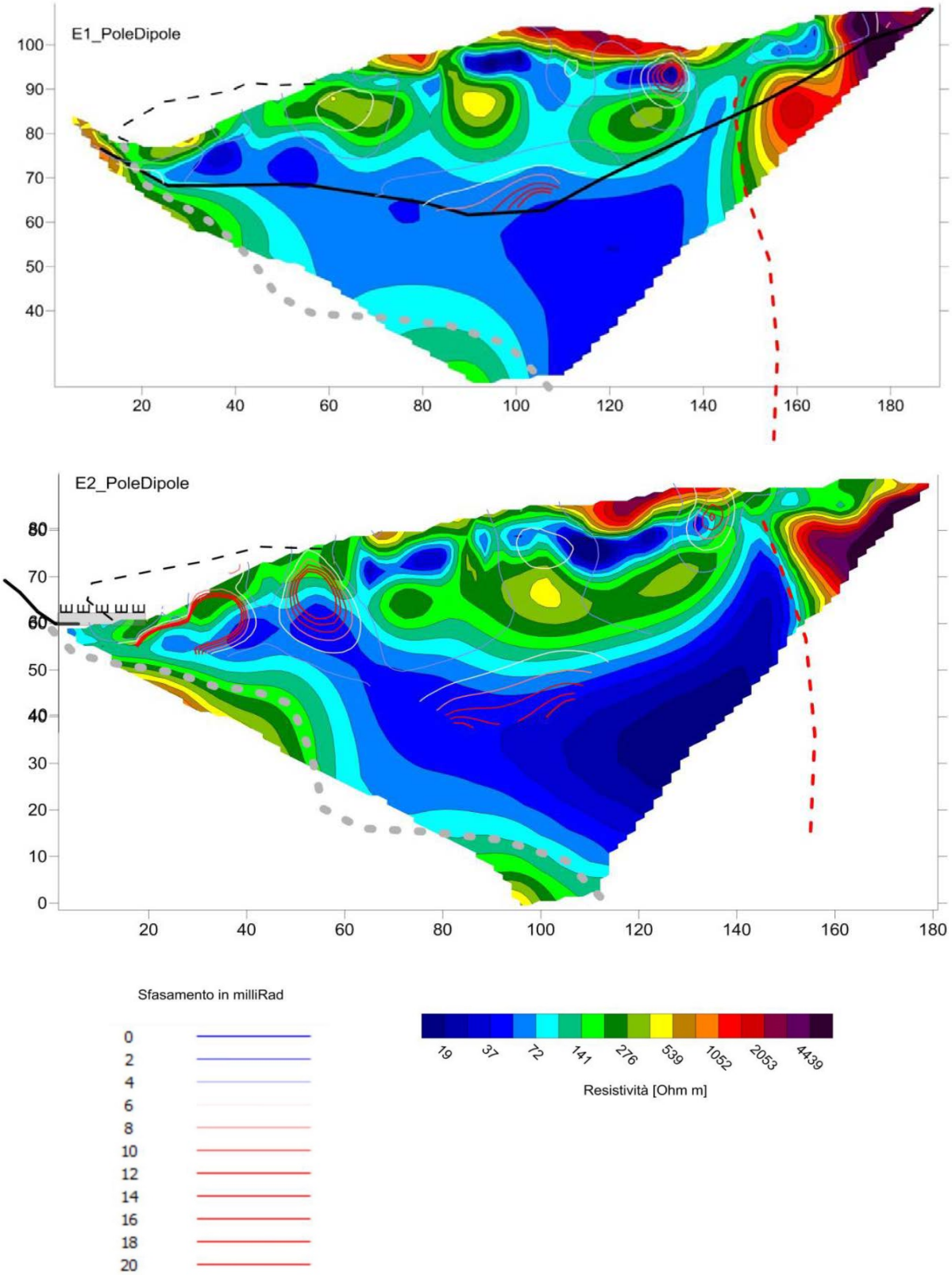


Figura 5.10 *Profili di tomografia elettrica GG_E1 (in alto) e GG_E2 (in basso) con geometria di acquisizione Polo-Dipolo (Geologia Applicata, 2018).*

5.3 Campagna di indagini integrative, maggio – giugno 2019

Con lo scopo di integrare le informazioni puntuali delle indagini discusse nel paragrafo precedente e implementare la ricostruzione di dettaglio dell'assetto geologico del versante, è emersa la necessità di nuove indagini geognostiche da eseguire sul corpo di frana.

Su incarico e per conto di RFI, Geologia Applicata Studio Associato ha realizzato n.3 nuovi sondaggi a distruzione di nucleo e n.1 sondaggio a carotaggio continuo. Inoltre, sui fori di sondaggio, sono state successivamente eseguite delle prove dilatometriche e un rilievo geostrutturale per la caratterizzazione dell'ammasso roccioso. Lo scrivente ha partecipato ai lavori di esecuzione dei sondaggi, insieme ad un collega dell'Università di Firenze, realizzando dei report delle attività e prelevando n.23 campioni da sottoporre a prove geotecniche. I risultati di queste ultime sono riportati al paragrafo 5.4.3 del presente lavoro di tesi.

Tra maggio e giugno 2019, sono stati eseguiti i tre pali/sondaggi a distruzione, denominati rispettivamente "PS1", "PS2" e "PS3", profondi 50 m, di cui due approfonditi a carotaggio fino a 85 e 80 m. Di seguito, è stato realizzato il sondaggio a carotaggio continuo, denominato "S2" e profondo 80 m. I riferimenti dei punti d'indagine riprendono quanto riportato nella relazione di Geologia Applicata (Geologia Applicata, 2019a). Il posizionamento dei sondaggi viene riportato in Fig.5.11, i quali si trovano immediatamente a valle del vecchio tracciato ferroviario.

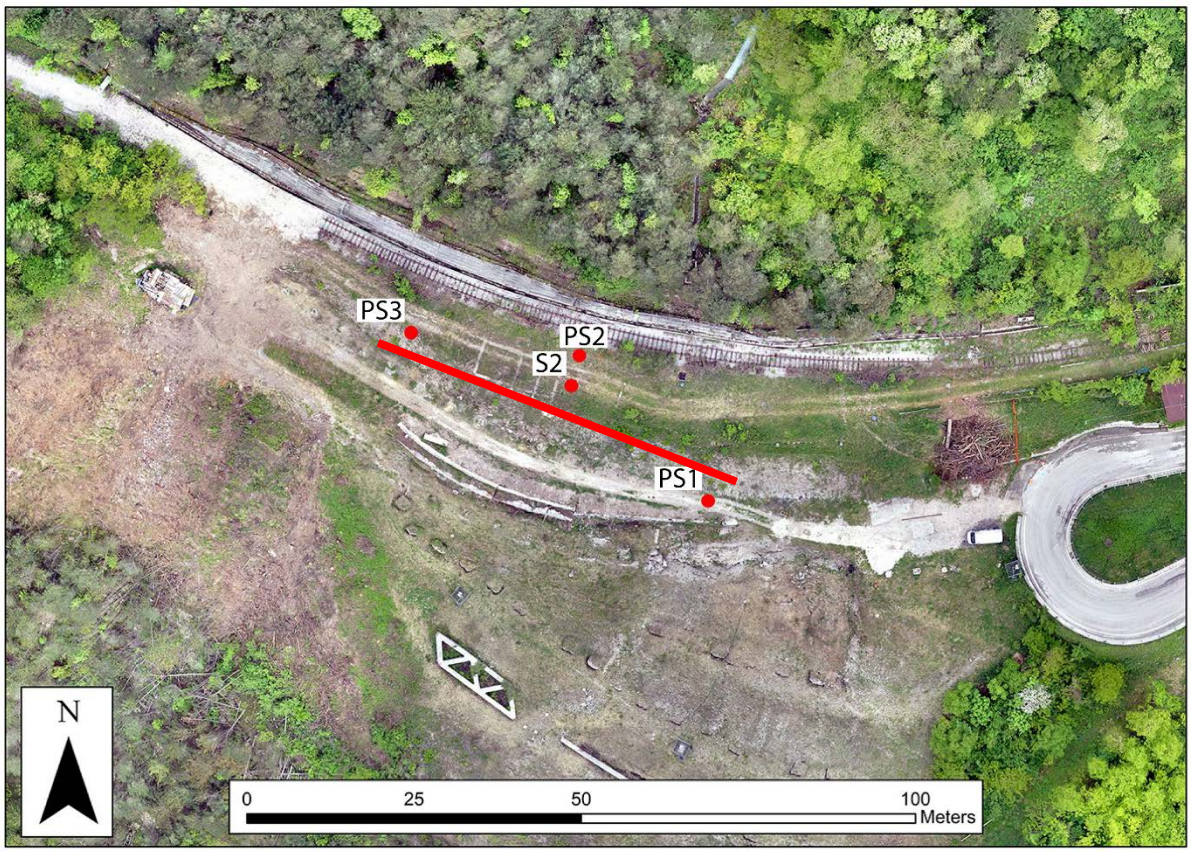


Figura 5.11 *Ubicazione dei pali/sondaggi, realizzati tra maggio e giugno 2019. Planimetria realizzata dallo scrivente, utilizzando l'ortofoto dell'area di frana datata 2018 e la posizione GPS di ciascun sondaggio. Inoltre, è posizionata la traccia della sezione stratigrafica interpretativa.*

Di seguito, vengono descritte brevemente le indagini realizzate:

- Pali PS1 e PS3: i sondaggi sono stati eseguiti fino alla profondità di 50 m, controllando il cutting di perforazione; in particolare, sono stati prelevati dallo scrivente e del collega presente n.5 campioni per PS1 e n.8 campioni per PS3. La successiva iniezione dei pali ha previsto l'utilizzo rispettivamente di 2 m^3 e 12 m^3, nel secondo caso dodici volte il volume teorico, la cui causa è stata identificata nella presenza di alcune fratture che hanno disperso la malta iniettata. In seguito, i pali realizzati sono stati perforati, con successivo approfondimento del foro di sondaggio fino a 85 m per PS1 (considerate le caratteristiche di maggiore fratturazione della roccia) e 80 per PS, attraverso il sistema *wire line*, fin dove si è riscontrata una roccia più compatta.
- Palo PS2: durante la perforazione, i lavori sono stati interrotti a causa dell'intercetto di un tirante delle opere di stabilizzazione. Di conseguenza, è stato necessario modificare la posizione del sondaggio, che è stato posto un paio di metri più ad ovest, proseguendo l'esecuzione fino alla profondità di 50 m. Sono stati prelevati dal cutting n.10 campioni, considerando stratigraficamente coerenti le due posizioni. Durante l'iniezione del palo, è stato utilizzato un volume di malta pari a 3 m^3, tre volte quello teorico. Tale discrepanza volumetrica è da imputare alla dispersione della miscela cementizia nel sistema di fratture che interessa la sequenza litica locale, oltre al sistema carsico che replica e incrementa il sistema di vuoti presenti nei livelli evaporitici.
- Sondaggio a carotaggio continuo S2: posto in vicinanza del sondaggio PS2, è stato realizzato a carotaggio continuo con sistema *wire line*, fino alla profondità di 80 m. È stato possibile identificare in modo diretto le unità geologiche presenti nel sottosuolo, le quali costituiscono le litologie coinvolte nella frana di Sant'Andrea.



Figura 5.12 *Esecuzione del sondaggio a carotaggio continuo S2. Foto realizzata dallo scrivente durante la fase di cantiere in data 13/06/2019.*

5.3.1 Stratigrafia diretta

L'esecuzione del carotaggio continuo a 80 m e i sondaggi realizzati permettono un'analisi stratigrafica diretta dei materiali coinvolti nel fenomeno franoso. Confrontando le stratigrafie con le precedenti indagini geognostiche eseguite sul versante, è stato possibile confermare la sequenza stratigrafica presente nell'area oggetto di studio (paragrafo 5.2.1).

L'analisi delle carote prelevate durante il sondaggio continuo permette di identificare i depositi di copertura e le litologie del substrato roccioso. In Fig.5.13, viene riportata una documentazione fotografica parziale mentre la documentazione completa delle carote prelevate nel carotaggio continuo è inserita in Allegato 2 al presente lavoro di tesi. Le litologie identificate possono essere riassunte in:

1. un primo strato composto da detrito di versante eterogeneo, in cui il materiale presenta una granulometria ghiaiosa e sabbiosa, con presenza locale di livelli più argillosi;

2. uno strato formato da depositi con granulometria variabile, in cui la frazione fine diventa importante. Si può identificare localmente (non presenti in tutti i sondaggi) uno o più livelli di materiale a maggiore componente grossolana;

3. strato di alterazione del substrato roccioso, costituito da materiale con una componente fine limo-argillosa formata dal processo di alterazione;

4. substrato roccioso di natura calcareo-marnosa, con componente gessoso-anidritica importante. Il substrato risulta essere compatto e si identifica la deformazione degli orizzonti gessosi, con presenza di fratturazione spesso molto sviluppata.

Interpolando le informazioni stratigrafiche derivanti dai sondaggi eseguiti, lo scrivente ha realizzato una sezione stratigrafica interpretativa, riportata in Fig.5.14. Si evidenzia la presenza di una copertura detritica di spessore variabile, con profondità massima nella parte centrale della sezione. Inoltre, il tetto del substrato presenta una risposta tipica di una morfologia sepolta di paleovalle, confermando quanto esposto in precedenza sulla base dei risultati ottenuti dalle indagini pregresse.

In Fig.5.14, vengono riportate per ciascun sondaggio le profondità in cui sono stati prelevati i campioni per le prove di laboratorio mentre, solo per i sondaggi PS1 e PS3, sono indicate le profondità in cui sono state effettuate le prove dilatometriche in foro, discusse nel paragrafo successivo.



5-10 m



15-20 m



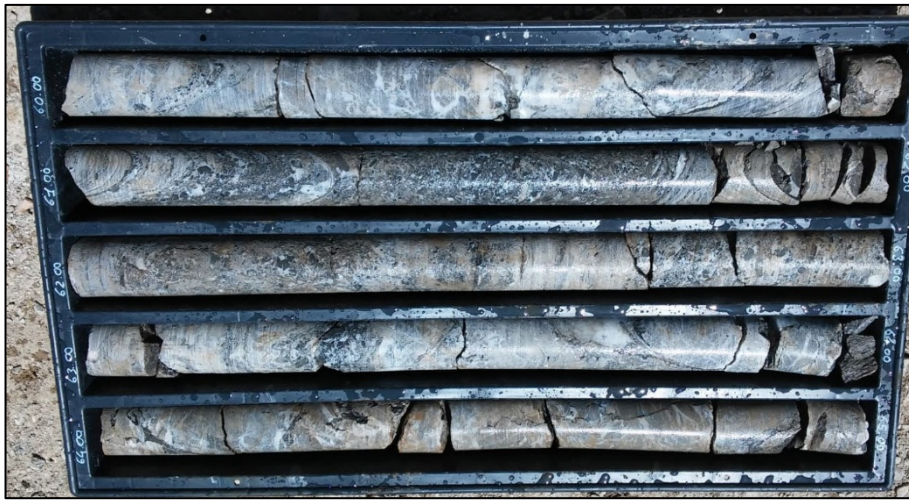
25-30 m



40-45 m



55-60 m



60-65 m



65-70 m



75-80 m

Figura 5.13 *Documentazione fotografica parziale delle carote prelevate durante l'esecuzione del sondaggio S2. Estratto dell'Allegato 2 al presente lavoro di tesi.*

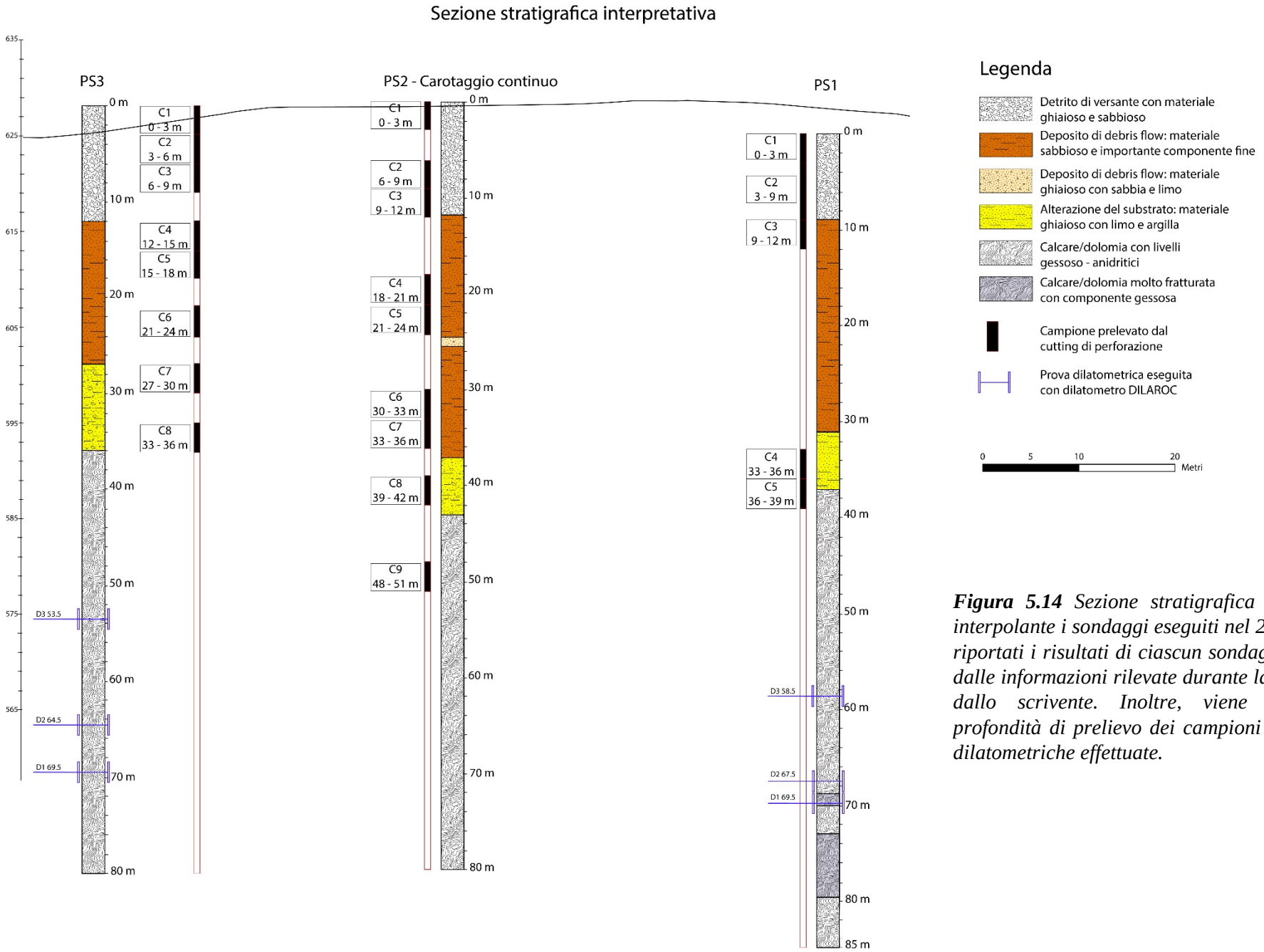


Figura 5.14 *Sezione stratigrafica interpretativa interpolante i sondaggi eseguiti nel 2019. Vengono riportati i risultati di ciascun sondaggio, a partire dalle informazioni rilevate durante la perforazione dallo scrivente. Inoltre, viene riportata la profondità di prelievo dei campioni e delle prove dilatometriche effettuate.*

5.3.2 Prove dilatometriche in foro

Al termine dell'esecuzione dei sondaggi, nei fori PS1 e PS3 sono state eseguite n.6 prove dilatometriche dalla ditta *Geo Logic S.a.s.*, riportate nel report tecnico di dettaglio (Geologia Applicata, 2019b). Le prove sono state eseguite sulla parete in roccia dei fori di sondaggio, utilizzando un dilatometro flessibile DILAROC, in cui sono presenti due trasduttori di pressione e tre trasduttori di spostamento. Eseguite dal basso verso l'alto, ciascuna prova consiste nel mettere in pressione in modo uniforme un tratto di foro della lunghezza di 1 m; in seguito, si misura la deformazione perimetrale da cui si ricava la deformabilità e il modulo elastico.

Ciascuna prova è stata eseguita con tre cicli completi di carico e scarico della pressione esercitata, in cui la massima pressione di ciascun ciclo viene raddoppiata o triplicata in quello successivo, in funzione delle caratteristiche della roccia. Inoltre, per ciascuna prova è stata eseguita una prova di creep (Fig.5.15 in basso) in cui si misura la deformazione del diametro del foro ad intervalli di pressione prefissati, mantenendo la pressione costante durante l'esecuzione della prova. I valori del modulo di deformazione e del modulo elastico (misurati in MPa) sono riportati nella Fig.5.15 (estratto dalla relazione Geologia Applicata, 2019b).

Sondaggio	prova	Profondità (m)	Modulo di deformazione Ed (Mpa)	Modulo elastico Ee (Mpa)
S1	Prova in foro D3	58,5	1801	3890
S1	Prova in foro D2	67,5	4353	5843
S1	Prova in foro D1	69,5	61	153
S3	Prova in foro D3	53,5	432	585
S3	Prova in foro D2	64,5	631	567
S3	Prova in foro D1	69,5	3929	9081

GEO LOGIC SONDAGGIO: S1 PROVA N.: D1 DATA: 26/06/2019

PROVA DI CREEP

PROVA ESEGUITA ALLA PRESSIONE COSTANTE DI 22.3 bar

TEMPO MAX DELLA PROVA: 263 sec 4.4 min

TABELLA DATI

ORA	PRESS.	D1	D2	D3	TEMPO(s)	D(medio)	ΔD
0.00.08	22.3	7.976	13.804	14.529	0	12.103	0.000
0.00.30	22.3	7.989	13.845	14.556	22	12.130	0.027
0.01.13	22.3	7.997	13.869	14.573	65	12.146	0.043
0.01.42	22.3	8.000	13.875	14.591	94	12.155	0.052
0.02.27	22.3	8.006	13.882	14.581	139	12.156	0.053
0.02.51	22.3	8.009	13.890	14.586	163	12.162	0.059
0.03.29	22.3	8.010	13.892	14.589	201	12.164	0.061
0.03.58	22.3	8.011	13.894	14.592	230	12.166	0.063
0.04.31	22.3	8.011	13.895	14.594	263	12.167	0.064

Figura 5.15 *Risultati delle prove dilatometriche in roccia, eseguite nei fori dei sondaggi PS1 e PS3. In basso, viene riportata a titolo di esempio la prova di creep D1 (Geologia Applicata, 2019b).*

I risultati delle prove dilatometriche in roccia possono essere confrontati con le carote dei rispettivi sondaggi PS1 e PS3, permettendo un riscontro diretto dei valori. Le prove evidenziano l'esistenza di due famiglie di modulo di deformazione e di modulo elastico del substrato roccioso, uno molto basso e uno molto alto, per entrambi i sondaggi. Confrontando tali valori con le carote del sondaggio PS1, ad esempio, i valori più elevati corrispondono a porzioni di roccia più compatta, mentre i valori più bassi fanno riferimento ad intervalli di roccia maggiormente fratturata o a comportamento plastico, dove la componente gessosa diventa predominante (Fig.5.16).



Figura 5.16 *Carote estratte dal sondaggio PS1 nell'intervallo di profondità 65-70 m. Vengono individuate le porzioni di roccia soggette alla prova dilatometrica D1 e D2 (in giallo), che presentano valori differenti in funzione della qualità della roccia D1 (Geologia Applicata, 2019a).*

5.3.3 Rilievo geostrutturale con telecamera BHTV

Sempre nei fori PS1 e PS3, la ditta *Geo Logic* ha eseguito un rilievo geostrutturale con telecamera acustica BHTV. Per maggiore dettaglio in merito alle caratteristiche tecniche e al funzionamento della strumentazione, si rimanda alla descrizione presente nella relazione Geologia Applicata, 2019b.

La ripresa nel foro avviene attraverso la telecamera acustica BHTV (*Borehole Televiewer*) che consente il rilievo geomeccanico in foro. Questo strumento riproduce immagini ad alta qualità delle pareti del sondaggio, utilizzando ultrasuoni in grado di acquisire immagini molto risolute, a partire dalle quali si definiscono le caratteristiche dell'ammasso roccioso. La telecamera viene centrata sull'asse del foro e si utilizza un trasduttore sia per la generazione degli ultrasuoni sia per la loro ricezione di ritorno, dopo essere stati riflessi dalle pareti del foro. Il parametro che viene indagato studiando il segnale riflesso è l'ampiezza del segnale di ritorno. Questa dipende dalle caratteristiche delle pareti del foro, in particolare dalla rigidità della roccia, dalla rugosità della superficie e dalla presenza di discontinuità. Inoltre, il segnale ritorna al trasduttore dopo un intervallo di tempo che dipende dalla distanza percorsa, in funzione del diametro del foro.

L’analisi dell’immagine prodotta permette di identificare nello spazio le discontinuità presenti nel foro (fratture e piani di stratificazione) e di ricavare informazioni sulle caratteristiche geometriche dello stesso (raggio, volume, variazioni del diametro). Le immagini vengono poi orientate utilizzando un magnetometro alloggiato nella sonda, mentre l’inclinazione del foro viene costantemente misurata con una coppia di inclinometri (Geologia Applicata, 2019b). Le discontinuità presenti vengono visualizzate come sinusoidi, in quanto l’intersezione tra il piano di discontinuità e il cilindro del foro del sondaggio, se sviluppata su di un piano, assume tale forma (Geologia Applicata, 2019b); studiando le caratteristiche delle sinusoide, si riesce a risalire alle caratteristiche di orientazione ed inclinazione della discontinuità nello spazio.

A partire dai dati acquisiti dallo strumento, per ciascun foro è stato realizzato un log di profondità (*Dip Log*), che ricostruisce l’immagine delle pareti del sondaggio, la quale viene sviluppata nel piano. Inoltre, elaborando i tempi di ritorno del segnale è possibile ricostruire la cavità cilindrica del foro di sondaggio. Come riportato in Fig.5.17 per il tratto 52–54 m di PS1, i risultati del rilievo acustico riportano la giacitura delle discontinuità e permettono una classificazione delle stesse, differenziando i piani di frattura e quelli legati alla stratificazione.

A partire dall’individuazione dei piani riportati nella relazione sopra citata, lo scrivente ha elaborato un’analisi statistica utilizzando i dati di giacitura a disposizione. Come riportato nella classificazione del rilievo geostrutturale, le discontinuità sono state divise in base alla loro genesi, quando possibile, in strutture primarie e secondarie. I piani di discontinuità sono stati rappresentati attraverso stereogrammi *equal area* utilizzando il software open source *Stereonet 10*, in cui vengono identificate le giaciture delle famiglie principali e le intersezioni tra i vari set (Fig.5.18 e Fig.5.19).

Negli stereogrammi presentati di seguito, sono riportate le giaciture delle famiglie principali di discontinuità, distinte per ciascun sondaggio. Queste vengono rappresentate attraverso i poli dei piani e la loro distribuzione è messa in evidenza dalle linee di *contour*, che identificano i set principali in funzione della concentrazione dei poli.

Le informazioni ricavate dal rilievo geostrutturale sono riportate nella relazione di Geologia Applicata (Geologia Applicata, 2019b) e permettono di implementare le conoscenze geomeccaniche e strutturali dell’area, in precedenza legate solo ad evidenze in affioramento. In particolare:

i. nel sondaggio PS1, posizionato in corrispondenza dell’area di faglia circa N-S che taglia la zona in studio, le discontinuità riscontrate sono da ricondurre in parte agli effetti indotti da questa;

ii. le discontinuità osservate nel sondaggio PS3 sono da ricondurre alla “stratificazione” dell’ammasso roccioso, anche se gli orizzonti gessosi risultano ampiamente disturbati e deformati.

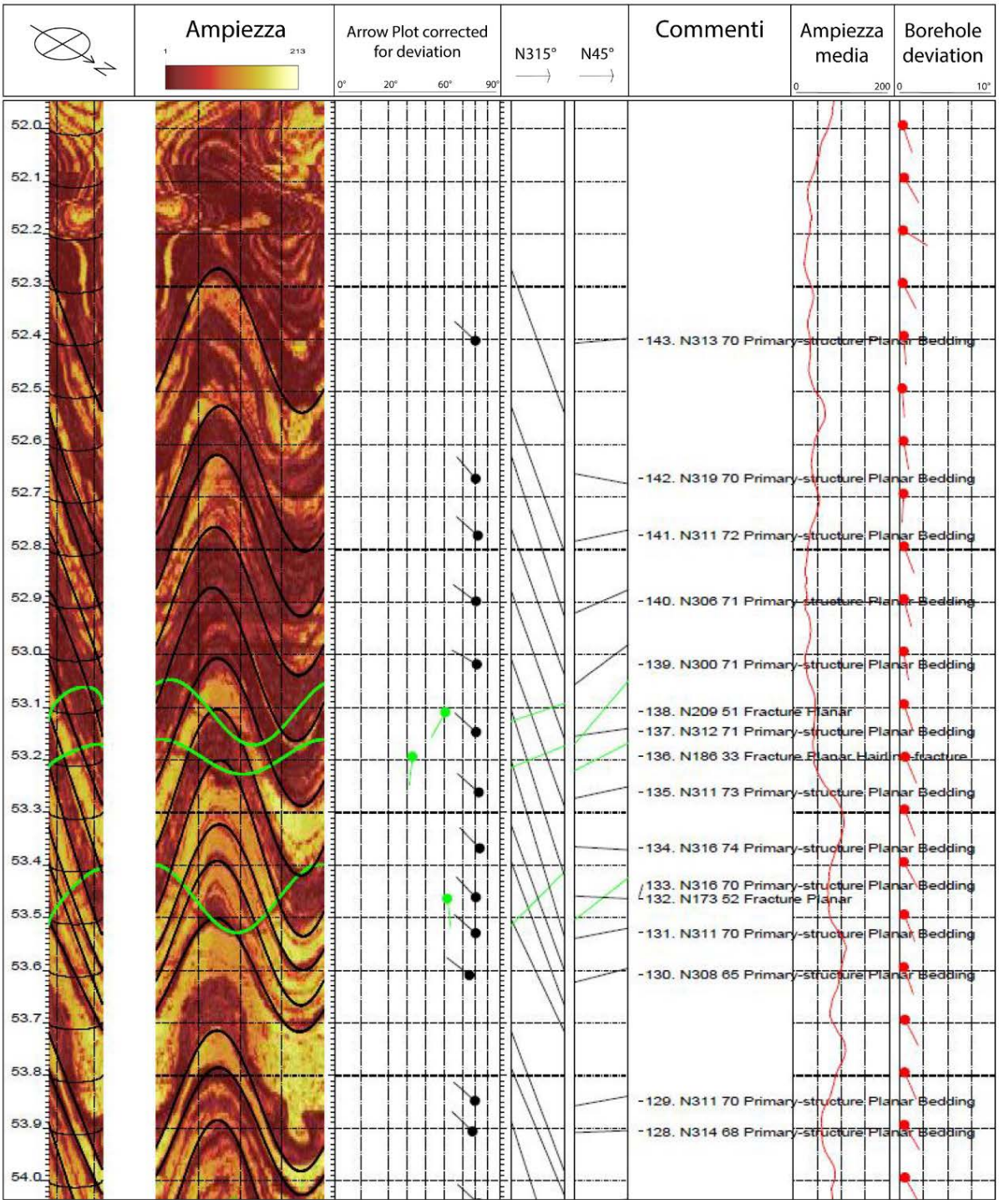


Figura 5.17 *Estratto del rilievo geostrutturale, in cui vengo identificate le discontinuità legate alla fratturazione (in verde) e alla stratificazione (in nero) nel tratto 52 – 54 m del sondaggio PS1. (Geologia Applicata, 2019b).*

Sondaggio S1	Discontinuità primarie	Discontinuità secondarie
	S1 = N309–68°	K1 = N009–67° K2 = N336–68°
	S2 = N003–70°	K3 = N249–41° K4 = N186–34°

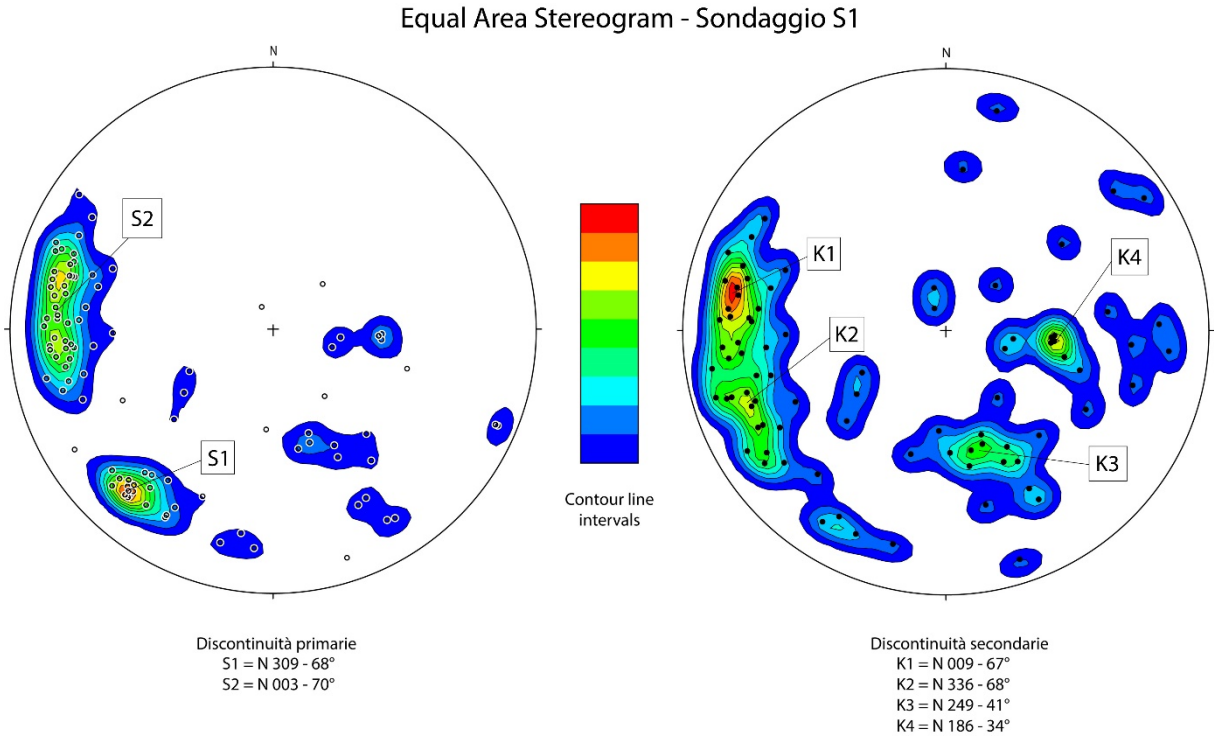


Figura 5.18 *Stereogrammi equal area realizzati dallo scrivente per i piani di discontinuità del foro di sondaggio PS1. I diversi piani vengono rappresentati come poli e la loro distribuzione è evidenziata dalle linee di contour.*

Sondaggio S3	Discontinuità primarie	Discontinuità secondarie
	S1 = N229–10°	K1 = N213–27° K2 = N008–68°
	S2 = N025–79°	K3 = N072–63°

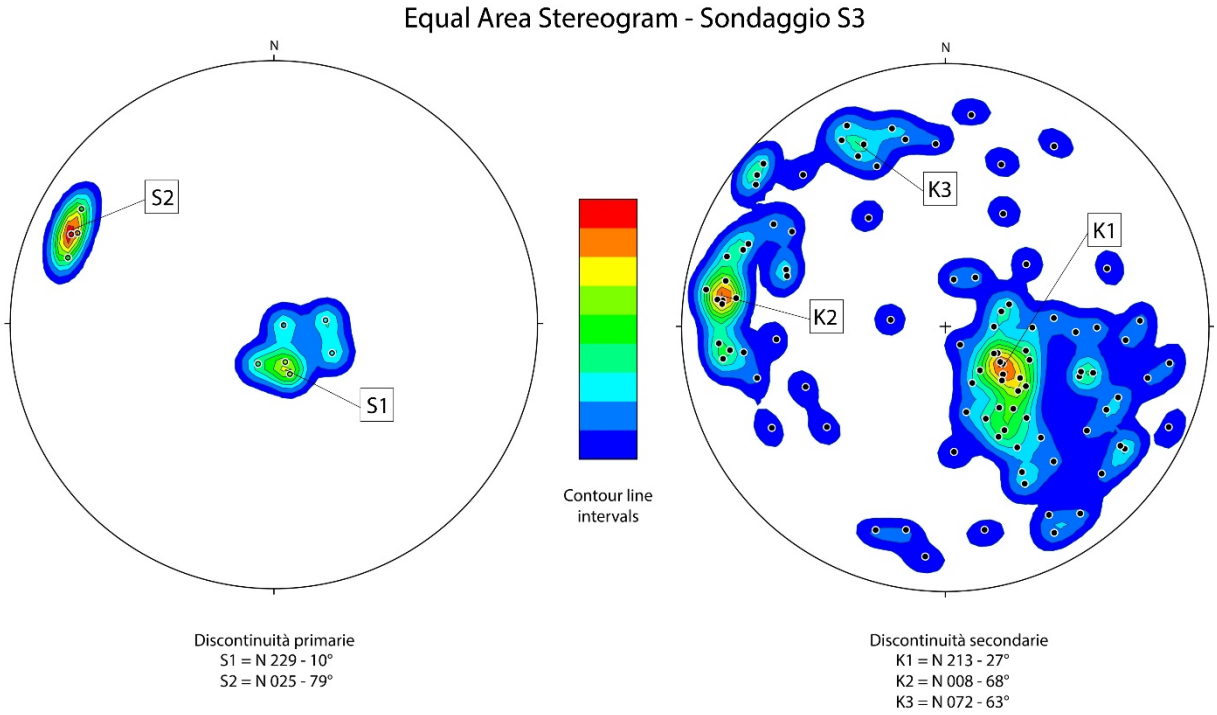


Figura 5.19 *Stereogrammi equal area realizzati dallo scrivente per i piani di discontinuità del foro di sondaggio S3. I diversi piani vengono rappresentati come poli e la loro distribuzione è evidenziata dalle linee di contour.*

5.4 Prove geotecniche di laboratorio sui campioni prelevati

I campioni prelevati dal cutting di perforazione dei sondaggi sono stati portati in laboratorio, con lo scopo di caratterizzare i terreni attraverso la determinazione della distribuzione granulometrica e dei limiti di Atterberg. Le prove geotecniche sono state condotte dallo scrivente presso il laboratorio di Ingegneria Geotecnica del Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale (DICEA) dell'Università di Padova. Sui 23 campioni prelevati sono state eseguite n.19 prove per la determinazione della distribuzione granulometrica e n.18 prove sui limiti di Atterberg (limite di plasticità, liquidità e indice di plasticità), i cui risultati sono riportati in Tab.5.1.

5.4.1 Analisi granulometriche

Questo tipo di prova permette di definire la distribuzione percentuale del materiale costituente il campione di terreno analizzato, in funzione del diametro delle particelle. In questo modo, è stato possibile determinare come varia la granulometria dei terreni di copertura del corpo di frana con la profondità.

L'analisi granulometrica si è svolta in due parti: prima con il metodo della vagliatura, poi con quello della sedimentazione o aerometria, rispettivamente per la parte grossolana e fine di ciascun campione. Infatti, la vagliatura meccanica viene effettuata per le frazioni di materiale che hanno diametro maggiore di 0,075 mm mentre l'aerometria determina la distribuzione delle frazioni fini, con diametro inferiore a 0,075 mm (materiale passante il setaccio ASTM n.200).

Nell'analisi per vagliatura (norma ASTM), per ciascun campione è stato prelevato un quantitativo sufficiente, rappresentativo del terreno stesso, che è stato in seguito sottoposto ad essicazione in forno a 105° per 24 ore. Al termine, il preparato è stato passato in un mortaio di ceramica. Dopo la fase di preparazione, ciascun campione è stato pesato per ottenere il peso totale iniziale (P_t) e vagliato attraverso una pila di setacci standard con diametro della maglia decrescente (Fig.5.20), pesando per ciascuno il materiale trattenuto (T_1, T_2,…T_i).



Figura 5.20 *Pila di setacci usati per la vagliatura meccanica con diametro decrescente dall'alto verso il basso.*

Noto il peso iniziale del campione e il trattenuto al singolo setaccio, la percentuale di terreno che passa per il generico setaccio (P_i) si ottiene dall'espressione:

$$P_{i=} \frac{P_t - (T_1 + T_2 + \cdots + T_i)}{P_t} \; x \; 100$$

Il materiale rimanente al fondo del setaccio n.200 è stato utilizzato per ricavare 40 g di materiale fine per l'analisi aerometrica (norma ASTM). Questo tipo di analisi granulometrica si basa sulla legge fisica di Stokes, che lega la velocità di sedimentazione delle particelle in un fluido in funzione del diametro, del peso specifico e dei parametri del fluido utilizzato. Attraverso il densimetro di misurazione, si determina la variazione della densità della miscela terreno-acqua nel tempo: al variare della densità della miscela (decresce progressivamente) si osserva una graduale diminuzione del galleggiamento dello strumento, individuabile dallo stelo graduato del densimetro. Questo fenomeno è legato alla diminuzione della densità della sospensione per la precipitazione delle particelle e alla conseguente minore spinta di galleggiamento.

La prova inizia preparando la miscela acqua-campione in un contenitore metallico e procedendo all'omogeneizzazione attraverso un miscelatore elettrico per circa dieci minuti La miscela è preparata con 40 g di materiale passante il setaccio n.200 ASTM e con un quantitativo d'acqua demineralizzata sufficiente a garantire la miscelazione. Al termine di questa fase, la miscela viene versata in un cilindro graduato con 1000 ml di acqua demineralizzata; si procede poi allo scuotimento per una nuova omogeneizzazione della sospensione, immergendovi quindi il densimetro per misurare la variazione della densità ad intervalli di tempo standardizzati (10" - 20" - 30" - 1' - 2' - 4' - 8' - 15' - 30' - 1h - 2h - 4h - 8h - 24h). Poiché le particelle più piccole sedimentano più lentamente di quelle aventi diametro maggiore, la determinazione della densità a istanti di tempo successivi consente di calcolare la percentuale di particelle corrispondenti ad un determinato diametro attraverso una formulazione empirica. Osservando il "menisco" che si forma lungo lo stelo graduato ad una quota superiore al pelo libero della soluzione, si effettua la misurazione della densità al generico istante t dall'inizio del test. Al di sotto di un determinato valore di densità (inferiore a 5 g/cm^3) si considera conclusa la prova e si procede alla determinazione della concentrazione percentuale delle particelle fini del campione di terreno analizzato attraverso un foglio di calcolo Excel.

Durante le prove aerometriche dei 19 campioni individuati per l'analisi, solamente per n.4 è stato possibile concludere correttamente la determinazione della percentuale delle particelle. Infatti, nelle rimanenti prove effettuate si è riscontrata una velocità di sedimentazione anomala, tale da non consentire una corretta e precisa misurazione della densità della soluzione, e di conseguenza una corretta misura del materiale fine. In accordo con il tecnico di laboratorio, si è deciso quindi di escludere le prove dei n.15 campioni in oggetto. Il problema evidenziato di sedimentazione troppo rapida è legato probabilmente ad un fenomeno di flocculazione delle particelle di gesso presenti in questi campioni, che ne hanno impedito la corretta descrizione quantitativa. Questo si manifesta attraverso una separazione di materiale del fluido nel cilindro (Fig.5.21).

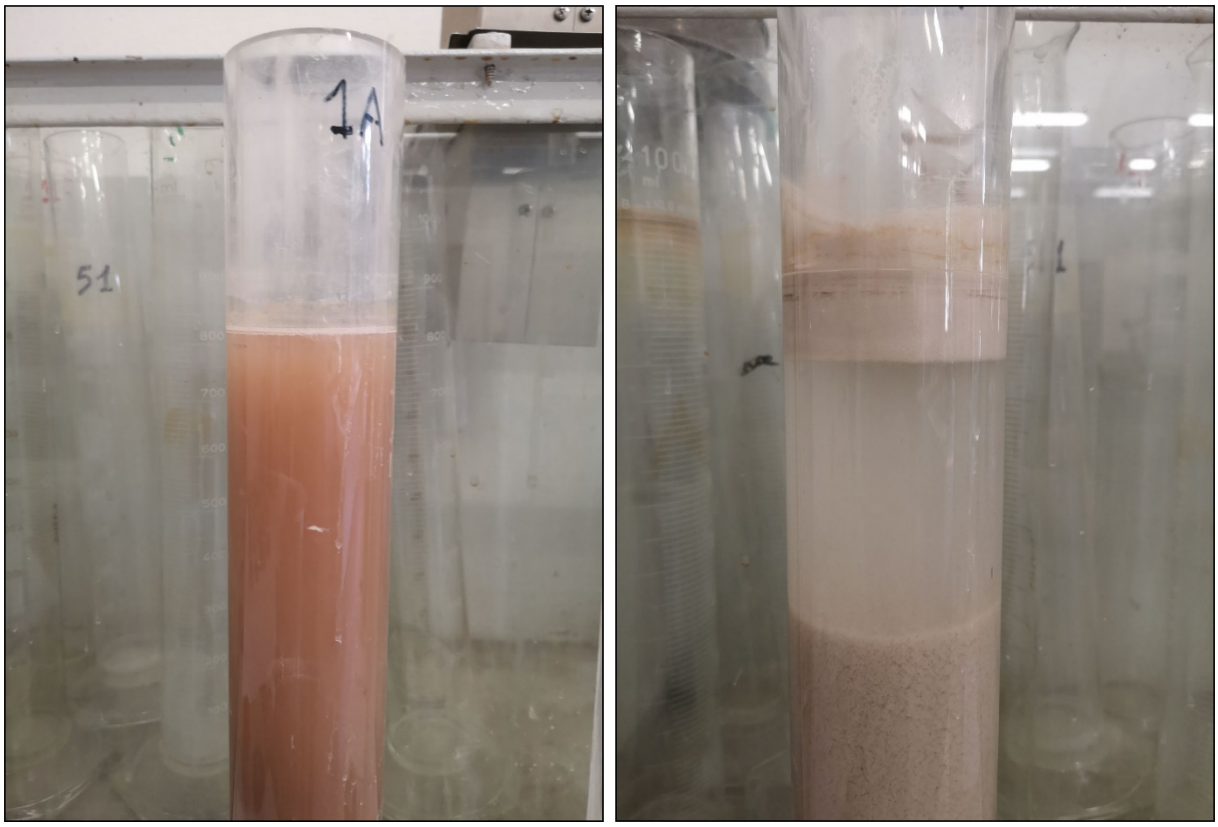


Figura 5.21 *Confronto tra le prove aerometriche per il campione C3-PS1 (a sinistra) e C4-PS3 (a destra). Si evidenzia il diverso comportamento della miscela durante l'esecuzione della prova. Foto dello scrivente.*

5.4.2 Limiti di Atterberg

Per i terreni a granulometria fine, lo stato fisico dipende dal contenuto d'acqua, influenzandone il comportamento. La determinazione dei limiti di Atterberg fornisce proprio il valore limite del contenuto d'acqua di un campione di terreno per il quale si manifesta la transizione da uno stato fisico all'altro. Queste prove sono state eseguite, per ciascun campione prelevato, sulla parte di terreno passante il setaccio n.40 ASTM (vagli pari a 0,42 mm) per la definizione del limite plastico (W_P), limite liquido (W_L) e dell'indice di plasticità (PI).

È stato impiegato un quantitativo di materiale (circa 100 g) a cui è stata aggiunta una quantità di acqua demineralizzata per formare una pastella omogenea attraverso una spatola metallica. Per la determinazione del limite di liquidità, che separa lo stato liquido del materiale da quello plastico, è stato utilizzato il metodo di Casagrande: parte del materiale precedentemente preparato è stato messo all'interno della cucchiaia di Casagrande, su cui è stato inciso un solco mediante l'apposito strumento. Si mette quindi in movimento la cucchiaia e si registra il numero di colpi N, con frequenza di circa 2 colpi/secondo, richiesti per far chiudere il soldo per una lunghezza minima di 10 mm. Per il numero di colpi accettabili, è stata assunta una regione di accettazione tra i 15 e i 35 colpi, ripetendo in caso la prova diminuendo o aumentando il contenuto d'acqua. Parte del provino in prossimità del solco appena chiuso è stato prelevato e pesato poi posto in forno ad essiccare per 24 ore.

Il provino secco è stato successivamente ripesato, determinando la differenza in peso tra provino umido e secco che equivale al peso dell'acqua; si ottiene in questo modo il valore del contenuto d'acqua di ciascun provino per ciascun campione, in relazione al numero di colpi N misurato dalla cucchiaia, definito come il rapporto in percentuale tra il peso d'acqua e il peso secco del campione. Questa svolgimento è stato ripetuto per due o tre volte, al fine di considerare in termini statistici le variazioni delle coppie contenuto d'acqua-numero di colpi ottenuti nei singoli campioni.

Il campione rimanente è stato utilizzato per la determinazione del limite di plasticità, che rappresenta il passaggio del materiale allo stato semisolido. La prova prevede la realizzazione manuale di tre bastoncini di spessore circa 3,2 mm, a partire dal materiale omogeneo di partenza, determinando la progressiva perdita di umidità del provino. Si procede fino alla comparsa di piccole fessure sulla superficie dei bastoncini, determinando il peso d'acqua come in precedenza, ovvero la differenza tra il peso del provino umido e secco. La determinazione del contenuto d'acqua equivale al rapporto percentuale tra il peso d'acqua del provino e il peso secco dello stesso, mediato tra i valori dei relativi provini.

La differenza tra il limite di liquidità e il limite di plasticità, ottenuti per ciascun campione, consente di ricavare l'indice di plasticità (PI), definito come l'intervallo di contenuto d'acqua all'interno del quale il materiale ha un comportamento plastico:

$$PI = W_L - W_P$$

L'indice di plasticità permette di suddividere i terreni nel modo seguente:

Indice di Plasticità (PI)	**Classificazione materiale fine**
0 < IP < 5	Non plastico
5 < IP < 15	Poco plastico
15< IP < 40	Plastico
IP > 40	Molto plastico

5.4.3 Risultati e discussioni

I risultati ottenuti dall'analisi granulometrica sono riportati per ciascun campione analizzato in un apposito diagramma semilogaritmico. In ascissa, si identifica il diametro delle particelle, definito dall'apertura dei setacci, e in ordinata la percentuale in peso del materiale passante il singolo setaccio. Questo permette di rappresentare la distribuzione delle frazioni di materiale costituenti ciascun campione, ottenendo le rispettive curva granulometriche caratteristiche. In Fig.5.22, viene riportata a titolo di esempio la curva granulometrica del campione C2, prelevato nel sondaggio PS1. Le granulometrie dei campioni prelevati dai sondaggi vengono riportate nel dettaglio in Tab.5.1, mettendo in relazione profondità, granulometria e parametri geotecnici ricavati dallo scrivente.

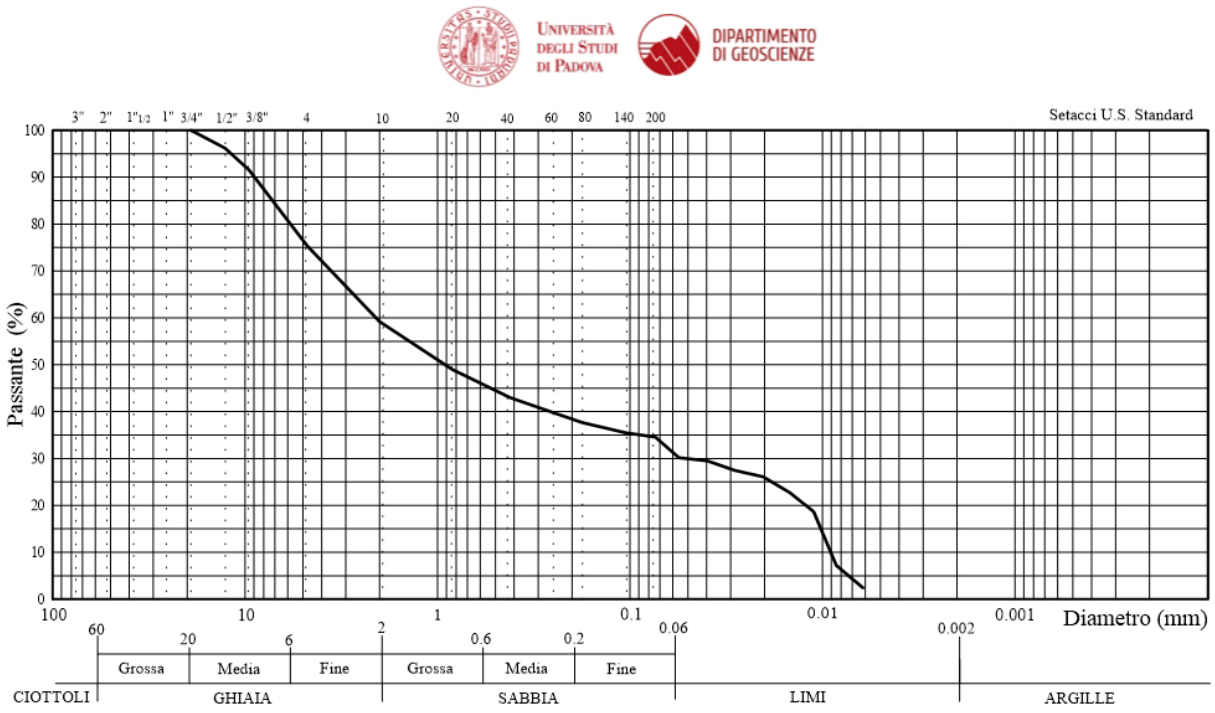


Figura 5.22 *Curva granulometrica del campione di terreno C2-S1*

Determinati i limiti di Atterberg, è possibile classificare i terreni utilizzando la *Carta di Plasticità di Casagrande*, in cui vengono messi in relazione il limite di liquidità e l'indice di plasticità dei campioni analizzati (Fig.5.23). Si evidenzia che:

a. I valori di PI ricavati sono abbastanza bassi rispetto i corrispettivi limiti molto alti;
b. Prevalentemente i campioni sono classificati come *limi inorganici ad elevata compressibilità*, considerato $W_L > 50\%$;
c. Alcuni campioni ricadono al di sopra della retta A, nel campo delle *argille inorganiche con bassa plasticità*, con $W_L < 30\%$.

Sondaggio	Campione	profondità (m)		Granulometria (%)			Descrizione del materiale fine	Limiti di Atterberg		
		da	a	Ghiaia	Sabbia	Limo e Argilla		Limite liquido W_L (%)	Limite plastico W_P (%)	Indice di plasticità PI (%)
PS1	**C2**	3	9	40%	30%	30%	limo argilloso	23	15	8
	C3	9	12	22%	42%	36%	-	-	-	-
	C4	33	36	25%	17%	58%	argilla debolmente limosa	63	48	15
	C5	36	39	45%	20%	35%	argilla limosa	54	37	17
PS2	**C2**	6	9	54%	31%	15%	limo debolmente argilloso	29	26	3
	C3	9	12	29%	34%	37%	argilla debolmente limosa	32	20	12
	C4	18	21	47%	17%	36%	limo argilloso	55	45	10
	C5	21	24	63%	12%	25%	argilla debolmente limosa	60	49	11
	C5bis	21	24	25%	22%	53%	argilla debolmente limosa	58	45	13
	C6	30	33	35%	28%	37%	limo debolmente argilloso	22	19	3
	C7	33	36	55%	23%	22%	limo debolmente argilloso	21	17	4
	C8	39	42	23%	36%	41%	limo debolmente argilloso	20	16	4
PS3	**C2**	3	6	5%	15%	80%	argilla	86	65	21
	C3	6	9	19%	19%	62%	argilla limosa	75	58	17
	C4	12	15	23%	23%	54%	limo argilloso	57	47	10
	C5	15	18	23%	20%	57%	argilla debolmente limosa	70	57	13
	C6	21	24	10%	24%	66%	argilla debolmente limosa	66	53	13
	C7	27	30	28%	21%	51%	argilla limosa	64	47	17
	C8	33	36	9%	25%	66%	argilla debolmente limosa	44	33	11

Tabella 5.1 *Tabella riassuntiva dei risultati delle prove geotecniche, svolte dallo scrivente per questo lavoro di tesi. Per ciascun campione prelevato dai sondaggi eseguiti a maggio-giugno 2019, vengono presentati i risultati delle analisi granulometriche e dei limiti di Atterberg. Per il campione C3-S1 non è stato possibile determinare i valori dei limiti di consistenza, di conseguenza è stato escluso dai risultati.*

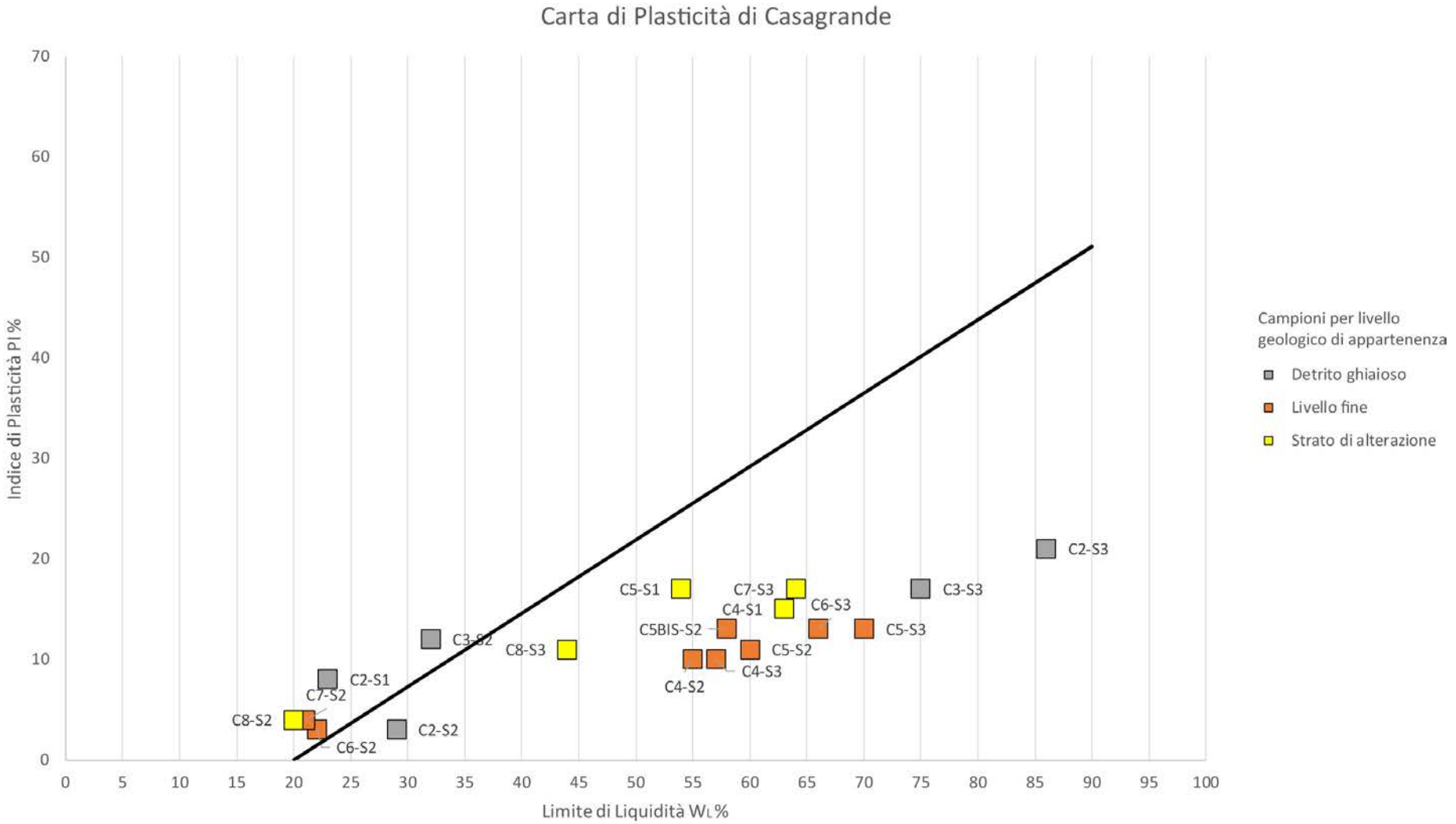


Figura 5.23 *Classificazione dei campioni di terreno prelevati nei sondaggi, per cui sono stati determinati i limiti di Atterberg. I campioni vengono riportati nella Carta di Plasticità di Casagrande ed identificati in funzione del livello geologico di appartenenza. Elaborazione dello scrivente.*

I sondaggi realizzati nel periodo maggio-giugno 2019, con la perforazione dei pali e il loro successivo approfondimento ed il carotaggio continuo alla profondità di 80 m, hanno permesso di raccogliere ulteriori informazioni di carattere geognostico. Lo scopo è stato quello di implementare le conoscenze derivanti dalle indagini pregresse a disposizione, per ricostruire un quadro geologico più preciso e di maggior dettaglio dell'area in frana.

Inoltre, l'esecuzione delle prove in sito di tipo dilatometrico e geomeccanico BHTV hanno permesso di implementare le precedenti modeste conoscenze delle caratteristiche di deformazione dei materiali e di quelle geostrutturali dell'area.

Le prove di laboratorio, realizzate dallo scrivente sui campioni prelevati durante la realizzazione dei sondaggi, hanno permesso una caratterizzazione geotecnica dei materiali coinvolti e la loro caratterizzazione granulometrica.

Alla luce delle nuove informazioni stratigrafiche e geotecniche, integrando i risultati delle indagini pregresse sul versante, è possibile implementare un modello geologico concettuale, che sarà impiegato per la realizzazione del relativo modello numerico, che verrà presentato nel capitolo successivo.

6. Modello geologico ed idrogeologico

I risultati delle indagini eseguite sul versante, descritte nel capitolo precedente, hanno permesso la definizione di un modello geologico del sottosuolo. In particolare, le indagini geofisiche con tomografia elettrica, eseguite nella zona a monte della ferrovia, hanno identificato il regime idrogeologico, di fondamentale importanza per la comprensione dell'innesco del movimento della frana. Il modello geologico considerato come riferimento è riportato nella relazione di Geologia Applicata (Geologia Applicata, 2018), ripreso anche da Bridi nel suo lavoro di tesi.

Alla luce dei risultati stratigrafici ottenuti nella campagna di indagine eseguita nel 2019, è stato possibile migliorare le conoscenze geologiche del versante in frana. Le informazioni ottenute, integrate con lo storico dei dati geognostici e di monitoraggio, sono state utilizzate per implementare il modello geologico di riferimento, per verificare le possibili evoluzioni in caso di innesco del fenomeno franoso.

6.1 Modello geologico del versante

In questo lavoro di tesi, è stata eseguita la raccolta e la successiva analisi di tutti i dati stratigrafici a disposizione, con lo scopo di ricostruire nel dettaglio la geometria del modello geologico dell'area in studio. In particolare, è stata valutata con molta attenzione la tridimensionalità delle informazioni, integrando le informazioni puntuali dei sondaggi con i risultati delle indagini geofisiche.

L'area si presenta come una paleovalle riempita da coltri detritiche, corpi di frana e depositi di debris flow antichi con andamento circa nord-sud (Geologia Applicata, 2019a), la cui evoluzione si ipotizza essere stata controllata da una faglia con lo stesso andamento.

Sulla base delle informazioni geognostiche e geofisiche a disposizione, nel 2018 lo studio Geologia Applicata ha realizzato un modello geologico di riferimento dell'area in frana (Geologia Applicata, 2018). Inizialmente, questo modello è stato preso come riferimento anche dallo scrivente, in quanto risulta essere affidabile e validato dalle numerose indagini che sono state eseguite sul versante. La successione stratigrafica riprende quella descritta nel paragrafo 5.2.1, in cui vengono riconosciute due macro-unità geologiche: i depositi che costituiscono la copertura detritica e il substrato roccioso, le cui caratteristiche di alterazione e fratturazione variano con la profondità.

Alla luce delle informazioni stratigrafiche ottenute nella recente campagna di indagine (paragrafo 5.3.1), è possibile integrare il modello geologico del 2018. Viene confermato che le unità nel sottosuolo presentino una forte variabilità laterale. In particolare, la copertura detritica è costituita da tre unità, con spessori variabili all'interno del corpo di frana. Questa si pone al di sopra di un substrato roccioso di natura calcareo marnosa, con componente gessoso-anidritica importante, caratterizzato da una maggiore alterazione nella parte più superficiale.

Il modello geologico di riferimento dell'area di studio presenta una successione stratigrafica che, a partire dal piano campagna, è costituita da:

UNITA' A (*Livello A*): si tratta della porzione superficiale della copertura detritica, con materiale eterogeneo e subaffiorante. È costituita da blocchi di dolomie e da materiale sciolto, formato in prevalenza da ghiaie grossolane e sabbie con poca frazione fine. Nella relazione Geologia Applicata, 2019a, si ritiene che questo materiale provenga dallo smantellamento del Dosso di Damos, costituito da litologie appartenenti alla Dolomia Cassiana e alla formazione di Heiligkreuz. Lo spessore nel corpo di frana è variabile attorno a 5÷10 m;

UNITA' B (*Livello B*): è costituita da materiale detritico, formato per la sovrimposizione di diversi eventi di debris flow a granulometria differente. È costituito da due sotto-unità, con diverse caratteristiche geologiche e geotecniche:

Sotto-unità B1 (*Livello B1*): materiale detritico con predominanza di matrice fine argilloso-limosa, formato da fenomeni di debris flow con materiale proveniente dagli affioramenti della formazione di Travenanzes, nella zona di monte del versante. Questo strato è caratterizzato da una scarsa permeabilità e si ritiene che lo spessore sia variabile nel corpo di frana, nell'ordine di 15÷20 m.

Sotto-unità B2 (*Livello B2*): rappresenta le intercalazioni di materiale sabbioso e ghiaioso con materiale limo-argilloso all'interno dello strato fine descritto al punto precedente. Questo strato viene ricondotto alla componente grossolana degli eventi di debris flow che costituiscono l'unità B (Geologia Applicata, 2019a). Lo spessore di queste intercalazioni è variabile, con aumento verso monte, con caratteristiche di permeabilità da discreta ad elevata.

UNITA' C (*Livello C*): alla base dei depositi che costituiscono la copertura detritica, si riconosce uno strato di gesso alterato e fratturato, riconducibile al substrato roccioso sottostante. Questo strato di alterazione è costituito da gessi e anidriti alterate con presenza di limi, argille e sabbie. In particolare, la composizione litologica permette di attribuire a questa unità caratteristiche idrogeologiche di scarsa permeabilità. Lo spessore è variabile nel corpo di frana attorno a 5÷10 m;

UNITA' D (*Livello D*): si tratta del substrato roccioso, costituito da rocce di natura calcareo-marnosa con importante componente gessoso-anidritica, attribuito alla formazione di Travenanzes.

È opportuno precisare che la denominazione delle unità appena presentate segue quanto riportato nella relazione di Geologia Applicata (Geologia Applicata, 2019a), in modo tale da permettere un facile confronto dei risultati ottenuti.

6.2 Sezioni geologiche

Le sezioni geologiche realizzate da Geologia Applicata nel 2019 permettono di rappresentare nel dettaglio il quadro geologico dell'area di frana. Le sezioni utilizzate come riferimento dallo scrivente sono riportate nell'elaborato "*Progettazione geologica, geotecnica, idrogeologica e strutturale delle opere in terra e roccia e dei sistemi complessivamente finalizzati alla messa in sicurezza della frana denominata "Busa del Cristo" sita nel comune di Valle di Cadore e di Perarolo (Belluno), nell'ambito della proprietà ferroviaria RFI S.p.a.*" (luglio 2019).

È possibile rappresentare il modello geologico descritto al paragrafo 6.1 attraverso alcune sezioni interpretative, la cui disposizione planimetrica è riportata in Fig.6.1. Questa riprende in parte quanto riportato nella relazione di Geologia Applicata ma sono state introdotte dallo scrivente alcune modifiche nella denominazione delle sezioni. Inoltre, sono stati inseriti in pianta i sondaggi eseguiti nel versante, le cui stratigrafie sono state prese come riferimento.

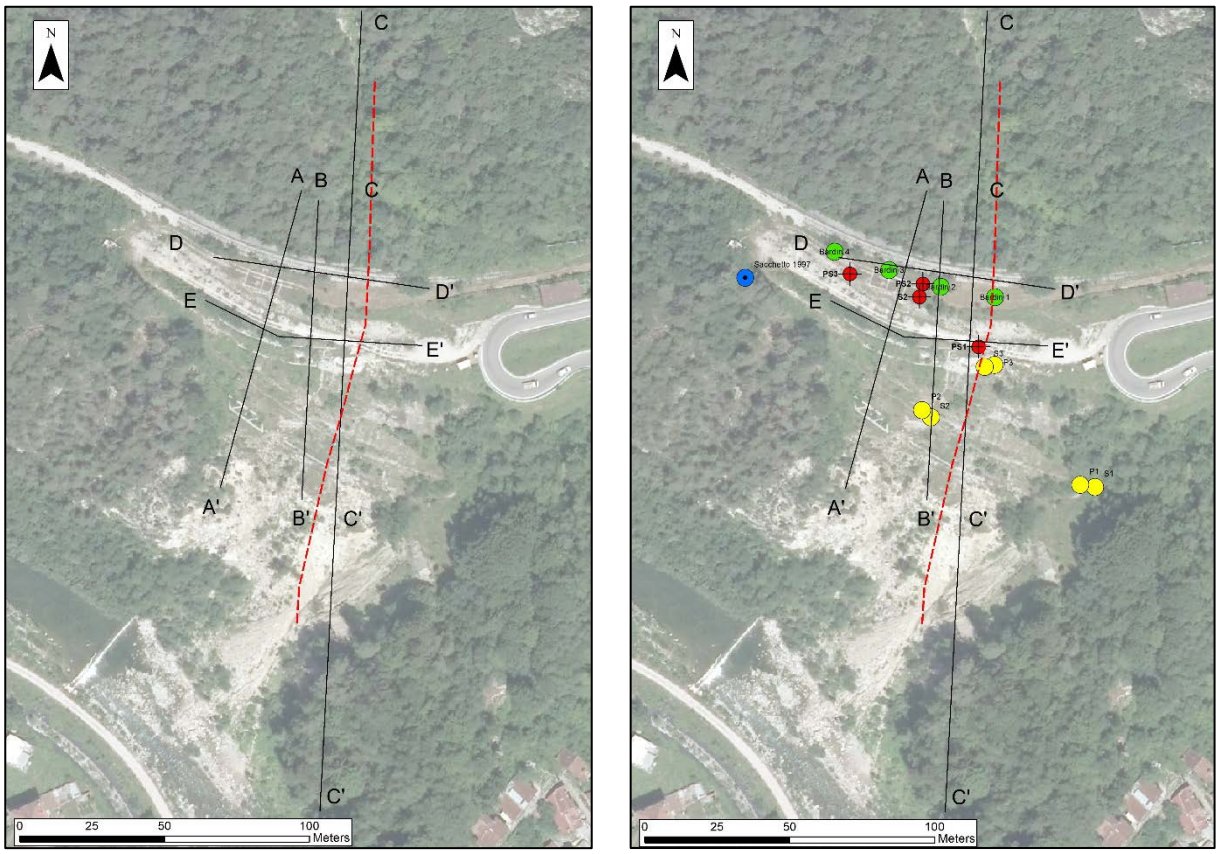


Figura 6.1 *Disposizione planimetrica delle sezioni utilizzate per la rappresentazione del modello geologico della frana di Sant'Andrea. A destra, viene riportata la posizione dei sondaggi eseguiti sull'area di frana.*

Nelle Figg.6.2 e 6.3 sono riportate le sezioni longitudinali A – A e C – C, realizzate da Geologia Applicata, in cui si può apprezzare la successione litologica presente. Nelle sezioni, è stata riportata la posizione degli interventi di stabilizzazione del versante realizzati in passato, ad evidenziare "*la scarsa efficienza delle opere realizzate, che risultano ancorate, sia per i tiranti che per i micropali, in posizioni non stabili* "(Geologia Applicata, 2019a). In particolare, in Fig.6.2 si nota come le opere non vanno ad ancorarsi al substrato stabile.

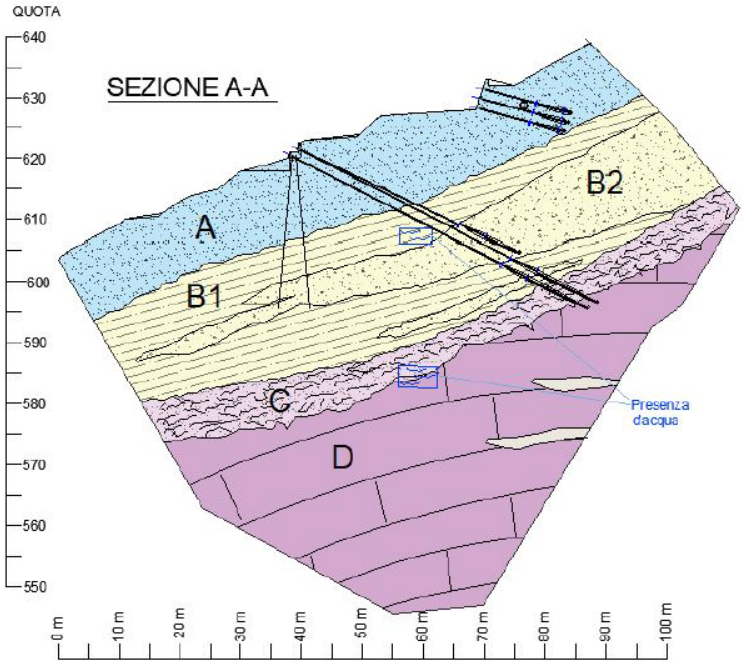


Figura 6.2 *Sezione geologica A-A realizzata da Geologia Applicata Studio Associato.*

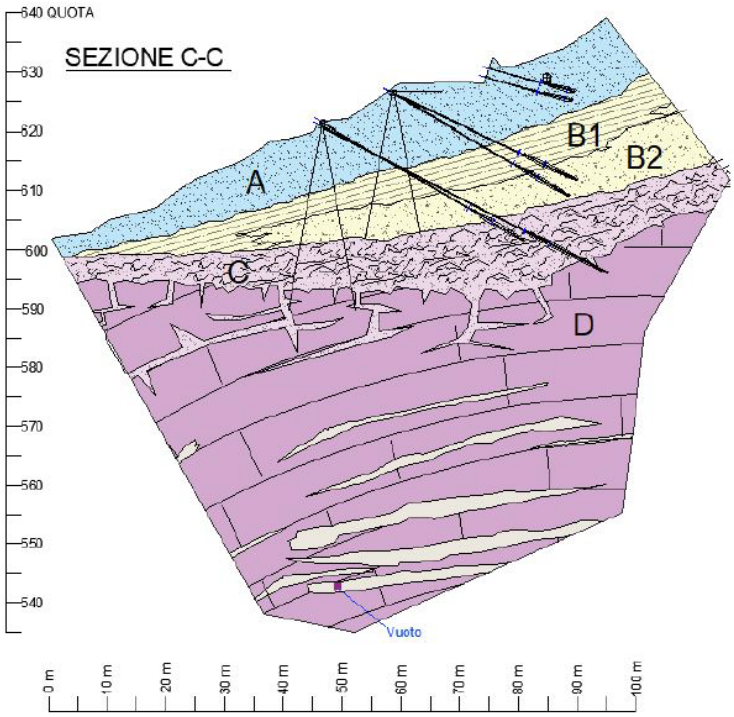


Figura 6.3 *Sezione geologica C-C realizzata da Geologia Applicata Studio Associato.*

Nell'elaborato allegato alla relazione, vengono riportate le sezioni trasversali al versante G – G e H – H (Figg.6.4 e 6.5). Nella variazione planimetrica proposta dallo scrivente in Fig.6.1, queste coincidono con quelle denominate rispettivamente D – D ed E – E. In particolare, sono indicati i sondaggi utilizzati per il confronto stratigrafico e la profondità in cui è stata identificata la presenza di acqua durante l'attività di cantiere del 2019.

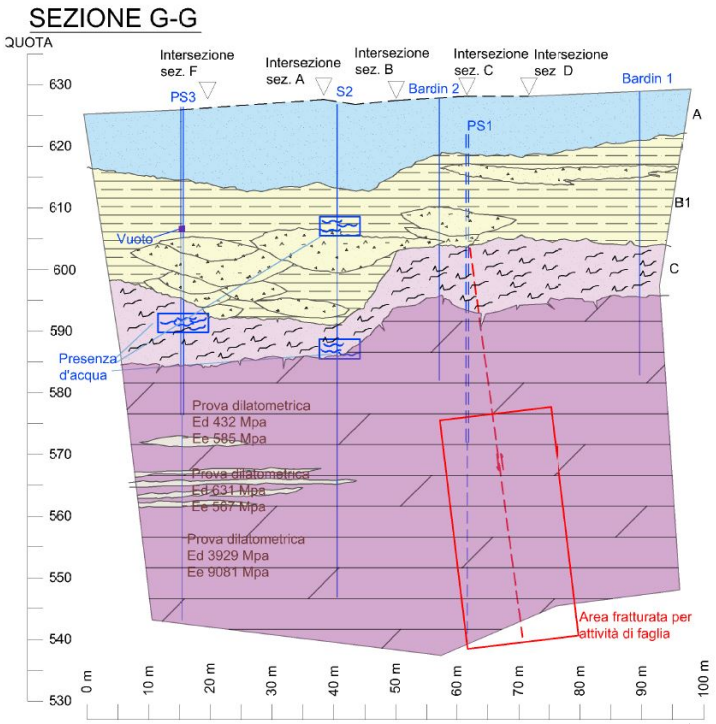


Figura 6.4 *Sezione geologica G-G realizzata da Geologia Applicata Studio Associato.*

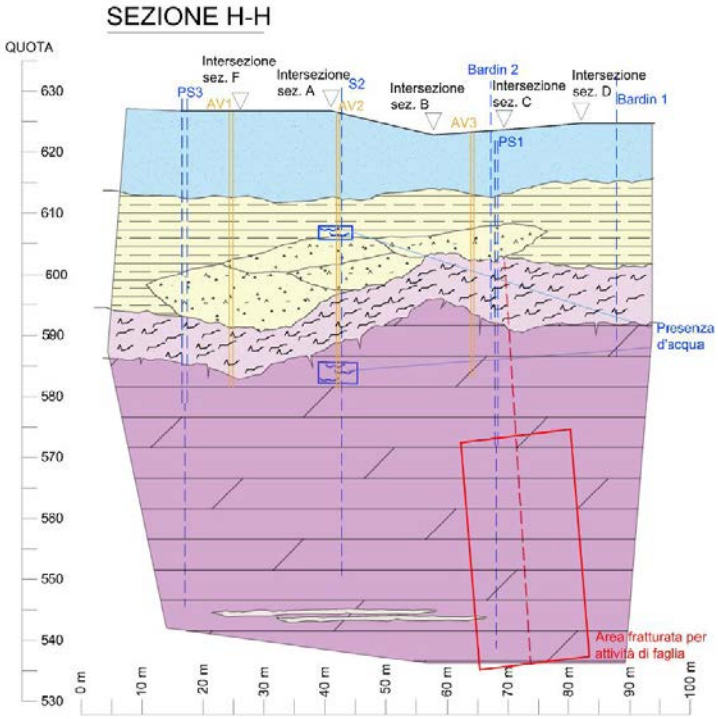


Figura 6.5 *Sezione geologica H-H realizzata da Geologia Applicata Studio Associato.*

Per questo lavoro di tesi, è stata modificata la sezione geologica longitudinale C – C realizzata da Geologia Applicata (Fig.6.6 in basso). Nella parte sommitale della scarpata, si suppone affiorante il gesso fratturato del livello C; tuttavia, in seguito alle necessità di modellazione che verranno successivamente presentate al paragrafo 7.4.1, lo spessore attribuitogli è stato aumentato. Differentemente da quanto riportato nella sezione di riferimento, è stata modificata la geometria del gesso fratturato (livello C) a scapito del substrato gessoso (livello D). Quanto prodotto dallo scrivente viene riportato in Allegato 1 al presente lavoro di tesi.

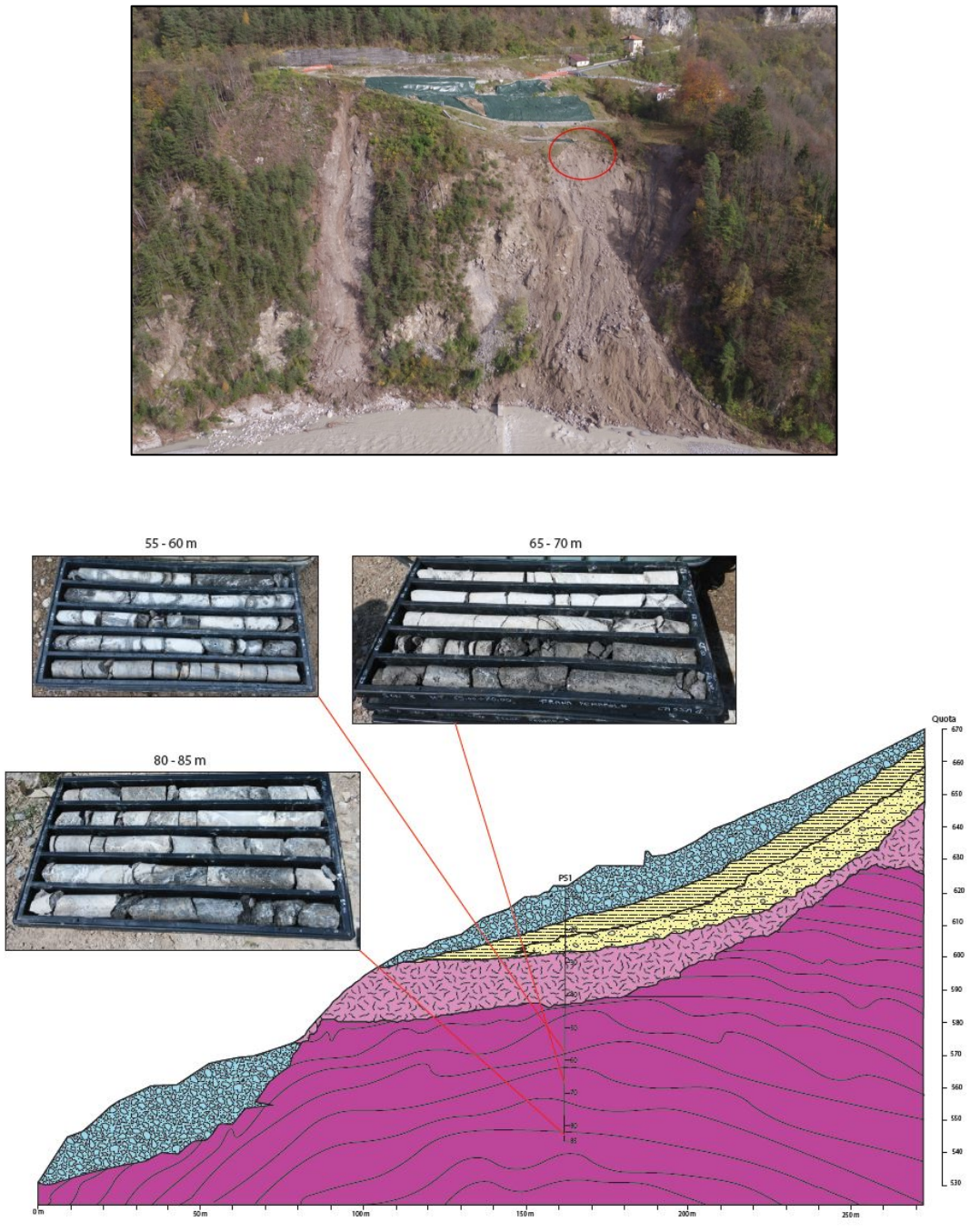


Figura 6.6 *Sezione geologica longitudinale C-C, realizzata dallo scrivente e riportata in Allegato 1 al presente lavoro di tesi.. In alto, la zona interessata in un'immagine da drone della zona di frana.*

La rappresentazione della geometria del modello geologico evidenzia che:

a. I depositi che costituiscono la copertura detritica del substrato presentano uno spessore variabile nel corpo di frana. In particolare, il livello B2 mostra una variazione anche da monte verso valle (come evidenziato dalle indagini sismiche nel paragrafo 5.2.1). Questi costituiscono i depositi di riempimento della paleoforma valliva che definisce la morfologia sepolta del versante, come si può apprezzare nelle Figg.6.4 e 6.5;
b. Lo strato di gesso alterato e fratturato (livello C) presenta uno spessore variabile e affiora in prossimità della scarpata di degradazione. Tuttavia, lo spessore attribuitogli in sezione C – C da Geologia Applicata è stato modificato dallo scrivente (Allegato 1);
c. La presunta faglia trascorrente destra, che in pianta è orientata circa N-S, sembra aver controllato strutturalmente la paleovalle. Il carotaggio effettuato in PS1 nel 2019, posizionato in corrispondenza dell'area di faglia, evidenzia una maggiore fratturazione del substrato roccioso, la quale viene ricondotta alla presenza della faglia.
d. Le litologie gessoso-anidritiche costituenti il livello D sono rappresentate deformate nelle sezioni longitudinali A – A e C – C.

A partire dall'assetto stratigrafico del versante, è possibile ipotizzare alcune considerazioni in merito al movimento del fenomeno franoso. Le poche misure inclinometriche a disposizione (paragrafo 4.1.3) permettono di stabilire l'esistenza di una prima superficie di scivolamento a circa 10 m di profondità, in corrispondenza dell'interfaccia tra il livello A e il sottostante B1, la cui profondità può variare all'interno del corpo di frana. Infatti, confrontando gli spostamenti misurati negli inclinometri, è evidente la variazione della profondità del movimento (Fig.6.7). Un'altra superficie di scivolamento viene riconosciuta in profondità, la quale si suppone al tetto del gesso alterato, identificato come il livello deformativo di base. In Fig.6.7, tale superficie viene riconosciuta a diversa profondità nei due inclinometri, rispettivamente a circa 20 m e a 25 m di profondità.

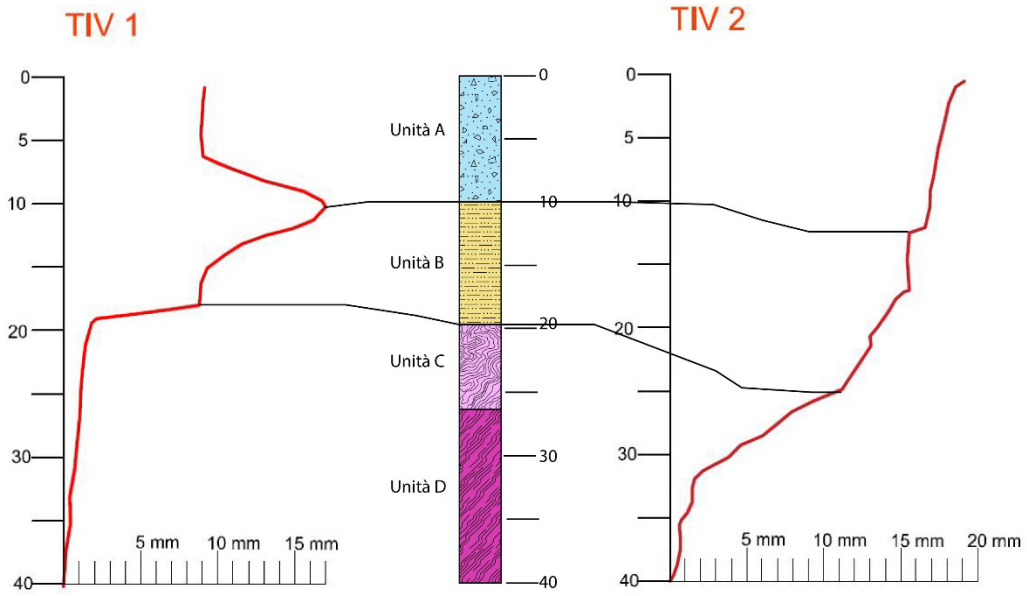


Figura 6.7 *Possibili superfici di scivolamento all'interno del corpo di frana, attraverso il confronto dei dati inclinometrici misurati negli inclinometri con la stratigrafia del modello geologico.*

6.3 Modello idrogeologico dell'area

Definito il ruolo dell'acqua nell'innesco del fenomeno franoso, diventa quindi necessario determinare la componente idrogeologica del modello di riferimento. Inoltre, la presenza di una circolazione d'acqua diventa un fattore determinante per le caratteristiche geotecniche dei materiali all'interno del corpo di frana. L'acqua idrata il materiale gessoso, provocando fenomeni di plasticizzazione che portano ad una diminuzione delle caratteristiche geotecniche proprie del materiale.

La circolazione dell'acqua nel corpo di frana è stata definita attraverso l'interpretazione dei risultati della tomografia elettrica del 2018 e sulla base delle conoscenze stratigrafiche. In particolare, è stato identificato un doppio sistema di circolazione, uno abbastanza superficiale e uno invece più profondo (Figg.6.8 e 6.9).

Si tratta comunque di condizioni idrogeologiche complesse, variabili nel tempo e nello spazio. Questo perché la circolazione idrica sotterranea risente in primis del verificarsi di fenomeni pluviometrici che alimentano a monte e a valle il corpo di frana. Inoltre, gioca un ruolo determinante la forte variazione laterale delle unità geologiche, che rende difficile l'estensione di un'informazione puntuale a tutta l'area di studio. Il contesto idrogeologico rappresenta quindi l'anello debole dell'aspetto conoscitivo del fenomeno franoso di Sant'Andrea.

Nella sezione geologica C – C inserita nella relazione di Geologia Applicata del 2019 e riportata in Fig.6.8, vengono evidenziate le direzioni dello scorrimento che si ipotizza siano presenti all'interno del corpo di frana. Attualmente, lo scorrimento dell'acqua viene identificato:

a. all'interfaccia tra il livello A, livello permeabile le cui caratteristiche granulometriche consentono l'infiltrarsi delle acque in superficie, ed il livello B1 sottostante, considerato semipermeabile.

b. al tetto dello strato costituito da gesso alterato (livello C), poco permeabile. L'acqua che si infiltra nella zona a monte nel versante può scorrere su più livelli, considerando la discontinuità del livello B1, fino a raggiungere questo strato che nella relazione di Geologia Applicata viene ritenuto "*pressoché impermeabile*". Nonostante non si possa considerare questa circolazione come una vera e propria falda, questa è dotata di condizioni in leggera pressione in quanto confinata tra due strati a bassa permeabilità.

La direzione di drenaggio è orientata circa N-S, con fuoriuscita d'acqua in scarpata di degradazione (paragrafo 1.4). Per consentire l'allontanamento delle acque dalla zona con maggiore movimento, sono attualmente in funzione una canaletta di raccolta superficiale e una galleria di drenaggio, alle spalle del muro della vecchia ferrovia. È chiaro che entrambe le soluzioni strutturali esistenti non assolvano al loro compito in maniera ottimale e risolutiva, in quanto non consentono un adeguato allontanamento delle acque.

Per questo motivo, dovrà essere oggetto di studio la realizzazione di un sistema di captazione ed allontanamento delle acque di scorrimento superficiale nell'intero versante, con lo scopo di contenere la filtrazione d'acqua all'interno del corpo di frana, essendo tale condizione l'elemento critico che favorisce i processi dinamici del versante.

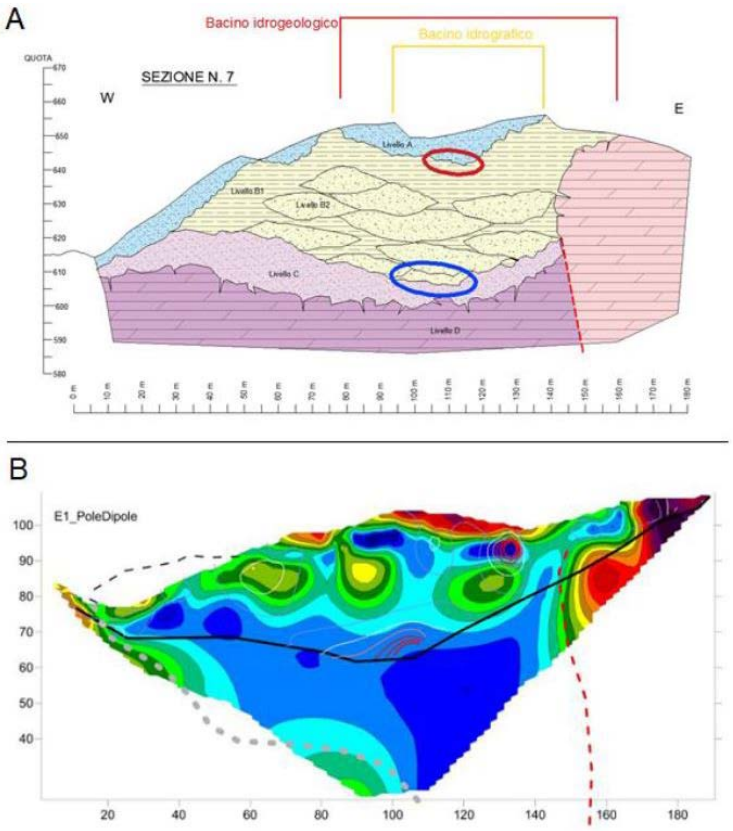


Figura 6.8 *Confronto tra sezione geologica interpretativa e sezione geoelettrica, riportato nella relazione di Geologia Applicata. a Si evidenzia la paleoforma valliva in cui sono identificati i domini di circolazione dell'acqua. b Sezione geoelettrica delle indagini eseguite dalla ditta GG Service.*

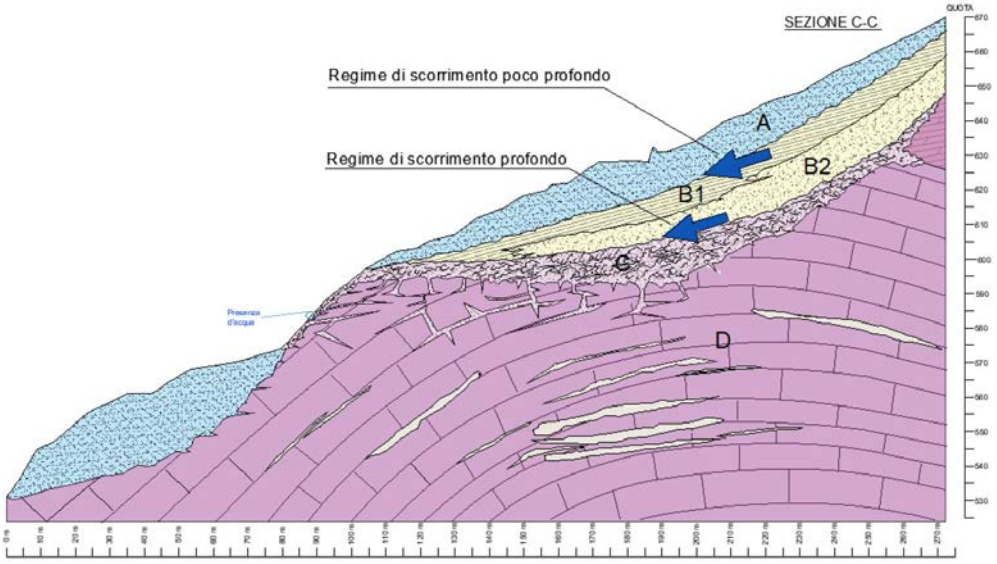


Figura 6.9 *Sezione geologica C – C in cui vengono evidenziate le direzioni dello scorrimento attualmente ipotizzate all'interno del corpo di frana.*

7. Modellazione numerica del versante in frana e scenari evolutivi del fenomeno franoso

Nello studio di un fenomeno franoso, è importante valutare la probabilità dell'instaurarsi di una condizione di instabilità del versante, preludio di possibili fenomeni parossistici. In questo lavoro di tesi, l'evoluzione del fenomeno franoso di Sant'Andrea è stata studiata attraverso un'analisi della propagazione, con lo scopo di valutare la cinematica del movimento, i volumi coinvolti nella mobilitazione e la morfologia conseguente l'evento franoso. Parte della modellazione, è stata inserita successivamente nella Relazione Tecnica Finale in merito alla convenzione tra Regione Veneto e Dipartimento di Geoscienze sul tema "*Supporto scientifico per la caratterizzazione del rischio idrogeologico e la valutazione dell'efficacia degli interventi relativamente al fenomeno franoso della Busa del Cristo - Perarolo di Cadore (BL) mediante predisposizione di modelli geo-idrologici previsionali*" (Università degli Studi di Padova, 2019b), alla cui realizzazione ha contribuito lo scrivente.

7.1 Introduzione

Per poter studiare l'evoluzione della frana di Sant'Andrea attraverso un modello in grado di riprodurne la propagazione si è scelto di utilizzare un codice di calcolo non commerciale, sviluppato da Pastor et al. (2009), noto in letteratura come *GeoFlow-SPH*. Il codice permette di valutare quanto avviene nel versante a seguito dell'innescarsi delle condizioni di instabilità e consente di stimare la successiva propagazione della massa verso valle. La struttura del codice di calcolo prevede tre componenti principali:

1. Un modello matematico ad equazioni differenziali, che include le equazioni di conservazione della massa e del momento, tipici della meccanica dei mezzi continui;
2. Un modello reologico che sia in grado di rappresentare la tipologia di materiale coinvolto nella propagazione;
3. Un modello numerico che risolva i modelli (1) e (2) in forma approssimata.

L'approccio utilizzato per discretizzare il modello matematico è noto in letteratura con il nome di SPH (*Smoothed Particle Hydrodynamics*): secondo tale formulazione, le grandezze in gioco, come ad esempio la velocità di propagazione e lo spessore del materiale in movimento, vengono assegnate a particelle che interagiscono tra di loro a seconda della distanza. Sebbene l'approccio SPH sia molto utilizzato in letteratura in quanto in grado di fornire risultati attendibili, risulta tuttavia necessario tenere in conto anche di alcune limitazioni che caratterizzano tale modello. È infatti opportuno ricordare che il codice include nelle sue analisi i materiali coinvolti attraverso una formulazione monofase equivalente: il materiale in verità eterogeneo che viene destabilizzato è rappresentato come un materiale unico, dotato di caratteristiche fisiche e meccaniche costanti. Non solo in questo modo si perdono le informazioni relative alle diverse tipologie di terreni che compongono il volume in movimento, ma non si può neppure includere nella formulazione l'interazione tra terreno e fluido interstiziale.

L'intera massa in fase di collasso è espressa infatti tramite un'unica formulazione che deve pertanto mediare tutte le componenti in gioco.

Al fine di utilizzare il codice *GeoFlow-SPH* per studiare la propagazione della massa di frana di Sant'Andrea, è stato innanzitutto necessario prevedere una prima fase di calibrazione dei parametri del modello reologico scelto per rappresentare la massa in movimento. Solo in seguito, è stata simulata l'intera propagazione della massa potenzialmente instabile, ipotizzando diversi scenari evolutivi che potessero essere ritenuti ragionevoli.

A conclusione dello studio della propagazione, oltre ad avere informazioni relative agli aspetti cinematici del fenomeno, si sono ottenuti risultati relativi ai depositi finali. Proprio questi risultati sono stati successivamente utilizzati come dati di input per l'analisi idraulica degli effetti che un possibile parziale o completo sbarramento del torrente Boite potrebbe provocare (vd. capitolo successivo).

7.2 Modello Depth-integrated SPH

7.2.1 Modello matematico e numerico

Il fenomeno che si cerca di riprodurre nella modellazione viene trattato come un mezzo continuo in movimento, all'interno del quale però si riconosce l'interazione tra una componente solida e una fluida, aria o acqua. Il modello matematico, utilizzato per la riproduzione numerica, fa riferimento alla teoria di Zienkiewicz-Biot, formulata per le analisi di grandi deformazioni. Questa afferma che, durante la fase di propagazione, le equazioni che governano il modello matematico sono:

i. Equazione di conservazione della massa, combinata con la conservazione del momento della fase fluida:

$$div\,(-k_w\ grad\ p_w) + div\ v + \frac{1}{Q}\frac{dp_w}{dt} = 0 \quad \textit{(eq.7.1)}$$

dove k_w è il coefficiente di permeabilità, v è la velocità della componente solida e p_w la pressione della componente fluida; si introduce il fattore Q che identifica la rigidezza volumetrica equivalente in termini di porosità della componente solida. Questa equazione può essere semplificata, introducendo la densità ρ del composto solido – fluido (Longo et al., 2019):

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho\ div\ v = 0 \quad \textit{(eq.7.2)}$$

ii. Equazione di conservazione del momento del composto solido – fluido interstiziale:

$$\rho\frac{dv}{dt} = \rho b + div\ \sigma \quad \textit{(eq.7.3)}$$

dove b sono le forze di massa e σ il tensore delle tensioni di Cauchy.

iii. Equazioni reologiche e cinematiche appropriate (vd. Paragrafo 7.2.2) che esprimono il legame tra lo stato tensionale e il tensore della velocità di deformazione e tra quest'ultimo e il campo di velocità v.

Spesso le frane sono caratterizzate da uno spessore modesto rispetto lo sviluppo longitudinale o trasversale; questo permette una semplificazione del modello in uno schema 2D, integrando (*eq.7.2*) e (*eq.7.3*) lungo l'asse verticale (asse x_3 in Fig.7.1), da cui deriva la denominazione del modello matematico noto come *depth-integrated model*. Questo approccio è stato utilizzato in numerosi modelli per lo studio della propagazione di fenomeni franosi (Savage e Hutter, 1991; Coussot, 1997) in quanto permette di ricavare parametri come la velocità di propagazione o lo spessore puntuale della massa frana, con un buon compromesso tra accuratezza e semplicità e non dovendo ricorrere ad un vero 3D, che sarebbe computazionalmente più costoso.

Il modello così semplificato prevede che la massa instabile sia discretizzata da un insieme di elementini, pur mantenendo la continuità alla base del modello stesso. Ognuno di questi elementini in realtà rappresenta una colonna verticale di materiale che si muove non con un profilo di velocità puntuale, ma al contrario con una velocità mediata con la profondità, ottenuta appunto dall'integrazione delle caratteristiche cinematiche sulla verticale di quella colonnina. Per questo motivo non è corretto parlare di approccio Lagrangiano, in cui si seguono singole particelle o volumi unitari di materiale, ma viene utilizzato il termine di formulazione quasi-Lagrangiana (Pastor et al., 2009).

Le (*eq.7.2*) e (*eq.7.3*) di riferimento vengono integrate lungo la profondità (*depth-integrated equations*) nel sistema di riferimento riportato in Fig.7.1 e vengono riscritte utilizzando la formulazione di Leibniz. Le equazioni sono rispettivamente formulate (Longo et al., 2019):

$$\frac{\bar{d}h}{dt} + h\ div\ \bar{v} = 0 \quad (eq.7.4)$$

$$h\frac{\bar{d}\bar{v}}{dt} = \frac{1}{2} grad\{h^2 b_3\} + h b_3 grad\ Z + \frac{1}{\rho}\tau_b \quad (eq.7.5)$$

in cui vale

$$\frac{\bar{d}}{dt} = \frac{d}{dt} + \bar{v}_j \frac{d}{dx_j} \quad \text{j = 1,2}$$

$$\bar{v} = \frac{1}{h}\int_Z^{Z+h} v dX_3$$

Nelle equazioni appena descritte, $\bar{v}$ rappresenta la velocità integrata nella profondità, b_3 l'accelerazione di gravità lungo x_3, h lo spessore del materiale in movimento, Z l'altezza topografica mentre τ_b la tensione basale che dipende dall'equazione reologica che verrà considerata.

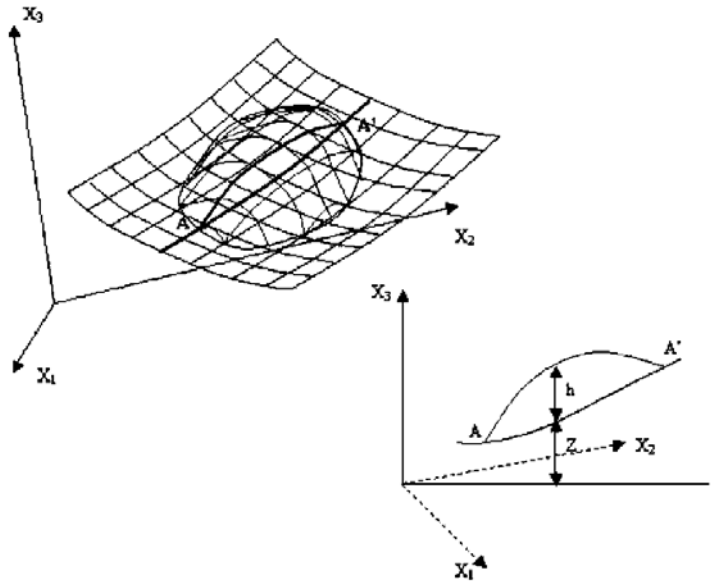


Figura 7.1 *Sistema di riferimento e notazioni utilizzate nell'analisi (Pastor et al., 2009).*

Le equazioni differenziali, che vengono utilizzate per rappresentare la propagazione del fenomeno franoso, non possono essere risolte per via analitica; di conseguenza, si ricorre ai modelli numerici con lo scopo di ottenere una soluzione approssimata. La discretizzazione della soluzione può avvenire con diversi metodi (elementi finiti, differenze finite, metodi "senza mesh"), tra cui è presente anche il modello SPH utilizzato in questo lavoro di tesi.

I metodi alle differenze finite (es. FLO2D) e agli elementi finiti (es. RASH3D) presentano alcuni problemi se utilizzati per l'analisi di grandi deformazioni; per questo motivo, si ricorre a modelli numerici che non associano più l'informazione ad una mesh, noti come "*without mesh methods*". In letteratura, sono presenti numerosi modelli senza mesh, che vengono poi utilizzati per la propagazione di fenomeni franosi; in particolare, il metodo SPH è in grado di riprodurre diverse tipologie di masse in movimento (McDougall and Hungr, 2004; Pastor et al., 2009; Dutto et al., 2017), basandosi sulla discretizzazione della soluzione attraverso un set di nodi, su cui viene poi costruita l'approssimazione numerica.

Questo metodo è stato sviluppato inizialmente per la modellazione astronomica (Lucÿ and Gingold and Monaghan, 1977) e, come tutti i modelli numerici, discretizza le grandezze caratteristiche delle equazioni differenziali. In particolare, nello studio della propagazione di una massa di frana, vengono approssimate le grandezze *h* e *v*, presenti in (*eq.7.4*) e (*eq.7.5*) e i loro operatori differenziali. Per questo motivo, viene introdotto un set di nodi N con coordinate x_i, con i = 1,N e le relative grandezze scalari associate a ciascun nodo:

a. h_i l'altezza della massa di frana al nodo i;
b. v_i mediata con la profondità in un campo di velocità 2D;
c. τ_{bi} la tensione basale.

In questo senso, si considera il set di nodi come elemento equivalente al nodo di integrazione dei metodi agli elementi finiti o alle differenze finite; in particolare, ciascun nodo dello schema 2D, che si muove con il flusso della massa, corrisponde ad una colonna di materiale. L'approccio SPH si sviluppa dunque in due parti:

1. Approssima le grandezze scalari *h* e *v* attraverso la funzione di Kernel W_{ij}, che è definita come una funzione simmetrica pesata $W(x_i - x_j, h_{SPH})$;
2. Introdotto il set di nodi, genera l'approssimazione che si basa sull'integrazione numerica, in cui i punti di integrazione sono i nodi stessi, senza ricorrere ad una *mesh* o ad elementi finiti.

In conclusione, il modello *depth-integrated,* quasi Lagrangiano è costituito da equazioni differenziali integrate con la profondità e descritte in (*eq.7.4*) e (*eq.7.5*); in particolare, i risultati che si ottengono utilizzando il modello numerico SPH dipendono dal modello reologico, rappresentativo del movimento del materiale.

7.2.2 Modello reologico

Nello studio della propagazione di un fenomeno franoso, il punto fondamentale riguarda la scelta della legge reologica che caratterizza il materiale in movimento in seguito al collasso. Come anticipato infatti, la determinazione del modello reologico influisce direttamente sui risultati della modellazione e, per questo motivo, è innanzitutto necessario valutare il comportamento atteso del materiale che compone il volume potenzialmente instabile.

L'aspetto teorico considera un approccio semi-empirico basato sul concetto di *fluido equivalente (*Hungr, 1995*)*, in cui il materiale eterogeneo, che costituisce la massa coinvolta nel dissesto, viene rappresentato, per semplicità, come un materiale governato da semplici relazioni reologiche (Fig.7.2). Da un lato, questa semplificazione favorisce la rappresentazione della complessità del fenomeno ma richiede un'opportuna valutazione del comportamento reologico atteso durante il movimento e la conseguente calibrazione dei parametri fisici coinvolti.

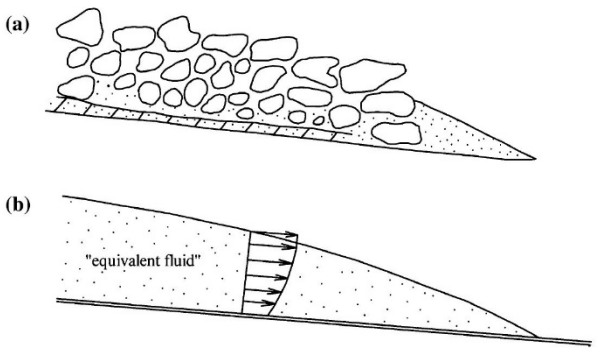


Figura 7.2 *Rappresentazione grafica del concetto di fluido equivalente (Pirulli and Mangeney, 2007).* ***a*** *Materiale eterogeneo che costituisce la massa in movimento;* ***b*** *Semplificazione attraverso un fluido equivalente che sostituisce la massa franante.*

Nei vari lavori di letteratura sono riportati diversi modelli reologici che vengono utilizzati per descrivere il comportamento di differenti fenomeni franosi (Bingham, Völlmy, Pure Frictional, Herschel and Bulkley). La scelta e l'utilizzo di uno tra questi modelli devono essere basati sulla considerazione più attenta possibile della natura del movimento deformativo atteso del caso in studio; la scelta del modello reologico porta con sé l'identificazione dei parametri in gioco, parametri che devono successivamente essere opportunamente calibrati.

Il modello *Pure Frictional* è uno tra i più semplici e può essere considerato in un'analisi di propagazione basata sulla legge di Coulomb ($\tau = \sigma_n \tan\phi$); la resistenza del materiale è legata al tensore di stress attraverso un coefficiente che dipende dall'angolo di attrito del materiale considerato. Questo rappresenta il solo parametro che deve essere definito in fase di calibrazione ed in letteratura viene utilizzato per la propagazione delle colate detritiche.

Se si vuole rappresentare fenomeni viscosi come i mudflow, in cui predomina la componente fine nel materiale, è invece consigliabile passare ad un modello reologico più adeguato, come ad esempio quello di *Bingham* (Bingham and Green, 1919), che tiene in considerazione l'effetto della viscosità del materiale. In questo caso, la massa viene messa in movimento al solo superamento di un valore critico di resistenza, noto come *yield stress*, oltre il quale la dinamica è governata da una relazione lineare tra tensione e deformazione ($\tau = \tau_y + \mu\, dv/dz$); in particolare, nel modello costitutivo si introduce la viscosità μ, definita come parametro viscoplastico di Bingham. In questo caso, i parametri da determinare in fase di calibrazione sono il valore della viscosità proprio del materiale e il valore di soglia che stabilisce il movimento; a partire da analisi sperimentali, i parametri dipendono dalla distribuzione granulometrica e dalla concentrazione dei sedimenti.

Non sempre la relazione di linearità della legge di Bingham è in grado di riprodurre adeguatamente i meccanismi deformativi e cinematici in gioco. Particolari condizioni granulometriche del materiale o specifiche caratteristiche del movimento e della deformazione possono richiedere una modifica del modello espresso in precedenza, venendo meno la relazione di linearità tra tensione e deformazione. Questo comportamento reologico viene descritto dal modello di *Herschel e Bulkley* (Herschel and Bulkley, 1926) ed introduce due parametri aggiuntivi che elevano a potenza le grandezze in gioco; tali parametri empirici possono essere determinati sperimentalmente a partire dal comportamento della massa durante la deformazione. sa durante il movimento.

Se il materiale instabile è prevalentemente granulare, con fenomeni deformativi di tipo attritivo con una dipendenza dagli urti che si instaurano tra i grani, i modelli fin qui descritti non risultano adeguatamente rappresentativi. Per tener conto sia del parametro d'attrito sia delle caratteristiche cinematiche del materiale, è stato infatti introdotto un modello reologico che parte dal modello *Pure Frictional* descritto in precedenza, in cui lo stato tensionale dipende però anche dalla velocità del materiale in movimento. Si tratta del modello di Völlmy (1955), inizialmente sviluppato per l'analisi della propagazione delle valanghe di neve e solo successivamente per lo studio delle *rock avalanches* (Körner, 1976; McLellan and Kaiser, 1984).

Nella (*eq.7.6*), la resistenza τ del materiale allo scorrimento su un piano inclinato di un angolo θ viene espressa in funzione di due parametri: il primo identifica l'attrito del materiale ϕ attraverso il coefficiente frizionale μ, mentre il secondo termine considera la turbolenza ξ durante il movimento, in funzione della velocità e dello spessore della massa di frana. La relazione di Völlmy si scrive:

$$\tau = \mu \cos\theta + \frac{v^2}{\xi h} \quad (eq.7.6)$$

$$\text{in cui } \mu = \tan\phi$$

In questo modello, il coefficiente frizionale e il coefficiente di turbolenza sono i parametri che devono essere definiti in fase di calibrazione, in quanto influenzano la resistenza del materiale in modo proporzionalmente differente.

Per definire, tra i modelli reologici precedentemente introdotti, quale fosse il migliore per descrive il comportamento atteso del fenomeno oggetto di studio, si è partiti da un'analisi dei materiali coinvolti nel possibile collasso. La complessità geologica del materiale che viene destabilizzato è tale per cui la componente granulare può sviluppare un comportamento deformativo di tipo attritivo mentre la componente fine sviluppa un comportamento viscoso. Dovendo considerare un unico comportamento nella formulazione di monofase equivalente, si è scelto il meccanismo predominante nella fase di collasso. Di conseguenza, è stato supposto che il materiale che costituisce la massa franante si propaghi con un meccanismo resistente di tipo attritivo che considera, nella dinamica collisionale, l'effetto della turbolenza.

A partire da queste considerazioni, è stata scelta la legge reologica definita dal modello di Völlmy per l'analisi della propagazione della frana di Sant'Andrea; i parametri di cui eseguire la calibrazione sono pertanto quello attritivo e quello di turbolenza. A questo punto, la fase fondamentale per ottenere risultati attendibili consiste proprio in un'accurata e attenta calibrazione, allo scopo di stabilire il range di variazione dei parametri che verranno utilizzati nella simulazione, in funzione della tipologia di movimento che ci si aspetta di avere.

Un approccio comunemente utilizzato per la calibrazione di un modello numerico utilizzato per riprodurre un fenomeno già avvenuto è quello basato sulla *back-analysis*, che assegna i parametri reologici in modo da soddisfare una sufficiente corrispondenza tra i risultati della simulazione e quanto verificatosi nel caso reale pregresso, con una procedura di tipo *trial-and.error*. La raccolta di informazioni dirette, quali la geometria dei depositi e misure cinematiche, se disponibili, permette infatti di implementare il modello numerico e di validare i risultati con le osservazioni dell'avvenuto. In questo modo, si riesce a riprodurre il fenomeno fisico e a risalire ai valori dei parametri reologici del fenomeno franoso che si sta studiando. Chiaramente, tale procedura è possibile solo a condizione di avere a disposizione misure accurate di un fenomeno già avvenuto, e questo solo raramente è possibile. Qualora la back-analysis sul pregresso non sia realizzabile, sono necessari differenti approcci per eseguire la calibrazione; generalmente si parte da uno studio di sensitività dei parametri, per capire l'importanza e l'effetto di ogni variabile sull'evoluzione del sistema. L'analisi della letteratura e la previsione intuitiva degli scenari attesi permettono poi di stringere il ventaglio delle combinazioni dei parametri possibili, escludendo situazioni troppo estreme.

Nel caso dello studio della frana di Sant'Andrea si hanno a disposizione dalle mire topografiche solamente le misure delle masse che si muovono a velocità molto basse. Non si sono verificati crolli o collassi rapidi e pertanto non si dispone di misure utili ad ottenere una calibrazione attraverso *back-analysis*. Di conseguenza, si è scelto di partire da una calibrazione dei parametri basata su valori di letteratura, per poi migliorare il range dei parametri considerabili come attendibili sulla base di un'analisi intuitiva degli scenari che ne derivano. In questo modo, è stato possibile eseguire un'analisi predittiva anche in mancanza di una corretta calibrazione dei parametri reologici.

La scelta iniziale in merito ai valori da attribuire ai parametri del modello è stata fatta su simulazioni riportate in letteratura, in riferimento a studi di propagazione di fenomeni franosi (Pirulli and Mangeney, 2007; Sosio et al., 2007); in Tab.7.1 vengono presentati diversi range di valori dei parametri, in funzione del tipo di dissesto e del materiale coinvolto, fornendo una base attendibile per la calibrazione del modello. Come si può notare, la variazione dei parametri permette la simulazione di differenti fenomeni franosi, con caratteristiche reologiche ben diverse tra loro. Successivamente, si è proceduto ad effettuare un'analisi di sensibilità per migliorare l'affidabilità del modello previsionale, che verrà descritta nel paragrafo 7.3.2 di questo lavoro di tesi.

	Internal rheology	Frictional rheology	Voellmy rheology	
	Friction angle, ϕ_i	Bulk friction angle, ϕ_b	Frictional coefficient, μ	Turbulent coefficient, ξ
	[°]	[°]	[–]	[ms^{-2}]
Rock avalanches	35–40	10–30	0.1–0.25	450–1000
Debris avalanches	35	23–30	0.07–0.1	200–250
Rockslide-debris avalanches	35	8–31	0.05–0.2	200–400
Ice-rock avalanches	20–35	10–20	0.03–0.1	1000
Debris flows	35	22–29	0.05–0.2	200–500
Volcanic-rock avalanches	30–35	9–13	0.05–0.1	100–140

Tabella 7.1 *Range di valori assegnati ai parametri reologici del modello di Völlmy e riportati in letteratura. Tabella riportata in Sosio et al., 2008.*

7.2.3 File di input del modello numerico

Il modello numerico SPH permette di definire i parametri di input e di inserirli in quattro differenti files all'interno del codice di calcolo. Questi contengono le informazioni che riguardano la topografia dell'area considerata per la propagazione, la geometria della massa che viene destabilizzata e le condizioni al contorno del sistema numerico. Inoltre, vengono inclusi anche i parametri reologici della legge scelta per la rappresentazione della propagazione, le variabili di output, il time step di integrazione e il tempo totale della simulazione.

In funzione del tipo di fenomeno che si vuole riprodurre, il codice di calcolo permette una libera variazione dei parametri che vengono inseriti come input.

In questo lavoro, è stato assunto che la propagazione della massa avvenga in modo rapido (*flow-like landslide*) e che lo spessore risulti essere minore rispetto all'estensione laterale e longitudinale. Queste assunzioni permettono di risolvere le equazioni differenziali, che descrivono la propagazione, con un'ipotesi dimensionale nota come *shallow water hypothesis* (Brezzi, 2016).

I files di input utilizzati si distinguono in:

a. file contenente la topografia (.top file): permette di definire la topografia della zona di studio, riprodotta attraverso una mesh di nodi. La variabile ictop si utilizza per la rappresentazione della mesh e il valore attribuito dipende dalla geometria che si vuole riprodurre; in particolare, quando la topografia si ottiene da un modello digitale del terreno, la variabile ictop = 10. In questo lavoro le informazioni di elevazione utilizzate sono incluse nel DTM fornito dalla Regione, per cui i nodi della mesh sono espressi in termini di coordinate (x, y, z), rappresentando la reale morfologia del versante. Il file .top (Fig.7.3) è completato dalla dimensione della mesh utilizzata (deltax), il numero di nodi del modello digitale e le relative coordinate (x, y, z).

```
ictop
 10
Numero di punti   deltax
 1168048    2
Coordinate
 -483.7987  772.4416  871.1580
 -483.7987  777.4416  873.0540
 -483.7987  778.4416  873.0540
 -483.7987  779.4416  873.1210
 -483.7987  780.4416  873.1110
 -483.7987  782.4416  872.5780
 -483.7987  783.4416  872.4100
 -483.7987  784.4416  872.2490
```

Figura 7.3 *File di input contenente la topografia per ictop = 10.*

b. file contenente i parametri del codice di calcolo (.dat file): sono riportati i termini utilizzati nella modellazione del fenomeno franoso (Fig.7.4). In particolare, vengono inseriti i parametri della legge reologica di Völlmy (rheol = 7), scelta per rappresentare il movimento. Questa impone la definizione della tangente dell'angolo di attrito (tanfi8 e tanfi0) e il parametro di turbolenza (cost_Reol). Solo alcuni termini sono stati modificati dallo scrivente nel corso delle simulazioni effettuate:
   - indici ic_soil e ic_water per indicare rispettivamente la presenza di acqua e suolo nel movimento, i quali assumono valore 1 o 0 se presenti o meno;
   - soil_unkno come parametro che definisce il tipo di massa destabilizzata, il quale assume valore soil_unkno = 6 se le caratteristiche della massa sono contenute in un file esterno con estensione ".pts";
   - dens indica la densità del mezzo equivalente che rappresenta l'intera massa;
   - output che si scelgono di esportare dal modello, come l'altezza del materiale hs e il campo di velocità *v*

```
     1
 ---- Test Frana Perarolo di Cadore  ----
Type of SW Algorithm  (0 -> landslides)
  0
 nhist (if no histograms for inflowing material ->0)
  0
 ndimn (Problem dimensions: 2 is 2D+depth)
   2
 ic_soil  ic_water  ic_vps  ic_abs
   1          0       0       0
 Soil unkno     h_inf_SW
    6                      0.1
 pts file name with landslide description
  per
 pa_sph,  nnps, sle, skf
   2       2     2    1
 sum_den,  av_vel, virt_part , nor_dens
    T        T       F         F
 grav  dens  cost.Reol   eros   rheol   Tauy0  constK  visco   tanfi8    hfrict0    c11   tanfi0   .Bfact     14..   15..Comp  end
  9.81   2000.  100       0      7      0.0     0.0     0.0      0.27    0.01       0.0    0.27      0.0     0.0      0.001
 K0 activated?
  0
 icpwp
  0
coarse mesh saving utility?
  0
control points?
  0
GID filter   1.hs  2.disp 3.v  4.Pw  5 eros   6..Z  7..hrel  8..hw  9..eta  10.. hs+hw  11 dumm   12...dumm
               1      0    0    0      0        0        0       0       0     0          0          0
T_change_to_W
  1.e+12
```

Figura 7.4 *File di input contenente i parametri che rappresentano le variabili che vengono introdotte nel modello.*

c. file con le caratteristiche della massa destabilizzata (.pts file): si tratta di un file esterno, il quale viene riportato nel file .dat, con le caratteristiche della massa instabile di partenza (Fig.7.5). Sono indicati il numero di nodi che corrispondono alla massa e le relative coordinate (x, y) a cui è attribuita l'altezza h del materiale. Infine, è completato dalla dimensione della mesh utilizzata per discretizzare la massa (deltax).

```
num punti   deltax   facthsml
 6187   1   3
  --- X ------- Y ------- h ---
 73.2013  250.4416  -0.0516
 73.2013  251.4416  0.2550
 73.2013  252.4416  0.1778
 73.2013  253.4416  -0.2802
 73.2013  254.4416  -0.1939
 73.2013  255.4416  0.0367
 73.2013  256.4416  0.2543
 73.2013  257.4416  0.3779
 73.2013  258.4416  0.3365
 73.2013  259.4416  0.2691
 73.2013  260.4416  0.2247
 73.2013  261.4416  0.2432
 73.2013  262.4416  0.2998
 73.2013  263.4416  0.2314
```

Figura 7.5 *Input file in cui sono riportate le caratteristiche geometriche della massa franante.*

d. file che contiene i parametri di integrazione (.Master file): si tratta del file che contiene i parametri di integrazione utilizzati dal codice per eseguire la simulazione, come ad esempio il time step e la durata totale della simulazione (Fig.7.6). Nelle diverse simulazioni effettuate sono stati modificati:
   - il time step di integrazione dt;
   - il tempo totale dell'integrazione della simulazione time_end;

- gli indici rispettivamente utilizzati per definire l'intervallo di tempo utilizzato dal codice (print_step) e per definire l'intervallo temporale che viene riportato nei files di output (save_step e plot_step).

```
1
per
if_sph if_gfl if_tgf
  1      0      0
SPH_problem_type   SPH_t_integ_Alg
       1              4
sph problem name
per
dt      time_end   maxtimesteps
0.2      35.00       27000
print_step   save_step  plot_step
1            2        2
dt_sph  ic_adapt
0.2      1
 Ntime curves     max pts in them   *** not used here
      0             6
dt   time_end   maxtimesteps
-1    2.00       100000
```

Figura 7.6 *Master file in cui sono contenuti i parametri di integrazione del modello numerico.*

Completata la simulazione, il codice SPH fornisce diversi files di output in cui sono contenuti i risultati della simulazione. Il file principale che viene utilizzato è denominato *.post.res* che contiene i risultati della modellazione, espressi per ciascun nodo del modello, in funzione dei valori assegnati alle variabili nei files di input appena presentati.

7.3 Simulazione della propagazione del fenomeno franoso

Lo studio della propagazione della massa di frana di Sant'Andrea è stato inserito all'interno della Relazione Tecnica Finale (Università degli Studi di Padova, 2019b), in cui vengono riportati due scenari considerati ragionevoli per l'evoluzione del fenomeno franoso. La valutazione di questi scenari evolutivi è il risultato di una fase di confronto delle condizioni di stabilità del versante al variare delle condizioni nell'area di studio e di un'analisi di sensibilità della cinematica della massa in movimento, qualora si verifichi il collasso.

La simulazione della propagazione non può essere eseguita utilizzando un unico strumento di calcolo; infatti non è possibile determinare nello stesso momento le condizioni di instabilità e lo spostamento a grandi deformazioni delle stesse. Per questo motivo, è stato considerato un approccio multi-step (Università degli Studi di Padova, 2019b) che consiste in:

1. Una prima analisi di stabilità del versante con un modello agli elementi finiti, sviluppato per analisi deformative a piccoli spostamenti;
2. Una successiva analisi a grandi deformazioni con un modello SPH, che utilizza i dati di output della prima fase per la valutazione della propagazione.

È necessario affermare che le analisi di stabilità con modello FEM non sono state eseguite dallo scrivente ma sono frutto del lavoro per la realizzazione dei modelli inseriti nella Relazione Tecnica sopra citata. Per questo motivo, vengono riportati di seguito i principi fondamentali che caratterizzano questa fase di analisi e i principali dati di output, utilizzati dallo scrivente per

la valutazione della propagazione, sia nella fase di calibrazione del modello SPH sia in fase definitiva dei due scenari ipotizzati.

7.3.1 Analisi della stabilità del pendio tramite modello FEM

Nel capitolo precedente, è stato descritto il modello geologico ricostruito integrando le informazioni monodimensionali dei sondaggi effettuati nel versante e le informazioni bidimensionali ottenute dalle indagini geofisiche. La geometria del modello e i dati stratigrafici a disposizione sono stati utilizzati la costruzione di un modello tridimensionale agli elementi finiti (FEM-3D), utilizzando il software *Midas GTS NX*, per lo studio della stabilità del versante e della variazione del margine di sicurezza al variare delle condizioni in sito.

Una prima costruzione del modello tridimensionale, sulla base dei soli dati disponibili, è apprezzabile in Fig.7.7, in vista rispettivamente frontale ed assonometrica del versante oggetto di studio. Innanzitutto, si è presentato un problema legato alla rappresentazione della circolazione profonda nei gessi fratturati (colore rosa chiaro in Fig.7.7), all'interfaccia con la sovrastante unità argilloso limosa (colore giallo in Fig.7.7). È stato inserito *"per necessità di modellazione uno strato di spessore limitato (2 m), rappresentato da una colorazione rossa, indicato di seguito come livello C2. Tale strato, facente in realtà parte dell'unità di gesso fratturato, della quale rappresenta la parte più alta a contatto con l'argilla limosa, è stato differenziato solo allo scopo di poter meglio modellare la posizione di una falda di tipo artesiano nella successiva fase di analisi di stabilità del pendio in condizioni sature"* (Università degli Studi di Padova, 2019b).

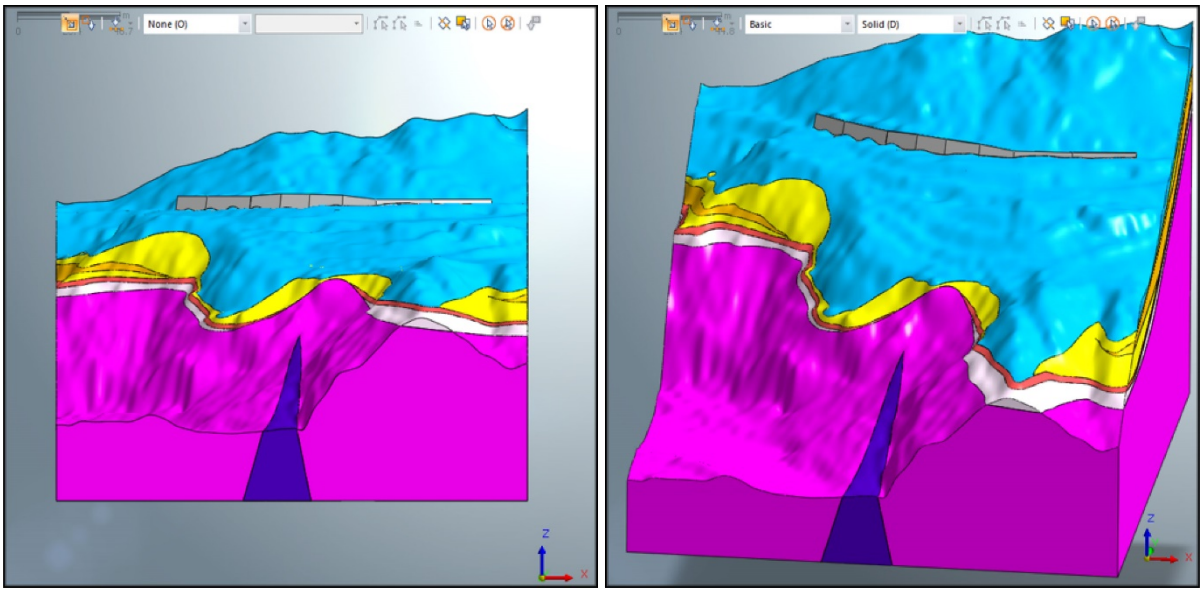


Figura 7.7 *Geometria del modello 3D ottenuta sulla base dei dati stratigrafici a disposizione e delle informazioni aggiuntive ricavate dalle sezioni realizzate da Geologia Applicata.*

Determinata la geometria del modello, a ciascuno strato vengono attribuiti i parametri geotecnici caratteristici del materiale che costituisce l'unità geologica di riferimento. In prima analisi, si è riscontrata una difficoltà nell'assegnare correttamente i parametri da attribuire. A tale scopo sono stati considerati:

1. i risultati ottenuti nelle prove condotte nel corso delle campagne di indagine pregresse, quali prove in sito e prove di laboratorio, con particolare interesse alle prove realizzate da Geosondaggi S.p.a. nel 2003 e da Geologia Applicata nel 2019, nonché i risultati di alcune prove eseguite dallo scrivente sui campioni prelevati dai sondaggi realizzati nel 2019;
2. valori dei parametri riportati in lavori di letteratura con riferimento ai materiali presenti in sito.

In Tab.7.2 sono riportati i parametri geotecnici utilizzati nella prima fase di modellazione FEM per descrivere il comportamento geotecnico dei materiali presenti. Gli strati prevalentemente granulari, cioè la copertura (livello A) e le intercalazioni ghiaiose (livello. B2) presentano bassi valori di coesione e valori di angolo di attrito più elevati; allo strato considerato come substrato roccioso, cioè il gesso intatto (livello D), è stato assegnato il valore massimo di resistenza, con modulo di Young tipico di materiali rocciosi intatti. Infine, agli strati più deboli, come quello argillo-limoso (livello B1) e quello del gesso fratturato (livello C) sono attribuiti angoli di attrito leggermente inferiori agli altri e valori di coesione intermedi.

STRATIGRAFIA	φ	COESIONE KPa	PESO (KN/m3)	E (MPa)	POISSON
copertura ghiaiosa	35	1	21	100	0,2
argilla limo sabbiosa	26	3	20	40	0,4
intercalazioni ghiaiose	30	1	20	75	0,3
gesso fratturato	24	2	19	25	0,4
gesso intatto	35	40	26	4000	0,2

Tabella 7.2 *Parametri geotecnici utilizzati nella prima fase di modellazione avvenuta tramite software MIDAS GTS NX.*

Dopo aver caratterizzato dal punto di vista geotecnico i materiali che costituiscono il modello geologico del versante, si procede all'analisi di stabilità "*utilizzando un'analisi di tipo "stage set" o analisi con il procedimento SRM (Strength Reduction Method) previsto nei codici di calcolo FEM proprio per eseguire le analisi di stabilità"* (Università degli Studi di Padova, 2019b).

A partire da una configurazione di stabilità del versante, l'approccio SRM consiste nel diminuire progressivamente i parametri di resistenza assegnati ai materiali (angolo di attrito e coesione) di un determinato fattore di riduzione SRF (*Strenght Reduction Factor*):

$$\varphi_f = tan^{-1}(\frac{tan\varphi}{SRF}) \quad (eq.7.7)$$

$$C_f = \frac{C}{SRF} \quad (eq.7.8)$$

Alla progressiva diminuzione dei parametri, viene raggiunta una configurazione di instabilità o di rottura, identificata dalla non convergenza della soluzione numerica del codice di calcolo; nel momento in cui un numero sufficiente di punti nel versante raggiunge una condizione critica, si identifica la superficie di discontinuità. Il massimo fattore di riduzione SRF_{max} che permette la convergenza della soluzione viene attribuito come Fattore di Sicurezza FS del versante. Questo parametro non assume un vero e proprio significato fisico ma esprime il massimo grado di sicurezza nei confronti della stabilità del versante.

Il modello FEM fornisce come dato di output i valori degli spostamenti incrementali, che si verificano nella condizione di collasso rispetto la condizione di stabilità iniziale. Questi valori di spostamento non possono essere interpretati in termini quantitativi, bensì in termini di distribuzione (Università degli Studi di Padova, 2019b). Infatti, la distribuzione degli spostamenti incrementali permette di identificare nel versante quali sono i volumi che diventano instabili e che saranno soggetti al collasso.

In Fig.7.8 è riportata la risultante degli spostamenti totali in assenza di falda nel versante, rispettivamente in vista frontale e planimetrica, nella considerazione di un fattore di sicurezza SRF_{max} è considerato pari a 1. In Fig.7.9 è riportata la sezione indicata in pianta, in cui sono rappresentati gli stessi risultati in termini di distribuzione degli spostamenti totali. I risultati permettono di discretizzare le zone nel versante che presentano uno spostamento non nullo rilevante attribuito SRF_{max} (colori rosso, giallo, verde e azzurro), rispetto alla parte di versante che rimane stabile (blu).

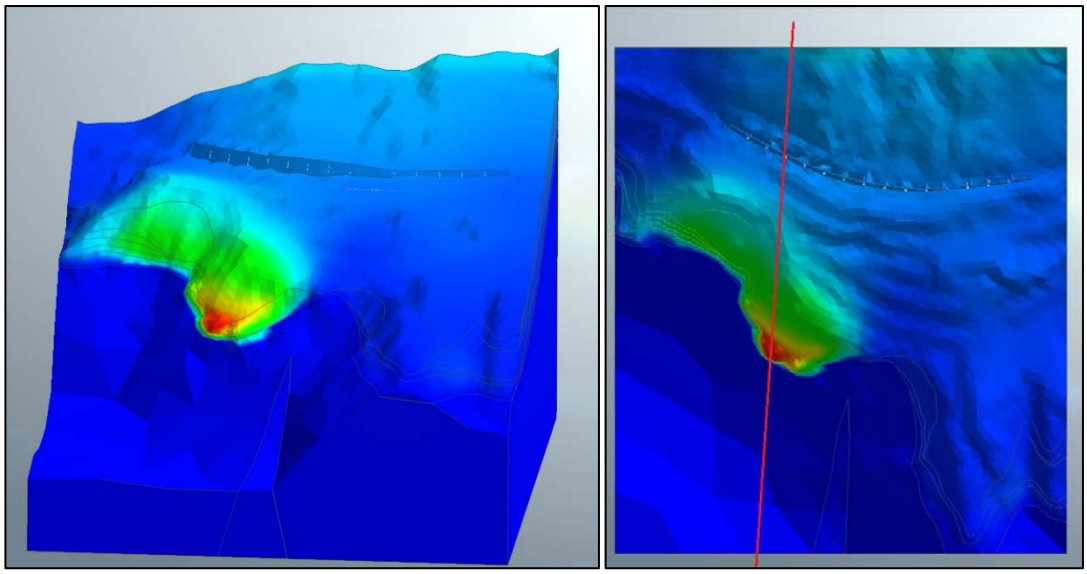


Figura 7.8 *Vista frontale e in pianta del modello MIDAS in assenza di falda nel versante, in cui viene riportata la distribuzione degli spostamenti totali ottenuti con un valore di SRFmax = 1 e l'indicazione della sezione riportata in Fig.7.9.*

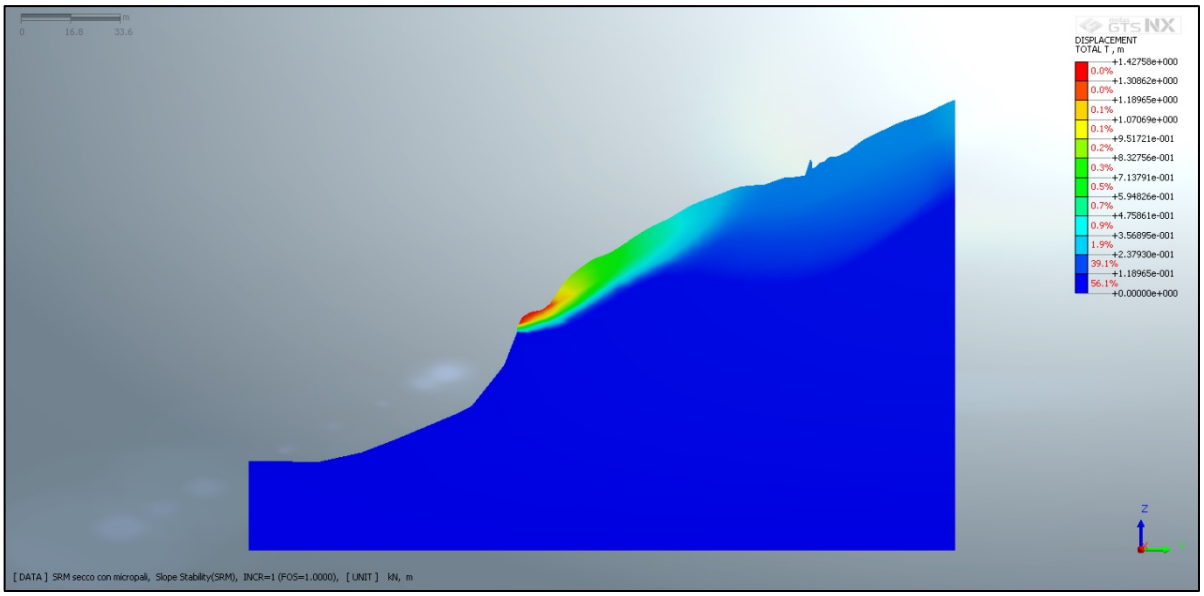


Figura 7.9 *Sezione del modello MIDAS in condizioni secche con i valori degli spostamenti totali a SRFmax = 1; è possibile individuare il limite inferiore del volume instabile.*

7.3.2 Analisi di sensibilità del modello SPH per la propagazione

La limitazione del modello FEM-3D è quella di fornire informazioni solo sulla stabilità del versante, in determinate condizioni del sito. Il motivo dipende dal fatto che il modello non considera il fattore tempo, fondamentale per la predizione dell'evoluzione del fenomeno franoso. Di conseguenza, lo studio della propagazione della massa divenuta instabile avviene con il metodo SPH, in cui il volume destabilizzato diventa parametro di input.

L'obiettivo della simulazione consiste nel valutare l'evoluzione del fenomeno franoso al verificarsi delle condizioni di instabilità; in questo modo è possibile indagare, a diversi istanti temporali, parametri come l'altezza dei depositi, la distanza percorsa dalla massa franata o il campo di velocità.

La simulazione viene eseguita in un modello tridimensionale dell'area di studio, il quale riproduce la reale morfologia del versante su cui si imposta la frana. Per la ricostruzione geometrica, sono state utilizzate le informazioni attualmente disponibili:

- la topografia reale (costituente il file .top) è rappresentata dalle informazioni di elevazione presenti nel DTM fornito dalla Regione Veneto e datato 2015. Inoltre, il versante viene discretizzato con un set di nodi in una griglia con maglia quadrata di lato 2 m; a ciascun nodo corrisponde una coordinata (x, y, z) del modello digitale del terreno (Fig.7.10);
- l'individuazione della superficie di instabilità nel versante avviene a partire dai risultati del modello FEM-3D, da cui si ricava il volume della massa instabile (Fig.7.11). Il volume della massa viene anch'esso discretizzato con un set di nodi con coordinate (x, y) e spessore h della massa franante (file .pts).

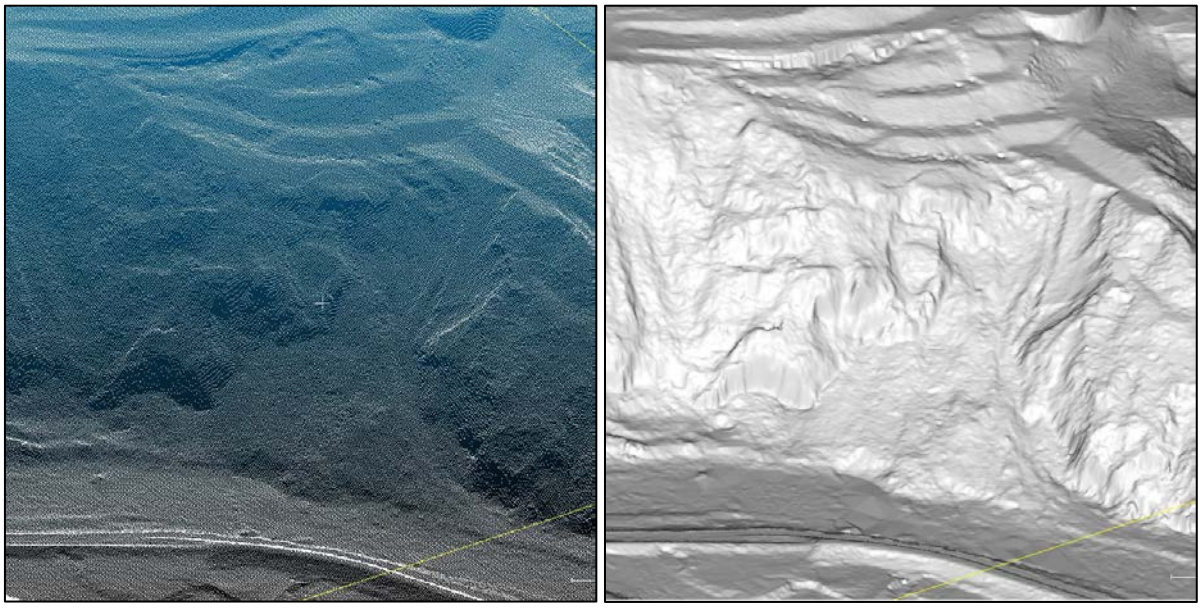


Figura 7.10 *Ricostruzione tridimensionale dell'area oggetto di studio, attraverso il software Cloud Compare. Il DTM 2015 utilizzato viene visualizzato come nuvola di punti con coordinate (x, y, z)*

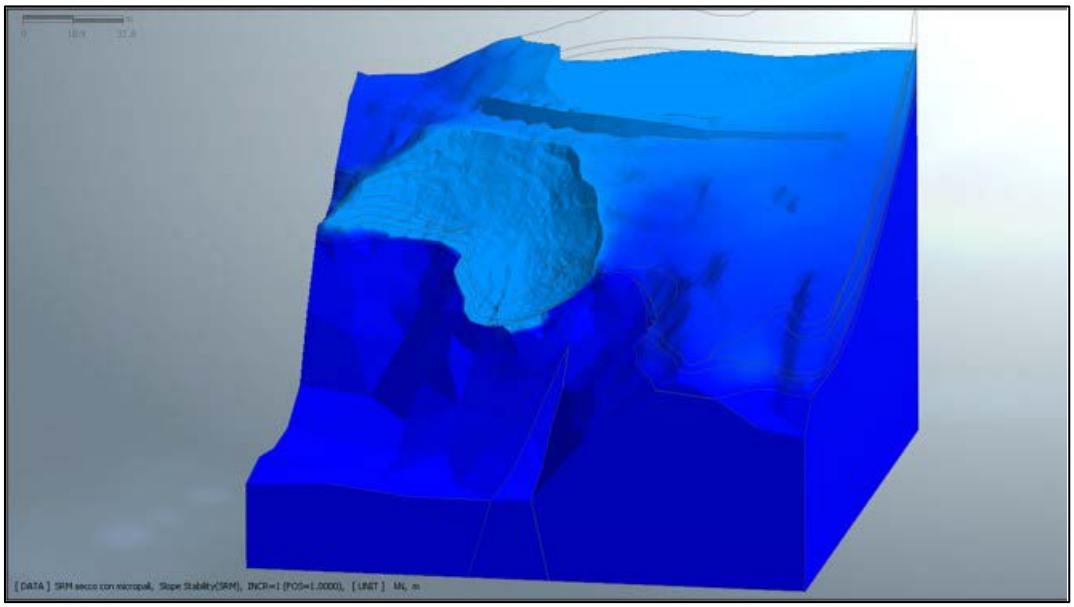


Figura 7.11 *Individuazione della superficie di scorrimento, estratta dall'analisi di stabilità effettuata con il software MIDAS; viene riportata la geometria e la sua posizione nel versante a valle della linea ferroviaria.*

Nell'applicazione del modello SPH per la simulazione della propagazione, particolare importanza è dedicata alla scelta della reologia da attribuire alla massa in movimento e ai relativi parametri di riferimento. Considerando infatti la legge reologica di Völlmy ed eseguendo una valutazione preliminare dei parametri da letteratura, si è proceduto ad una seconda fase di calibrazione degli stessi, con lo scopo di ottimizzare la capacità predittiva del modello.

Innanzitutto, è stato stabilito il range di valori in cui far variare rispettivamente il parametro di frizione μ e di turbolenza ξ. È stata effettuata di seguito un'analisi di sensibilità dei parametri, considerando i valori ritenuti verosimili e controllando che i risultati fossero anch'essi confrontabili con i dati a disposizione. Per eseguire l'analisi di sensibilità, sono stati utilizzati i seguenti parametri di input:

a. volume della massa instabile poco superiore a 50.000 m^3, ottenuto dai risultati del modello FEM-3D in condizioni secche al paragrafo precedente;
b. il parametro di frizione μ dipende dall'angolo di attrito attribuito al materiale che diventa poi instabile; vengono assunti tre valori di frizione che fanno riferimento rispettivamente ad angoli di attrito di 15°, 23° e 30°;
c. il parametro di turbolenza ξ viene scelto nei valori di 100, 500 e 1000 m/s^2 in quanto, non essendo un parametro fisico misurabile, viene dedotto da alcune considerazioni empiriche;
d. la durata della simulazione è pari a 35 s, durante i quali la massa si muove verso valle fino ad occupare in parte l'alveo del torrente Boite.

I parametri reologici scelti sono stati combinati in una matrice 3x3, generando 9 scenari di simulazione con caratteristiche reologiche differenti della massa in movimento; i parametri utilizzati nell'analisi di sensibilità sono riportati in forma riassuntiva in Tab.7.3.

I risultati degli scenari simulati offrono la possibilità per una valutazione della capacità predittiva del modello SPH, a partire dai quali si può stabilire quali sono le caratteristiche reologiche ritenute verosimili per la propagazione del fenomeno franoso. In particolare, tra le combinazioni eseguite, sono state ritenute affidabili:

1. "Pera03", con valori dei parametri $\mu = 0.58$ e $\xi = 100$ m/s^2 ; la propagazione del materiale presenta un comportamento maggiormente plastico, visto il valore più elevato di angolo di attrito;
2. "Pera07", con valori dei parametri $\mu = 0.27$ e $\xi = 1000$ m/s^2, in cui la massa franante dispone di una bassa resistenza durante il movimento, mostrando di conseguenza un comportamento più fluido;
3. "Pera05", viene identificato come caso transitorio in cui la propagazione evidenzia un comportamento intermedio rispetto i casi precedenti, presentando valori dei parametri pari a $\mu = 0.42$ e $\xi = 500$ m/s^2.

	15	23	30	*Angolo di attrito del materiale ϕ [°]*
Parametro di turbolenza ξ [m/s²]	0.27	0.42	0.58	*Parametro frizionale $\mu = \tan\phi$ [-]*
100	Pera01	Pera02	Pera03	
500	Pera04	Pera05	Pera06	
1000	Pera07	Pera08	Pera09	

Tabella 7.3 *Valori dei parametri reologici del modello di Völlmy, nelle combinazioni considerate per l'analisi di sensibilità. Ciascuna denominazione permette di identificare la combinazione dei parametri che vengono inseriti nella simulazione numerica della propagazione della massai di frana.*

I risultati delle simulazioni sono presentati nelle Figg.7.12, 7.13 e 7.14. In ciascuna, si confronta il modello tridimensionale generato con il software *GID 11* e la distribuzione dell'altezza del materiale franato, georeferenziata nel sistema *GIS*. Per ottimizzare la rappresentazione della propagazione, è stato scelto di riportare determinati istanti temporali (t = 10 s, 20 s e 30 s), con lo scopo di evidenziare la massima distanza percorsa dalla massa franata, in ciascuna simulazione e a determinate condizioni reologiche. È chiaro che, nel considerare quali siano gli scenari ragionevoli, si debba escludere il caso più fluido (Fig.7.13), a partire dalle considerazioni fatte in precedenza sulla dinamica visco-plastica attesa del materiale, una volta che diviene instabile. Allo stesso modo, deve essere tenuto in forte considerazione il caso intermedio (Fig.7.14), ritenuto il più ragionevole al verificarsi del collasso.

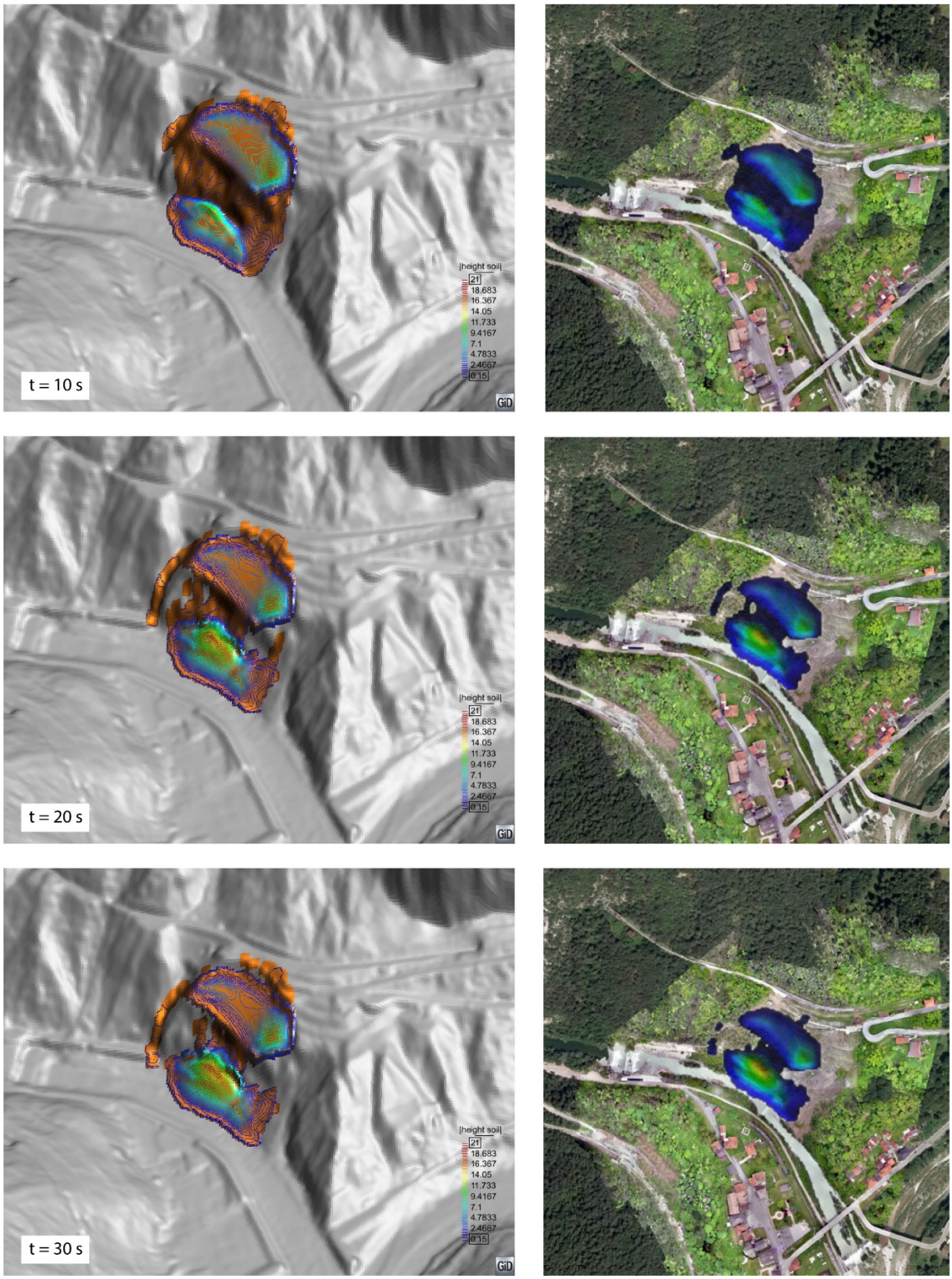


Figura 7.12 *Simulazione "Pera03", con comportamento del materiale maggiormente plastico e con valori dei parametri $\mu = 0.58$ e $\xi = 100$ m/s2.*

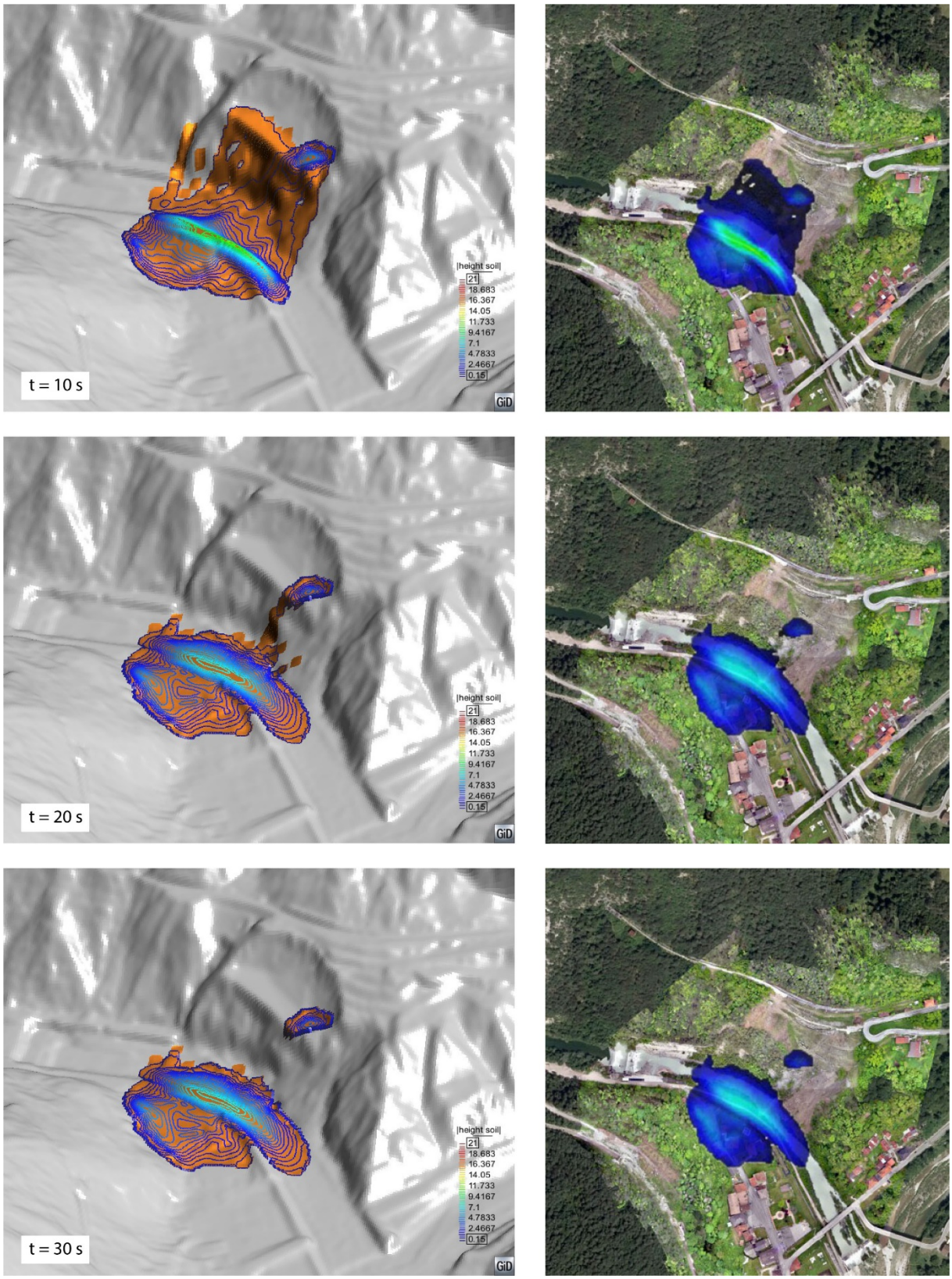


Figura 7.13 *Simulazione "Pera07", con comportamento del materiale più fluido e con valori dei parametri $\mu = 0.27$ e $\xi = 1000$ m/s2.*

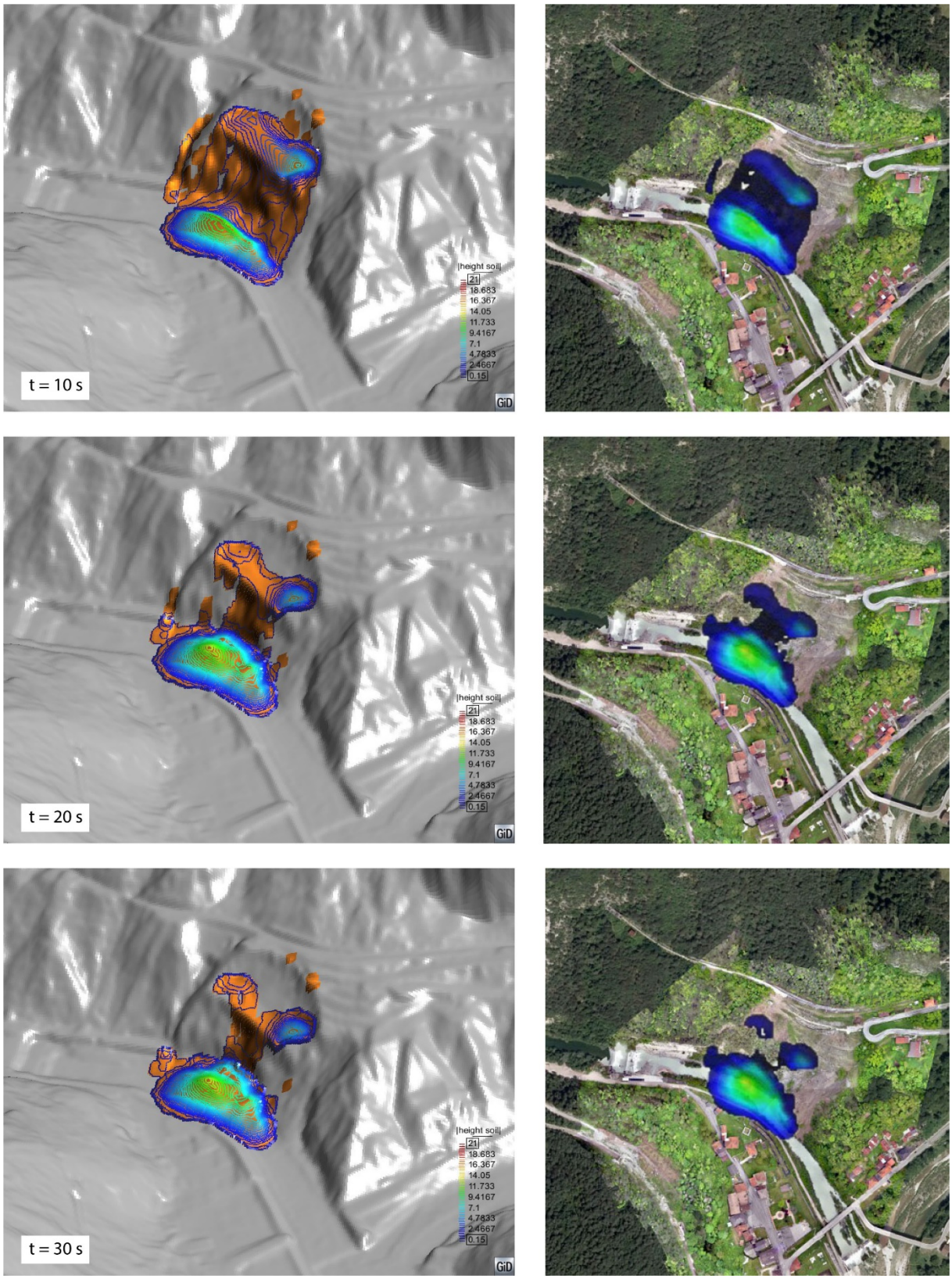


Figura 7.14 *Simulazione "Pera05", con comportamento del materiale intermedio rispetto ai due casi precedenti e con valori dei parametri $\mu = 0.42$ e $\xi = 500$ m/s2.*

7.4 Possibili scenari evolutivi del fenomeno franoso di Sant'Andrea

Come introdotto nel paragrafo 7.3, nella Relazione Tecnica Finale sono stati inseriti due scenari considerati ragionevoli nell'evoluzione del fenomeno franoso di Sant'Andrea. Di seguito, sono riportate le ipotesi e le scelte utilizzate rispettivamente nei modelli FEM-3D ed SPH per lo studio del versante, a seguito del verificarsi di variazioni idrauliche. Infatti, gli scenari ipotizzati prevedono rispettivamente:

1. Un caso di instabilità in cui il materiale si trova in condizioni secche, denominato di seguito come caso "dry";
2. Un secondo caso in cui il materiale presenta condizioni sature, definito caso "wet", in cui si introduce la presenza di una doppia falda nel versante (superficiale e profonda).

7.4.1 Stabilità del versante con modello FEM-3D

Il modello tridimensionale agli elementi finiti (FEM-3D), costruito con il modello numerico *Midas*, è già stato introdotto nel paragrafo 7.3.1. Tuttavia, è stata necessaria una modifica della geometria degli strati, in particolare la variazione di spessore del gesso fratturato (livelli C e C2) a scapito del gesso intatto (freccia in Fig.7.15). Inoltre, "*come si può notare, nella zona a valle del tornante, laddove è presente la dorsale di Dolomia Cassiana (livello E) che si prolunga verso Sud-Est separando le valli del Boite e del Piave, nel modello è stato predisposto un ulteriore materiale, evidenziato da una colorazione grigia. Il contatto della Dolomia Cassiana con le altre formazioni è rappresentato da un piano immergente verso nord-ovest, probabilmente una faglia*" (Università degli Studi di Padova, 2019b).

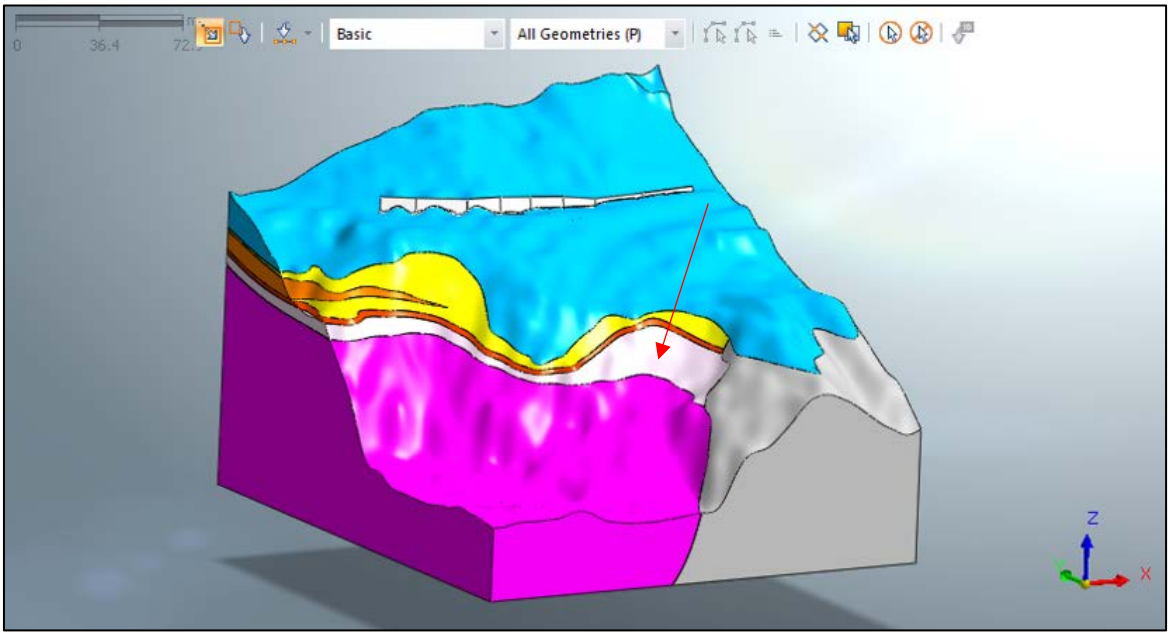


Figura 7.15 *Vista assonometrica del modello realizzato con il software Midas GTS NX (Università degli Studi di Padova, 2019b).*

I parametri geotecnici utilizzati per la caratterizzazione dei materiali sono riportati in Tab.7.4. In questo caso, i valori attribuiti ai materiali sono leggermente differenti rispetto a quanto riportato nella Tab.7.2, in particolare nei valori riferiti alla coesione. Infatti, i livelli a maggiore granulometria (liv. A e liv. B2) mantengono bassi valori di coesione mentre il bedrock (liv. D e liv. E) presentano valori massimi di resistenza. Al contrario al livello argillo-limoso (liv. B1) e a quello del gesso fratturato (liv. C e C2) sono attribuiti valori di coesione intermedi.

Per tenere in considerazione della diminuzione delle caratteristiche meccaniche del gesso fratturato in presenza di una falda profonda (liv. C e C2), in tabella sono indicati due set di parametri che differiscono solo per il valore assegnato alla coesione. Questo perché "*si è deciso di rappresentare l'effetto di degradazione che l'acqua di falda può avere nei confronti di questo materiale attraverso una riduzione del suddetto parametro, supponendo che il gesso fratturato abbia una coesione pari a 15 kPa in condizioni non sature e questa possa subire una riduzione del 30% con la saturazione*" (Università degli Studi di Padova, 2019b).

STRATIGRAFIA	**ANGOLO DI ATTRITO, ϕ**	**COESIONE, c'**	**PESO DI VOLUME, γ**	**MOD. DI YOUNG, E**	**COEFF. DI POISSON, ν**
	[°]	*[kPa]*	*[kN/m³]*	*[MPa]*	*[-]*
Copertura ghiaiosa *(liv. A)*	35	5	21	100	0.2
Argilla limo sabbiosa *(liv. B1)*	**26**	**30**	**20**	**40**	**0.4**
Intercalazioni ghiaiose *(liv. B2)*	30	5	20	75	0.3
Gesso fratturato *(liv. C)*	**24**	**15**	**19**	**25**	**0.4**
Gesso fratturato saturo *(liv. C2)*	24	10	19	25	0.4
Gesso intatto *(liv. D)*	**35**	**40**	**26**	**4000**	**0.2**
Dolomia *(liv. E)*	35	40	26	4000	0.2

Tabella 7.4 *Parametri geotecnici per i materiali costituenti il modello di calcolo (Università degli Studi di Padova, 2019b).*

L'analisi di stabilità del versante è stata valutata utilizzando il metodo *SRM*, come ugualmente presentato al paragrafo 7.3.1. Con questa procedura, sono stati analizzati i due casi ipotizzati *dry* e *wet*, che si differenziano per la presenza delle falde d'acqua descritte:

1. falda più superficiale, disposta all'interfaccia tra la copertura detritica e lo strato argilloso-limoso, con un'altezza piezometrica di 2 m;
2. falda limitata al solo livello C2 (che presenta 2 m di spessore), disposta al contatto tra il gesso fratturato e le argille-limose, con lo scopo di simulare i flussi che si sviluppano all'interno delle cavità del gesso fratturato. "*Quest'ultima è una falda in pressione con una altezza piezometrica pari a 4 m"* (Università degli Studi di Padova, 2019b).

La stabilità valutata nelle differenti condizioni del versante permette un confronto tra i valori dei Fattori di Sicurezza e la valutazione dei volumi coinvolti nel collasso, basandosi su un livello limite di spostamento totale, per entrambe le situazioni ipotizzate. Di seguito, sono riportati i risultati delle analisi di stabilità con metodo FEM-3D:

a. nel caso del modello dry, il fattore di sicurezza FS è pari a 1.17. In Fig.7.16 è riportata la distribuzione degli spostamenti totali, sia in visione frontale che sovrapposta all'ortofoto dell'area in esame. È chiara quale sia l'area interessata da spostamenti rilevanti rispetto il resto del versante che rimane stabile (in blu).

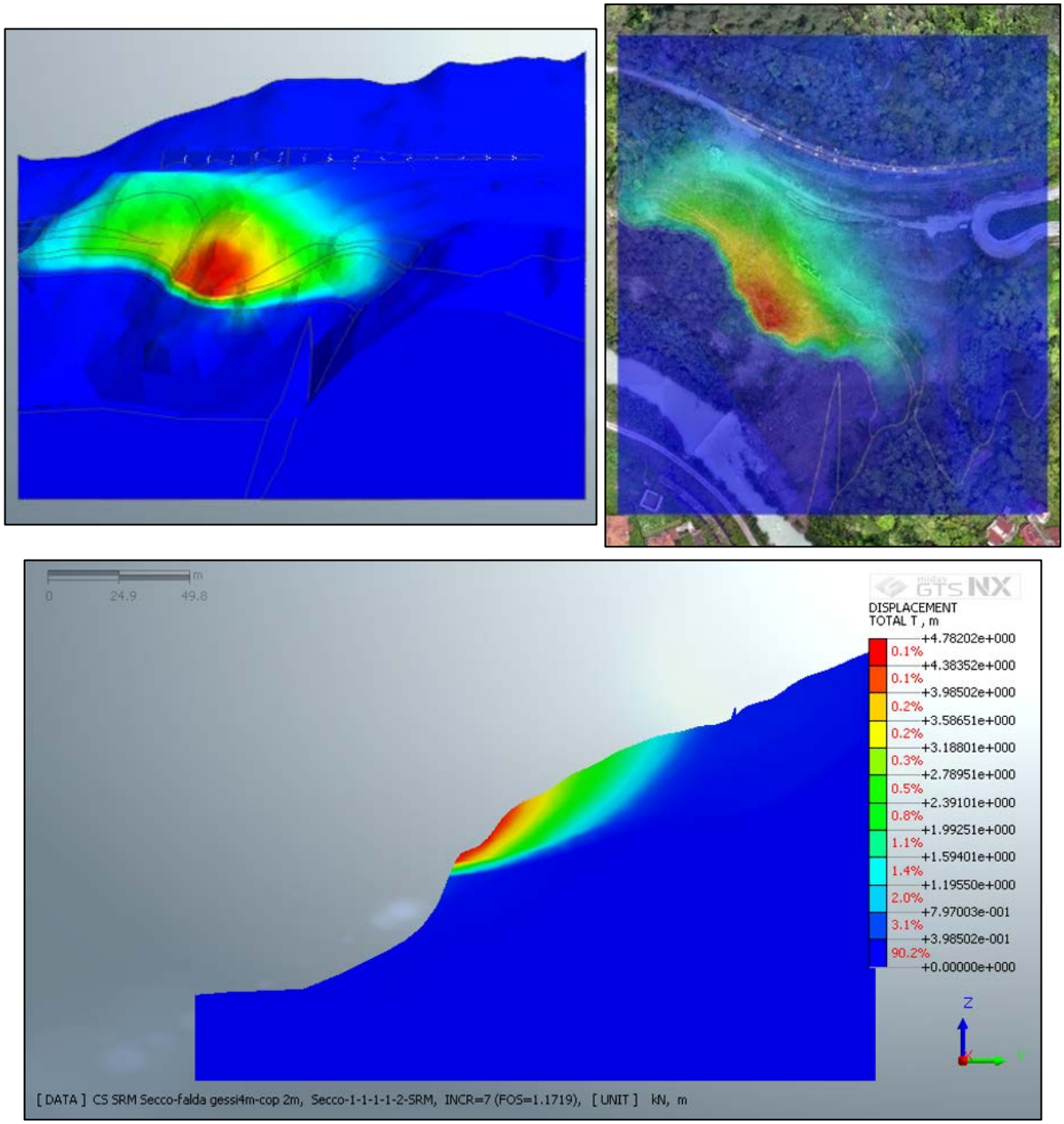


Figura 7.16 *Modello Midas in condizione secche, in cui è rappresentata la distribuzione degli spostamenti totali ottenuti con un valore di SRFmax = 1.17. Visione frontale, planimetrica e in sezione.*

b. nel caso del modello wet, il fattore di sicurezza FS è pari a 1.04, più basso del precedente per la presenza di acqua nel versante. In Fig.7.17, viene ugualmente riportata la distribuzione degli spostamenti totali, sia in visione frontale che planimetrica, per permettere un confronto dei volumi ritenuti instabili. Nel confronto tra le sezioni del caso dry e wet, si nota che il volume di materiale che diviene instabile nel caso saturo è minore rispetto al caso precedente. Ciò accade per la presenza di acqua nel versante che porta a raggiungere la condizione di instabilità ad un minore SRF_{max}, coinvolgendo un volume inferiore rispetto al caso senza falde (Università degli Studi di Padova, 2019b).

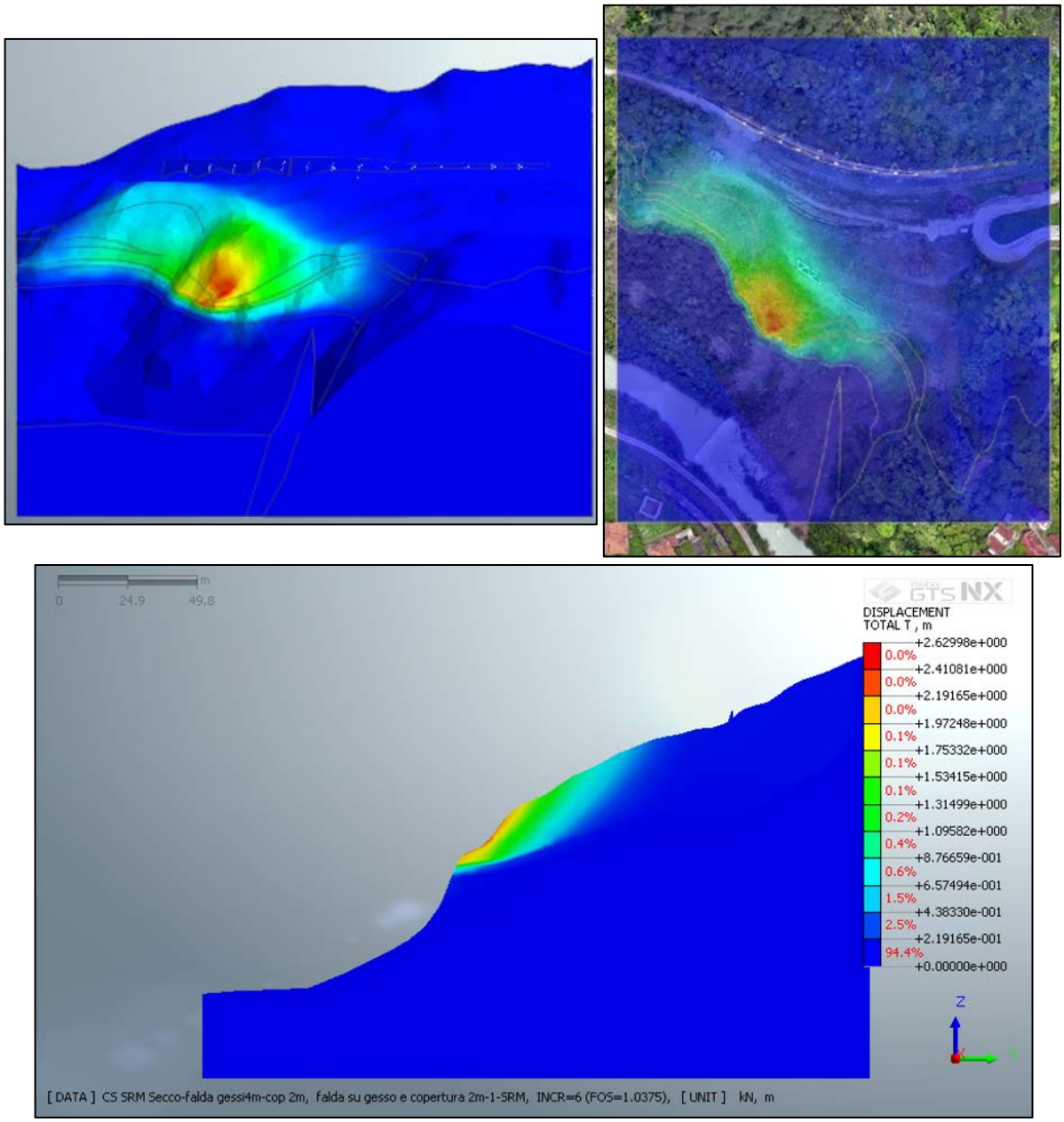


Figura 7.17 *Modello Midas in condizione sature, in cui è rappresentata la distribuzione degli spostamenti totali ottenuti con un valore di SRFmax = 1.04. Visione frontale, planimetrica e in sezione.*

7.4.2 Simulazione della propagazione tramite modello SPH

Il modello SPH è stato infine applicato nell'analisi di previsione della propagazione della frana nei due scenari precedentemente identificati, i cui risultati sono riportati nella Relazione Tecnica Finale del 2019. A partire dai risultati dei modelli FEM-3D, rispettivamente nel caso *dry* e nel caso *wet*, i dati di input di questa fase di analisi fanno riferimento alla massa identificata come instabile e che sarà coinvolta nella successiva propagazione. Perciò, nel caso secco si utilizzano come dati i risultati in assenza di falda mentre nel caso saturo, si considera l'instabilità in presenza della condizione di doppia falda nel pendio.

La simulazione di ciascun scenario di propagazione prevede che la massa in movimento sia caratterizzata da un comportamento reologico di Völlmy. È necessario precisare che i valori dei parametri di riferimento sono stati valutati sulla base dell'analisi di sensibilità precedentemente descritta al paragrafo 7.3.2. In particolare, lo scenario intermedio presentato nella simulazione "*Pera05*" è stato implementato ed ottimizzato per poter simulare in modo opportuno la natura e le differenti caratteristiche della massa in movimento, nelle due condizioni di instabilità ipotizzate.

In Tab.7.5, vengono presentati in forma riassuntiva i parametri utilizzati nel codice di calcolo per eseguire rispettivamente le simulazioni del *caso dry* e del *caso wet*, considerando che:

a. per tenere conto della maggior resistenza del materiale nel caso dry, il valore scelto per il parametro di attrito è di 30° mentre la turbolenza assume un valore di 400 m/s^2, suggerito in letteratura per riprodurre il comportamento di fenomeni franosi come i *debris avalanches* (Sosio et al., 2008);
b. in condizioni di doppia falda, la presenza d'acqua porta ad una diminuzione dei valori di resistenza del materiale e di conseguenza ad un comportamento reologico maggiormente fluido durante il movimento. Per questo motivo, il parametro di attrito è mantenuto ad un valore di 24° mentre il parametro di turbolenza viene leggermente aumentato a 600 m/s^2.

Si può osservare che nel caso *dry* il volume della massa che diventa instabile risulta essere quasi il doppio di quello considerato nel caso *wet* (Fig.7.18). Questo perché nel caso *wet* la condizione di instabilità viene raggiunta prima, a seguito del più basso valore di FS, non potendo richiamare tutto il volume che sarebbe interessato in condizioni secche, che possiede però un margine di sicurezza più elevato. Questa considerazione, alla luce dei risultati dei modelli FEM, permette di affermare che il caso secco è sì più stabile ma, nel caso si raggiungesse la condizione di instabilità, interesserebbe un volume maggiore; al contrario, il caso saturo coinvolge un volume minore ma, se destabilizzato, si muove prima.

Caratteristiche geometriche		
Volume (m^3)	113'860	CASO "*DRY*"
Parametri reologici		
Angolo di attrito ϕ (°)	30	
Parametro di attrito del materiale $\mu=\tan\phi$ (-)	0.58	
Parametro di turbolenza ξ (ms^{-2})	400	
Parametri di integrazione		
Passo spaziale Δx (m)	1	
Passo temporale Δt (s)	0.1	
Tempo di simulazione (s)	60	
Caratteristiche geometriche		CASO "*WET*"
Volume (m^3)	61'139	
Parametri reologici		
Angolo di attrito ϕ (°)	24	
Parametro di attrito del materiale $\mu=\tan\phi$ (-)	0.42	
Parametro di turbolenza ξ (ms^{-2})	600	
Parametri di integrazione		
Passo spaziale Δx (m)	1	
Passo temporale Δt (s)	0.1	
Tempo di simulazione (s)	60	

Tabella 7.5 *Parametri adottati per la simulazione dell'evento di propagazione, rispettivamente nel caso dry e nel caso wet. Tabella riportata in Università degli Studi di Padova, 2019b.*

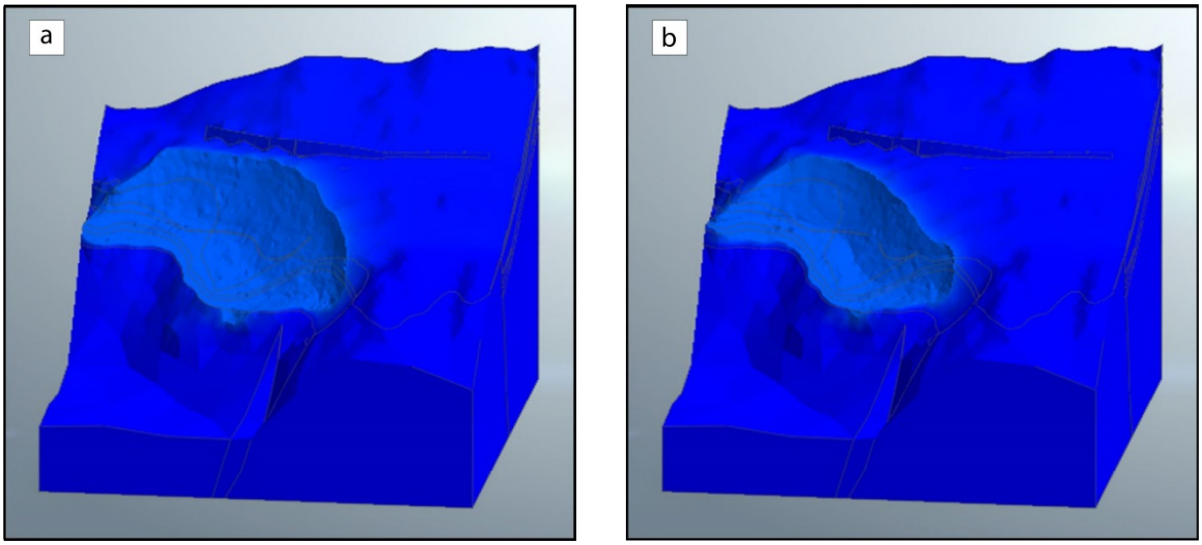


Figura 7.18 *Confronto tra i volumi coinvolti nei due scenari ipotizzati.* ***a*** *Volume che diviene instabile nell'ipotesi del caso dry;* ***b*** *Volume che viene destabilizzato nelle condizioni ipotizzate del caso wet.*

7.4.3 Risultati dell'analisi di propagazione

I risultati dell'analisi di propagazione sono riportati attraverso due modalità di rappresentazione, metodo già adottato per la precedente analisi di sensibilità dei parametri reologici:

a. modello tridimensionale della simulazione dell'evento, generato nel post-processore del software GID 11, in cui è possibile valutare, a diversi istanti temporali e con colori differenti, la variazione di alcune grandezze caratteristiche come l'altezza del deposito o la velocità di propagazione;
b. visione bidimensionale della propagazione in ambiente GIS in cui, negli istanti temporali considerati, sono rappresentati i depositi della massa franata, opportunamente georeferenziati e identificati da un *contour* dell'altezza del materiale.

Nella rappresentazione degli scenari, si è scelto di visualizzare i risultati negli stessi istanti temporali, rispettivamente istante iniziale (t = 0 s), dopo 10 s e dopo 60 s; questa scelta è stata considerata per permettere un confronto più rapido ed immediato. Inoltre, l'inserimento dell'ortofoto dell'area di studio, fornite dalla Regione Veneto e datata 2015, viene sovrapposta ai risultati GIS, permettendo la localizzazione del fenomeno, con lo scopo di permettere una rapida interpretazione.

In Fig.7.19, vengono riportati i risultati dello scenario *dry*. Si può osservare che, nonostante il volume considerato instabile inizialmente sia maggiore, la massa in movimento si accumula al piede della scarpata, con l'altezza del deposito che cresce progressivamente nel tempo in quanto alimentata dal materiale in distacco. Inoltre, si nota che una parte del materiale destabilizzato rimane nella zona della nicchia di distacco, con altezze del deposito dell'ordine dei 10 m. Il materiale franato occupa solo in parte la sezione idraulica del torrente Boite, in cui il deposito raggiunge valori di altezze dell'ordine di 16 m circa.

In Fig.7.20 vengono invece visualizzati i risultati dello scenario *wet*. Nel caso saturo, nonostante il volume che si destabilizza è risultato essere inferiore rispetto al caso precedente, la propagazione del materiale coinvolge l'intera sezione idraulica del Boite. In questo caso, l'altezza del deposito è dell'ordine di 10 m circa. Inoltre, nella zona di distacco rimane meno materiale rispetto al caso precedente, con altezza dell'ordine di pochi metri; questo evidenzia il fatto che quasi tutto il materiale che diviene instabile viene movimentato verso valle. È chiaro che il comportamento "più fluido" durante la propagazione sia una conseguenza diretta della diminuzione della resistenza ipotizzata per il caso *wet*. Questo comporta una propagazione più estesa della massa, la quale mantiene regimi di velocità più elevati durante il movimento, e può arrivare ad interessare il rilevato di protezione idraulica, posto a difesa dell'abitato di Perarolo (Fig.7.21).

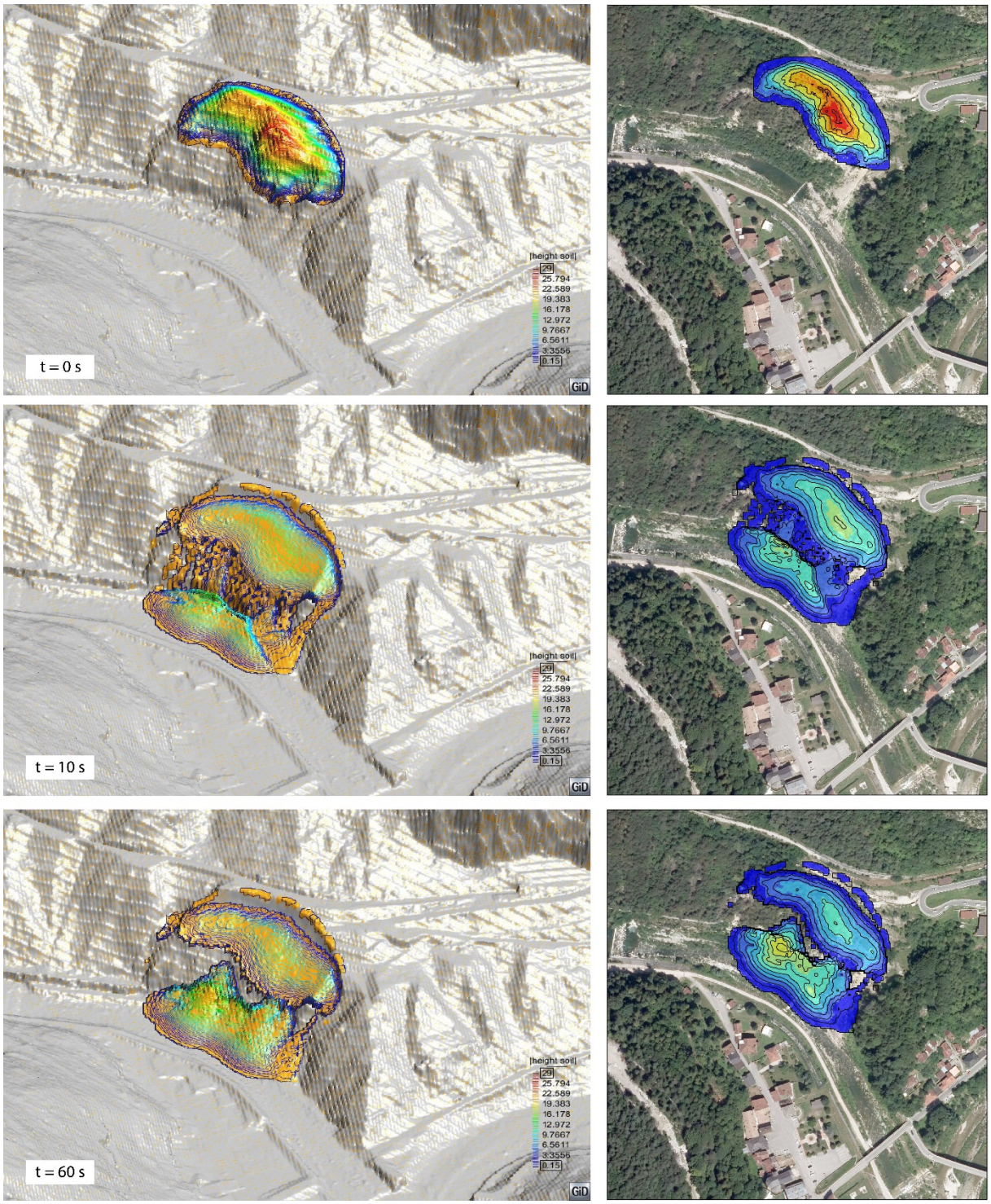


Figura 7.19 *Simulazione della propagazione del fenomeno franoso nelle condizioni del caso "dry", ai diversi istanti di tempo considerati. Si osserva che la massa in movimento si accumula al piede del versante, occupando solo in parte la sezione idraulica del Boite.*

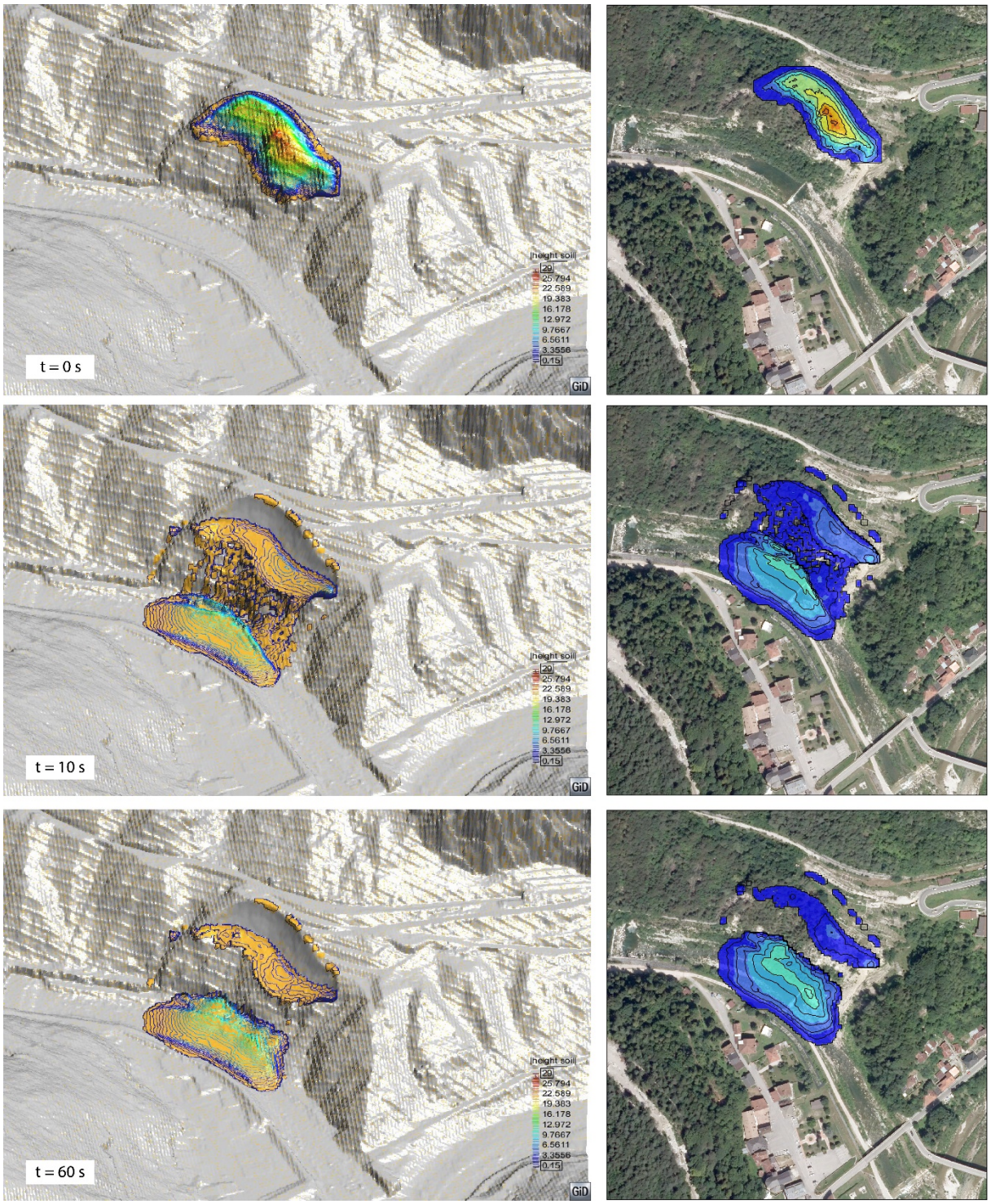


Figura 7.20 *Simulazione della propagazione del fenomeno franoso nelle condizioni del caso "wet", ai diversi istanti di tempo considerati. Si nota la maggiore propagazione della massa in movimento, che può andare ad interessare il rilevato di protezione a difesa del centro abitato.*

L’analisi della propagazione consente uno studio anche del campo di velocità con cui si muove il materiale durante la simulazione. La morfologia del versante è tale per cui una volta che si verifica il collasso, il materiale in movimento assume velocità più elevate in corrispondenza della massima pendenza nella scarpata al piede del versante. Al raggiungimento dell’alveo del Boite, il materiale diminuisce la sua velocità. Come anticipato, nella sola simulazione del caso *wet* la massa franata potrebbe raggiungere la sponda opposta, anche se con altezze dei depositi contenute, e potrebbe interessare il rilevato di protezione. In Fig.7.21, vengono riportati due istanti temporali successivi nella simulazione del caso *wet*, rappresentati attraverso una visione frontale e laterale in *GID*; si può osservare che la velocità diminuisce raggiungendo l’alveo del Boite, avvicinandosi al rilevato con velocità minori. Tuttavia, il modello SPH non riesce a stimare la forza di impatto della massa sul rilevato.

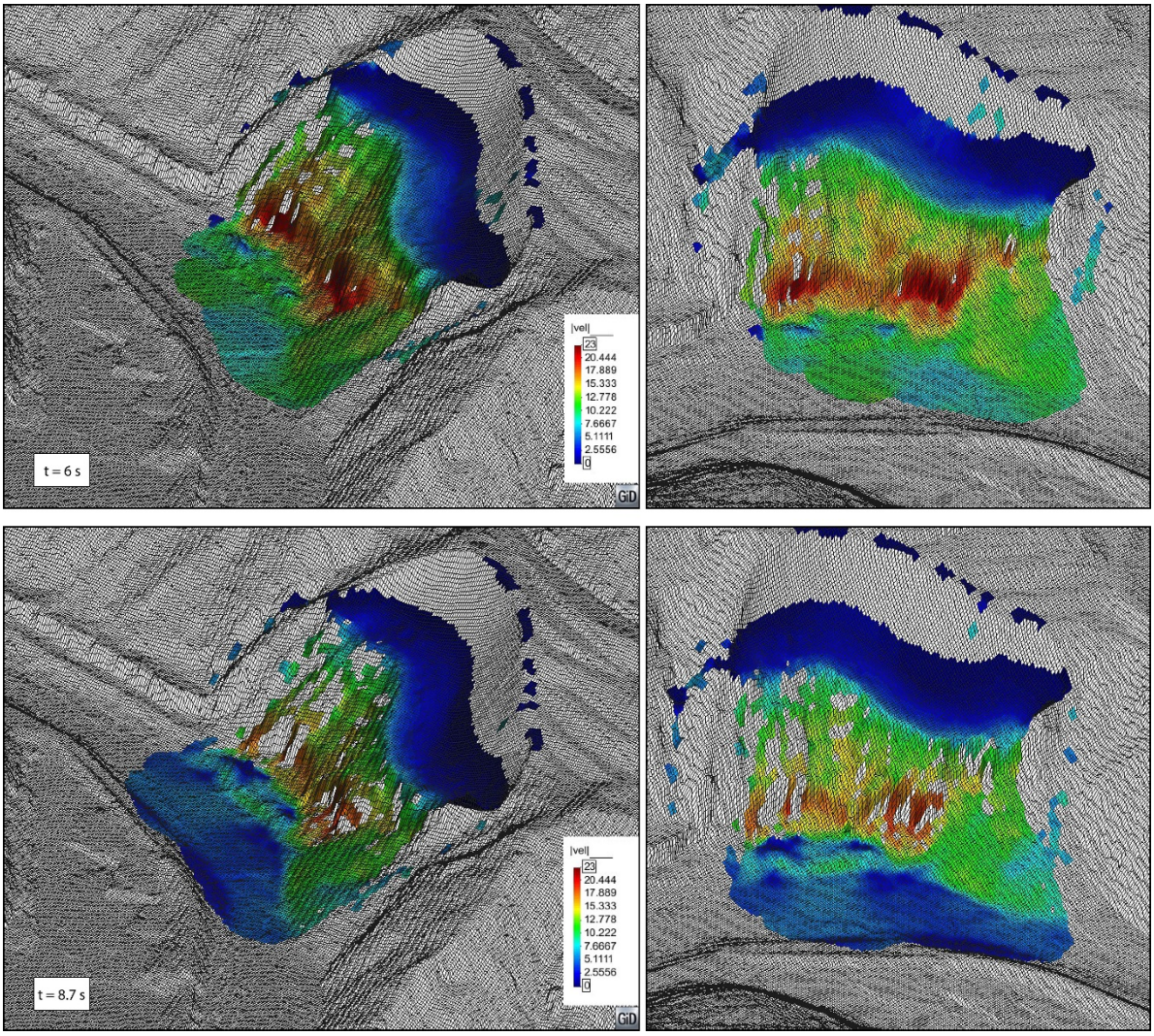


Figura 7.21 *Campo di velocità nella simulazione del fenomeno franoso nel caso wet. Sono riportati in visione laterale (immagini di sinistra) e frontale (immagini a destra) due istanti temporali successivi in cui la propagazione raggiunge il rilevato di protezione.*

7.5 Risultati e discussione

Il modello SPH è stato applicato nell'analisi di previsione del comportamento della frana di Sant'Andrea, al raggiungimento delle condizioni di instabilità ipotizzate ragionevoli e riportate nella Relazione Tecnica Finale (Università degli Studi di Padova, 2019b). I risultati delle simulazioni effettuate mostrano la variazione di alcuni parametri (altezza dei depositi e campo di velocità) durante l'evoluzione del fenomeno franoso.

Per una maggiore consapevolezza e sensibilità nell'interpretazione dei risultati, è doveroso mettere in evidenza che:

a. Non è possibile affermare che gli scenari ipotizzati siano gli unici che si possono verificare, a causa delle incertezze relative al modello geologico del versante, alle semplificazioni introdotte relativamente ai modelli costituitivi e ai valori caratteristici di resistenza scelti per rappresentare i materiali del sito, alle ipotesi semplificative riguardanti le condizioni idrogeologiche (Università degli Studi di Padova, 2019b). Tuttavia, gli scenari considerati sono quelli più ragionevoli che si potrebbero verificare, alla luce dell'analisi di sensibilità e delle considerazioni sul movimento attesto del fenomeno;

b. Il modello SPH utilizzato rappresenta un utile strumento previsionale per analizzare la propagazione della frana. Tuttavia, l'approccio teorico basato sul concetto di monofluido equivalente ha come limite quello di rappresentare la complessità e l'eterogeneità dei materiali che costituiscono l'intero volume destabilizzato;

c. Nel modello, la massa considerata instabile e che poi viene messa in movimento è introdotta come parametro di input, a partire dai risultati del modello FEM-3D, rimanendo invariata durante la simulazione. La possibilità di errori nella generazione del dato di partenza può portare ad una sovrastima o al viceversa ad una sottostima del fenomeno che si sta studiando;

d. È da ritenersi di grande importanza la fase di calibrazione dei parametri del modello reologico, scelto per rappresentare la propagazione della massa. In particolar modo, la modalità con cui viene effettuata la calibrazione influenza direttamente i risultati del modello SPH, lasciando dei dubbi sulla sua validità se erroneamente eseguita. Di conseguenza, è necessario uno studio più approfondito associando sia un approccio di tipo statistico sia misure ed esperimenti di laboratorio su miscele adeguatamente preparate.

In conclusione, i risultati dell'analisi di propagazione del fenomeno franoso diventano oggetto di studio della risposta idraulica del torrente Boite, negli scenari individuati *dry* e *wet*, presente nel capitolo successivo.

8. Modellazione idrodinamica

La parte conclusiva di questo lavoro di tesi riguarda l'analisi della risposta idraulica alla propagazione della massa di frana nel fondovalle. In particolare, la modellazione idrodinamica è stata eseguita con il software Flo-2D, considerando l'evoluzione negli scenari ipotizzati nella fase precedente, riportati nella Relazione Tecnica Finale (Università degli Studi di Padova, 2019b).

Il modello è stato applicato dallo scrivente con i dati attualmente a disposizione, per agevolare il confronto con i lavori precedentemente realizzati (Zollet Ingegneria, 2009a e 2009b; Tosato Ingegneria, 2013). I risultati permettono l'individuazione delle aree soggette ad esondazione nelle tre configurazioni considerate, e possono essere utilizzati per una mappatura della pericolosità idraulica associata.

8.1 Modello Flo-2D

L'elaborazione idrodinamica è stata eseguita con l'ausilio del software Flo-2D, modello di conservazione ai volumi finiti per la propagazione delle onde di piena ed approvato dalla FEMA (*Federal Emergency Management Agency*, USA).

Questo modello viene principalmente utilizzato per simulare fenomeni idrodinamici e per descrivere i processi alluvionali all'interno dei centri abitati, come ausilio nella generazione di mappe di pericolosità idraulica. Inoltre, è in grado di simulare colate detritiche confinate e non confinate, combinando l'analisi monodimensionale per il moto all'interno di un alveo con l'analisi due-dimensionale per il moto nelle aree di esondazione.

Flo-2D è un semplice modello che trasferisce il volume dell'onda di piena da un elemento all'altro della maglia di calcolo lungo otto direzioni predeterminate (Fig.8.1). La propagazione dell'onda di piena si ottiene dall'integrazione numerica dell'equazione di continuità (conservazione dei volumi) e dell'equazione del moto, indicate nelle relazioni:

$$\frac{dh}{dt} + \frac{dh\,V}{dx} = i \quad (eq.8.1)$$

$$S_f = S_o - \frac{dh}{dx} - \frac{V}{g}\frac{dV}{dx} - \frac{1}{g}\frac{dV}{dt} \quad (eq.8.2)$$

in cui *h* rappresenta la profondità del flusso mentre *V* è la velocità mediata sulla profondità, in una delle direzioni del flusso.

Inoltre, in (*eq.8.1*) è presente un termine che indica la precipitazione idrica *i* che si sviluppa nel sistema in cui si sta lavorando durante la propagazione dell'evento stesso. L'equazione (*eq.8.2*) descrive invece il flusso monodimensionale all'interno dell'alveo, nella direzione stabilita. Il termine di attrito S_f viene riportato in funzione della dissipazione energetica S_o e di alcuni termini incrementali dell'accelerazione del flusso.

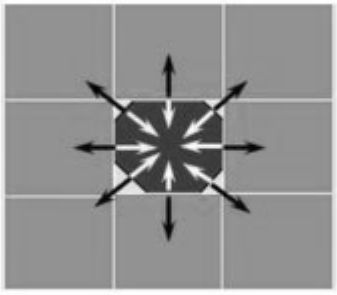


Figura 8.1 *Rappresentazione delle otto direzioni in cui le equazioni (8.1) e (8.2) vengono integrate dal modello Flo-2D.*

Le equazioni differenziali (*eq.8.1*) e (*eq.8.2*) sono risolte per via numerica attraverso uno schema di integrazione alle differenze finite con metodo esplicito. In particolare, si richiede uno step di integrazione temporale sufficientemente piccolo per assicurare la stabilità numerica. La stabilità numerica del modello è ottenuta attraverso la condizione di Courant-Friedrich-Lewy – CFL (Jin and Fread, 1997).

L'interpretazione fisica della condizione CFL afferma che una particella di fluido non dovrebbe viaggiare più di un incremento spaziale Δx (lato elemento griglia) in un time step Δt (Fletcher, 1990). Nel modello Flo-2D, il time step Δt è limitato secondo la relazione:

$$\Delta t = \frac{C\Delta x}{(\beta V + c)} \quad (eq.8.3)$$

in cui *C* rappresenta il numero di Courant (varia tra $0.1 \leq C \leq 1.0$), Δx l'incremento spaziale, *V* la velocità calcolata dal modello, β valido come un coefficiente (assume valore pari a 5/3 per un canale di medie dimensioni) mentre *c* è la celerità dell'onda calcolata dal modello. Quando *C* è pari a 1.0, si identifica il time step più elevato che permette ancora la stabilità del modello.

Si può affermare che il passo di integrazione temporale è variabile a condizione che venga assicurata la stabilità numerica del modello. L'equazione (*eq.8.3*) può essere riscritta come:

$$(\beta V + c) = \frac{C\Delta x}{\Delta t} \quad (eq.8.4)$$

in cui la progressione dell'onda di piena ($V + c$) dipende dalla discretizzazione del modello nello spazio e nel tempo.

Il metodo esplicito risolve l'equazione del moto per determinare la velocità del flusso ai margini dell'elemento maglia del dominio di calcolo, considerato nella discretizzazione della soluzione; in questo modo, la velocità del flusso risulta essere la variabile dipendente. La soluzione dell'equazione del moto passa per la determinazione del termine di dissipazione energetica S_o, attraverso l'equazione di Manning (*eq.8.5*):

$$V = \frac{1}{n} R_H^{2/3} S_o^{1/2} \quad (eq.8.5)$$

in cui compare il coefficiente di scabrezza di Manning *n* [s $m^{-1/3}$].

Nella letteratura europea, il coefficiente di Manning viene spesso sostituito dal coefficiente di Strickler K_s [$m^{1/3}$ s^{-1}], che è legato al precedente coefficiente dalla relazione:

$$K_s = \frac{1}{n} \quad (eq.8.6)$$

8.2 Caratteri generali della modellazione

La modellazione numerica prende in considerazione l'area a monte della zona di frana, oltre le briglie poste in alveo del torrente Boite. A valle, comprende la confluenza tra il Boite e il fiume Piave, fino alla zona urbanizzata nei dintorni della chiesa di Sant'Anna in Comune di Perarolo (Fig.8.2).



Figura 8.2 *Area considerata nella modellazione idrodinamica, in cui viene messa in evidenza la zona di frana, la confluenza Boite-Piave e la chiesa di Sant'Anna di Perarolo.*

Le elaborazioni simulano il comportamento idraulico nell'area considerata, in occasione di eventi di piena con tempo di ritorno, T_R, pari a 200 anni e nell'ipotesi di contemporaneità degli eventi (colmo dell'onda di piena del torrente Boite e del fiume Piave si presentano nello stesso istante nella zona di confluenza a Perarolo). Gli idrogrammi di piena che vengono posti come condizione al contorno a monte del dominio di calcolo, sono quelli adottati nella relazione Tosato Ingegneria, 2013, i quali prendono in considerazione lo stesso T_R di riferimento (Fig.8.3).

Nell'ipotesi di contemporaneità dell'onda di piena del torrente Boite e del fiume Piave, l'evento con T_R 200 anni simulato con modello a fondo fisso determina livelli idrometrici a Perarolo che

non si discostano in modo significativo da quelli che si ottengono nelle simulazioni di un evento centenario con il modello morfologico a fondo mobile (Tosato Ingegneria, 2013). Per questo motivo, le elaborazioni qui presentate sono state effettuate a fondo fisso per l'evento idrologico con tempo di ritorno di 200 anni.

In Fig.8.3, sono riportati gli idrogrammi che definiscono le condizioni al contorno della simulazione. Per un evento con T_R 200 anni, si identifica una Q_{max} Piave = 1225 m^3/s e una Q_{max} Boite = 602 m^3/s.

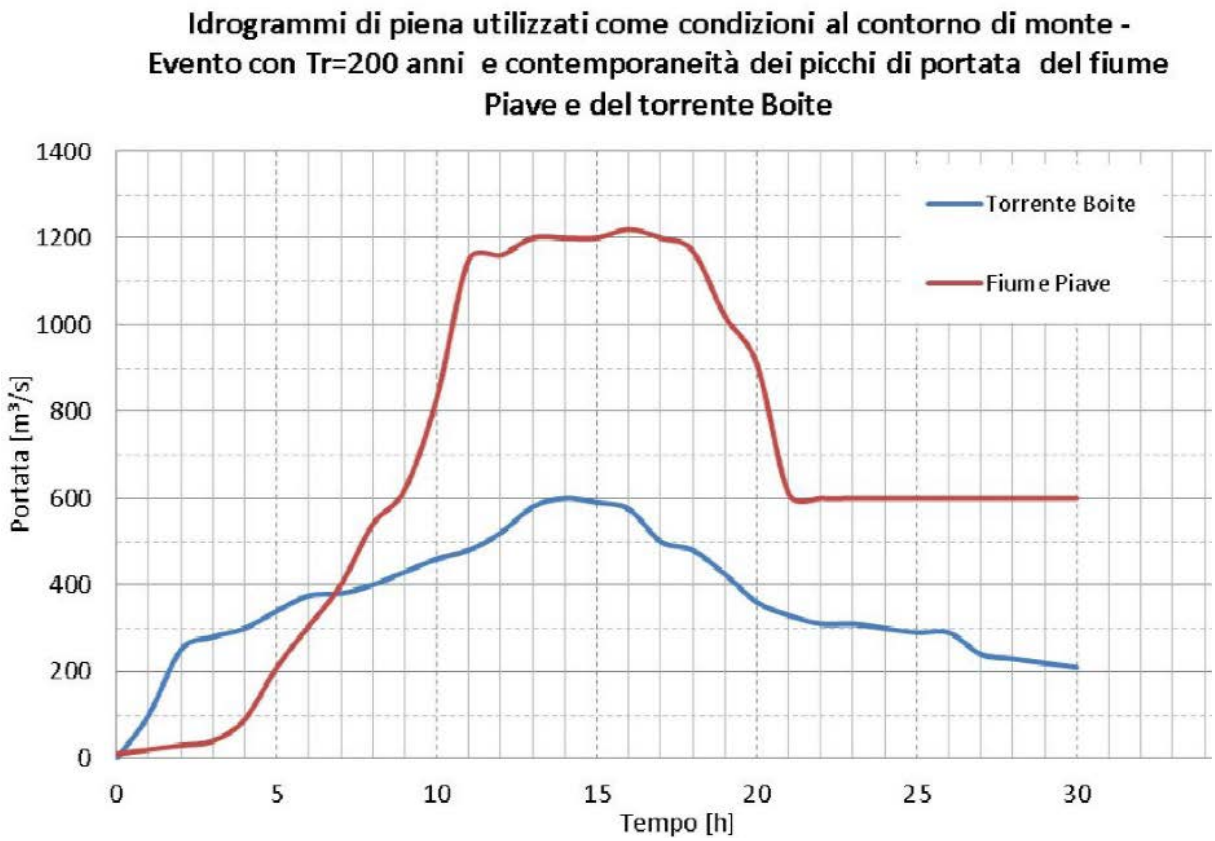


Figura 8.3 *Idrogrammi di piena utilizzati come condizione al contorno di monte in cui si identifica la Qmax Piave = 1225 m3/s e la Qmax Boite = 602 m3/s (Tosato Ingegneria, 2013).*

L'evoluzione dell'onda di piena nel dominio di calcolo è determinata dalla topografia e dalla resistenza al moto.

Per la realizzazione del modello idraulico, si è partiti dalle informazioni attualmente disponibili, relative alla geometria dell'area di studio. Vengono utilizzate le ortofoto impiegate nella fase di modellazione precedente (paragrafo 7.4), le quali permettono la collocazione topografica dei luoghi e lo stato dell'alveo nelle condizioni attuali, che non sono variate significativamente dal 2015. La topografia di riferimento è rappresentata dalle quote di elevazione inserite nel DTM fornito dalla Regione Veneto e già utilizzato nella modellazione della propagazione della massa di frana.

Nell'utilizzo di questo modello del terreno, si deve considerare che non vengono rappresentati nel dettaglio gli elementi strutturali presenti in alveo ed in prossimità del centro abitato (ponti, arginature, sistemazioni nel corso d'acqua). La loro presenza è dovuta al solo effetto topografico sul DTM utilizzato. Maggiore precisione, nelle elaborazioni idrodinamiche, può essere ottenuta inserendo il dettaglio delle strutture di sistemazione, a seguito di un adeguato rilievo. Nel caso degli eventi estremi qui considerati, inevitabilmente costruiti con un elevato grado di incertezza, è comunque dubbio l'incremento di conoscenza, da cui l'affermazione che la scelta di maggiore dettaglio perde di significato.

Nello studio delle caratteristiche dell'alveo, il coefficiente di scabrezza di Manning è stato posto pari a 0.04 (K_s = 25 $m^{1/3}s^{-1}$ di Gauckler-Strickler) mentre è stato assunto pari a 0.067 (K_s = 15 $m^{1/3}s^{-1}$ di Gauckler-Strickler) nell'area urbana potenzialmente a rischio idraulico. Il valore assunto per il coefficiente di scabrezza in alveo è lo stesso adottato nei lavori Zollet, 2009a e 2009b; Tosatto, 2013. L'assunzione di tale valore è stata considerata in via cautelativa nella valutazione del rischio idraulico ma è chiaro che sarebbe opportuna una maggiore caratterizzazione dei materiali del fondo dell'alveo per determinare maggiore accuratezza del modello. Ad ogni modo, simulazioni eseguite modificando il valore dei coefficienti di scabrezza del $\pm$ 15% non hanno modificato la sostanza degli effetti dell'onda di piena considerata.

8.3 Scenari idrologici

L'elaborazione idrodinamica che viene presentata in questo lavoro di tesi si pone l'obiettivo di determinare l'andamento delle altezze idrometriche, rispettivamente nel torrente Boite e nel fiume Piave, in occasione di eventi di piena contemporanei. Inoltre, è stata considerata la condizione per cui si verifica nello stesso momento la propagazione del fenomeno franoso di Sant'Andrea, nei due scenari ipotizzati in precedenza. Le elaborazioni che di seguito vengono presentate fanno riferimento alle configurazioni:

1. Eventi di piena con T_R = 200 anni;
2. Eventi di piena con T_R = 200 anni e fenomeno franoso ipotizzato nel caso *dry*;
3. Eventi di piena con T_R = 200 anni e fenomeno franoso ipotizzato nel caso *wet*.

8.4 Risultati della modellazione

I risultati presentati di seguito sono descritti in termini di variabili di output del modello Flo-2D, fornendo una valutazione della pericolosità idraulica associata. Per ciascuna configurazione sono mostrati, in alto, i valori massimi della profondità della corrente e, in basso, della velocità che si sviluppa nell'area di studio. Le portate di piena sono riferite al tempo di ritorno di 200 anni e concomitanti tra Boite e Piave. Diverse dimensioni sono state attribuite alla maglia di calcolo di Flo-2D (20 m, 10 m, 5 m) e, in particolare, i risultati qui presentati sono stati ottenuti con una maglia di 5 m.

8.4.1 Stato attuale

Al verificarsi dell'evento di piena con tempo di ritorno 200 anni, le profondità massime della corrente sono riportate in Fig.8.4. Si può osservare che la profondità che si sviluppa a valle della confluenza è compresa tra i 6 m e i 7 m, la quale tende ad aumentare con massimi valori in località Sant'Anna. In questa zona si riscontra la massima profondità di esondazione, con valori di 5 m. Da monte verso valle, si identificano due zone di esondazione:

a. Area che dalla rampa di accesso al ponte di attraversamento del torrente Boite si estende fino alla zona di Sant'Anna, in cui si sviluppano le profondità più significative;
b. Area di esondazione di minore rilevanza nella zona a nord del centro abitato, dove si raggiungono profondità massime inferiori ai 2 m; questa zona è delimitata dalla precedente dalla rampa di accesso al ponte.

Le velocità della corrente sono particolarmente elevate nel torrente Boite, in particolare in corrispondenza dei salti di fondo a monte della zona di frana, fino a valori di 10 m/s. Nel fiume Piave, le velocità massime sono dell'ordine di 4 m/s. Nella zona di confluenza, le velocità tendono a diminuire nell'ordine di 3 m/s per poi assumere nuovamente valori elevati nella zona terminale del dominio. È significativo considerare che nella zona esondata a nord, la corrente raggiunge velocità massime poco significative mentre nella zona di Sant'Anna sono inferiori a 1 m/s.

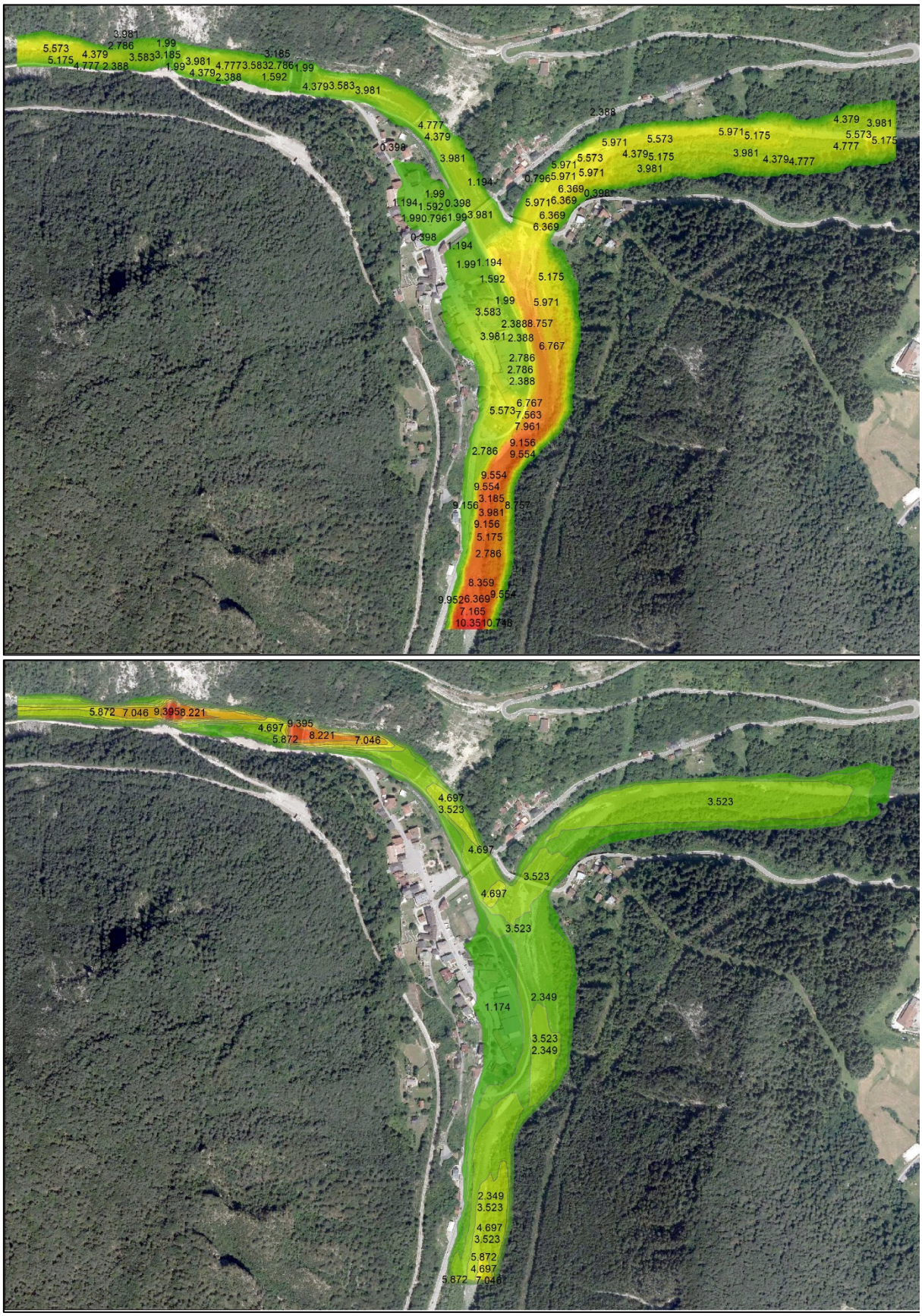


Figura 8.4 *Valori massimi della profondità della corrente (in alto) e della velocità (in basso) nelle condizioni attuali. Le portate sono riferite al tempo di ritorno di 200 anni e concomitanti.*

8.4.2 Evento di frana dry

In questa seconda configurazione si è supposto che si verifichino contemporaneamente l'evento di piena con T_R 200 anni e il fenomeno franoso nelle condizioni ipotizzate per il caso *dry*. In questo caso, il volume della frana è maggiore rispetto al caso di frana *wet* (paragrafo 7.4.2) e si accumula al piede, ostruendo solo parzialmente il corso del Boite. Gli effetti sulle massime profondità di scorrimenti sono descritti in Fig.8.5.

La parte nord del centro abitato viene coinvolta maggiormente con estensione della zona inondata e raggiungimento di profondità massime dell'ordine di 3 m. La zona in cui si presenta la massima profondità di esondazione è la zona di Sant'Anna, in cui non si verificano significative variazioni rispetto il caso precedente. La rampa di accesso al ponte sul Boite viene parzialmente coinvolta nell'esondazione ma mantiene disconnesse le zone di esondazione di monte e di monte.

Le velocità nell'alveo del torrente Boite vengono modificate in modo significativo nel caso dell'evento di frana *dry*. L'alveo mantiene la sua capacità di trasporto idrico, venendo alterato solo parzialmente dall'evento di frana. In corrispondenza del fronte della massa franata, si verifica una restrizione dell'alveo ed un conseguente aumento delle velocità per effetto della diminuzione della sezione. Nella zona esondata di monte, le massime velocità sono dell'ordine di 2 m/s ma esistono delle zone in cui la corrente ancora non assume un valore significativo. La condizione di valle invece non cambia in modo significativo rispetto alla condizione senza frana.

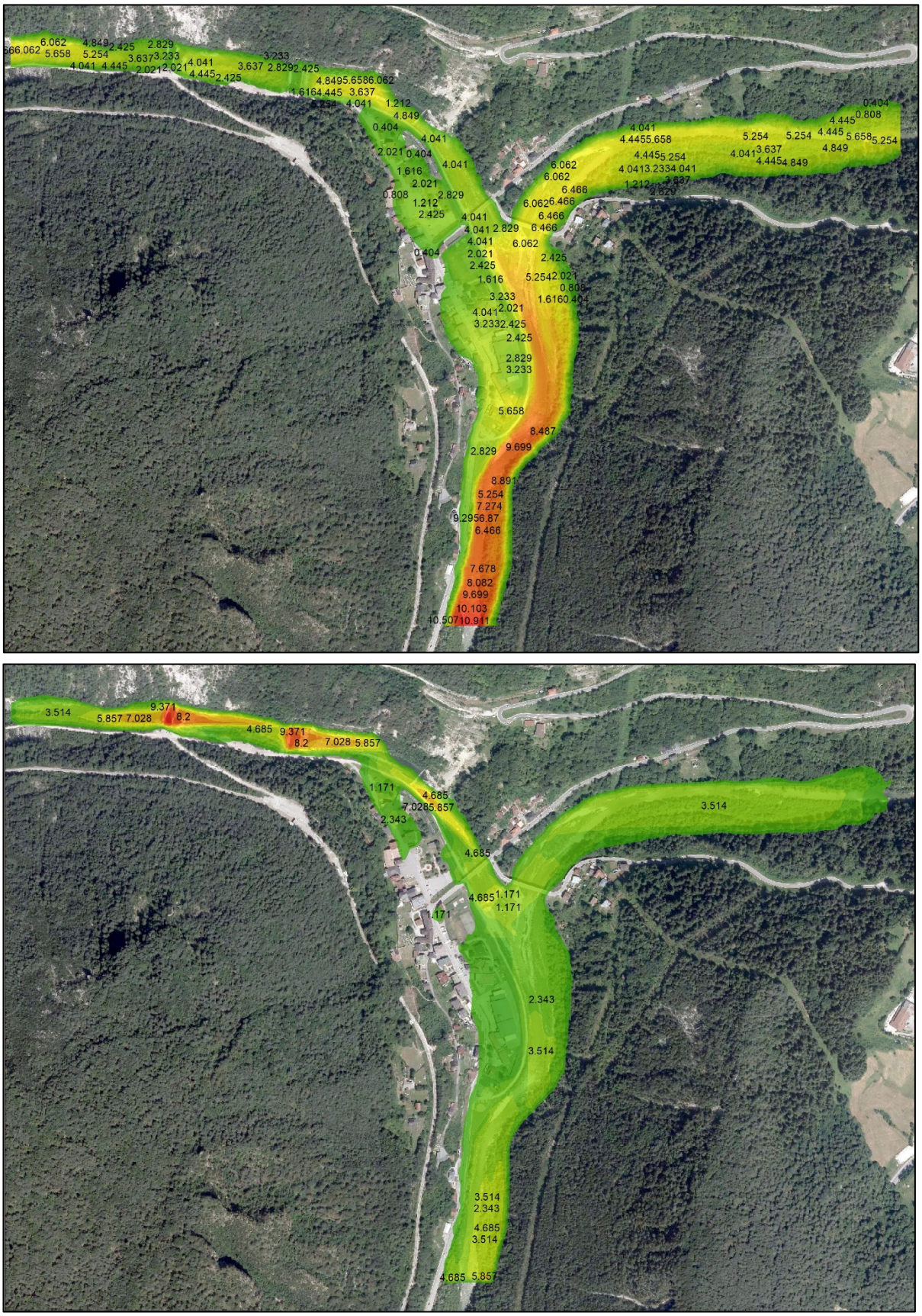


Figura 8.5 *Valori massimi della profondità della corrente (in alto) e della velocità (in basso) quando l'alveo del torrente Boite viene modificato dal fenomeno franoso nelle condizioni del caso dry.*

8.4.3 Evento di frana wet

Nella configurazione di contemporaneità con il fenomeno franoso del caso *wet*, le profondità massime della corrente sono riportate in Fig.8.7. In questo scenario, la massa di frana ostruisce completamente l'alveo del torrente Boite, nonostante il volume destabilizzato sia minore rispetto al caso precedente.

Al verificarsi del fenomeno di frana *wet*, è ragionevole affermare che "*l'alveo del torrente Boite diventa il centro abitato*" in quanto l'evento franoso è tale da modificare in modo molto significativo la modalità di deflusso del corso d'acqua. In particolare, una buona parte della portata del Boite viene deviata in sponda destra dalla presenza del corpo di frana con velocità dell'ordine dei 4 m/s.

Le profondità di esondazione nella zona esondata a nord del centro abitato diventano dell'ordine 4 m e anche la rampa del ponte viene interamente coinvolta nell'esondazione. Invece, nella zona di espansione in prossimità di Sant'Anna, la situazione non cambia in modo significativo rispetto le configurazioni precedenti. In questo scenario, si evidenzia che esiste una comunicazione idraulica tra la zona di esondazione di monte e quella di valle, differentemente da quanto emerso nelle elaborazioni precedenti (Fig.8.6).

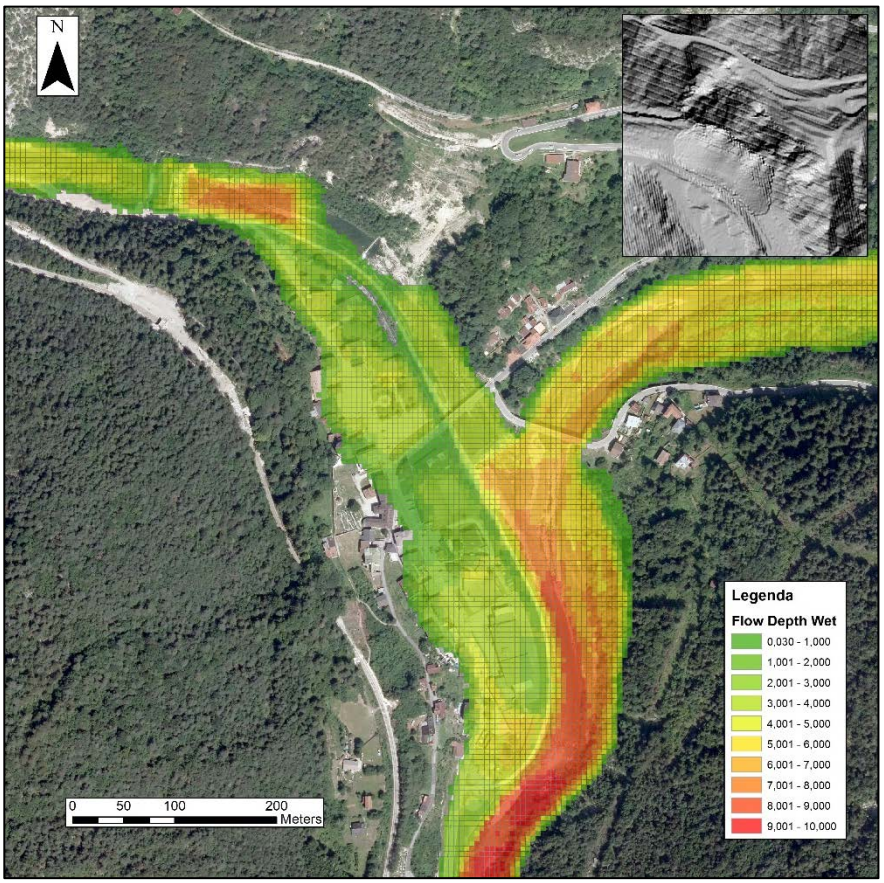


Figura 8.6 *Configurazione idrodinamica nello scenario di contemporaneità tra evento di piena con T_R di 200 anni e fenomeno franoso wet, attraverso l'elaborazione GIS dei dati a disposizione.*

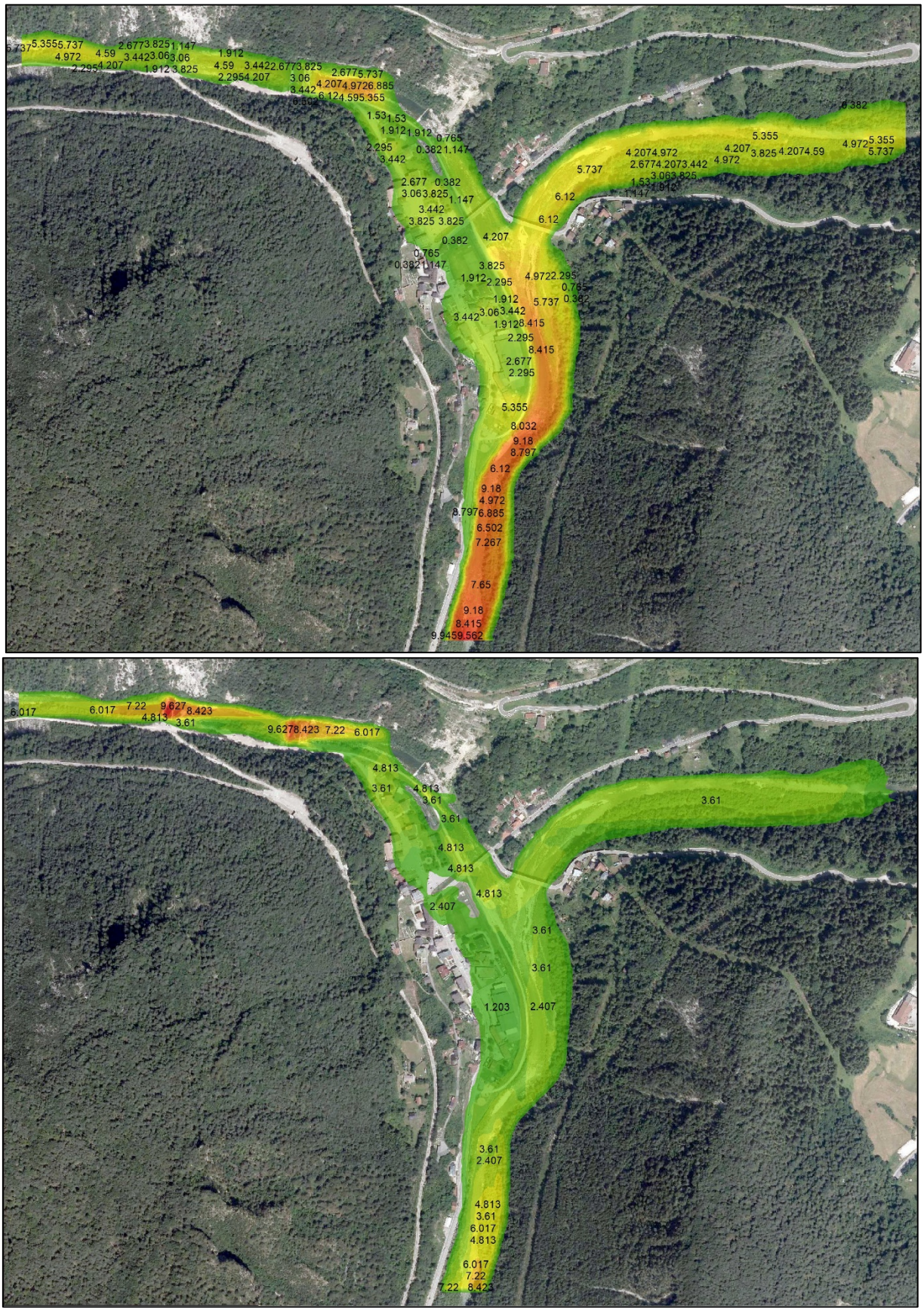


Figura 8.7 *Valori massimi della profondità della corrente (in alto) e della velocità (in basso) quando l'alveo del torrente Boite viene modificato dal fenomeno franoso nelle condizioni del caso wet.*

8.5 Discussione

Le elaborazioni idrodinamiche eseguite per questo lavoro di tesi permettono di identificare la risposta idraulica del torrente Boite, nelle tre configurazioni determinate. Sono state considerate, come condizioni al contorno, il verificarsi di un evento idrologico con tempo di ritorno di 200 anni e la contemporaneità delle onde di piena del torrente Boite e del fiume Piave, a Perarolo. Le analisi sono state eseguite a fondo fisso.

Si è consapevoli del fatto che è stata analizzata una configurazione cautelativa, in cui tutti gli eventi sono considerati estremi, ma non per questo si deve valutare come non possibile questa condizione. Infatti, sebbene risulti difficile una valutazione della probabilità di accadimento, la contemporaneità degli eventi potrebbe essere possibile in quanto anche in passato le maggiori situazioni di criticità idrogeologica si sono verificate nei periodi di aprile e novembre, in cui si possono generare le onde di piena dei corsi d'acqua Boite e Piave.

Per questo motivo, la scelta di valutare una condizione idraulica di questo tipo è più che ragionevole, per di più se risulta compatibile con la normativa vigente in merito ai criteri di compatibilità idraulica riportate nel P.A.I. dell'Autorità di Bacino di riferimento (ora Autorità di Bacino Distrettuale delle Alpi Orientali).

Nell'analisi dei risultati:

a. Nella condizione in cui si manifesta l'evento di piena con T_R = 200 anni e la contemporaneità degli eventi, allo stato attuale si verifica un'esondazione soprattutto a valle della zona di studio, in prossimità della chiesa di Sant'Anna, con velocità non significative;
b. Al verificarsi del fenomeno franoso in condizioni *dry* e, in modo più significativo, con la propagazione in condizioni *wet*, l'alveo tende a spostarsi all'interno del centro abitato, instaurando una condizione di serio rischio idraulico. Le profondità della corrente sono significative sia nella zona a nord del centro abitato che nella zona a valle del ponte sul Boite.

Tuttavia, è doveroso sottolineare che, allo stesso tempo, si potrebbero verificare delle condizioni intermedie che potrebbero sviluppare scenari di criticità idrauliche differenti. Un'analisi di queste configurazioni richiede uno studio più approfondito sia nei parametri considerati come input (coefficiente di scabrezza, modelli di afflussi-deflussi, idrogrammi di piena) sia nell'effetto esercitato dalle opere strutturali in alveo.

Conclusioni

Il presente lavoro di tesi contribuisce alla conoscenza dei fenomeni franosi che coinvolgono litologie evaporitiche, le quali esibiscono un comportamento meccanico di tipo plastico alle sollecitazioni, differenziandosi da altri casi di instabilità di versante in cui sono coinvolte altre litologie

In merito alla caratterizzazione geologica del fenomeno franoso di Sant'Andrea, è stata effettuata una revisione dei dati stratigrafici a disposizione, a partire dall'analisi di tutti i sondaggi eseguiti nel periodo 1986 – 2019. L'interpretazione ha permesso non solo l'implementazione del modello geologico precedentemente definito per l'area di studio, ma anche la definizione tridimensionale delle caratteristiche geologiche locali del sottosuolo. Particolare attenzione è stata posta nell'individuazione delle zone di debolezza che influenzano la cinematica del corpo di frana. All'interno della copertura detritica, si identifica uno strato a maggiore componente limoso-argillosa, impermeabile, che diviene la base del movimento più superficiale. Inoltre, la litologia gessoso – anidritica che costituisce la base litica della massa instabile, risultando affetta da processi di idratazione ad opera delle acque di infiltrazione di origine meteorica, subisce processi di dissoluzione carsica che interessa le litologie di base di tipo gessoso-anidritiche, appartenenti alla formazione di Travenanzes. Di conseguenza si genera una dinamica in regime plastico dei depositi, coinvolgendo nel processo gravitativo anche parte dei livelli gessiferi più alterati

Nello studio del fenomeno franoso, è stata valutata la possibilità dell'instaurarsi di una condizione parossistica di instabilità, a cui può seguire il collasso di parte del versante. È stata quindi considerata la possibile evoluzione del fenomeno franoso attraverso un'analisi della propagazione del corpo di frana a seguito del distacco della porzione instabile del versante, con lo scopo di valutare la cinematica del movimento e la disposizione dei volumi della massa, una volta esaurito il processo gravitativo. In particolare, sono stati ipotizzati due scenari di instabilità, uno in condizioni anidre "secco (*dry*)" ed uno "saturo (*wet*)", in cui è stata introdotta la presenza di una doppia falda nel versante, come risultante dalle indagini eseguite nel versante. In caso di innesco, il caso dry coinvolgerebbe un volume più elevato (circa 114'000 m^3) mentre il caso wet potrebbe movimentare un volume minore (circa 61'000 m^3), tuttavia in un quadro generale di maggiore rischio rispetto al precedente.

Per ciascuna delle due condizioni, per le quali è stata valutata la propagazione della massa destabilizzata, è possibile ipotizzarne il livello di rischio sulla base del grado di coinvolgimento dell'abitato posto a valle del versante franoso, in sponda opposta:

i. Nel caso "dry", il materiale si arresterebbe al piede del versante, ostruendo solo parzialmente l'alveo del sottostante torrente Boite, con spessori del deposito piuttosto elevati;
ii. Nel caso "wet", invece, la massa collassata raggiungerebbe la sponda opposta del sottostante corso d'acqua, generando uno sbarramento che, pur presentando depositi di spessore minore rispetto al caso "dry", si adagerebbe al rilevato esistente senza evidenziare particolari interessamenti della zona edificata.

Si sottolinea che, essendo la cinematica della frana fortemente condizionata dagli eventi pluviometrici, eventuali collassi sono attesi in condizioni di precipitazioni significative in termini di intensità e/o durata, ovvero il caso che viene considerato nelle condizioni indicate con “wet”. Inoltre, gli scenari studiati valutano solamente l’innesco e la propagazione di un primo volume di distacco. Il successivo instaurarsi di pareti ad elevata pendenza, subito a monte dell’area di distacco, potrebbero generare effetti a catena di instabilità e potenziali nuovi collassi di materiale, la cui evoluzione dovrebbe pertanto essere accuratamente valutata.

L’analisi della risposta idraulica alla propagazione della massa di frana ed occupazione del fondovalle è stata rappresentata nei due scenari di frana dry e wet. La considerazione attuata nella simulazione degli effetti di sbarramento idraulico della sezione del torrente Boite a seguito dell’evento franoso, che prevede la concomitanza, in condizioni estreme, di tutti i fattori idraulici in gioco, non è una situazione improbabile di accadimento, in quanto le maggiori situazioni di criticità si possono verificare in condizioni di piena contemporanea del torrente Boite e del vicino fiume Piave, e in situazioni di elevata intensità di precipitazione (tipiche dei mesi autunnali e primaverili). Tali associazioni di criticità idrogeologica assunte nelle simulazioni del presente studio, seguono quindi una logica di approccio cautelativo e conservativo.

In tali condizioni, considerando lo scenario di frana dry e, in modo più marcato, quello in condizioni wet, lo sbarramento operato dal corpo di frana nell’alveo del torrente Boite, porterebbe alla conseguente esondazione del torrente stesso, interessando parte del centro abitato di Perarolo. Le profondità di esondazione risulterebbero significative sia nella zona a monte che a valle del centro abitato mentre le velocità di flusso diverrebbero importanti soprattutto nella zona edificata ubicata più a monte. Queste informazioni possono essere tenute in considerazione in sede di pianificazione degli interventi di mitigazione del rischio.

L’analisi della cinematica del versante relativa al 2019, ottenuta dai dati del sistema di monitoraggio topografico automatizzato, evidenzia una tendenza ad uniformare le velocità in buona parte dell’intero corpo di frana, a differenza della spiccata differenziazione cinematica rilevata in precedenza. L’analisi dell’evoluzione dei campi di velocità di spostamento superficiale, rilevati nel complesso di mire poste sul versante in frana, evidenzia un forte aumento delle velocità di movimento nell’Area 2, che occupa il settore centrale della massa instabile, superando anche i 110 cm/anno, mentre nell’Area 1, situata più a monte, risultano sempre modeste e dell’ordine di circa 2.5 cm/anno. Inoltre, l’area caratterizzata da maggiore instabilità risulta essersi notevolmente estesa rispetto ai periodi precedenti, con progressiva estensione verso monte.

L’evoluzione dell’instabilità dunque sembra ormai essere destinata ad un peggioramento progressivo ed in rapida evoluzione, riducendo inoltre i tempi di reazione alle precipitazioni critiche, sia prolungate che di breve ed elevata intensità.

Infine, è stata valutata, ed è attualmente in fase di realizzazione, l’integrazione del sistema di monitoraggio con un sistema innovativo di tipo fotogrammetrico, basato sull’utilizzo di tre webcam in acquisizione continua. Queste saranno in grado di generare modelli 3D in tempo quasi reale e di confrontarli in successione per identificare i campi di spostamento estesi a tutta l’area instabile, fornendo quindi una informazione remota della cinematica, con caratteristiche di continuità areale. Tale sistema completa ed integra l’informazione puntuale fornita dalle mire topografiche, distribuite in modo discreto e non omogeneo sulla superficie del versante in frana, soggette a fenomeni locali di cedimento della loro struttura o la necessità dell’aggiustamento della linea di collimazione con la stazione totale quando escono dal cono di ricerca automatica.

Tale aspetto sarà oggetto delle prossime sperimentazioni che verificheranno anche la possibilità di rilievo fotografico notturno, il quale verrà effettuato con l’ausilio di apposito sistema di illuminazione, con lo scopo di coprire la funzionalità del sistema fotografico nelle 24 ore.

Ringraziamenti

Un ringraziamento al mio relatore Antonio Galgaro, esempio di operosità e dinamicità. Mi ha coinvolto in questo progetto con molto entusiasmo, affidandomi fin da subito responsabilità e fiducia, contribuendo fortemente alla mia crescita personale e professionale. Al dottor Lorenzo Brezzi, co-relatore di questa tesi, sempre presente con disponibilità e gentilezza e con il quale ho portato a compimento questo lavoro;

Un infinito grazie alla mia Betta. Hai sempre creduto in me, ogni giorno e senza mai dubitare. Perché solo tu sai quanto sono fortunato ad averti al mio fianco;

Ai miei genitori e a Gian, che in questi anni mi hanno supportato, sopportato e sostenuto in ogni momento. Siete le fondamenta che hanno permesso il raggiungimento di questo traguardo. Un grazie a mia nonna, averti reso fiera di me è una soddisfazione enorme;

Ai compagni geologi, quelli veri, che ho avuto la possibilità di incontrare nella mia carriera universitaria e con i quali ho condiviso momenti intensi, di fatica e di gioia. In particolare, agli amici con cui ho anche condiviso un tetto patavino sopra la testa: Calle, Matte, Santo e Luca. Anni assieme che porterò sempre nel cuore;

Agli amici di sempre, un grazie speciale per chi non si è mai tirato indietro.

Finisce un lungo capitolo, ma la storia continua.

Bibliografia

Bibliografia scientifica

Abu Seif, E.S., (2014). *Geotechnical Characteristics of Anhydrite/Gypsum Transformation in the Middle Miocene Evaporites, Red Sea Coast, Egypt*. Arabian Journal for Science and Engineering, 39 (1), 247–260.

Azam, S., (2007). Study on the geological and engineering aspects of anhydrite/gypsum transition in the Arabian Gulf coastal deposits. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 66, 177-185.

Barla, G., (2001). *Tunnelling under squeezing rock conditions*. Eurosummer school in Tunnel Mechanics,Innsbruck, 169-268.

Bell, F.G., (1981). *Geotechnical properties of some evaporitic rocks*, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 24, 137-144.

Benito G., Gutiérrez M., (1988). *Karst in gypsum and its environmental impact on the Middle Ebro Basin (Spain)*. Environmental Geology and Water Sciences, 12(2),107-111.

Brezzi, L., (2016). *Calibration strategies of a depth-integrated numerical model for the propagation of flow-like landslides*. Ph.D. Thesis, Università di Padova.

Brezzi, L., Gabrieli, F., Cola, S., Lorenzetti, G., Spiezia, N., Bisson, A., Allegrini, M., (2019). *Digital Terrestrial Stereo-Photogrammetry for Monitoring Landslide Displacements: A Case Study in Recoaro Terme (VI)*. Geotechnical Research for Land Protection and Development. CNRIG 2019. Lecture Notes in Civil Engineering, vol 40. 155-163.

Castellarin, A., Cantelli, L., (2000). *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. Journal of Geodynamics. 30, 251– 274.

De Meer, S., and Spiers, C.J., (1995). *Creep of wet gypsum aggregates under hydrostatic loading conditions.* Tectonophysics, 245, 171– 183.

De Meer, S., and Spiers, C.J., (1999). *Influence of pore-fluid salinity on pressure solution creep gypsum*. Tectonophysics, 308(3), 311-330.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., (2017). *Gypsum scarps and asymmetric fluvial valleys in evaporitic terrains. The role of river migration, landslides, karstification and lithology (Ebro River, NE Spain)*. Geomorphology, 297, 137-152.

Gutiérrez, F., Cooper, A.H., (2013). *Surface morphology of gypsum karst*. In Treatise on Geomorphology, Karst Geomorphology, 6, 425-437.

Hoxha, D., Giraud, A., Homand, F., (2005). *Modelling long-term behaviour of a natural gypsum rock*. Mechanics of Materials, 37(12), 1223-1241.

Karacan, E., and Yilmaz, I., (2000). *Geotechnical evaluation of Miocene gypsum from Sivas (Turkey)*. Geotechnical and Geological Engineering, 18, 79-90.

Longo, A., Pastor, M., Sanavia, L., Manzanal, D., Lin, C., Yague, A., Moussavi Tayyebi, S., (2019). *A depth average SPH model including μ(I) rheology and crushing for rock avalanches*. International Journal for numerical and analytical methods in geomechanics, 43, 833-857.

Pastor, M., Haddad, B., Sorbino, G., Cuomo, S., Drempetic, V., (2009). *A depth-integrated, coupled SPH model for flow-like landslides and related phenomena*. International Journal for numerical and analytical methods in geomechanics, 33(2), 143-172.

Pirulli, M., Mangeney, A., (2007). *Results of back-analysis of the propagation of rock avalanches as a function of the assumed rheology*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 41(1), 59-84.

Rovéra, G., (1993). *Instabilité des versants et dissolution des évaporites dans les Alpes internes : l'exemple de la montagne de Friolin (Peisey-Nancroix, Savoie)*. Revue de Géographie alpine, 81(1), 71-84.

Sosio, R., Crosta, G.B., Hungr, O., (2008). *Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps)*. Engineering Geology, 100(1-2), 11-26.

Yilmaz, I., (2001). *Gypsum/anhydrite: some engineering problems*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 60, 227-230.

Yilmaz, I., (2007). *Differences in the geotechnical properties of two types of gypsum: alabastrine and porphyritic.* Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 66, 187-195.

Yilmaz, I., (2010). Influence of water content on the strength and deformability of gypsum. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 47(2), 342-347.

Documenti e relazioni consultati

Adastra s.r.l., Bondesan A., (2008). *Realizzazione di opere di consolidamento della frana della "Busa del Cristo" in comune di Perarolo. Indagini geofisiche ad alta risoluzione con tecnica ERT*. Rapporto tecnico. Su incarico dell'impresa Prevedello Isidoro s.r.l. attraverso la società di ingegneria IPROS di Padova.

Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta – Bacchiglione, (2013). *Piano stralcio di Assetto idrogeologico del bacino del fiume Piave*. Tavola 1 di 3. http://pai.adbve.it/index_PAI4B.html;

Bridi, F., (2018). *Il sistema di monitoraggio della frana di Sant'Andrea, Perarolo di Cadore (BL)*. Tesi di Laurea in Geologia e Geologia Tecnica. Università degli Studi di Padova. Dipartimento di Geoscienze.

Clios s.r.l., Cargnel O., (2018). *Informazioni e dati del sistema di monitoraggio estensiometrico della frana di Sant'Andrea, Perarolo di Cadore (BL)*.

Fabris, A., (2019). *Stereofotogrammetria applicata al monitoraggio in continuo di Frana Fantoni a Recoaro Terme*. Tesi di Laurea Magistrale. Università degli Studi di Padova. Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile ed Ambientale.

Fenti, V., (1987). *Relazione geologica su n. 4 sondaggi eseguiti in località Busa del Cristo nel comune di Perarolo (Provincia di Belluno)*. Sondaggi realizzati dall'Impresa Romolo Bardin S.p.a. per conto dell'Ente Ferrovie dello Stato, Compartimento di Venezia, Linea Treviso-Calalzo.

Geologia Applicata Studio Associato, Cadrobbi L. (2018). Relazione geologica e idrogeologica sulle indagini, caratterizzazione e modellazione geologica del sito a supporto della "*Progettazione geologica, geotecnica, geoidrologica, e strutturale delle opere in terra e roccia e dei sistemi complessivamente finalizzati alla messa in sicurezza della frana denominata "Busa del Cristo" sita nel Comune di Valle di Cadore e di Perarolo (Belluno), nell'ambito della proprietà ferroviaria"* per conto di RFI S.p.A..

Geologia Applicata Studio Associato, Cadrobbi L. (2019a). Relazione geologica e idrogeologica a supporto del progetto esecutivo della "*Progettazione geologica, geotecnica, geoidrologica, e strutturale delle opere in terra e roccia e dei sistemi complessivamente finalizzati alla messa in sicurezza della frana denominata "Busa del Cristo" sita nel Comune di Valle di Cadore e di Perarolo (Belluno), nell'ambito della proprietà ferroviaria*" per conto di RFI S.p.A..

Geologia Applicata Studio Associato, Cadrobbi L. (2019b). Indagini geognostiche integrative a supporto del progetto esecutivo della "*Progettazione geologica, geotecnica, geoidrologica, e strutturale delle opere in terra e roccia e dei sistemi complessivamente finalizzati alla messa in sicurezza della frana denominata "Busa del Cristo" sita nel Comune di Valle di Cadore e di Perarolo (Belluno), nell'ambito della proprietà ferroviaria*" per conto di RFI S.p.A..

Geosondaggi S.p.a., Fornasiero E., Freddo A., (2003). Località Busa del Cristo comuni di Perarolo di Cadore e Valle di Cadore (BL). *Indagini geognostiche, geotecniche e geofisiche propedeutiche al progetto di consolidamento di versanti in frana, interventi in alveo e ripristino viabilità. Indagine geognostica e prove di laboratorio*. Su incarico della Regione Veneto, Ufficio del Genio Civile di Belluno.

Peretti, P., (2006). *Perarolo di Cadore-Frana di Sant'Andrea. Campagna di test in sito sull'effettuazione di 'pali-jet'*. Relazione illustrativa.

Regione Veneto, Bozzo G.P., (1995) *Comune di Perarolo di Cadore. Situazione di instabilità di alcuni tratti della S.S. 51 di Alemagna*. Relazione

Regione Veneto, Baglioni A., Toffoletto F., (2001) *Rapporto geologico preliminare sulla frana che ha interessato il centro storico di Perarolo (BL) il giorno 18.11.2000*. Direzione geologia e ciclo dell'acqua.

SGI Studio Galli Ingegneria S.p.a., Galli A., Marsala V., Miccadei E., Daverio F., Filippi E., Benetazzo P., Burigo P., Negri G., Menti L., Sommacal R., Cappelin D., (2012). All.A – Relazione Tecnico Illustrativa nell'ambito dello "*Interventi di mitigazione per gli scenari di rischio geologico, idraulico e di consolidamento dell'abitato di Perarolo di Cadore (BL). STUDIO DI PREFATTIBILITÀ*". Per conto della Regione Veneto Segreteria Regionale per l'Ambiente Direzione Difesa del Suolo;

Tosato Ingegneria, (2013). *Interventi di miglioramento della sicurezza idraulica dell'abitato di Perarolo: rialzo e consolidamento arginale a valle del ponte sul t. Boite e prosecuzione dell'argine a sud del paese*. I Stralcio, Relazione Idraulica del Progetto Esecutivo di I Stralcio, Regione del Veneto, Direzione Distretto Bacino Idrografico Piave, Livenza, Sile. Convenzione di incarico n.3071 in data 5.08.2011

Trigila, A., Iadanza, C., Bussettini, M., Lastoria, B., (2018). *Dissesto idrogeologico in Italia: pericolosità e indicatori di rischio*. Edizione 2018. ISPRA, Rapporti 287/2018, ISPRA.

Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Genevois R., Pellegrini G.B., Sedea R., Siorpaes C., Gianolla P., Piccin G., Mason L., Caporali A., Rocca M., Squarzoni C., (2003). Relazione geologico-tecnica nell'ambito dello "*Studio sui fenomeni franosi generalizzati del Monte Zucco e di aree ad esso prossime nei comuni di Perarolo di Cadore e Valle di Cadore (BL)*". Nell'ambito della Convenzione tra Regione Veneto (Direzione Difesa del Suolo e Protezione Civile) e l'Università degli Studi di Padova (Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica).

Università degli Studi di Padova, Genevois, R., (2004). Frana di Perarolo: Relazione geologico-tecnica.

Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze, Galgaro A. (responsabile scientifico), (2015) Relazione tecnica inerente alla Seconda Fase della Convenzione. *Definizione delle soglie di allertamento del fenomeno franoso della Busa del Cristo in comune di Perarolo di Cadore (BL)*. Nell'ambito della Convenzione di ricerca fra la Regione del Veneto (Dipartimento Difesa del Suolo e Foreste, Sezione Difesa del Suolo) e l'Università degli Studi di Padova (Dipartimento di Geoscienze).

Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze, Galgaro A. (responsabile scientifico), (2018) Relazione finale della Convenzione. *Interventi per la mitigazione della pericolosità della frana di Sant'Andrea, Perarolo di Cadore (BL)*. Nell'ambito della Convenzione di ricerca fra la Regione del Veneto (Dipartimento Difesa del Suolo e Foreste, Sezione Difesa del Suolo) e l'Università degli Studi di Padova (Dipartimento di Geoscienze).

Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze, Galgaro A. (responsabile scientifico), (2019a). Relazione Tecnica Preliminare della Convenzione. *Supporto scientifico per la caratterizzazione del rischio idrogeologico e la valutazione dell'efficacia degli interventi relativamente al fenomeno franoso della Busa del Cristo - Perarolo di Cadore (BL) mediante predisposizione di modelli geo-idrologici previsionali*. Nell'ambito della Convenzione di ricerca fra la Regione del Veneto (Dipartimento Difesa del Suolo e Foreste, Sezione Difesa del Suolo) e l'Università degli Studi di Padova (Dipartimento di Geoscienze).

Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze, Galgaro A. (responsabile scientifico), (2019b). Relazione Tecnica Finale della Convenzione. *Supporto scientifico per la caratterizzazione del rischio idrogeologico e la valutazione dell'efficacia degli interventi relativamente al fenomeno franoso della Busa del Cristo - Perarolo di Cadore (BL) mediante predisposizione di modelli geo-idrologici previsionali*. Nell'ambito della Convenzione di ricerca fra la Regione del Veneto (Dipartimento Difesa del Suolo e Foreste, Sezione Difesa del Suolo) e l'Università degli Studi di Padova (Dipartimento di Geoscienze).

Zollet Ingegneria, (2009a). *Studio sulle condizioni di sicurezza idraulica dell'abitato di Perarolo mediante implementazione di un modello matematico bidimensionale della confluenza tra il fiume Piave e il torrente Boite*. Studio di Fattibilità, Relazione Tecnico-Illustrativa, Regione del Veneto, Segreteria Regionale all'Ambiente e Lavori Pubblici, Direzione Difesa del Suolo e Protezione Civile.

Zollet Ingegneria, (2009b). *Studio sulle condizioni di sicurezza idraulica dell'abitato di Perarolo mediante implementazione di un modello matematico bidimensionale della confluenza tra il fiume Piave e il torrente Boite*. Studio di Fattibilità, Modello Matematico del Nodo Idraulico di Perarolo di Cadore, Regione del Veneto, Segreteria Regionale all'Ambiente e Lavori Pubblici, Direzione Difesa del Suolo e Protezione Civile.

Allegati

LEGENDA

- Livello A - Detrito di versante
- Livello B1 - Deposito di debris flow con componente fine predominante
- Livello B2 - Deposito di debris flow con componente grossolana (sabbie e ghiaia con limo)
- Livello C - Gesso alterato e fratturato
- Livello D - Substrato roccioso (Fm. di Travenanzes)
- PS1 — Sondaggio a distruzione di nucleo

55 - 60 m

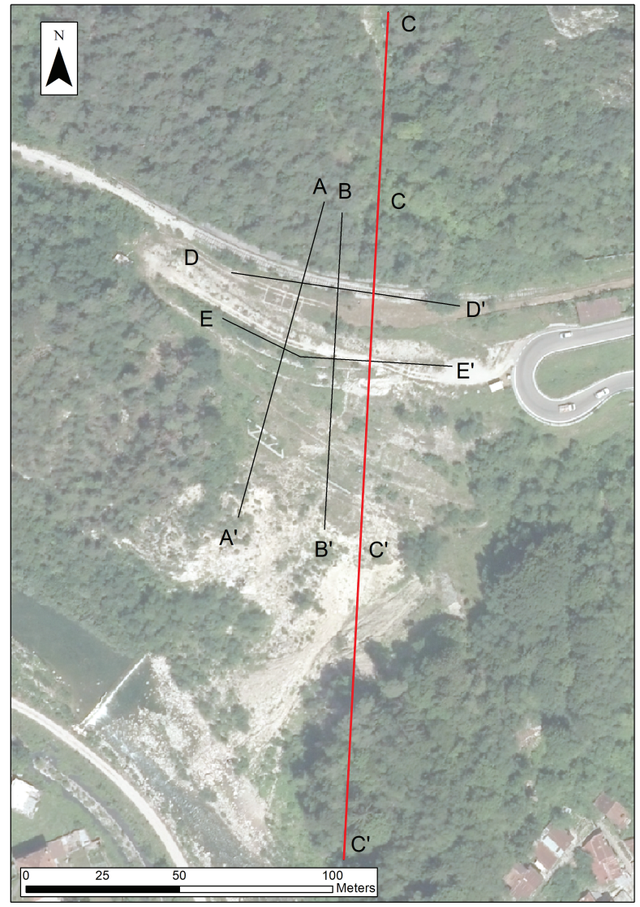


65 - 70 m



80 - 85 m





UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
Dipartimento di Geoscienze

Tesi di Laurea Magistrale in
Geologia e Geologia Tecnica

Allegato 1: Sezione geologica C-C

Laureando: *Edoardo Carraro*

ANNO ACCADEMICO 2019/2020



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
Dipartimento di Geoscienze

Tesi di Laurea Magistrale in
Geologia e Geologia Tecnica

Allegato 2: Documentazione fotografica del sondaggio a carotaggio continuo S2 Giugno 2019

Laureando: *Edoardo Carraro*

ANNO ACCADEMICO 2019/2020



0-5 m



5-10 m



10-15 m



15-20 m



20- 25 m



25-30 m


30.00
31.00
32.00
33.00
34.00
35.00

30-35 m


35.00
34.00
33.00
37.00
38.00
39.00
40.00

35-40m



40-45 m



45-50 m



50-55 m



55-60 m



60-65 m



65-70 m



70-75 m



75-80 m