

UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di *Geoscienze*

---

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

INDIRIZZO: GEOLOGIA APPLICATA

CICLO XXVIII

**Studio dei fattori geotecnici e mineralogici che inducono fenomeni di instabilità nelle coltri di alterazione dei depositi vulcanici terziari nel settore pre-alpino della Provincia di Vicenza**

**Direttore della Scuola** : Ch.mo Prof. Fabrizio Nestola

**Supervisore** :Prof. Mario Floris

**Dottorando** Enrico Busnardo

## Sommario

INTRODUZIONE .....	2
INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	4
L'EVENTO DEL NOVEMBRE 2010 .....	12
CASI STUDIO .....	14
METODOLOGIE .....	18
ANALISI SPAZIALE .....	18
CAMPIONAMENTO .....	23
INDAGINI IN SITU .....	27
ANALISI DI STABILITÀ ALL'EQUILIBRIO LIMITE .....	37
ANALISI NUMERICA DEI FENOMENI FRANOSI .....	39
RISULTATI .....	48
ANALISI SPAZIALE .....	48
RISULTATI DELLE PROVE GEOTECNICHE DI LABORATORIO .....	70
RISULTATI DELLE ANALISI MINERALOGICHE .....	84
ANALISI NUMERICA DEI FENOMENI FRANOSI .....	97
CONCLUSIONI .....	109
BIBLIOGRAFIA .....	112

## INTRODUZIONE

Le intense precipitazioni che si sono abbattute sul Veneto nei primi giorni di novembre del 2010 hanno messo in evidenza l'estrema vulnerabilità del territorio collinare e montano della provincia di Vicenza. In particolare, il territorio collinare, è stato interessato da numerosi fenomeni franosi, dei quali, la tipologia più frequente è rappresentata dagli scivolamenti e dalle colate di terra. Questi dissesti hanno coinvolto i terreni di copertura, ovvero le coltri argillose derivate dall'alterazione delle litologie vulcaniche terziarie presenti nelle colline del Marosticano e nei Monti Lessini (Bellieni, 2010).

Il principale obiettivo del presente lavoro è quello di indagare i fattori predisponenti all'insacco delle frane. A tal fine sono stati presi in considerazione tre fenomeni che si sono manifestati a seguito delle precipitazioni del novembre 2010 e possono considerarsi rappresentativi dei fenomeni di instabilità nell'area in studio. Essi si trovano nel Comune di Fara Vicentino (località Costa) e di Carrè nelle colline del Marosticano e nel Comune di Monte di Malo (Località Gamba) sui Monti Lessini. In tutti e tre i casi si tratta di scivolamenti roto/traslattivi (Varnes, 1978).

Dal momento che le frane si sono sviluppate all'interno di depositi costituiti da spesse coltri argillose, senza evidenti discontinuità litologiche e stratigrafiche, in corrispondenza delle quali si sarebbero potuti impostare i piani di scivolamento, è stato pensato di affrontare il problema da due punti di vista.

Inizialmente è stato utilizzato un approccio che potremmo definire "tradizionale": i depositi sono stati classificati geotecnicamente attraverso i limiti di Atterberg e l'analisi granulometrica; quindi, dall'elaborazione dei dati ricavati da diverse DPSH spinte sino a rifiuto strumentale, sono stati estrapolati i parametri meccanici dei depositi; infine, l'utilizzo di dati sismici ha consentito di ricostruire l'andamento stratigrafico dei depositi superficiali e la profondità del bedrock. Tuttavia tale approccio presenta un limite che risiede nel fatto che i dati geotecnici estrapolati sono strettamente legati alle condizioni "al contorno" in cui vengono eseguite le indagini, che evidentemente non corrispondono alle condizioni presenti al momento dell'insacco delle frane.

La ricerca, quindi, di caratteristiche il più possibili "invarianti" rispetto alle condizioni "al contorno", almeno per ragionevoli intervalli temporali, ha portato alla definizione della composizione mineralogica dei depositi in relazione alla profondità (Aydin, 2002). Infatti, è evidente come la composizione mineralogica dei depositi non vari, se non con una scala temporale non compatibile con quella tipica degli eventi gravitativi in questione. È altrettanto evidente che la conoscenza delle fasi mineralogiche rappresenti un elemento diagnostico fondamentale per definire i meccanismi di insacco di un fenomeno franoso che coinvolge depositi prettamente argillosi, dato che alla base del comportamento geotecnico dei depositi c'è sicuramente il comportamento delle fasi mineralogiche sottoposte a sollecitazioni esterne, quali per esempio intense precipitazioni (Meisina,

2006). Perciò, sono state condotte delle analisi mineralogiche utilizzando la tecnica della diffrazione a raggi X, effettuata sia sul campione totale che sulla frazione fine dei terreni.

Quello che ci si prefigge di verificare è se le stratigrafie mineralogiche combinate alla parametrizzazione geotecnica dei depositi possano consentire di definire uno o più modelli geotecnico-mineralogici, da utilizzare per simulare in back analysis quanto accaduto contestualmente all'insorgere delle tre frane assunte come casi studio. Le simulazioni condotte sia con software all'equilibrio limite, sia attraverso simulazioni numeriche alle differenze finite, sono state utilizzate per mettere in evidenza se la condizione di saturazione dei depositi verificatasi durante l'evento alluvionale, abbia portato ad una diminuzione delle resistenze disponibili e quindi al collasso delle porzioni di versante e quanto tale diminuzione sia legata alla presenza di alcune fasi mineralogiche con caratteristiche peculiari in termini di interazione con l'acqua.

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le frane oggetto dello studio sono situate nella porzione collinare della Provincia di Vicenza, più precisamente sui Monti Lessini orientali e sulle colline del Marosticano. (Figura 1).

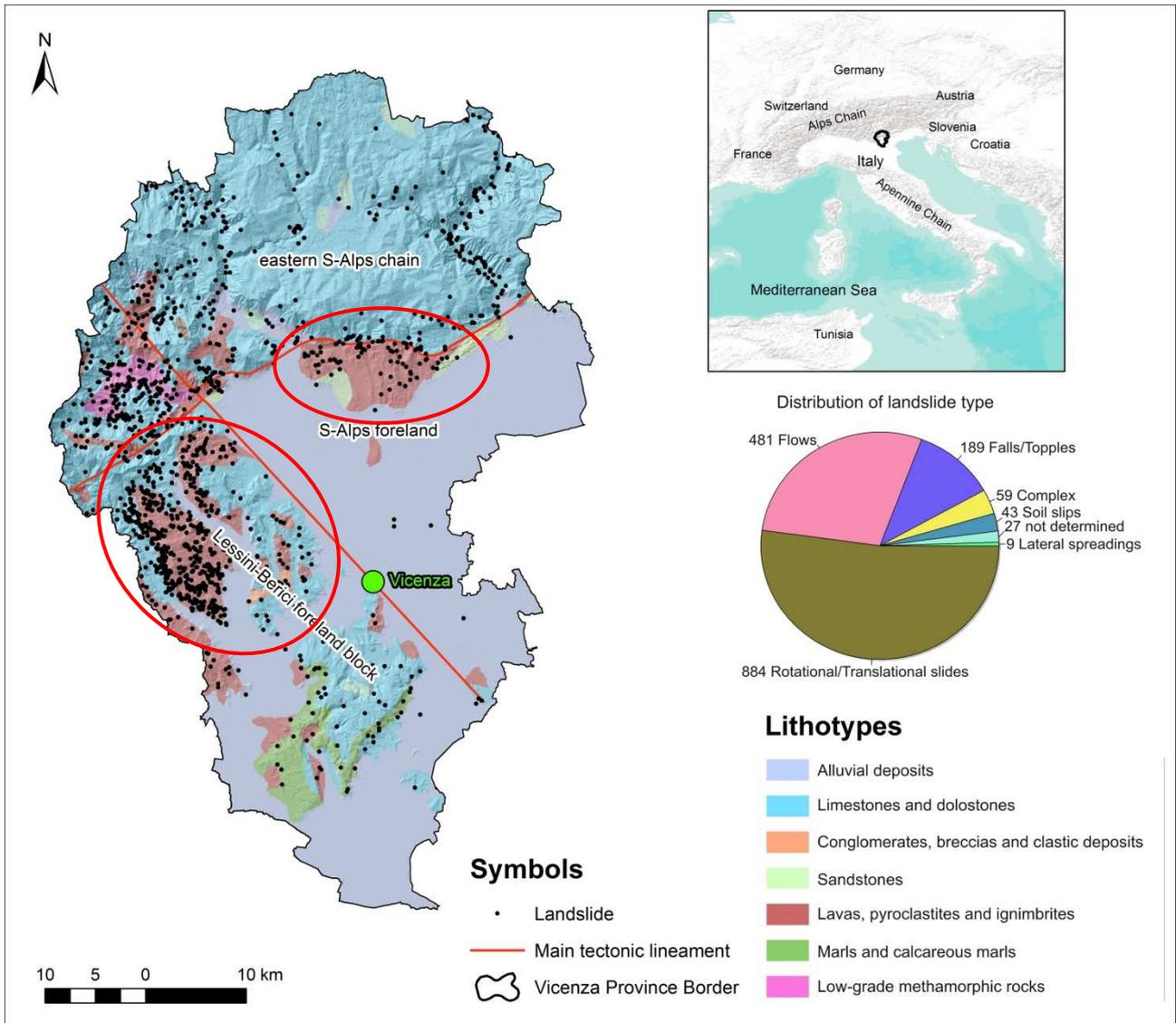


Figura 1 Carta geologica semplificata della provincia di Vicenza con riportati i dissesti contenuti nel database IFFI. Evidenziati con le ellissi rosse sono indicati a NO le colline del marosticano e a SE i Monti Lessini orientali.

La zona in esame è posta all'interno del Sudalpino e dal punto di vista paleogeografico si trova sulla piattaforma di Trento, un alto strutturale che, dal Liassico in avanti, separava il bacino Lombardo a ovest dal bacino Bellunese ad est. Dall'apertura della Tetide fino alla Collisione Alpina, l'area è stata caratterizzata dalla tipica morfologia ad horst e graben. Durante il Lias ci si riferisce a quest'area come alla Piattaforma Veneta, che diventa Piattaforma di Trento durante il Dogger, quindi Lessini shelf durante il Terziario. Quest'ultima, localizzata tra il Veneto ed il Trentino, si estende dagli odierni Lessini Orientali fino al Fiume Piave e durante l'orogenesi alpina, venne frammentata da una serie di faglie listriche in alti e bassi strutturali, successivamente iniettati da vulcaniti basiche. Gli alti strutturali permisero, fino dall'Eocene inferiore, una sedimentazione

carbonatica tipica di laguna tropicale che, espandendosi lateralmente, diede forma alla Lessini Shelf, collegata a nord con la terra emersa (attuale Trentino) e circondata da mare profondo (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**) (Bosellini, 1989; 2004).

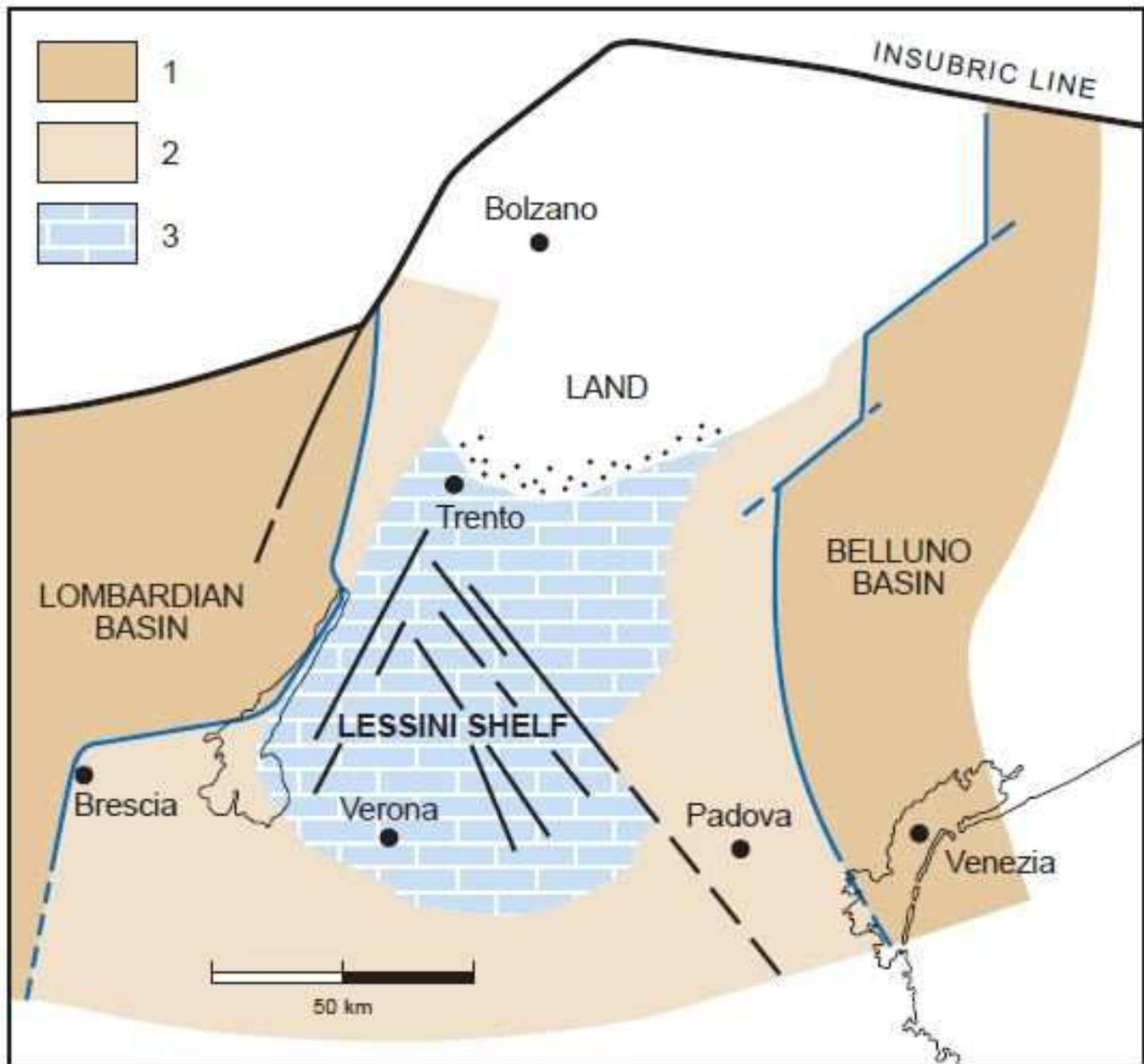


Figura 2 Lessini Shelf, tratto da Bosellini 2004. 1) Sedimenti marini dei precedenti bacini giurassici (bacino Lombardo e bacino di Belluno); 2) Argilliti e marne pelagiche paleogeniche sovrastanti la piattaforma giurassica di Trento; 3) Calcari di barriera paleo

Durante il terziario iniziò un'intensa attività vulcanica che ammassò enormi depositi di breccie, tufi, e basalti (Piccoli, 1966), con manifestazioni vulcaniche basiche e ultrabasiche (Bellieni et al., 2010). Nel settore orientale delle Alpi Meridionali, in un arco temporale di 30-35 milioni di anni, dal tardo Paleocene al tardo Oligocene, con eventi minori durante il Miocene inferiore, si svilupparono 4 centri vulcanici principali: i Monti Lessini e i Monti Berici a ovest della linea Schio-Vicenza; i Colli Euganei e le colline del Marosticano a est. L'attività magmatica iniziò nella parte nord occidentale dei Monti Lessini durante il Paleocene e si manifestò in modo discontinuo in 12 fasi principali. Durante l'Eocene inferiore, il vulcanesimo migrò in direzione sud-est

verso i Monti Lessini centrali, i Monti Berici e i Colli Euganei, manifestandosi attraverso l'effusione di vulcaniti mafiche (basalti alcalini e basaniti). Durante l'Oligocene, l'attività vulcanica, prevalentemente a carattere transazionale, riprese nuovamente nella parte più orientale dei Monti Lessini e nelle colline del Marosticano, così come nella parte meridionale dei Colli Euganei. Vulcaniti differenti (trachiti e rioliti) furono eruttate solamente nei Colli Euganei durante l'Oligocene. Infine, nel Miocene inferiore, si ebbe un'attività magmatica di minore intensità nel Marosticano e nei Lessini. In generale, l'attività vulcanica di picco si ebbe durante l'Eocene medio.

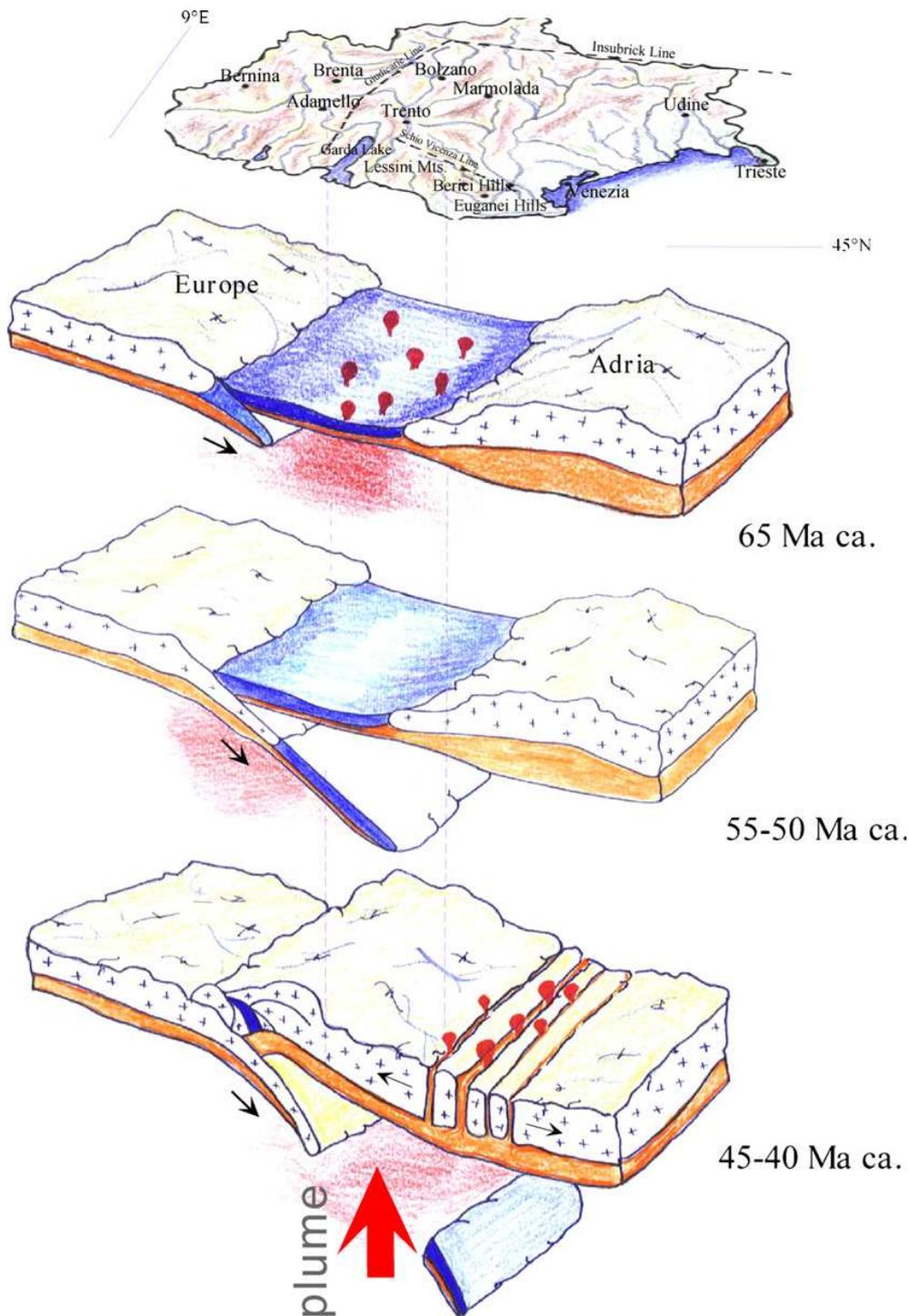


Figura 3 Modello esemplificativo che mostra l'interazione slab-plume durante l'evoluzione della Cintura Alpina e la genesi dei magmi terziari (Macera et alii, 2003).

In Veneto, utilizzando dati geochimici e petrologici, sono state distinte 3 suite vulcaniche principali: suite alcalina, suite transizionale e suite tholeiitica. La litologia più rappresentativa è quella dei basalti alcalini, basaniti e basalti di transizione. Hawaii, trachibasalti, tefriti e andesiti basaltiche sono scarse o addirittura assenti. Tutte le vulcaniti presentano i tipici lineamenti dei basalti intra-placca, la cui petrogenesi è associabile a quella di un mantello litosferico metasomatizzato parzialmente fuso. Basalti alcalini, basaniti e basalti di transizione sono strettamente correlati nello spazio e nel tempo, ma, come emerso da quanto detto in precedenza, le relative quantità variano nel tempo nei vari centri vulcanici. L'inizio dell'attività magmatica mafico-alcalina nelle Alpi sudorientali ha preceduto la diffusa attività magmatica calc-alcalina dell'intera catena alpina, che avvenne lungo il lineamento Periadriatico durante l'Oligocene, solo di un paio di milioni di anni.

Nel tentativo di comprendere la petrogenesi del magmatismo alpino (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**), è necessario considerare due importanti aspetti, cioè, le relazioni che intercorrono tra le due contrastanti serie magmatiche (mafico-alcalina e felsico-calc-alcalina) e la natura degli eventi tettonici che le hanno scatenate. Il vulcanismo mafico che affiora in Veneto è strettamente correlato con gli eventi tettonici estensionali che si sono sviluppati nell'avampese delle Alpi Meridionali in risposta alla compressione della placca Adria con la placca Europea, con direttrice WNW-SSE, durante l'orogenesi alpina (Macera et alii, 2003).

I dati geochimici e degli isotopi Sr-Nd-Hf-Pb, di alcuni dei magmi terziari più primitivi dei distretti vulcanici veneti della Lessinia, dei Colli Berici, dei Colli Euganei, e del Marosticano, indicano, per la maggior parte di queste lave, un serbatoio misto HIMU-DM. Inoltre, sono emerse delle prove che indicano la presenza, in questa zona del mantello di una componente crostale superficiale di origine o pelagica (basaniti dei Lessini) o terrigena (basalti Euganei).

Recentemente, i risultati di un modello sismico ad alta risoluzione mostrano una distribuzione insolita di basse velocità in profondità sotto le Alpi Orientali, che potrebbe essere attribuita a risalite di magmi profondi (Macera, 2008). Le vulcaniti del Veneto possono quindi essere incluse tra le numerose province magmatiche dell'Europa centrale le quali si sono originate, probabilmente, da plumes. La componente HIMU, segno distintivo di basalti di hotspot, si ritiene sia risalita dal mantello profondo in due momenti distinti: il primo, durante il Paleocene, vale a dire prima che lo slab della litosfera Europea subdotta diventasse un ostacolo alla risalita del mantello profondo; quindi durante l'Eocene medio, attraverso la spaccatura creata dalla rottura dello slab in subduzione. Il rimescolamento verticale di bolle di materiale proveniente dal mantello profondo con la parte più superficiale del mantello astenosferico ha formato nel mantello il principale serbatoio dei basalti del Veneto, mentre la migrazione laterale dei basalti di hotspot lungo la parte inferiore della placca

sovrastante può innescare la fusione parziale nel cuneo litosferico, dando, quindi, origine al diffuso magmatismo calc-alcalino sviluppatosi lungo tutto il Lineamento Periadriatico.

I magmi uscirono da fenditure del suolo, oppure da veri e propri condotti eruttivi. Non si conservano tracce di apparati vulcanici tipici, perché o non poterono costituirsi sul movimentato mare o, formati durante i periodi subaerei, furono poi abrasati e demoliti nelle successive trasgressioni marine. Come testimonianza dell'attività vulcanica, non solo cenozoica, oggi rimangono i resti di numerosi condotti eruttivi (necks), come nel M. Mucchione di Valdagno e nel bacino lignifero del M. Pulli.

L'effusione delle colate basaltiche si svolse anche lungo fessurazioni aperte in direzione prevalentemente meridiana ed in ambiente sottomarino. Anche nella valle del Chiampo e dell'Agno i basalti del Rio, della Piana dell'Arpega, e del Resténa, nonché quelli disseminati lungo la dorsale destra dell'Agno, fino a Montecchio Maggiore, dimostrano la grandiosità dell'attività eruttiva "bericolessinea", così denominata perché interessò anche i Monti Berici e il Marosticano.

Dal punto di vista tettonico, l'area si trova vicino al confine meridionale della catena Sudalpina, che assieme all'avanfossa durante il Messiniano fu tiltata (inclinata) verso sud dallo sviluppo dell'avanfossa Appenninica. Le principali faglie che delimitano l'area sono: ad ovest, lungo il confine tra Piattaforma Trentina e Bacino Lombardo, troviamo la zona di faglia delle Giudicarie, con direzione NNE-SSW, espressione di una fase di tettonica estensionale durante il Giurassico inferiore/Cretacico inferiore; a est, l'area è delimitata dalla linea Schio-Vicenza, con direzione prevalente NW-SE, che per convenzione separa il settore centro-occidentale delle Alpi Meridionali da quello orientale. Il settore orientale dell'area, ad est della val d'Illasi, è delimitato a nord dal thrust della Marana, di età Serravalliana-Tortoniana.

In particolare, i Monti Lessini della provincia di Vicenza, nel periodo che va dal Paleocene superiore all'Eocene Medio, furono dominati da una fase tettonica di subsidenza che ha formato il cosiddetto Graben dell'Alpone-Agno (AAG). Si tratta di un sistema half-graben che contiene blocchi tiltati in direzione ENE. L'AAG è interrotto a nord dal thrust della Marana, di età neogenica. A ovest è delimitato dalla faglia di Castelvero, riattivata dal thrust della Marana come rampa laterale, la cui geometria varia lungo lo strike della faglia. A est è interrotto dalla linea Schio-Vicenza: studi recenti suggeriscono che quest'ultima faglia è stata attiva come faglia normale dal Mesozoico, quando si è formato il bacino Bellunese tra le piattaforme trentina e friulana. Il sistema di faglie, a cui appartiene la Schio-Vicenza, è stato riattivato principalmente durante il Pliocene-Quaternario quando la subduzione appenninica ha ripiegato l'avanfossa verso SW (vale a dire, verso la parte anteriore dell'Appennino settentrionale). Al contrario, il rigetto della base del Pliocene lungo il SVSF aumenta verso NW (vale a dire, verso la parte anteriore delle Alpi meridionali). Questi opposti risultati sono conciliati perché il sistema di faglie ospitava la risposta flessionale differenziale dei due blocchi principali dell'avampaese (vale a dire, i Lessini-Berici-Euganei rigonfiano a ovest della SVFS e l'avampaese Veneto-Friulano a est delle SVFS).

con un movimento a forbice verticale. Pertanto, il sistema di faglie Schio-Vicenza potrebbe cadere all'interno del modello sismotettonico interpretativo che suggerisce che la convergenza delle placche Africana ed Eurasiatica è più probabile che abbia riattivato preferibilmente zone preesistenti di debolezza all'interno della crosta dell'avampata (Pola et al., 2014).

La connessione tra eventi magmatici e tettonica è evidente osservando che l'allineamento delle bocche vulcaniche corrisponde alle linee di faglia. Lo si avverte già ad occidente nel Veronese riguardo alla faglia di Castelvero. Vanno presentati alcuni importanti allineamenti di centri eruttivi da occidente a oriente: S. Giovanni Ilarione, Vestenavecchia, Purga di Bolca, Purga di Durlo, Monte Merlo, Monte Corpegani, Monte Guarda, Monte Castellaro, Monte Calvarina, Monte Madarosa, Case Fiori di Vignaga; Monte Tesoro, Zerbati di Altissimo, Nogarole (Chiampo), Monte Main di Arzignano, apparato esplosivo di Marana con i necks di Bressavaldà.

L'allineamento nella direzione della faglia Schio-Vicenza trova i centri eruttivi oligocenici di Mucion, Case Zaupa, Grumo Peloso, Castelgomberto con un cratere di 850 m di diametro, Monte Schiavi con il suo neck basaltico, Monte Costi di S. Urbano, SS. Trinità, Castelli di Montecchio Maggiore (Arcaro & Cocco, 2002).

In dettaglio, le litologie presenti nelle aree di studio sono:

- Lave basaltiche e tufi
- Depositi eluviali
- Depositi colluviali

I tufi e le lave (Oligocene) appartengono a manifestazione vulcaniche di tipo basico che si originarono dal Cretaceo superiore all'Oligocene e localmente al Miocene nella zona dei Lessini sud-orientali, dei Berici e nel Marosticano. L'attività vulcanica oligocenica è testimoniata localmente principalmente da tufi, da lave compatte di colata, da lave protoclastiche e dai prodotti di disfacimento quali le ialoclastiti e le breccie. Le colate laviche si rinvengono in tutto il settore rilevato a vari livelli. Queste colate sono costituite nella parte superiore da lave bollose, notevolmente alterate e con una colorazione grigio scuro, mentre in quella inferiore da basalti neri più compatti. Queste unità mostrano numerosi caratteri delle vulcaniti subaeree. Anche i tufi sono presumibilmente presenti in tutta l'area di rilevamento, ma la tendenza di queste rocce ad alterarsi molto rapidamente in superficie, generando coltri argillose talora molto spesse, determina la quasi totale assenza di loro affioramenti. In merito al loro assetto stratigrafico, osservando la morfologia dell'area di studio, è plausibile che nell'ambito dei settori a bassa-bassissima inclinazione il substrato roccioso sia costituito da prodotti tufacei (anche ialoclastitici), mentre ove il versante assume maggior pendenza il substrato è costituito dalle colate basaltiche. Dal punto di vista idrogeologico, questi ammassi risultano avere di norma una permeabilità da molto bassa a nulla, a parte gli ammassi lavici basaltici che possono presentare una permeabilità media.

I *depositi eluviali* riconosciuti si presentano in due litofacies principali differenziate in relazione alla natura delle rocce da cui si sono originati e dalla quantità di matrice. Alla base dei versanti in cui il substrato roccioso è rappresentato dai basalti compatti si rinvengono depositi clasto-sostenuti, con porosità intraclastica occlusa da matrice limoso-argillosa. Sono costituiti da elementi basaltici sub-rotondeggianti, fortemente carciati, di dimensioni da decimetriche a millimetriche immersi in una matrice limoso-argillosa, prodotto dell'incipiente alterazione dei basalti stessi. Ove il substrato roccioso è costituito da tufi i depositi di eluviale presentano abbondante matrice tendenzialmente argillosa ed i clasti sono principalmente costituiti da elementi basaltici di dimensioni da centimetri a millimetriche, quindi minori rispetto al caso precedente.

I *depositi colluviali*, costituiti prevalentemente da matrice limoso-argillosa con rari clasti eterometrici di natura basaltica, si sono accumulati nelle aree sub-pianeggianti ed alla base dei versanti. L'origine di molti di questi depositi nell'ambito dei versanti è da imputarsi all'attività antropica legata alla movimentazione del terreno nelle varie fasi agricole (dissodatura, spietramento, ecc.), che ha determinato la classazione granulometrica ed agevolato l'alterazione della componente clastica.

Dalla consultazione delle relazioni geologiche e geotecniche allegate ai progetti di sistemazione dei dissesti, messe a disposizione dalla Provincia di Vicenza, sono stati elaborati due modelli geologico-tecnici preliminari relativi alle due aree studio. tali modelli costituiscono il risultato di un'analisi critica degli elaborati redatti da professionisti, materiale che è risultato nel complesso molto eterogeneo sia per la tipologia di indagini messe in campo, e quindi i sistemi di acquisizione dei dati, sia per i risultati ottenuti.

Dall'elaborazione dei dati relativi a 13 progetti ubicati nei Monti Lessini Orientali è stato realizzato il modello rappresentato in **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**, mentre dai dati ricavati da 15 progetti ubicati nel Marosticano è stato realizzato il modello geologico-tecnico rappresentato in Tabella 2.

Orizzonte	Descrizione	Spessore [m]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	$c_u$ [kPa]	$\phi$ [°]
A	terreno vegetato/antropizzato	0.1-5.2			
B1	deposito argilloso-limoso da molle a mediamente consistente	1.0-8.0	16	0-30	37
B2	deposito limoso-argilloso da mediamente a molto consistente con inclusi basaltici/tufacei	1.0-8.0	18-19	11-150	34-42
C	substrato roccioso costituito da basalto/tufi (da -7.0 a -18.0 m)		22-24		

Tabella 1 Profilo geologico-tecnico dei terreni coinvolti da frane superficiali presenti nei Lessini Orientali.

Orizzonte	Descrizione	Spessore [m]	$\gamma$ [kN/m <sup>3</sup> ]	CU[kPa]	$\phi'$ [°]
A	terreno vegetato/antropizzato	0.5-2.5			
B1	deposito argilloso-limoso da molle a mediamente consistente	1.0-6.8	16-19	5-50	0-24
B2	deposito limoso-argilloso da mediamente a molto consistente con inclusi basaltici/tufacei	0.6-4.0	18-20	13-330	0-38
C	substrato roccioso costituito da basalto/tufi (da -2.0 a -8.0 m)		21-24		

Tabella 2 Profilo geologico-tecnico dei terreni coinvolti da frane superficiali presenti nel Marosticano.

I modelli mostrano che sia per i Lessini Orientali che per il Marosticano sono individuabili quattro orizzonti, nel complesso costituiti dai medesimi terreni e litologie. Il primo orizzonte è rappresentato dal terreno vegetato, sostituito in alcuni casi dal manto stradale e dal sottostante riporto. Segue poi un deposito argilloso-limoso da molle a mediamente consistente ( $C_u=0-50$  kPa). Il terzo orizzonte è invece costituito da un deposito limoso-argilloso da mediamente a molto consistente ( $C_u=11-330$  kPa), contenente inclusi basaltici o tufacei; tale orizzonte incorpora quindi porzioni alterate e disgregate della roccia sottostante. Il quarto orizzonte è rappresentato dal substrato roccioso, costituito da basalti o da tufi.

Si può notare che nei terreni dei Lessini Orientali la coltre d'alterazione del substrato roccioso può raggiungere spessori anche di 18 m, contro i 7.5 m nel Marosticano; inoltre, i terreni dei Lessini Orientali tendono a possedere dei parametri di resistenza al taglio mediamente maggiori rispetto a quelli del Marosticano.

Dalla lettura critica delle relazioni è emerso che il piano di scivolamento dei dissesti si colloca generalmente tra l'interfaccia B1/B2, oppure all'interno di B1, quindi ad una profondità variabile di 3-9 m nei Lessini Orientali e di 1.5-7 m nel Marosticano.

Dal punto di vista della cinematica, i fenomeni franosi considerati nelle aree studio sono stati tutti classificati come *Scivolamenti traslazionali/rotazionali di terra* o *Colate di terra*; dalla consultazione del database IFFI risulta che il 90% delle frane superficiali appartengono alla categoria degli scivolamenti, mentre il restante 10% sono classificate come colate.

## L'EVENTO DEL NOVEMBRE 2010

Le intense precipitazioni, che hanno colpito la provincia di Vicenza dalla notte del 31 Ottobre alla notte del 2 Novembre, con una precipitazione media di 336 mm e una massima cumulata di 500 mm in due giorni, hanno causato una delle più gravi alluvioni degli ultimi 100 anni, forse paragonabile a quelle del Novembre 1966 e dell'Ottobre 1992. I fiumi Bacchiglione, Astico e Retrone sono straripati, causando notevoli disagi a Vicenza e nei comuni confinanti (Floris et al. 2012). Si sono verificati inoltre molti dissesti nella parte settentrionale e occidentale della provincia, che hanno coinvolto principalmente le porzioni più superficiali di terreno e le coperture detritiche; in quota, la principale conseguenza è stata la destabilizzazione della rete stradale, oltre ad un certo numero di abitazioni danneggiate. Si stima che i soli costi di risistemazione ammontino a circa 80 milioni di euro e si contano circa 1 miliardo di euro di perdite tra infrastrutture, attività industriali ed edifici privati. Come mostra la figura 4, la massima altezza di precipitazione è stata raggiunta il 1 Novembre.

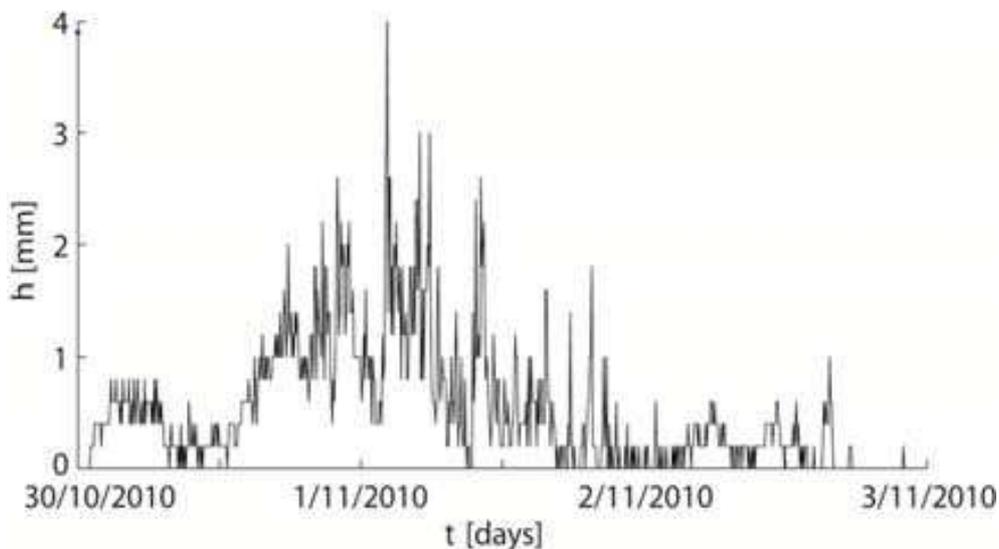


Figura 4 Altezze di precipitazione misurate ogni 5 minuti alla stazione di monitoraggio Ceolati durante l'alluvione del 2010.

Nei mesi successivi all'alluvione sono stati effettuati 554 sopralluoghi sul territorio della Provincia, ognuno dei quali può essere tradotto in un dissesto più o meno esteso. Come si può notare in figura 5, la maggior parte dell'area Montana non presenta movimenti franosi (con la sola eccezione della zona di Valli del Pasubio e Recoaro Terme); in questa porzione di territorio, tale assenza di frane va ricercata nella presenza di calcari e dolomie, rocce meccanicamente molto resistenti che sporadicamente possono generare fenomeni di crollo o ribaltamento. Inoltre le aree montuose sono meno abitate e meno frequentate rispetto a quelle di collina e, perciò, sono meno soggette al controllo umano, fatto che comporta una naturale diminuzione delle segnalazioni effettuate. Anche per questo motivo l'area pedemontana è quella in cui vi è il maggior numero di dissesti, più precisamente in corrispondenza dei Monti Lessini (situati a Nord-Ovest di Vicenza e a Sud di Schio) e dei territori attorno a Marostica (a Nord di Vicenza). L'assetto stratigrafico e litologico di queste aree

riveste senza dubbio un ruolo fondamentale in termini di predisposizione al dissesto: come visto anche in precedenza, in entrambi i contesti vi sono litologie vulcaniche quali basalti, tufi e ialoclastiti. Queste rocce alterano nei minerali delle argille, che danno luogo a terreni meccanicamente meno resistenti rispetto alle rocce da cui derivano e la cui stabilità dipende molto dalla quantità d'acqua presente: se da un lato, infatti, le argille sono note come impermeabili, dall'altro possono adsorbire l'acqua e dar luogo a fenomeni di rigonfiamento e contrazione, che agiscono a sfavore della stabilità (Meisina, 2004).

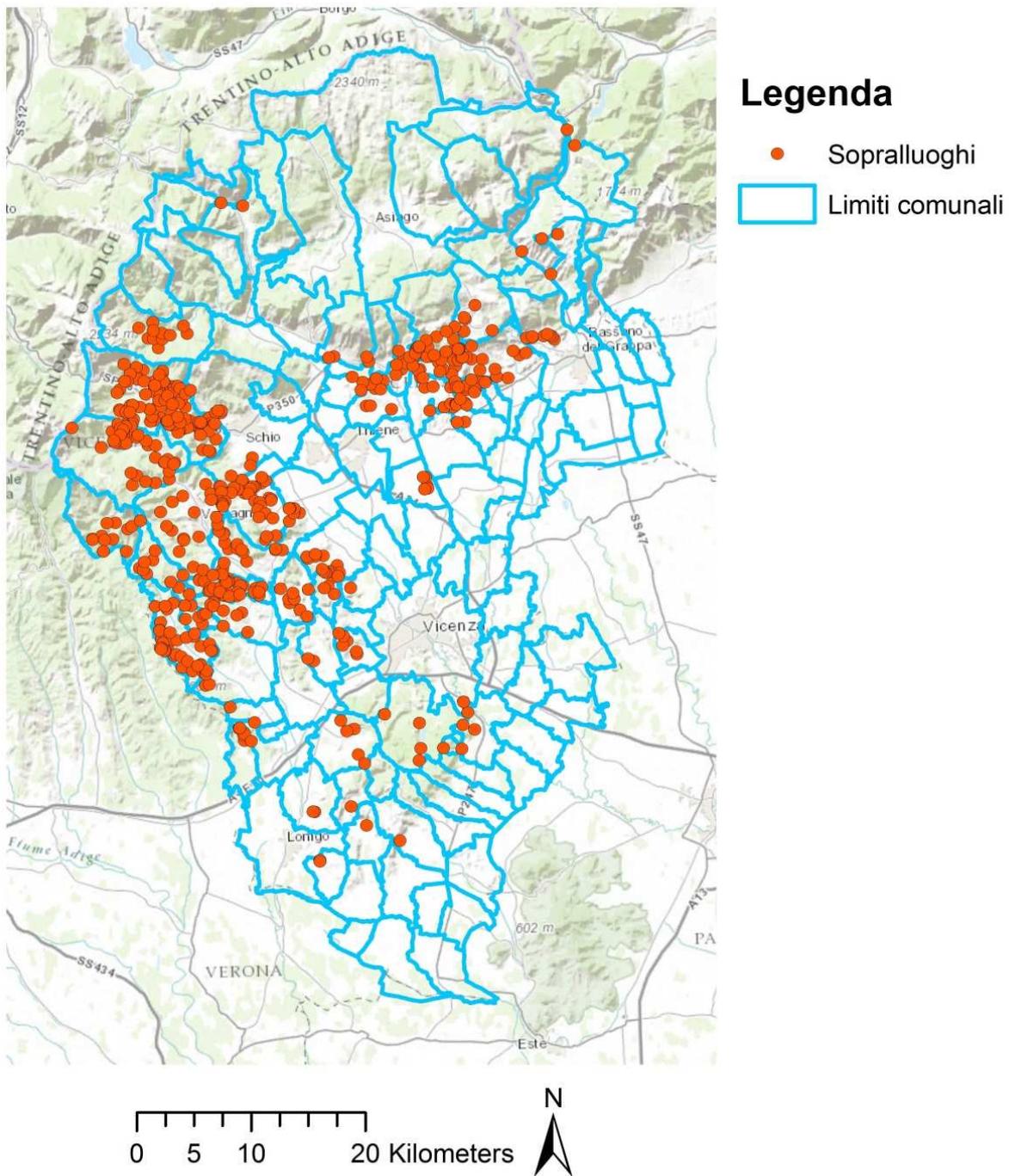


Figura 5 Sopralluoghi effettuati in provincia di Vicenza dopo l'alluvione del 2010

## CASI STUDIO

Le frane scelte come casi studio sono 3: la frana di via Costa a Fara Vicentino e la frana di via Valdaro a Carrè, sui colli del marosticano, la frana di Gamba a Monte di Malo, sui Monti Lessini.

In base alla classificazione di Varnes (Tabella 3) possiamo definire tali movimenti *scivolamenti rotazionali traslativi di terra (roto-translational earthslide)*.

Tipo di movimento	Tipo di materiale		
	Roccia ( <i>rock</i> )	Roccia sciolta o terra ( <i>engineering soil</i> )	
		Detrito grossolano ( <i>debris</i> )	Detrito fine ( <i>earth</i> )
<b>Crollo (<i>fall</i>)</b>	Crollo di roccia	Crollo di detrito	Crollo di terra
<b>Ribaltamento (<i>topple</i>)</b>	Ribaltamento di roccia	Ribaltamento di detrito	Ribaltamento di terra
<b>Scivolamento (<i>slide</i>)</b>			
<b>rotazionale (<i>rotational</i>)</b>	Scivolamento rotaz. di roccia	Scivolamento rotaz. di detrito	Scivolamento rotaz. di terra
<b>traslativo (<i>translational</i>)</b>	Scivolamento trasl. di roccia	Scivolamento trasl. di detrito	Scivolamento trasl. di terra
<b>Espansione laterale (<i>spread</i>)</b>	Espansione di roccia	Espansione di detrito	Espansione di terra
<b>Colata (<i>flow</i>)</b>	Colata di roccia	Colata di detrito	Colata di terra

Tabella 3 Classificazione di Varnes (1978).

### FARA (FARA VICENTINO)

Il dissesto in esame, ubicato su di un versante esposto a ovest, a valle di una arteria viaria secondaria (via Costa), interessa una strada vicinale parallela a via Costa.



Figura 6 Cedimento dell'abitazione sul lato est.

Il versante, ricoperto prevalentemente da vegetazione arborea ed in parte coltivato a vigneto, ha una pendenza variabile da 10° a 15°. Il dissesto, che si è verificato a seguito degli eventi meteorologici eccezionali avvenuti nel mese di novembre 2010, è costituito da un'ampia nicchia di distacco a forma arcuata, di ampiezza di 85-90 m, con ciglio superiore alla quota massima di ca. 240 m s.l.m. e piede alla quota di ca. 215 m s.l.m. L'evento ha provocato il crollo di un'abitazione posta a valle di via Costa (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**).



Figura 7 Dissesto di Fara visto da valle verso monte in cui sono evidenti le scarpate secondarie.

Sono presenti fessure nel terreno sia nel settore apicale che in quello mediano ed inferiore, con la formazione di evidenti scarpate (Fig.7): la disposizione di queste spaccature e dei relativi gradini di frana indicano che l'attività di mobilitazione del deposito eluviale è concorde con la direzione di massima pendenza topografica. La superficie di rottura del corpo di frana è molto ben definibile in tutto il margine superiore e in gran parte dei margini laterali. Sulla base delle indagini geognostiche il dissesto presenta spessori massimi di 6,0- 7,0 m.

## CARRÈ (CARRÈ)

L'area in esame è situata nella zona settentrionale della Provincia di Vicenza, nell'ambito del territorio prevalentemente collinare del Comune di Carrè (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**).



Figura 8 Coronamento della frana di Carrè

Il movimento franoso interessa la pendice meridionale del Monte Grumo e, in seguito a una riattivazione, ha coinvolto in Febbraio 2014 la strada comunale, più precisamente via Valdaro, che funge da collegamento tra i comuni di Carrè e Zugliano.

Il versante, lasciato a prato, ha una pendenza variabile da  $10^\circ$  a  $28^\circ$ . Il dissesto, che si è verificato a seguito di eventi meteorologici eccezionali avvenuti nel mese di febbraio 2013, è costituito da una nicchia di distacco a forma arcuata, di 77 m di ampiezza, con ciglio superiore alla quota massima di ca. 370 m s.l.m. e piede alla quota di ca. 342 m s.l.m. La scarpata principale ha un'altezza massima di 1 m, mentre al piede è evidente un rigonfiamento del terreno di massimo 0,5 m. L'evento ha provocato il crollo di un edificio adibito a luogo di ricovero per animali. Sulla base delle indagini geognostiche il dissesto presenta spessori massimi di circa 7,0 m.

## GAMBA (MONTE DI MALO)

La frana in esame è situata nella zona centro-occidentale della provincia di Vicenza, nell'ambito del territorio comunale di Monte di Malo, più precisamente in località Gamba, nome col quale prossimamente ci si riferirà al fenomeno in questione.



Figura 9 Vigneto coinvolto nel movimento franoso con indicazione della nicchia di distacco

Il movimento franoso coinvolge un'area agricola destinata a vigneto con quote altimetriche comprese tra 240 e 261 m s.l.m., sviluppandosi in corrispondenza di un rilievo collinare, caratterizzato da pendii molto dolci, con pendenza compresa tra 11° e 21°, e nei quali non vi sono evidenze significative di affioramenti (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**). Il dissesto si è verificato nel novembre 2010 in seguito alle abbondanti precipitazioni che hanno interessato la provincia di Vicenza.

Non sono presenti evidenti segni del dissesto se non le piante di vite e i sostegni delle stesse che, in prossimità della nicchia di distacco, si sono inclinate verso valle.

# METODOLOGIE

## ANALISI SPAZIALE

Per definire i fattori che probabilmente hanno creato le condizioni predisponenti ai dissesti del Novembre 2010 è stata eseguita un'analisi statistica in grado di studiare la ricorrenza storica delle frane in funzione dei fattori morfologici, geografici e geologici dei luoghi in cui questi sono avvenuti. Tale analisi è stata condotta tramite un approccio di tipo statistico-probabilistico, che tiene in considerazione la naturale variabilità delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche e geotecniche dei terreni (Evangeline et al., 2012). Nel dettaglio, è stata utilizzata l'analisi statistica bivariata conosciuta come "Frequency Ratio": questa metodologia permette la comprensione dei fattori morfologici, antropici e geologici che predispongono maggiormente un versante al fenomeno gravitativo. Come nella maggior parte dei metodi statistici, ogni singolo fattore è suddiviso in categorie di valori e, grazie al *Frequency Ratio Index*, si possono evidenziare i contesti morfologici e geologici che statisticamente sono più interessati dai dissesti (Floris et al., 2011).

Lo scopo ultimo dell'analisi è lo studio della prevedibilità spaziale degli eventi franosi legati all'alluvione del Novembre 2010, conoscendo la distribuzione e le caratteristiche delle frane e i fattori predisponenti in grado di causarle. Durante le elaborazioni statistiche, sono stati considerati in prima istanza solamente quei fenomeni d'instabilità avvenuti prima dell'autunno del 2010. Una volta ottenuta la carta di suscettività da frana pre-alluvione Novembre 2010, gli eventi franosi relativi all'alluvione sono stati utilizzati per verificare se il modello fosse in grado o meno di definire la loro distribuzione spaziale e con che percentuale d'errore.

L'analisi statistica è stata condotta utilizzando il software ESRI ArcGIS™ e i tool relativi ai pacchetti *3D Analyst* e *Spatial Analyst*. Per velocizzare l'elaborazione dei dati è stato inoltre creato un modello con lo strumento Model Builder™, che ha permesso l'automatizzazione dei procedimenti di calcolo.

### *L'ANALISI FREQUENCY RATIO*

Il metodo statistico Frequency Ratio è detto bivariato poiché prevede l'analisi tra coppie di dataset: in questo caso il dataset delle frane è stato confrontato con il dataset di ogni fattore predisponente preso singolarmente. È stato quindi necessario dotarsi dei data layer relativi ai parametri scelti e del dataset delle frane avvenute all'interno dell'area di studio. I fattori predisponenti considerati sono molteplici e comprendono sia dati morfometrici (elevazione, pendenza, curvatura, aspect, distanza da strade, distanza da fiumi) sia dati non morfometrici (litologia e uso del suolo).

I dati di input utilizzati sono raster composti da pixel di dimensioni 5x5 metri. Come si può vedere in Tabella 4, dopo aver suddiviso i fattori in classi (in questo caso, il layer della pendenza diviso in 4 classi), il modello prevede il conteggio del numero di pixel in frana che ricadono all'interno di ogni classe; da tale numero si

ricava poi il *Rapporto B*, riportato in tabella, che rappresenta la percentuale di pixel in frana in ogni classe rispetto al totale dei pixel in frana. Stessa cosa viene fatta con i pixel non in frana, ottenendo così il valore *Rapporto A*. Il Frequency Ratio Index (F.R.I.) è calcolato mediante il nuovo rapporto tra Rapporto B e Rapporto A. Se il Frequency Ratio Index è alto (solitamente maggiore di 1,5-2), significa che in quella classe il numero di pixel in frana normalizzato è più alto del numero di pixel non in frana normalizzato; ciò significa che quella classe di valori è in grado di isolare efficacemente le frane di input: è proprio questa classe, quindi, che fornisce indicazioni sul range di valori considerato che predispone maggiormente un versante a franare.

Classi	Da(°)	A(°)	N° pixel in classe	N° pixel in frana	Rapporto B	N° pixel non in frana	Rapporto A	F.R.I. (B/A)
1	0	13	2851212	1578	0.374	2849634	0.644	0.581
2	13	23	962963	1789	0.424	961174	0.217	1.952
3	23	33	444093	725	0.172	443368	0.100	1.715
4	33	74	174109	131	0.031	173978	0.039	0.790
Tot			4432377	4223	1.000	4428154	1.000	

Tabella 4 Esempio di svolgimento dell'analisi statistica bivariata Frequency Ratio

Di seguito i dettagli dei parametri utilizzati:

**Elevazione** Il modello digitale del terreno (DEM) è stato ottenuto scaricando i file ASCII dal Geoportale on-line della Regione Veneto, convertendo questi ultimi in file raster ".tif" e mosaicandoli in un'unica immagine. La risoluzione del dato è quella fornita dalla Regione, ossia 5x5 metri.

**Pendenza** A partire dal Layer Elevation è stata elaborata la carta della pendenza ("Slope"): definita come derivata topografica prima dell'elevazione, esprime la variazione di quest'ultima in gradi.

**Esposizione** La carta dell'esposizione è stata ricavata dal Layer Elevation, e rappresenta la direzione di massima pendenza di ogni versante calcolata per ogni cella rispetto a quelle vicine; è espressa in gradi.

**Curvatura** La curvatura delle forme del territorio, definita come derivata topografica seconda dell'elevazione, è stata ottenuta dal Layer Elevation. Presenta valori negativi (concavità verso il basso), positivi (concavità verso l'alto) o nulli (profilo senza

curvatura).

**Distanza dai fiumi** In questo livello si considera la distanza dai fiumi, in quanto è notoriamente conosciuta la relazione tra i fenomeni franosi e la presenza di acqua superficiale o nel sottosuolo (Lee and Pradhan, 2006); infatti, la presenza di corsi d'acqua in grado di erodere la base dei versanti può generare instabilità, ma anche l'assenza di un reticolo organizzato può essere sinonimo di maggior infiltrazione e, quindi, di minor stabilità. Il dato è stato acquisito in formato vettoriale dal Geoportale della Regione Veneto.

**Distanza dalle strade** Uno dei fattori antropici presenti nello studio statistico della zona del marosticano è la distanza delle frane dalle strade; questo è un parametro importante per definire come le frane si distribuiscano attorno alle principali vie di comunicazione che, insieme ai fabbricati, risultano essere le opere artificiali più esposte ai dissesti. Bisogna inoltre considerare che la costruzione di una strada può essere essa stessa causa primaria di instabilità, poiché il livellamento più o meno orizzontale del versante provoca il detensionamento della parete a monte. Il collasso o la caduta di detrito da tale parete dovuti a precipitazioni eccezionali possono causare notevoli disagi alle comunicazioni, con conseguenti spese dirette di ripristino allo stato originale e costi indiretti di trasporto. Vale perciò la pena approfondire lo stretto rapporto tra le frane e la loro distanza dalle strade. Anche in questo caso il dato è stato acquisito in formato vettoriale dal Geoportale della Regione Veneto.

**Uso del suolo** Anche l'uso che viene fatto del suolo è uno dei parametri che si deve considerare dal momento in cui si voglia comprendere quanto l'uomo possa causare squilibri all'interno della dinamica dei versanti. Le attività legate all'uso del suolo, infatti, possono predisporre più o meno pesantemente il terreno a generare fenomeni di instabilità. In questo caso il dato è stato acquisito in formato vettoriale dal Geoportale della Regione Veneto previa richiesta all'amministrazione regionale.

**Litologia** All'analisi statistica è stata aggiunta la carta geologica redatta dalla Provincia di Vicenza, derivata dal P.T.C.P.: la litologia è un parametro essenziale in quanto è uno dei principali fattori in grado di predisporre i versanti ai dissesti franosi.

Nell'area in studio sono presenti:

Rocce compatte massicce o a stratificazione indistinta

Rocce costituite da alternanze di strati o interposizioni tenere e di strati o bancate resistenti

Rocce compatte stratificate

Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto

Materiali granulari addensati di deposito fluviale e/o fluvioglaciale a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa

Materiali alluvionali, fluvioglaciali, morenici o lacustri a tessitura prevalentemente limo-argillosa

Copertura detritica colluviale ed eluviale

La definizione del dataset contenente le frane utili alla realizzazione dell'analisi statistica ha rappresentato uno dei passaggi più delicati dell'intero processo. Come discusso in precedenza, il dato di partenza deve considerare solo gli eventi franosi precedenti al Novembre 2010. Poiché sono stati ottenuti dataset puntuali e poligonali, l'analisi è stata ripetuta due volte. Poiché i dati puntuali rappresentano ogni frana nel suo punto più elevato, è stato calcolato un Buffer circolare di 10 metri attorno a tale punto, per cercare di rappresentare al meglio l'area coinvolta dal dissesto. Proprio allo scopo di avere una miglior definizione della superficie di scivolamento ove questa viene a giorno, sono state utilizzate in una seconda analisi le aree d'innescio (Remondo et al., 2003) per le frane di cui è stato possibile disegnare un poligono areale.

La prima analisi statistica è stata realizzata, considerando il territorio collinare del Marosticano, vista l'onogeneità litologica, stratigrafica e morfologica del territorio, con il dataset puntuale relativo ai fenomeni franosi catalogati all'interno del database IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia), per un totale di 68 frane suddivise in:

- 35 Scivolamenti
- 33 Colate (colamenti rapidi, colamenti lenti, aree soggette a frane superficiali diffuse)

Come molte altre analisi statistiche, i fattori che possono predisporre un versante all'instabilità devono essere suddivisi in opportune classi di valori (Ayalew and Yamagishi, 2004; Guzzetti et al., 1999). Tale riclassificazione è il passaggio più importante dell'intera trattazione statistica, poiché questa è la fase in cui si scelgono i range di valori dei quali si è interessati a studiarne l'influenza nello sviluppo dell'instabilità. Il processo dipende inoltre dalle decisioni dell'utente, per questo la riclassificazione è un lavoro delicato e da compiere con estrema attenzione e cautela. La distanza da strade e da fiumi è stata suddivisa in 6 classi, l'esposizione in 4 classi ognuna da 90° in cui il punto cardinale è presente al centro di ciascuna fascia. Discorso diverso invece vale per l'elevazione, lo slope e la curvatura: in questa prima analisi si è preferito

utilizzare il metodo di riclassificazione "Natural Breaks (Jenks)", contenuto nel software ArcGIS: la potenzialità di questo particolare algoritmo matematico è quella di suddividere un insieme di elementi secondo i valori di rottura (break values) contenuti in esso. La classificazione, quindi, permette di dividere fattori come la pendenza e l'elevazione in classi all'interno delle quali i valori non subiscono grandi variazioni. Per quanto riguarda la litologia, non sono state effettuate ulteriori riclassificazioni poiché la suddivisione in litotipi rappresenta essa stessa la normale variabilità delle rocce e delle formazioni presenti. Le numerose suddivisioni dell'uso del suolo sono state riassunte in 12 voci per questione di comodità di calcolo e sintesi del dato. Come quanto è stato fatto in precedenti pubblicazioni (Floris et al., 2011), per rappresentare meglio ogni frana in analisi è stato considerato un Buffer di 10 metri attorno ad ogni punto IFFI.

## CAMPIONAMENTO

### FARA

Il campionamento è stato facilitato dalla precedente esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo, spinto fino alla profondità di 10 metri dal piano campagna. Purtroppo durante il sopralluogo è stata rinvenuta soltanto la parte finale del sondaggio, cioè la porzione che va dai 5 a 10 metri di profondità (Figura 10), mentre la prima cassetta catalogatrice è stata trovata vuota.



Figura 10 Cassetta catalogatrice relativa alla porzione profonda del sondaggio.

Si è quindi provveduto alla ricostruzione della prima parte del sondaggio attraverso un campionamento di dettaglio; successivamente, dai risultati delle prove geotecniche e mineralogiche, è stata verificata la coerenza tra i dati dell'ultimo metro ottenuti dal campionamento di campagna e quelli relativi al primo metro di carotaggio presente nella cassetta catalogatrice. A tale scopo è stata individuata una scarpata secondaria della frana, ubicata all'interno del vigneto e situata a monte rispetto alla casa. La parete in questione è alta circa 3 metri e ben rappresenta la parte superiore del terreno franato. E' stato scelto un passo di campionamento costante di 20 cm, quindi per ogni metro di scarpata sono stati raccolti 5 campioni. **(Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.)**

La parte profonda del sondaggio, presente all'interno della seconda cassetta catalogatrice, è stata campionata sempre con un passo di 20 cm. Con questo metodo di campionamento sono stati confezionati 50 campioni,

numerati in funzione della loro profondità, partendo dal campione FARA01 (0.00-0.20m) fino al campione FARA50 (9.80-10.00m).

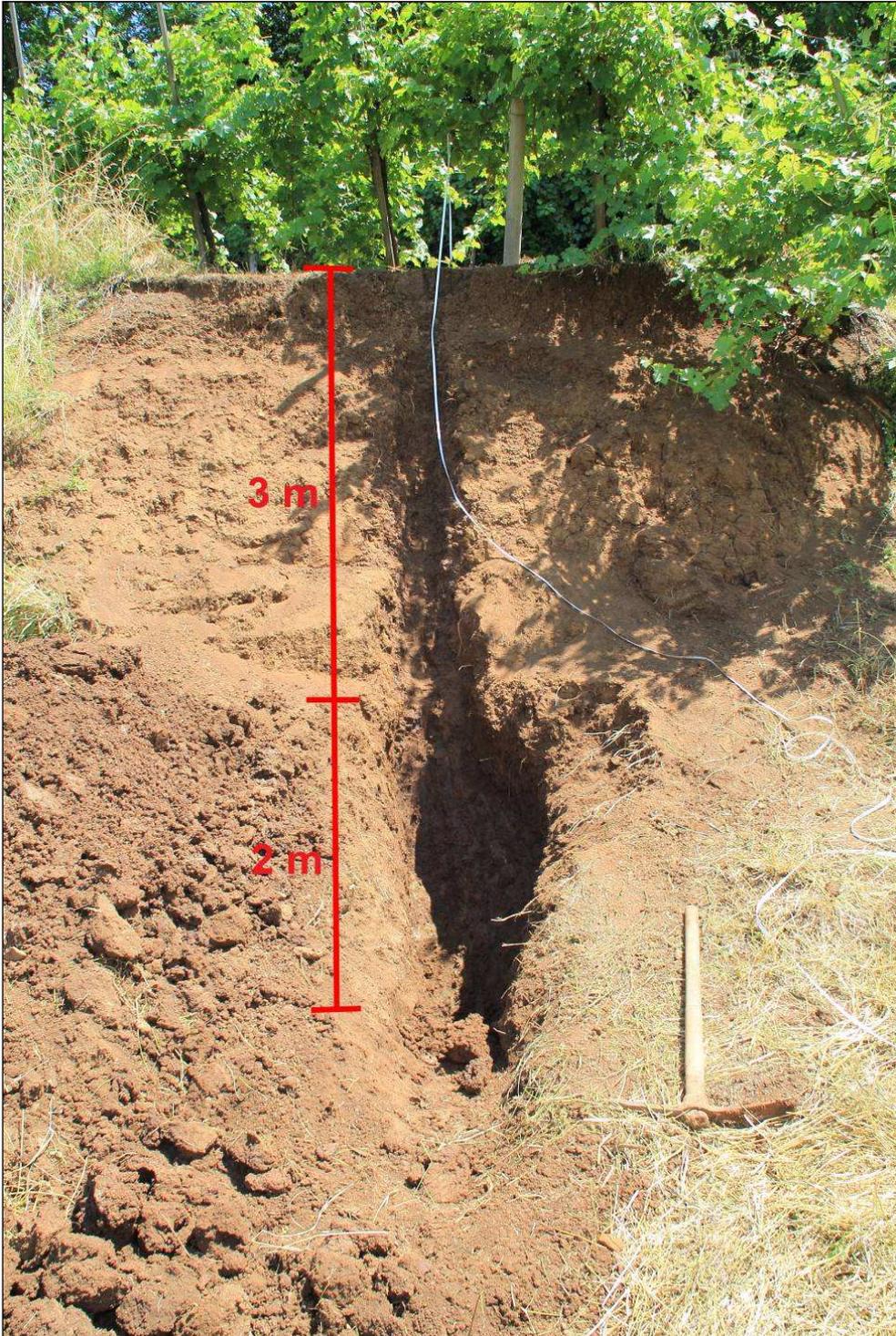


Figura 11 Scarpata secondaria della frana sulla quale sono stati campionati i primi 5 metri di terreno.

CARRÈ

Per il campionamento è stata fatta scavare una trincea di 4.5 metri di profondità e circa 1 metro di larghezza (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**). Il campionamento è stato effettuato a partire dal piano campagna fino a una profondità di 4.4 metri. Il passo di campionamento è stato di 20 centimetri da 0 a 3.20 metri, mentre da 3.20 a 4.40 metri è stato di 40 centimetri, per un totale di 20 campioni.

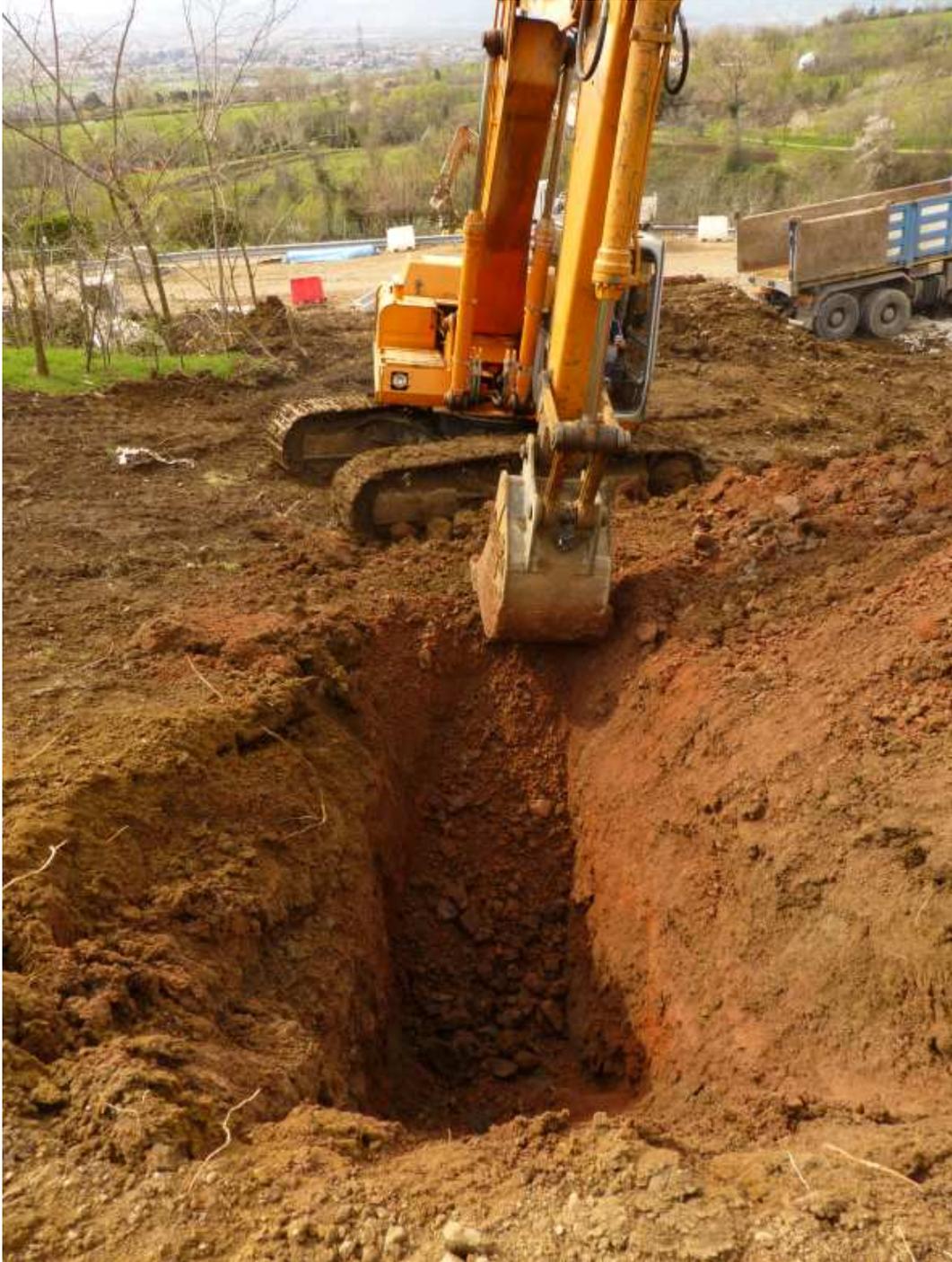


Figura 12 a) Fase di rimozione del terreno con un ausilio di macchina escavatrice (a sinistra); b) Collocazione della cordella metrica rigida lungo la parete della trincea (a destra)

GAMBA

Per l'esecuzione delle analisi mineralogiche e delle prove geotecniche sono stati utilizzati campioni prelevati da una prova a carotaggio continuo effettuata nel 2011, conservati in due cassette catalogatrici. Il carotaggio copre un range di profondità da 0 a 10 metri. Poiché in passato la presente frana era stata oggetto di studi da parte del Dipartimento di Geoscienze, è stato deciso di mantenere lo stesso step di campionamento, quindi, da 0 a 1.5 metri il passo di campionamento è di 0.30 metri, da 1.5 a 5.5 metri il passo è di 0.5 metri, mentre dalla profondità di 5.5 fino a 10 metri i campioni sono stati prelevati dalla cassetta con un passo di 1 metro. In **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** e **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** sono state riportate le foto delle cassette catalogatrici, le quali contengono rispettivamente il terreno da 0 a 5 metri e da 5 a 10 metri, la cui stratigrafia va dall'alto verso il basso. In totale sono stati raccolti 18 campioni.



Figura 13 Carotaggio da 0 a 5 metri (dall'alto verso il basso)



Figura 14 Carotaggio da 5 a 10 metri (dall'alto verso il basso)

## INDAGINI IN SITU

La caratterizzazione geotecnica delle aree in frana è avvenuta mediante i dati ricavati da relazioni professionali inedite. I dati sono stati ottenuti grazie alla realizzazione di sondaggi a carotaggio continuo con raccolta di campioni indisturbati, prove penetrometriche dinamiche super pesanti (DPSH, secondo le raccomandazioni AGI, 1994), prospezioni sismiche a rifrazione e indagini sismiche passive.

In particolare:

- a Fara (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**) sono state eseguite 6 DPSH, 3 tomografie sismiche a rifrazione, 1 sondaggio a carotaggio continuo (2 campioni indisturbati) e 2 sismiche passive;

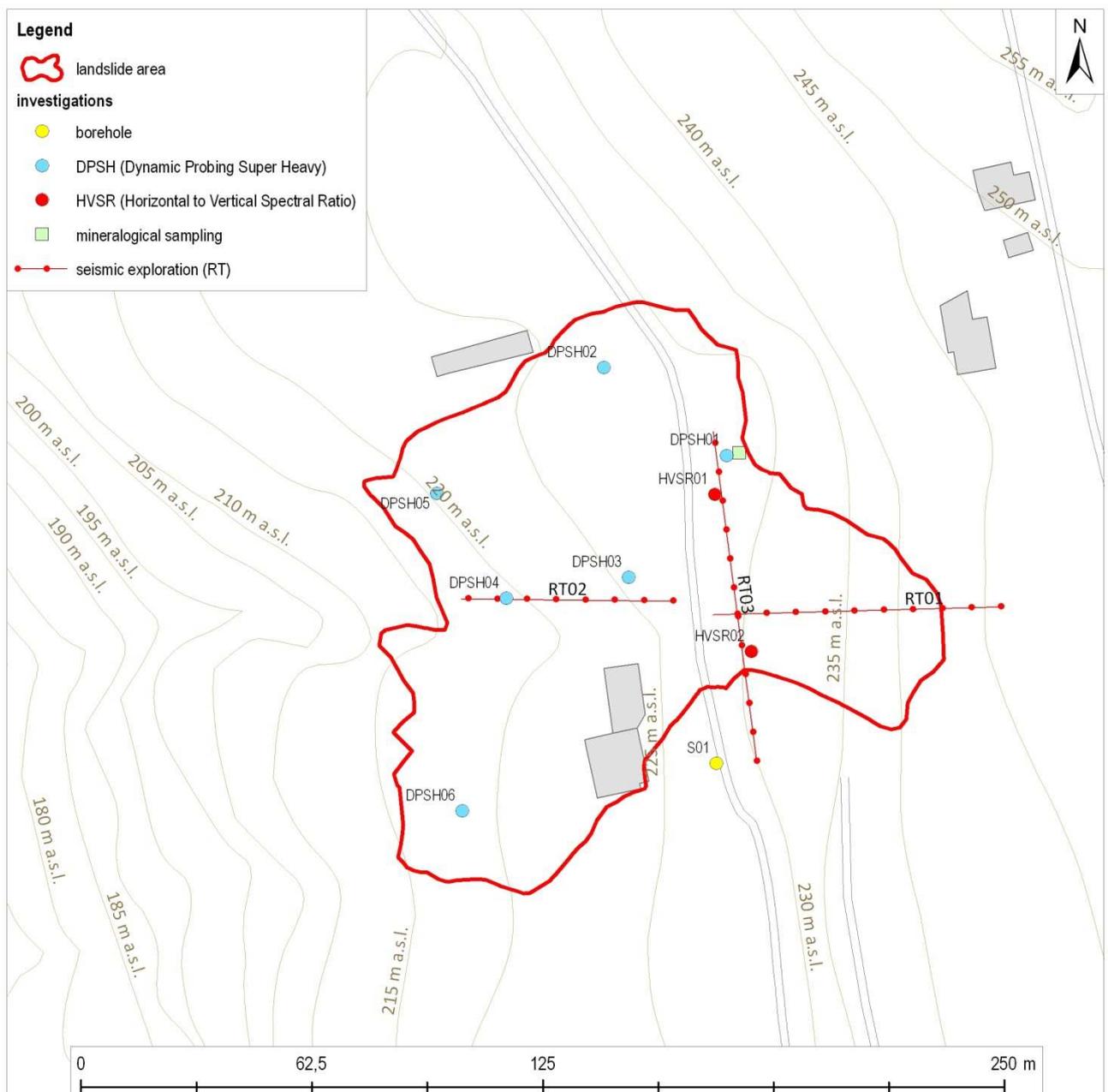


Figura 15 Ubicazione delle indagini a Fara

- a Gamba (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**) 6 DPSH, 2 tomografie sismiche a rifrazione, 1 sondaggio a carotaggio continuo (2 campioni indistrabati) e 3 sismiche passive;

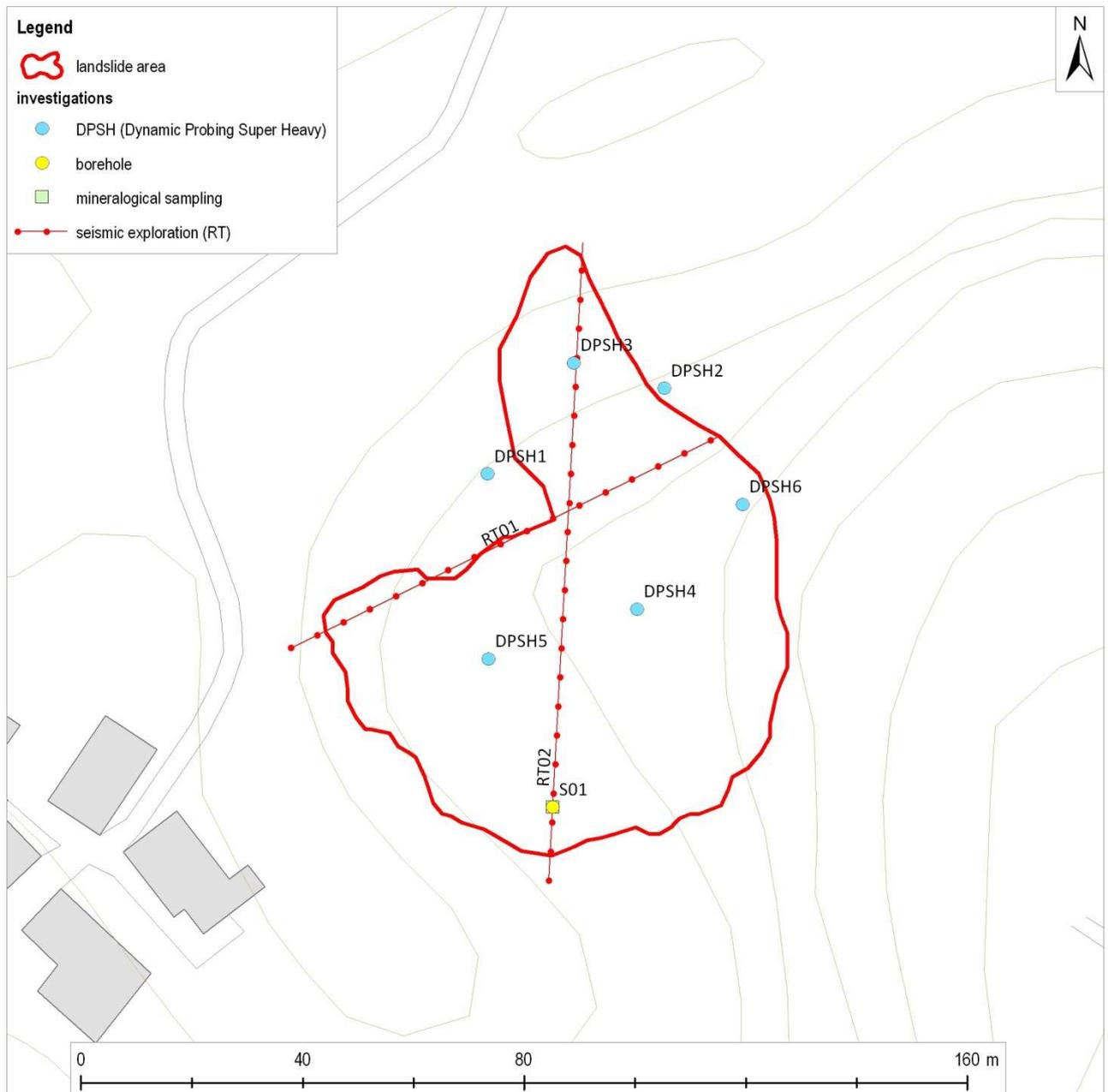


Figura 16 Ubicazione delle indagini a Gamba

- a Carrè (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**) 18 DPSH, 1 tomografia sismica a rifrazione e 2 tubi inclinometrici.

I dati geofisici sono stati estratti attraverso il procedimento sismico a rifrazione, nell'ambito del quale vengono analizzati i tempi di propagazione delle onde elastiche che, generate al suolo, si rifrangono su superfici di discontinuità. Affinché avvenga il fenomeno della rifrazione e quindi possa essere applicata questa metodologia, le velocità dei terreni investigati devono essere crescenti con la profondità. Per l'elaborazione dei

dati sismici è stata applicata la tecnica tomografica che consente una dettagliata esplorazione del modello di distribuzione delle velocità sismiche nel mezzo indagato. Lo scopo di quest'indagine è la caratterizzazione sismica del sottosuolo e, in particolare, l'individuazione delle locali discontinuità sismiche presenti in profondità ad integrazione delle informazioni ottenute dalle prospezioni di cui al paragrafo precedente. L'indagine geofisica proposta si avvale della metodologia basata sulla tecnica di Nakamura e sul rapporto spettrale H/V. La tecnica dei rapporti spettrali o HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) è di tipo non distruttivo e permette d'ottenere tra le varie informazioni anche la stratigrafia sismica del sottosuolo basata sul contrasto d'impedenza (rapporto tra velocità delle onde sismiche e densità del mezzo attraversato) che un'unità geologica ha rispetto quella soprastante e quella sottostante. La stratigrafia diviene litologica qualora si possiede un'indagine geognostica diretta di taratura (carotaggio, penetrometria, ecc.).

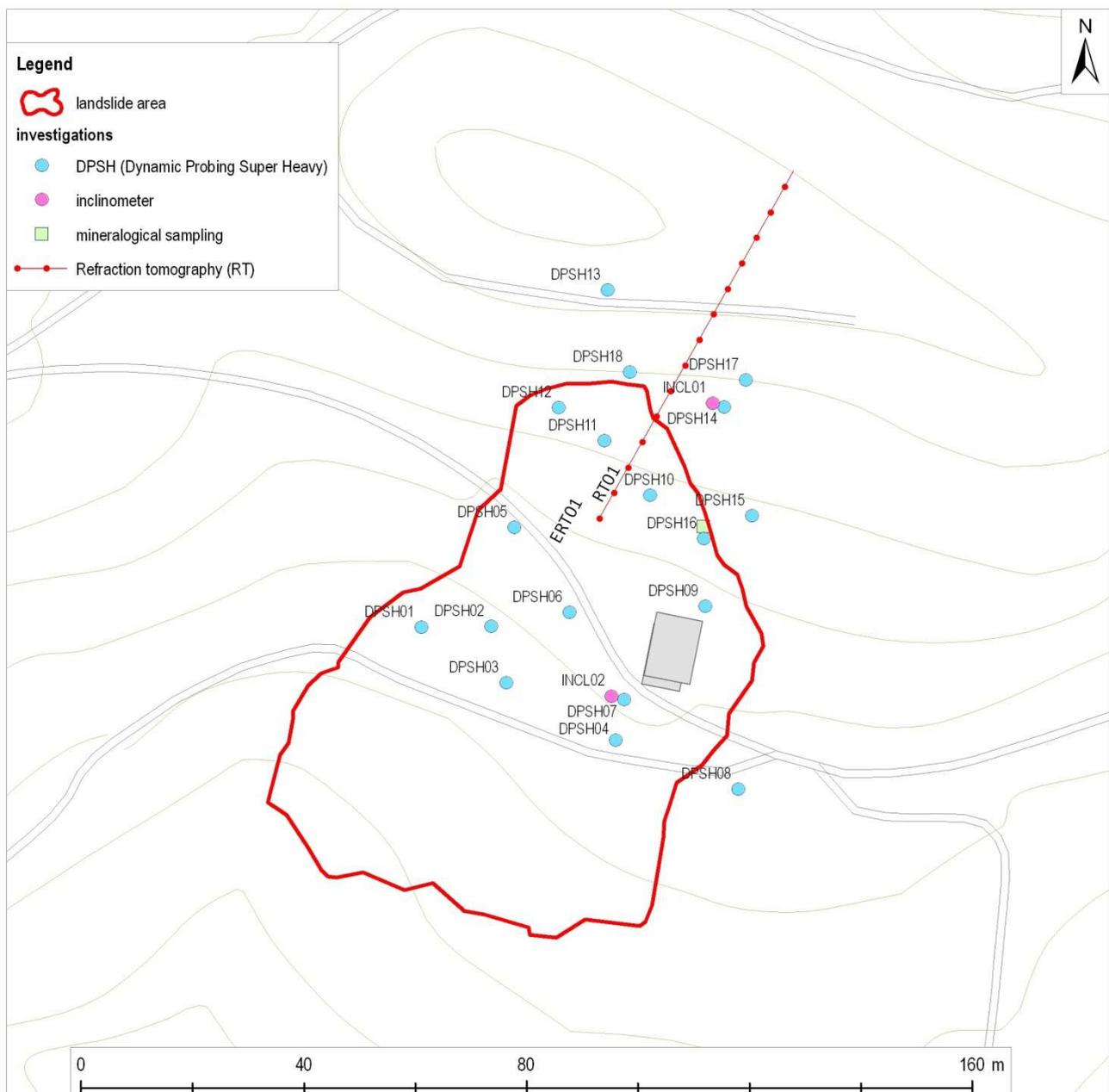


Figura 17 Ubicazione delle indagini a Carrè

Per ricavare informazioni dal sottosuolo dalle prove penetrometriche dinamiche (DPSH), la maggior parte delle correlazioni esistenti riguardano i valori del numero di colpi  $N_{SPT}$  ottenuto con la suddetta prova, pertanto si presenta la necessità di rapportare il numero di colpi di una prova dinamica con  $N_{SPT}$ . Il passaggio viene dato da:

$$N_{SPT} = \beta_t \cdot N$$

dove

$$\beta_t = \frac{Q}{Q_{SPT}}$$

in cui  $Q$  è l'energia specifica per colpo e  $Q_{SPT}$  è quella riferita alla prova SPT. L'energia specifica per colpo viene calcolata come segue:

$$Q = \frac{M^2 \cdot H}{A \cdot \delta \cdot (M + M')}$$

in cui  $M$  = peso massa battente;  $M'$  = peso aste;  $H$  = altezza di caduta;  $A$  = area base punta conica;  $\delta$  = passo di avanzamento.

Per ricavare i parametri geotecnici utili a definire un modello funzionale all'analisi di stabilità sono state utilizzate le seguenti formule empiriche:

- $\phi$  Sowers, 1961
- $\gamma$  e  $\gamma'$  Meyerhof, 1956
- $C_u$  Terzaghi and Peck, 1967
- $E_{Ed}$  Begeman, 1974
- $E$  Meyer, 1983
- $\sigma$  A.G.I., 1977
- $G$  Ohsaki & Iwasaki, 1973

## PROVE GEOTECNICHE DI LABORATORIO

Allo scopo di caratterizzare i terreni coinvolti nei due dissesti sono state eseguite delle prove geotecniche di laboratorio, nella fattispecie la determinazione della distribuzione granulometrica (ASTM C136) e dei limiti di Atterberg. Le prove sono state eseguite su tutti gli 88 campioni raccolti, in modo tale da rilevare con precisione come variano le caratteristiche geotecniche in funzione della profondità. I risultati delle prove granulometriche sono stati rappresentati nei diagrammi semilogaritmici e, quindi, per consentire un miglior confronto tra i depositi sono stati sintetizzati in diagrammi ternari (Figura 18).

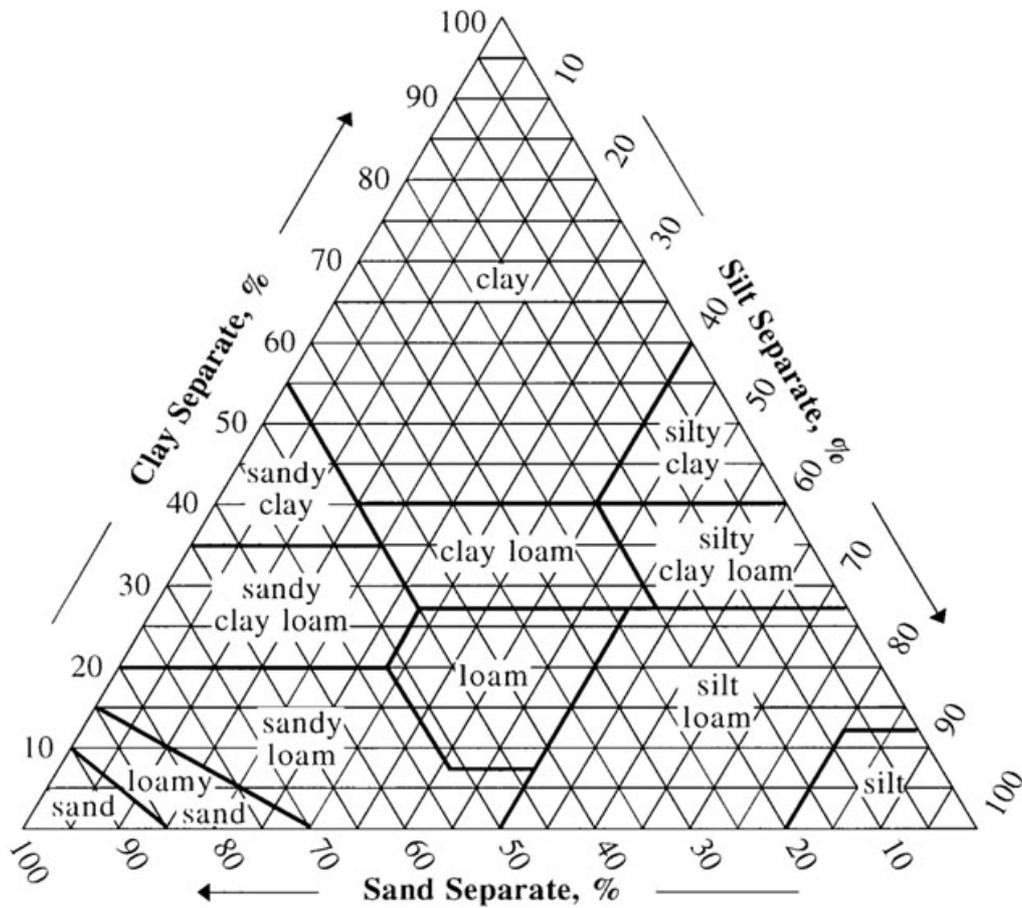


Figura 18 Triangolo tessiturale (fonte USDA)

I risultati dei limiti di Atterberg sono stati invece raccolti nella carta di plasticità di Casagrande (Figura 19), nella quale i depositi sono suddivisi in:

- CL-ML: inorganic clays of low to medium plasticity, gravelly clays, sandy clays, silty clays, lean clays inorganic silts and very fine sands, rock flour, silty or clayey fine sands or clayey silts with slight plasticity
- CL: inorganic clays of low to medium plasticity, gravelly clays, sandy clays, silty clays, lean clays
- CH: inorganic clays of high plasticity, fat clays
- ML-OL: inorganic silts and very fine sands, silty or clayey fine sands or clayey silts with slight plasticity
- OH-MH: inorganic silts, micaceous or diatomaceous fine sandy or silty soils, elastic silts

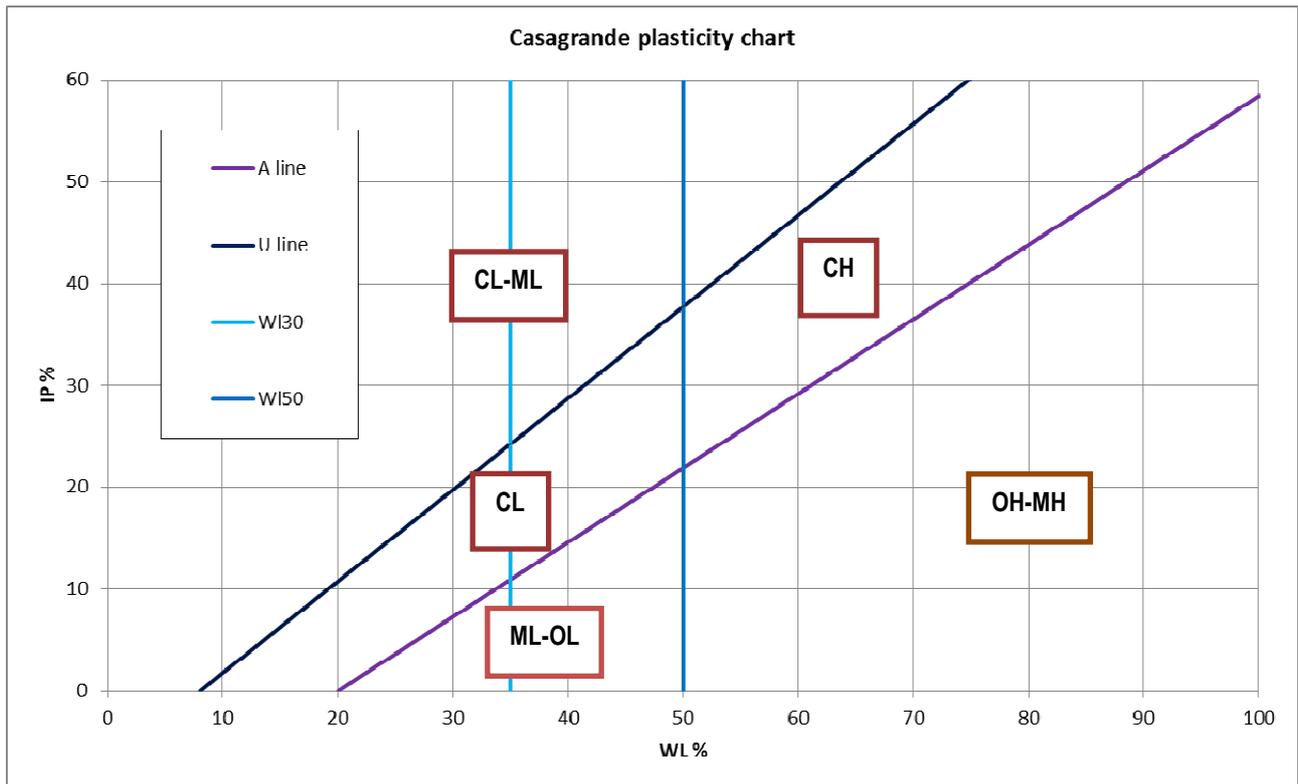


Figura 19 Diagramma di Casagrande

A queste vanno aggiunti i test riportati nelle relazioni tecniche fornite dalla provincia di Vicenza. Dalle carote ottenute dai sondaggi geognostici, eseguiti a Fara e Gamba, sono stati prelevati 2 campioni di terreno. In essi sono state eseguite le seguenti prove geotecniche di laboratorio:

- Limiti di Atterberg (CNR UNI 10014:1964),
- Analisi granulometrica completa (Raccomandazioni AGI, 1994),
- Prova di taglio diretto consolidato e drenato (Uni CEN ISO/TS 17892-10:2005).

## ANALISI MINERALOGICHE

Le analisi mineralogiche sono state eseguite per caratterizzare dal punto di vista mineralogico le masse coinvolte nei fenomeni franosi, le superfici di scivolamento ed i depositi stabili posti sotto il piano di scivolamento. La caratterizzazione mineralogica è stata eseguita attraverso le seguenti fasi:

- diffrazione a raggi X da polveri su campione totale;
- diffrazione a raggi X da polveri sulla frazione fine.

Le analisi diffrattometriche sono state eseguite nel Laboratorio di diffrattometria delle polveri del Dipartimento di Geoscienze, via G. Gradenigo n° 6, Padova.

La diffrazione a raggi X da polveri è la tecnica più utilizzata ed efficace per l'identificazione e l'analisi quantitativa delle fasi mineralogiche, in particolare quando si studiano campioni multifase come nel caso in esame. La determinazione della percentuale in massa di una fase in un campione solido è possibile attraverso l'analisi del pattern di diffrazione da polveri del composto secondo il metodo Rietveld (Rietveld, 1969). Sono stati analizzati 82 campioni di terreno, precisamente 45 campioni di Fara (da 0.0 a 9.0 m), 19 di Carrè e 18 di Gamba sui quali sono state eseguite in precedenza le prove geotecniche. I provini sono stati ottenuti dal materiale passante al setaccio 40 ASTM, lo stesso sul quale sono stati determinati i limiti di Atterberg.

In seguito alle diffrazioni su campione totale, un numero limitato di campioni è stato nuovamente trattato al fine di essere analizzato tramite tecniche diffrattometriche specifiche per la caratterizzazione dei minerali argillosi. Tali procedure di analisi permettono di caratterizzare la frazione fine del campione analizzato precedentemente rendendo possibile la determinazione dettagliata e le relative caratteristiche mineralogiche dei minerali delle argille. Le analisi sono state effettuate su 3 campioni rappresentativi di Fara, precisamente i campioni FARA02-26-29, 2 campioni per Carrè (Carrè 11-20) e Gamba (Gamba 09-18). La scelta dei suddetti campioni è stata basata sui risultati delle analisi diffrattometriche ottenuti dopo il affinamento Rietveld, quindi sono stati scelti quei campioni che presentano dei particolari contenuti in Smectite e Caolinite. Il trattamento con glicole etilenico è necessario al fine del riconoscimento della tipologia di argilla presente nel terreno in esame. I campioni selezionati per questo tipo di trattamento sono Carrè10, Carrè13 e Carrè20.

L'elaborazione dei dati ottenuti dai diffrattogrammi è stata eseguita attraverso il software *X'Pert HighScore Plus 3.0.5*, che ha permesso di individuare le fasi mineralogiche costitutive dei campioni per confronto con una serie di database contenenti una collezione di powder diffraction files (PDF); a tale scopo sono stati utilizzati i database ICDD (PDF-2), ICSD e COD. Successivamente, si è eseguita un'analisi quantitativa delle fasi cristalline e della componente amorfa presente all'interno dei materiali tramite affinamento a profilo totale secondo il metodo Rietveld, utilizzando il software DIFFRACplus TOPAS (versione 4.1). La valutazione della

bontà di raffinamento è stata effettuata per mezzo di analisi della curva delle differenze tra profilo osservato e calcolato, e valutando l'indice di accordo pesato del profilo calcolato ( $R_{wp}$ ).

I parametri attivati durante il raffinamento sono:

- a) background con polinomiali tipo Chebychev di ordine tra 5 e 10;
- b) correzione per il sample displacement;
- c) parametri di cella, cristal size, Lorentziana e scale factor delle fasi cristalline (le coordinate atomiche e i parametri termici non sono stati modificati).

Per quanto riguarda la Montmorillonite, non essendo disponibile un adeguato modello strutturale, è stata effettuata un'estrazione dell'intensità dei riflessi per mezzo di raffinamento non strutturale secondo il metodo Le Bail (Le Bail, 1988). Inoltre, essendo tale fase mineralogica interessata da forti fenomeni di allargamento anisotropo lungo i piani reticolari basali, si è escluso dal raffinamento l'intervallo angolare minore di  $8.5 [^{\circ}2\theta]$ , non raffinando pertanto il riflesso corrispondente ai piani (001) della montmorillonite. La stima della concentrazione di tale fase è stata effettuata considerando tutta la frazione amorfa misurata con la tecnica dello standard interno come componente smectitica paracristallina.

A puro titolo di esempio, nella figura che segue è riportato in Figura 20 un diffrattogramma di un campione (FARA29) con i relativi pattern delle fasi mineralogiche individuate.

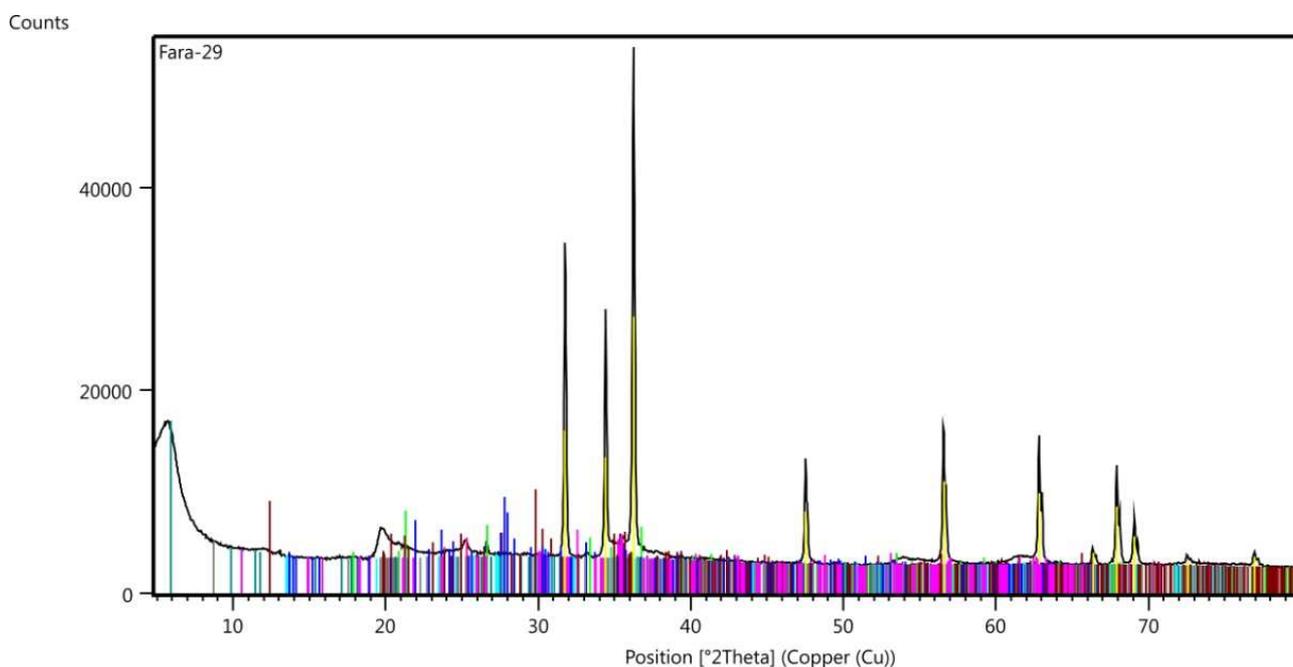


Figura 20 Diffrattogramma del campione FARA29

La diffrazione da polveri dei levigati ha permesso di caratterizzare la frazione fine dei campioni, rendendo possibile la determinazione delle specie e le caratteristiche mineralogiche dei minerali argillosi individuati precedentemente, cioè Caolinite e Smectite.

La *Caolinite* è un fillosilicato appartenente al gruppo serpentino-Caolinite, con formula  $Al_2Si_2O_5(OH)_4$  e struttura T-O (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**), quindi costituita da uno strato tetraedrico (T) e da uno ottaedrico (O). L'ottaedro della Caolinite è di tipo diottaedrico, in quanto il catione che si trova al centro dello stesso è trivalente ( $Al^{3+}$ ). Pacchetti successivi di Caolinite sono sovrapposti in modo tale che in generale gli ossigeni alla base di uno strato sono legati attraverso un legame idrogeno agli ioni idrogeno alla sommità dello strato vicino (Deer et al., 1998); siccome tali pacchetti sono tenuti insieme da forze elettrostatiche che non consentono l'ingresso di ioni e molecole, la Caolinite non risulta espandersi quando viene in contatto con l'acqua. Per questo motivo, la distanza verticale lungo l'asse c tra i piani (001), cioè il d-spacing, è costante e pari a circa 7.1 Å.

Le *smectiti* costituiscono un gruppo di fillosilicati con struttura T-O-T (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**), che possono essere sia diottaedrici che triottaedrici, giacché nell'ottaedro il catione trivalente  $Al^{3+}$  può essere sostituito dai cationi bivalenti  $Mg^{2+}$  ed  $Fe^{2+}$  (Moore & Reynolds, 1997). La Smectite diottaedrica più comune è la Montmorillonite, la quale ha la seguente formula ideale:  $(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10} \cdot nH_2O$  (Klein, 2004). La Montmorillonite ha la capacità di rigonfiare in seguito all'adsorbimento di molecole d'acqua fra i pacchetti T-O-T, in associazione con i cationi interstrato  $Na^+$  e  $Ca^{2+}$ ; questa capacità di espandere è dovuta al fatto che i cationi interstrato sono attratti più dalle molecole d'acqua che dalla carica relativamente debole dei pacchetti T-O-T. Per tale motivo, la Montmorillonite ha una spaziatura sull'asse c variabile in relazione alla quantità di acqua interposta tra gli interstrati, andando da un d-spacing di 14 Å in condizione anidre, a un d-spacing anche maggiore di 20 Å in presenza d'acqua.

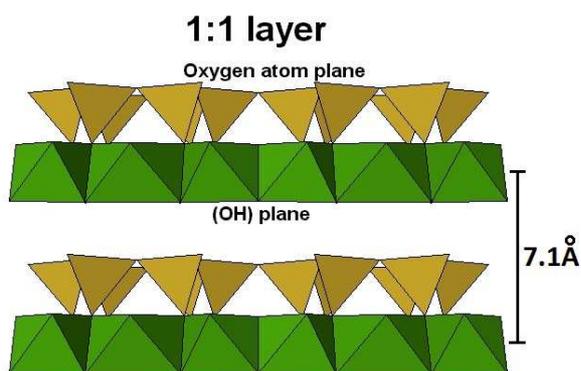


Figura 21 Struttura della Caolinite

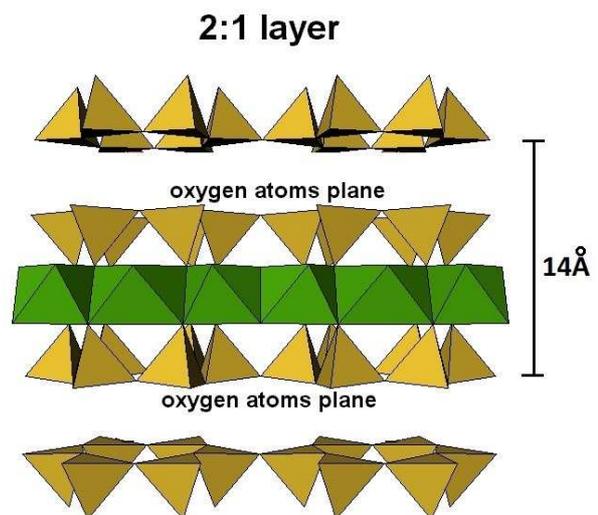


Figura 22 Struttura della Smectite

La clorite appartiene al gruppo delle cloriti, ha una struttura T-O-T ed è essenzialmente un silicato di alluminio, magnesio e ferro con formula  $(Mg,Fe,Al)_2(Si,Al)_2O_5(OH)_4$ . La Clorite non è caratterizzata da comportamenti espansivi. All'interno dei campioni di Gamba è stato identificato il Clinocloro, varietà delle Ortocloriti, gruppo di Cloriti ricche in magnesio.

La proprietà di rigonfiamento dipende dalla capacità dei cationi di trattenere la molecola polare (acqua, glicole) all'interno dell'interstrato. Questa proprietà non sussiste nel caso in cui la carica complessiva sia troppo alta (es: Mica, Clorite) oppure nulla (Talco, Pirofillite). Più semplicemente i minerali delle argille che rigonfiano sono principalmente le Smectiti e le Vermiculiti. Le molecole polari sono organizzate in "strati" il cui numero varia in modo inversamente proporzionale alla carica dell'interstrato. Per argille con strati aventi una data carica, il numero di strati di acqua adsorbita dipende da due fattori: la natura dei cationi interstrato e la pressione parziale dell'acqua ( $p/p_0$ ) (Meunier A, 2005).

## ANALISI DI STABILITÀ ALL'EQUILIBRIO LIMITE

I metodi di analisi della stabilità dei pendii più diffusi ed utilizzati nella pratica professionale sono metodi all'equilibrio limite, che ipotizzano per il terreno un comportamento rigido – perfettamente plastico. Si immagina cioè che il terreno non si deformi fino al raggiungimento della condizione di rottura, e che, in condizioni di rottura, la resistenza al taglio si mantenga costante e indipendente dalle deformazioni accumulate. Da tale ipotesi, fortemente semplificativa, consegue che: a) la rottura si manifesta lungo una superficie netta di separazione tra la massa in frana e il terreno stabile, b) la massa in frana è un blocco indeformato in moto di roto-traslazione rigida, c) la resistenza mobilitata lungo la superficie di scorrimento in condizioni di equilibrio limite è costante nel tempo, indipendente dalle deformazioni e quindi dai movimenti della frana, e ovunque pari alla resistenza al taglio, d) non è possibile determinare né le deformazioni precedenti la rottura, né l'entità dei movimenti del blocco in frana, né la velocità del fenomeno. Inoltre la maggior parte dei metodi di verifica della stabilità dei pendii considerano il problema piano (cioè ipotizzano che la superficie di scorrimento sia di forma cilindrica con direttrici ortogonali al piano considerato), analizzando di norma una o più sezioni longitudinali del versante e trascurando gli effetti tridimensionali.

Ulteriori ipotesi semplificative, diverse da un metodo all'altro, sono necessarie per rendere il problema staticamente determinato, cosicché a parità di geometria e di caratteristiche fisico-meccaniche del terreno, il risultato dell'analisi, in termini di **superficie di scorrimento critica** (superficie per la quale il rapporto fra resistenza disponibile e resistenza mobilitata assume il valore minimo) e **di coefficiente di sicurezza** (rapporto fra resistenza disponibile e resistenza mobilitata), non è unico ma dipende dal metodo adottato.

Nonostante tutto però, l'affidabilità dei risultati dipende quasi esclusivamente dalla corretta schematizzazione del fenomeno e dalla scelta dei parametri di progetto che, proprio a causa della scarsa aderenza alla realtà fisica del modello costitutivo adottato per il terreno, devono essere fissati con grande attenzione e consapevolezza. Occorre poi distinguere i pendii naturali dai pendii artificiali, non solo e non tanto perché i volumi in gioco e le condizioni di carico sono spesso molto diversi, o perché alcuni metodi di analisi sono più adatti allo studio della stabilità degli uni o degli altri, ma perché è generalmente molto diversa la conoscenza qualitativa e quantitativa della geometria superficiale e profonda, e delle proprietà fisico-meccaniche dei terreni.

I **pendii naturali** sono di norma caratterizzati da una morfologia superficiale e profonda complessa, da una grande variabilità spaziale delle caratteristiche fisicomeccaniche dei terreni, e di norma da una meno rapida variazione delle condizioni di carico (salvo le azioni sismiche). Le indagini geologiche, idrogeologiche e geotecniche, la cui estensione ed approfondimento devono essere commisurati, in termini anche economici, all'importanza, alle finalità, all'estensione ed alla gravità del problema in studio ed alla fase di progettazione, possono solo fornire un quadro approssimato e parziale della realtà fisica.

Geostudio 2007 è un software di analisi numerica utilizzato da ingegneri geotecnici, idrogeologi e geologi e comprende l'analisi di stabilità all'equilibrio limite e sette applicazioni per la modellazione agli elementi finiti.

L'applicazione utilizzata è stata SLOPE/W (Fig.57) per l'analisi di stabilità dei versanti in terra e roccia.

Solitamente con questo software si esegue un'analisi di stabilità "diretta", ossia conoscendo i valori di parametri di coesione, angolo di attrito e peso di volume dei terreni interessati e l'esatto livello di falda, si trova la profondità in cui si è imposta la superficie di scivolamento. In questo caso invece, ipotizziamo di conoscere la profondità della superficie di scivolamento basandoci sui risultati ottenuti dalle analisi geotecniche e mineralogiche e dai dati delle prove penetrometriche dinamiche eseguite in sito. L'obiettivo finale dell'analisi è stimare i valori dei parametri geotecnici che possano creare le condizioni per le quali il fattore di sicurezza scenda sotto l'unità, quindi alla situazione di instabilità del versante. Per raggiungere tale obiettivo sono stati variati i valori di tali parametri, seguendo un preciso schema logico. Prima di iniziare l'analisi è fondamentale definire le condizioni al contorno al fine di ricreare un modello concettuale con le relative caratteristiche.

L'analisi segue il modello di Morgenstern & Price. Il criterio di rottura applicato è il modello di Mohr-Coulomb. Esso si basa sulla definizione materiale dei seguenti parametri geotecnici:

- $\gamma$  = peso di volume [ $KN/m^3$ ]
- $c$  = coesione [kPa]
- $\varphi$  = angolo di attrito [°]

L'analisi si baserà su due modelli geotecnici diversi:

- un modello stratigrafico a 4 strati (orizzonti A, Abis, B, C) validato dalle considerazioni sulle analisi mineralogiche e prove geotecniche.

La scelta della zonazione mineralogica parte dall'esistenza di un livello ricco di Montmorillonite (orizzonte Abis), all'interno del primo orizzonte A, posizionato alla profondità corrispondente la variazione maggiore del contenuto in peso di Montmorillonite, che può dar luogo a una superficie di debolezza. La superficie di scivolamento sarà impostata all'interno del suddetto orizzonte e i parametri saranno alterati solo al suo interno.

- un modello stratigrafico a 3 strati (orizzonti A, B, C), mantenendo quindi la struttura originaria.

Questa ipotesi è validata dal fatto che, oltre lo strato in cui si ha un arricchimento in Montmorillonite, nella porzione di terreno sovrastante ci sono, comunque, elevati valori del contenuto in Montmorillonite che potrebbero portare ad una debolezza diffusa dell'intero strato A. La superficie di scivolamento sarà ugualmente impostata alla stessa profondità ma i parametri alterati comprenderanno l'intero orizzonte A.

Ogni strato è caratterizzato dai parametri:

- $\gamma'$ : peso di volume [ $\text{KN}/\text{m}^3$ ]
- $\phi$ : angolo di attrito [ $^\circ$ ]
- $c$ : coesione [ $\text{KPa}$ ]

Inizialmente, mantenendo costanti tutti i parametri, è stata cambiata la posizione di falda:

- falda assente;
- livello di falda misurato durante le prove penetrometriche;
- falda a piano campagna.

Mantenendo costante il livello di falda a piano campagna, simulando così la condizione più sfavorevole in termini di instabilità del versante, è stato abbassato gradualmente prima il parametro di coesione mantenendo costante l'angolo di attrito, successivamente è stato diminuito gradualmente l'angolo di attrito e la coesione si è lasciata intatta. Questo perché il valore dell'angolo di attrito ottenuto dalle correlazioni empiriche è sovrastimato rispetto alle condizioni reali.

In questo modo sono state verificate le configurazioni che portano il fattore di sicurezza vicino all'unità, quindi in situazione di instabilità del versante, evidenziando l'influenza che avrà ciascun parametro nella condizione di stabilità.

## ANALISI NUMERICA DEI FENOMENI FRANOSI

La modellazione numerica consente di studiare la stabilità di un versante partendo da condizioni iniziali e al contorno stabilite in un modello concettuale, definito sulla base delle conoscenze geologiche e geotecniche in possesso. Tale metodo permette la schematizzazione della condizione del pendio in analisi sia prima e dopo che avvenga la frana, sia dopo la realizzazione delle opere di sistemazione e stabilizzazione del versante in analisi: in questo modo è possibile valutare i meccanismi di innesco del fenomeno franoso e definire le condizioni di stabilità del pendio, studiando inoltre se determinati tipi di interventi di prevenzione avrebbero potuto evitare il dissesto o meno.

La modellazione numerica è stata realizzata mediante un metodo continuo 2D alle differenze finite, FLAC® di Itasca (Fast Lagrangian Analysis of Continua), molto utilizzato nell'ambito delle geoscienze poiché adatto a rappresentare il comportamento di mezzi geologici quali terreni e rocce che tendono a fluire plasticamente quando è raggiunta la soglia di plasticizzazione. Tale codice trova numerose applicazioni in quanto permette di studiare le deformazioni e la rottura del materiale rappresentato, implementa numerosi modelli costitutivi e consente la modellazione idro-meccanica. Negli ultimi anni, inoltre, l'aumento della capacità di calcolo dei processori ha permesso la realizzazione delle analisi in tempi sempre più brevi.

All'interno del codice di calcolo i materiali sono rappresentati da una griglia di elementi, modellata dall'utente in modo che questa si adatti all'oggetto che si sta studiando. Ogni elemento segue una legge tensioni-deformazioni lineare o non lineare in risposta alle forze o alle condizioni al contorno applicate. Ottenuta la griglia e le relative caratteristiche stratigrafiche, vengono assegnate le proprietà ai materiali e impostate le condizioni iniziali e al contorno: il software risolve la struttura calcolando inizialmente lo stato tensionale  $\sigma_v$  e  $\sigma_h$  presente in ogni nodo della griglia, per poi ottenere successivamente le deformazioni associate: in questo modo la griglia si deforma insieme al materiale che rappresenta. Sulla base di queste deformazioni il software procede a elaborare gli spostamenti utilizzando l'equazione del moto. La procedura così sviluppata termina con il ricalcolo dello stato tensionale sulla base degli spostamenti suddetti. Tutto l'iter di azioni appena descritto (time stepping) è definito ciclo, ripetuto continuamente da FLAC fino a quando risulta nulla la differenza tra lo stato tensionale iniziale e quello ottenuto al termine di ogni ciclo (le cosiddette forze non bilanciate, "Unbalanced forces"). Se le forze non bilanciate appena discusse sono nulle, allora il sistema ha raggiunto la stabilità e non vi è alcun ulteriore movimento; se invece le forze non bilanciate hanno un valore non nullo, il sistema è in disequilibrio e vi sarà una certa instabilità.

L'approccio di calcolo "time-stepping" permette non solo di visualizzare lo stato finale, ma anche lo sviluppo della plasticizzazione. Il time-step è sufficientemente piccolo da impedire che l'informazione si propaghi agli elementi adiacenti durante un ciclo di calcolo. Poiché FLAC è un metodo numerico di tipo continuo (adatto per instabilità che coinvolgono terreni) è necessario introdurre delle leggi costitutive che regolino il rapporto sforzi/deformazioni.

La successione operativa consiste innanzitutto nella generazione della griglia e nell'applicazione delle condizioni iniziali e al contorno. Quindi si procede con la definizione dei modelli del terreno e la scelta del modello costitutivo. A questo punto avviene l'inizializzazione, quindi il monitoraggio ed infine la soluzione con i risultati ed interpretazione.

Il criterio di rottura utilizzato è Mohr-Coulomb e i parametri fondamentali per la descrizione del modello del suolo sono:

- $\phi$  (angolo d'attrito)
- $c$  (coesione)
- $E$  (modulo di Young)
- $\nu$  (rapporto di Poisson)
- $\gamma$  (peso di volume)

## FRANA DI FARA

La sezione utilizzata per la modellazione di Fara Vicentino è b-b'.

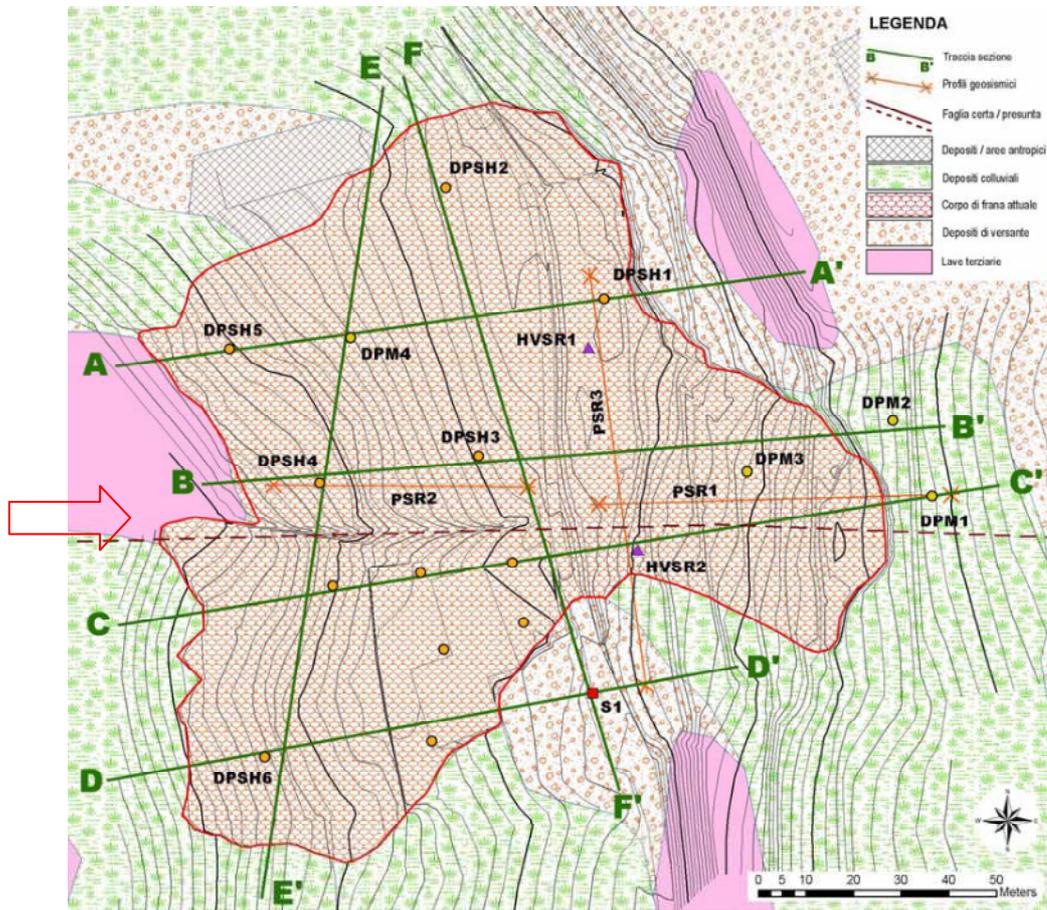


Figura 23 Sezione b-b' e posizione delle prove penetrometriche nella frana di Fara Vicentino

## MODELLO A 4 STRATI

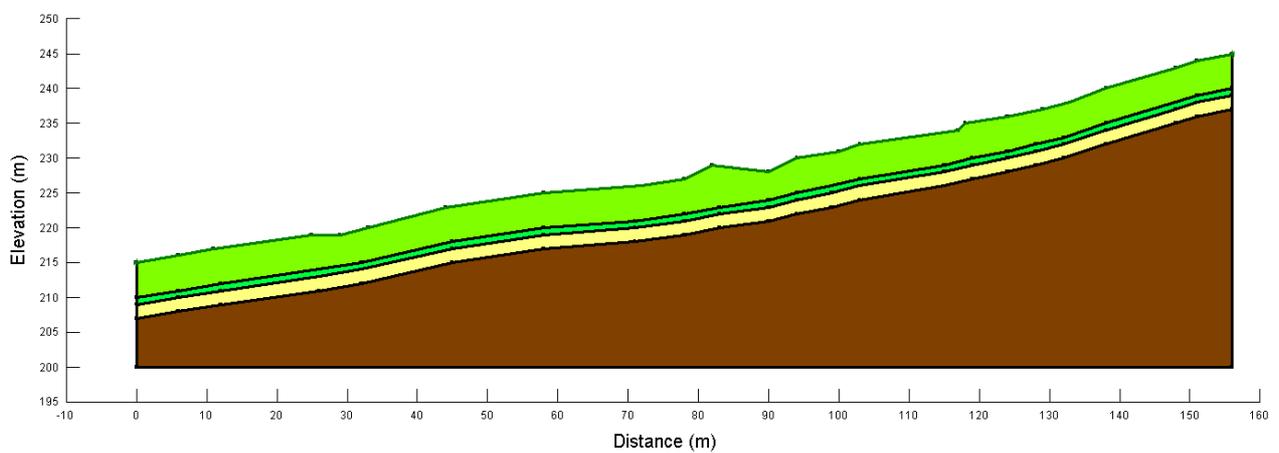


Figura 24 Schematizzazione a quattro strati della morfologia del versante della frana di Fara Vicentino

1. Orizzonte **A**: Limo sabbioso-argilloso, con spessore di circa 6 metri comprendente lo strato Abis;
2. Orizzonte **Abis**: Livello ricco di Montmorillonite con spessore di 1 metro, posto alla base dello strato A alla profondità di circa 5-6 metri (come indicato nelle indagini mineralogiche);
3. Orizzonte **B**: Limo con sabbia debolmente argilloso, con spessore di circa 2 metri;
4. Orizzonte **C**: Roccia vulcanica alterata

Ogni strato è caratterizzato da:

Strato	$\gamma'$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\phi$ (°)	c (KPa)
A	16,1	28,8	18,6
B	19,9	31,6	87,7
C	22,6	35,9	260,0

Tabella 5 Parametri assegnati agli strati costituenti il terreno di Fara Vicentino, stimati a partire dai risultati delle prove penetrometriche

Secondo le indicazioni fornite dalle indagini mineralogiche è stato deciso di posizionare il piano di scivolamento a 5-6 metri di profondità, in corrispondenza dello strato ricco in Montmorillonite.

#### MODELLO A 3 STRATI

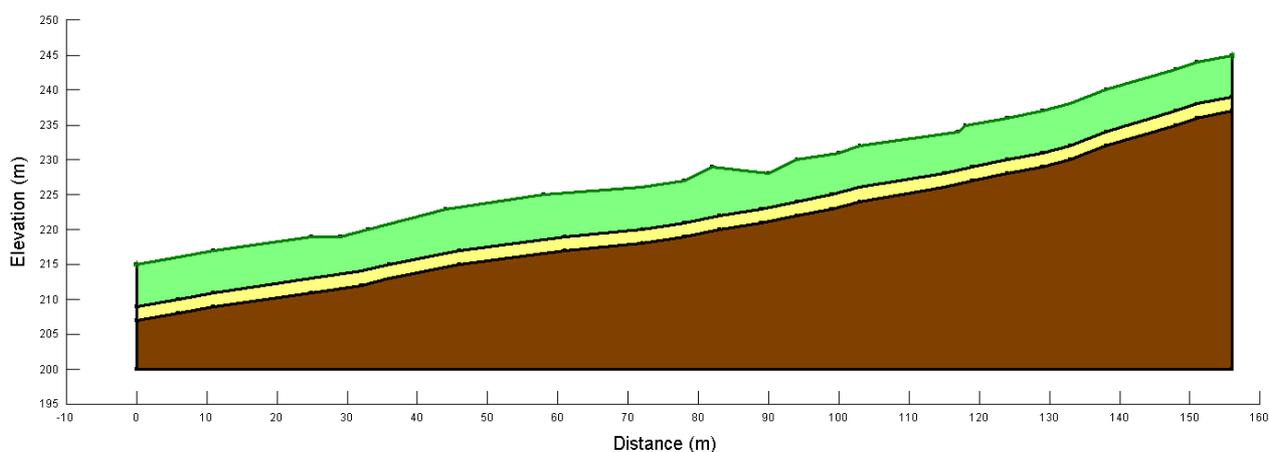


Figura 25 Schematizzazione a tre strati della morfologia del versante della frana di Fara Vicentino

Come per la modellazione a quattro strati, il piano di scivolamento si posiziona a 5-6 metri di profondità, alla base dello strato A.

1. Orizzonte **A**: Limo sabbioso-argilloso, con spessore di circa 6 metri;
2. Orizzonte **B**: Limo con sabbia debolmente argilloso, con spessore di circa 2 metri;
3. Orizzonte **C**: Roccia vulcanica alterata

## FRANA DI GAMBA

La sezione utilizzata per la modellazione è c-c'.

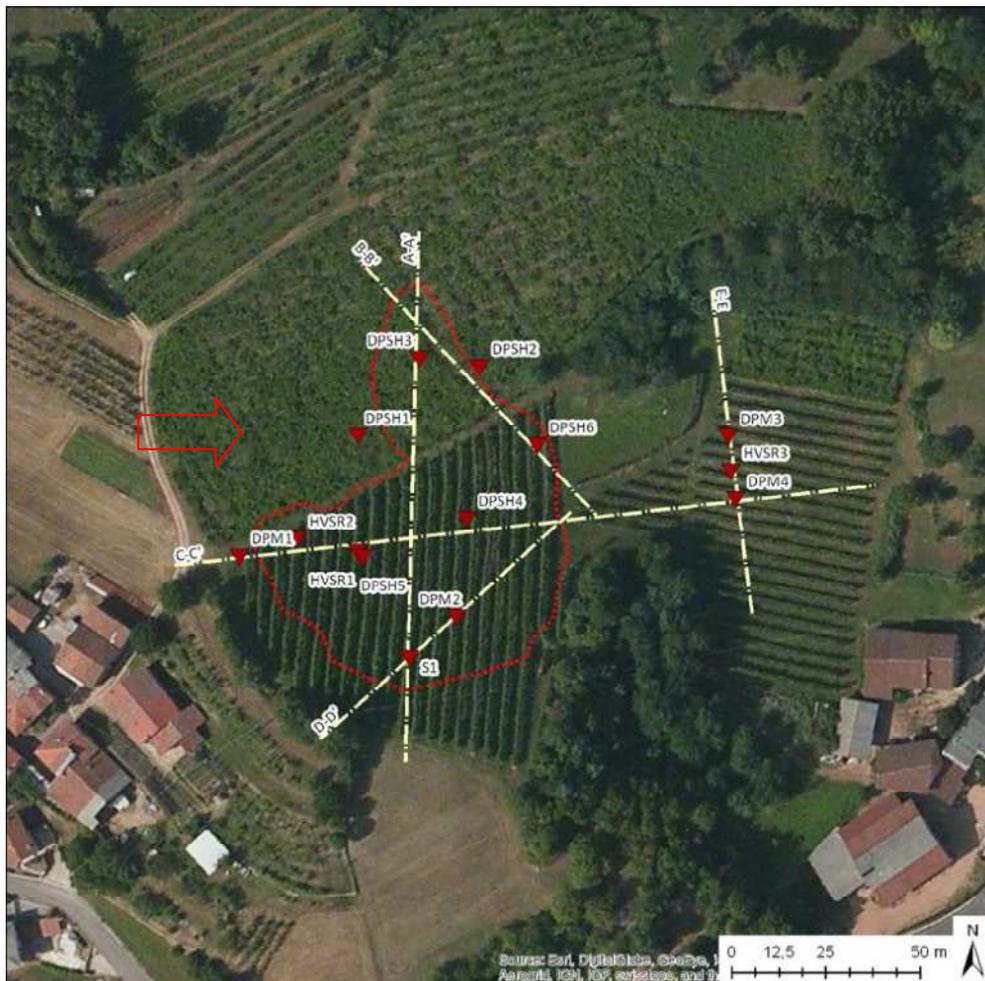


Figura 26 Sezione c-c' e posizione delle prove penetrometriche nella frana di Gamba di Monte di Malo

## MODELLO A 4 STRATI

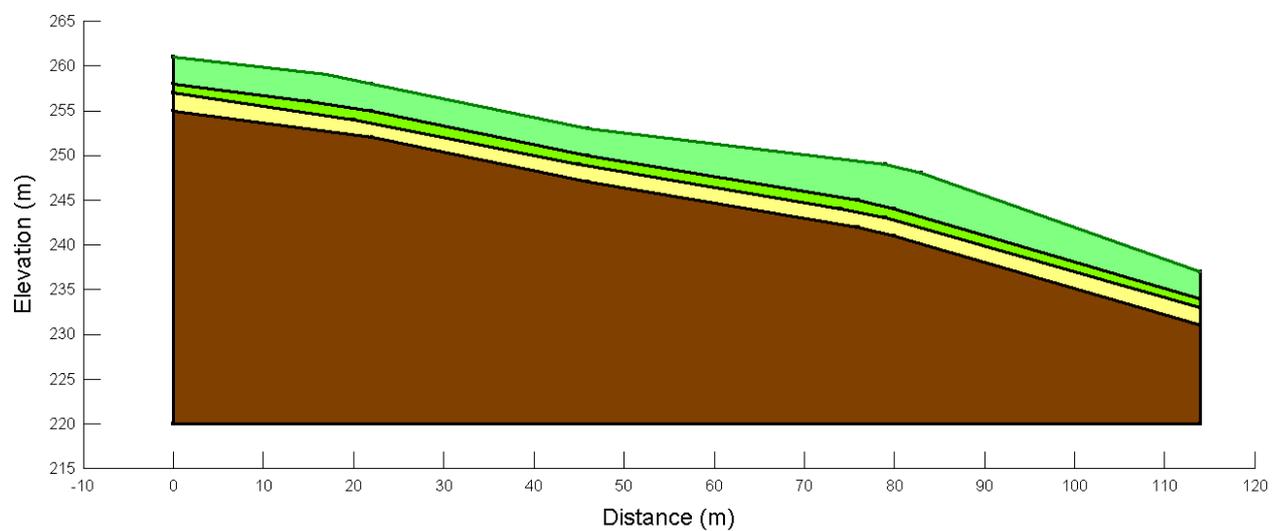


Figura 27 Schematizzazione a quattro strati della morfologia del versante della frana di Gamba di Monte di Malo

- Orizzonte **A**: Limo sabbioso-argilloso, con spessore di circa 4 metri comprendente lo strato Abis;
- Orizzonte **Abis**: Livello ricco di Montmorillonite con spessore di 1 metro, posto alla base dello strato A alla profondità di circa 3-4 metri (come indicato nelle indagini mineralogiche);
- Orizzonte **B**: Limo con sabbia debolmente argilloso, con spessore di circa 2 metri;
- Orizzonte **C**: Roccia vulcanica alterata

Ogni strato è caratterizzato dai parametri riportati in Tabella:

Strato	$\gamma'$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\phi$ (°)	c (KPa)
A	14,9	28,4	9,1
B	18,7	31,2	75,0
C	23,9	39,2	289,4

Tabella 6 Parametri assegnati agli strati costituenti il terreno di Gamba di Monte di Malo, stimati a partire dai risultati delle prove penetrometriche

Secondo le indicazioni fornite dalle indagini mineralogiche è stato deciso di posizionare il piano di scivolamento a 3-4 metri di profondità, in corrispondenza dello strato ricco in Montmorillonite.

#### MODELLO A 3 STRATI

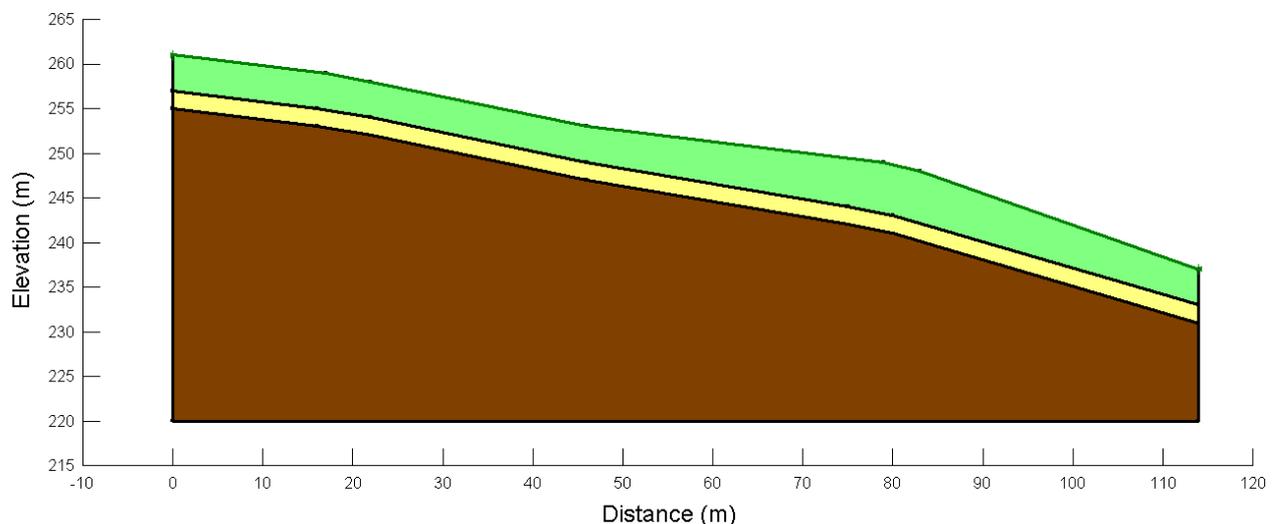


Figura 28 Schematizzazione a tre strati della morfologia del versante della frana di Gamba di Monte di Malo

Il modello (Figura 28) presenta una geometria a tre strati con le seguenti caratteristiche fornite dalle geotecniche in situ e di laboratorio:

- Orizzonte **A**: Limo sabbioso-argilloso, con spessore di circa 4 metri;
- Orizzonte **B**: Limo con sabbia debolmente argilloso, con spessore di circa 2 metri;
- Orizzonte **C**: Roccia vulcanica alterata

## FRANA DI CARRÈ

La sezione utilizzata per la modellazione è la 2.

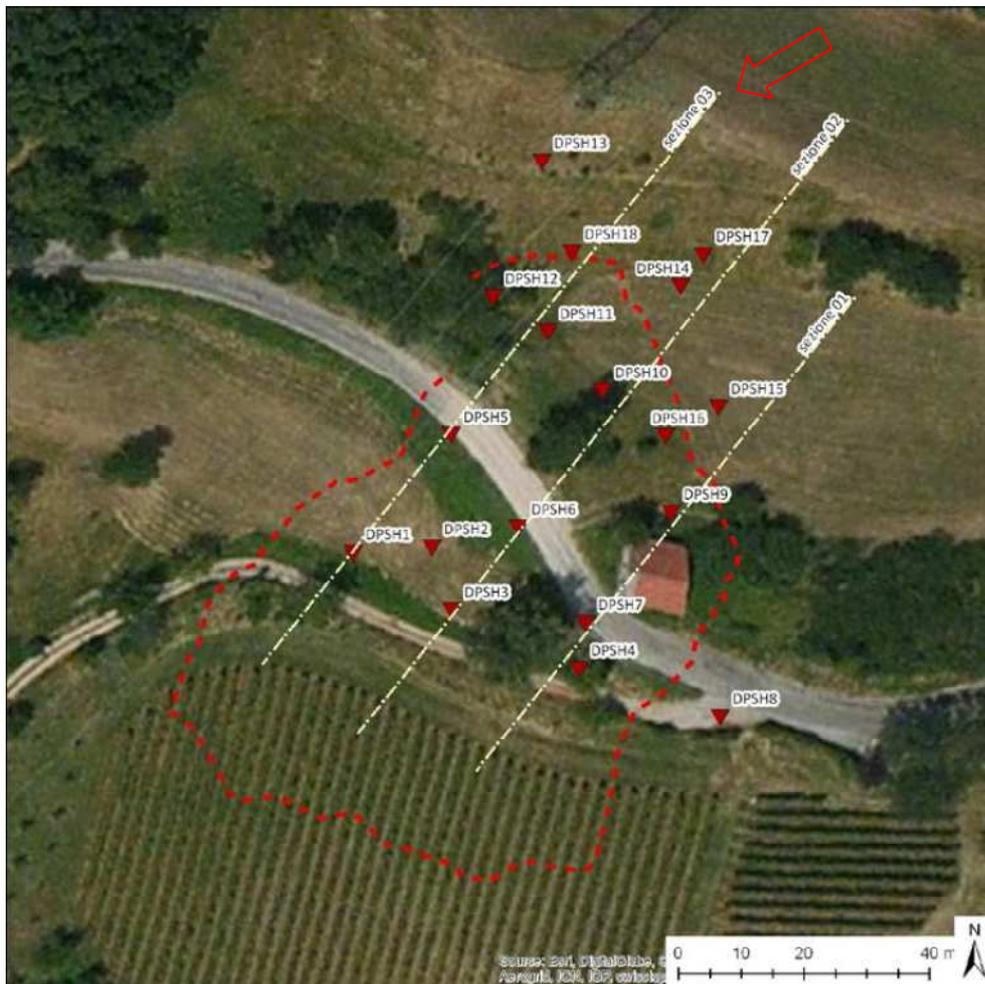


Figura 29 Sezione 2 e posizione delle prove penetrometriche nella frana di Carrè

### MODELLO A 4 STRATI

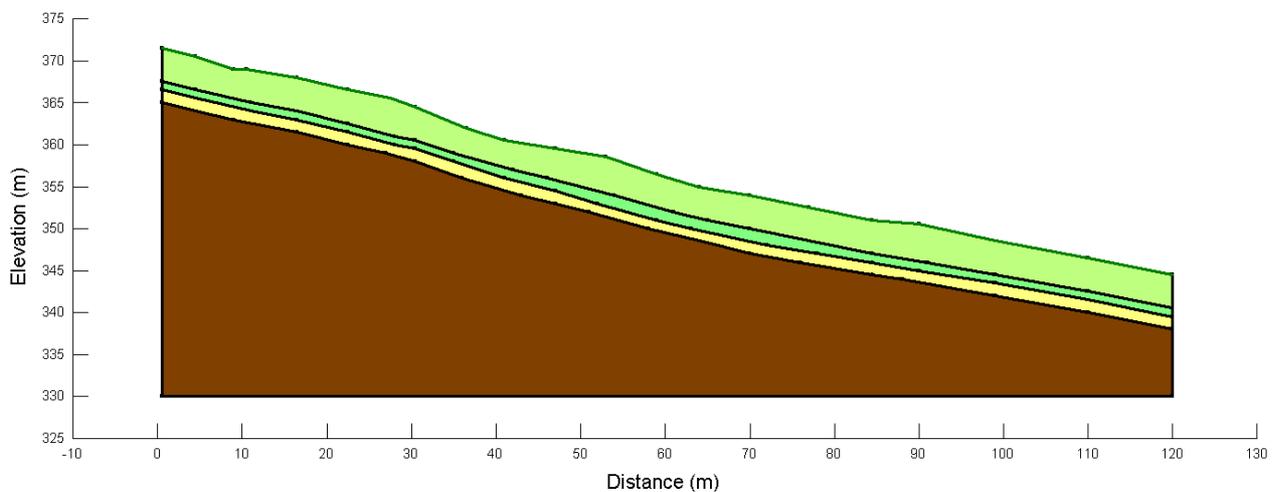


Figura 30 Schematizzazione a quattro strati della morfologia del versante della frana di Carrè

II

modello

in

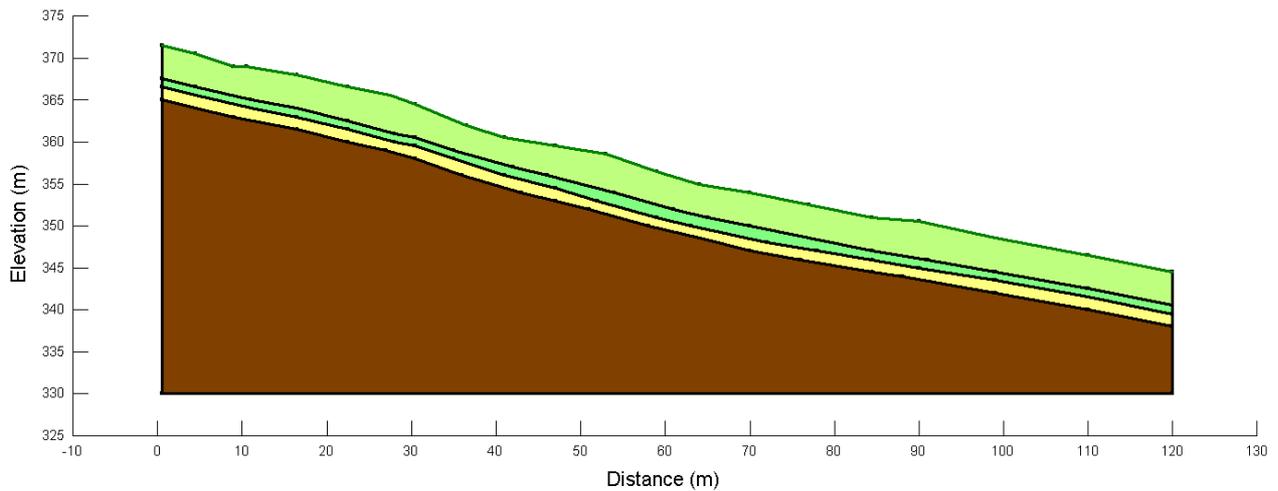


Figura 30 presenta una geometria a quattro strati con le seguenti caratteristiche fornite dalle analisi mineralogiche e geotecniche di laboratorio:

- Orizzonte **A**: Limo sabbioso-argilloso, con spessore di circa 5 metri comprendente lo strato Abis;
- Orizzonte **Abis**: Livello ricco di Montmorillonite con spessore di 1 metro, posto alla base dello strato A alla profondità di circa 4 metri (come indicato nelle indagini mineralogiche);
- Orizzonte **B**: Sabbia limosa, con spessore di circa 1.5 metri;
- Orizzonte **C**: Roccia vulcanica alterata

Ogni strato è caratterizzato da:

Strato	$\gamma'$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\phi$ (°)	c (KPa)
A	15,1	28,5	11,8
B	18,5	30,5	56,5
C	24,5	43,9	375,4

Tabella 7 Parametri assegnati agli strati costituenti il terreno di Carrè, stimati a partire dai risultati delle prove penetrometriche. Secondo le indicazioni fornite dalle indagini mineralogiche è stato deciso di posizionare il piano di scivolamento a circa 4 metri di profondità, in corrispondenza dello strato ricco in Montmorillonite.

MODELLO A 3 STRATI

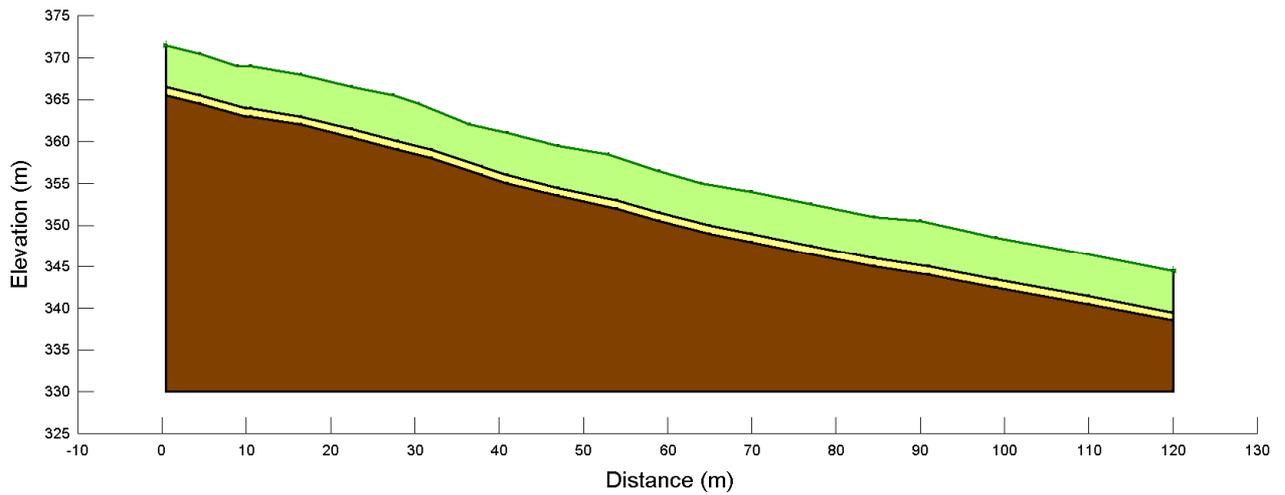


Figura 31 Schematizzazione a tre strati della morfologia del versante della frana di Carrè

Come per la modellazione a quattro strati, il piano di scivolamento si posiziona a circa 4 metri di profondità, alla base dello strato A.

1. Orizzonte **A**: Limo sabbioso-argilloso, con spessore di circa 5 metri;
2. Orizzonte **B**: Sabbia limosa, con spessore di circa 1.5 metri;
3. Orizzonte **C**: Roccia vulcanica alterata

## RISULTATI

### ANALISI SPAZIALE

Data la particolare condizione di omogeneità litologica e morfologica, l'analisi statistica è stata eseguita limitatamente alle colline del Marosticano, considerando separatamente scivolamenti e colate e calcolando gli indici di franosità ("Frequency Ratio Index") per ogni fattore che predispone i versanti ad entrambi i tipi di fenomeno. I risultati ottenuti sono riportati nella tabella che segue.

ELEVAZIONE				
classi	Da (m)	A (m)	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	80.00	140.00	0.000	0.329
2	140.00	202.00	0.263	0.887
3	202.00	275.00	1.356	1.545
4	275.00	358.00	2.233	1.733
5	358.00	577.00	5.302	1.474
PENDENZA				
classi	Da (°)	A (°)	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	0.00	5.22	0.098	0.535
2	5.22	12.77	1.171	1.225
3	12.77	21.19	1.835	1.369
4	21.19	31.64	1.422	1.504
5	31.64	74.02	2.910	0.795
CURVATURA				
classi	da	a	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	-94.15	-11.51	5.546	1.190
2	-11.51	-2.85	1.517	1.795
3	-2.85	1.08	0.746	0.909
4	1.08	8.16	1.640	1.122
5	8.16	106.54	2.033	0.727
ESPOSIZIONE				
classi	Da (°)	A (°)	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	315	45	1.520	1.352
2	45	135	0.667	1.144
3	135	225	1.140	0.821
4	225	315	0.917	0.932
DIST. DA STRADE				
classi	Da (m)	A (m)	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	0	25	1.693	1.203
2	25	50	2.178	0.371
3	50	75	1.638	1.535
4	75	100	1.056	1.452
5	100	200	0.609	0.698
6	200	end	0.620	1.078

## DIST. DA FIUMI

classi	Da (m)	A (m)	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	0	100	0.734	0.374
2	100	200	1.634	2.059
3	200	300	1.393	1.003
4	300	400	0.383	1.138
5	500	1000	0.707	0.759
6	1000	end	0.000	0.650

## LITOLOGIA

classi	denom.	litologia	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	L-SUB-01	Rocce compatte massicce	1.069	1.722
2	L-SUB-03	Rocce compatte stratificate	0.974	0.469
3	L-SUB-04	Rocce superficialmente alterate	2.180	1.385
4	L-SUB-05	Rocce costituite da altern. di strati	2.197	1.092
5	L-ALL-01	Depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi	0.179	0.323
6	L-ALL-05	Materiali alluvionali limo-argillosi	0.000	0.166
7	L-DET-01	Cop. Detritica colluviale ed eluviale	0.799	1.550
8	L-FRA-01	Accumuli di frana	13.970	0.000

## USO DEL SUOLO

classi	denom.	uso del suolo	F. R. I. SCIVOLAMENTI	F. R. I. COLATE
1	1	Urbane	1.245	1.322
2	3	Ind./comm.	0.000	0.000
3	5	Estr./disc.	0.000	0.000
4	7	Verdi	0.000	0.000
5	9	Arabili	0.000	0.000
6	11	Colt. stag.	0.646	0.000
7	26	Colt. Perm.	0.276	0.251
8	31	Boschive	0.000	1.862
9	56	Erbose	1.356	1.145
10	58	Incolte	1.226	0.804
11	62	Veg. rada	3.132	1.681
12	63	Corpi d'acqua	0.000	0.000

Tabella 8 Frequency Ratio Index ottenuti per tutte le classi dei fattori predisponenti scelti. I valori evidenziati in giallo sono i più elevati all'interno del fattore in analisi

Come si può notare, le due tipologie di frana risultano essere predisposte da differenti classi di valori per ogni fattore analizzato, ad esclusione dell'esposizione e della distanza dai fiumi. Gli scivolamenti, ad esempio, si verificano più facilmente ad elevate altitudini (358-577 m), pendenze (31,6°-74°) e curvature (-94.15- -11.15, 8.16-106.54), si collocano a poca distanza dalle strade (25-5m m), in zone a vegetazione rada e prevalentemente coinvolgono ialoclastiti e tufi alterati. Le colate si ritrovano ad altitudini (275-358 m), pendenze (21,2°-31,6°) e curvature più basse (-11.51 - -2.85), ad una distanza maggiore dalle strade (50-75 m), prevalentemente in aree boschive e coinvolgono i basalti alterati. L'analisi spaziale si è rivelata essere

dunque molto importante per definire quali siano le differenze tra i diversi ambienti in cui possono avvenire questi due tipi di fenomeni.

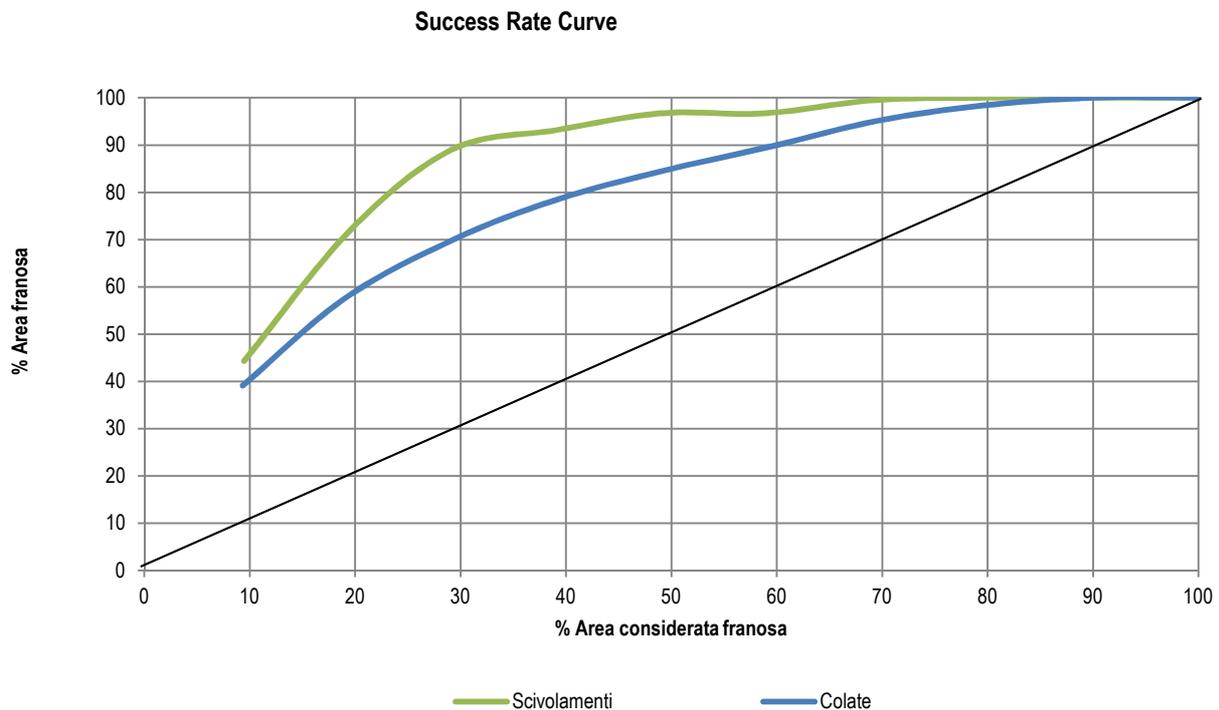


Figura 32 Success Rate Curve per scivolamenti e colate per l'analisi statistica effettuata con un buffer di 10 metri attorno ai punti dell'IFFI. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

Al fine di avere indicazioni su quanto il modello riesca a rappresentare le frane osservate è stato prodotto il grafico con le *Success Rate Curves* (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**): questo diagramma in ascissa presenta la suscettibilità suddivisa in classi decrescenti ed in ordinata la percentuale cumulata delle frane osservate nelle stesse classi. Le frane utilizzate per disegnare la curva sono le stesse utilizzate per definire il modello.

Una curva coincidente con la diagonale dallo 0% al 100% corrisponderebbe ad una rappresentazione totalmente casuale del dataset scelto, mentre più tale curva si allontana dalla diagonale verso l'alto, migliore è il risultato dell'analisi effettuata. Allo stesso modo, maggiore è la pendenza della curva nel primo tratto, più grande è la capacità del modello statistico di identificare le aree effettivamente dissestate, e la carta di suscettibilità individua come più suscettibili le zone instabili usate come input (Remondo et al., 2003). Per questo motivo, dal grafico in **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** si può desumere che l'analisi statistica effettuata per gli scivolamenti rappresenta meglio le aree franose rispetto alle colate: per queste ultime, infatti, il 70% delle frane nel dataset di input ricade in pixel corrispondenti al 30% dell'area di studio con la massima suscettibilità, percentuale che sale fino al 90% del dataset di input se si considerano gli scivolamenti. Appurato che le curve dovrebbero essere più lontane possibili dalla diagonale 0%-100%, tali valori si possono considerare indicativi di un'analisi statistica più che soddisfacente.

L'analisi statistica in questione permette inoltre la costruzione della cosiddetta "carta di suscettibilità": questa rappresenta la zona in studio suddivisa in aree a diversa suscettibilità da frana, i cui valori sono stati ottenuti sommando per ogni pixel i Frequency Ratio Index di ogni fattore. Come si può notare dalla Figura 33 e Figura 34, la predisposizione a franare è stata suddivisa in 5 classi di predisposizione, ognuna corrispondente ad un certo range di valori del Frequency Ratio Index totale. Tali range sono stati definiti studiando le varie pendenze della Success Rate Curve.

La porzione di curva tra il 10% e il 20% dell'area considerata franosa ha una pendenza diversa dal tratto successivo ed è caratterizzata da un intervallo di valori di indice di franosità pari a 12,35-30, che rappresenta l'area a più alta suscettibilità da frana. Dalla Figura 33 e Figura 34 si può notare come sia confermata la tendenza delle colate ad avvenire ad altitudini minori rispetto agli scivolamenti. Questi ultimi sembrano inoltre concentrarsi soprattutto vicino alla sede stradale: tale fatto è confermato dalla raccolta dati e dai sopralluoghi effettuati durante lo stage al Dipartimento di Difesa del Suolo della Provincia di Vicenza; come avvenuto nel Novembre 2010, infatti, i dissesti tendono a verificarsi soprattutto vicino alle vie di comunicazione.

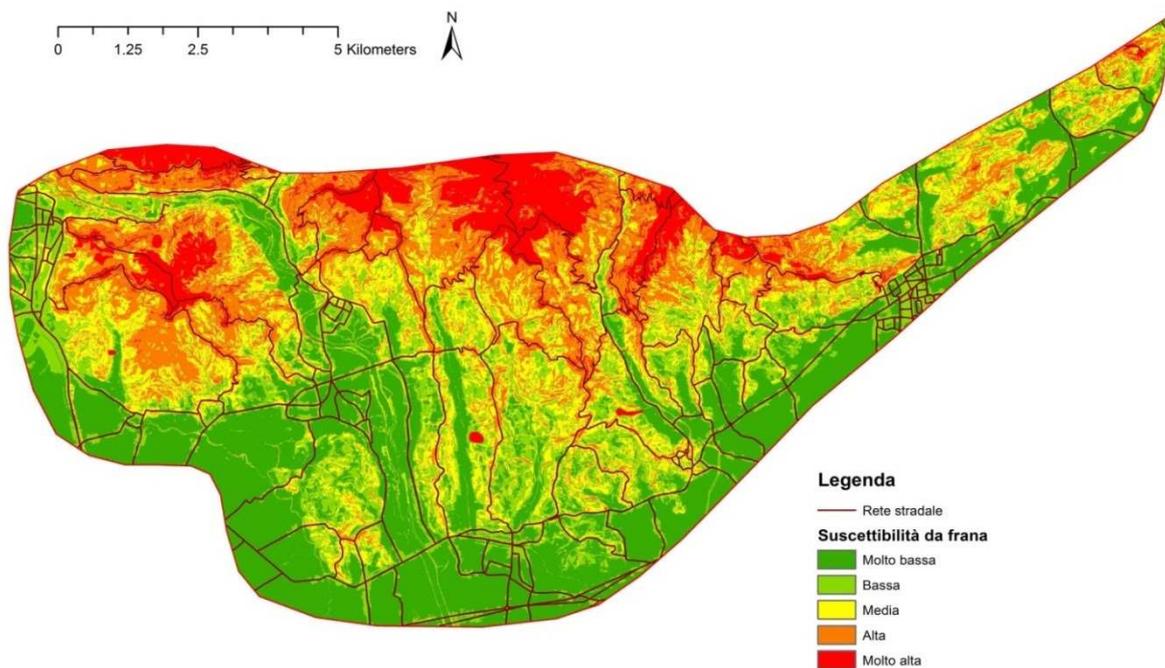


Figura 33 Carta di suscettività da frana dell'area del Marosticano per gli scivolamenti

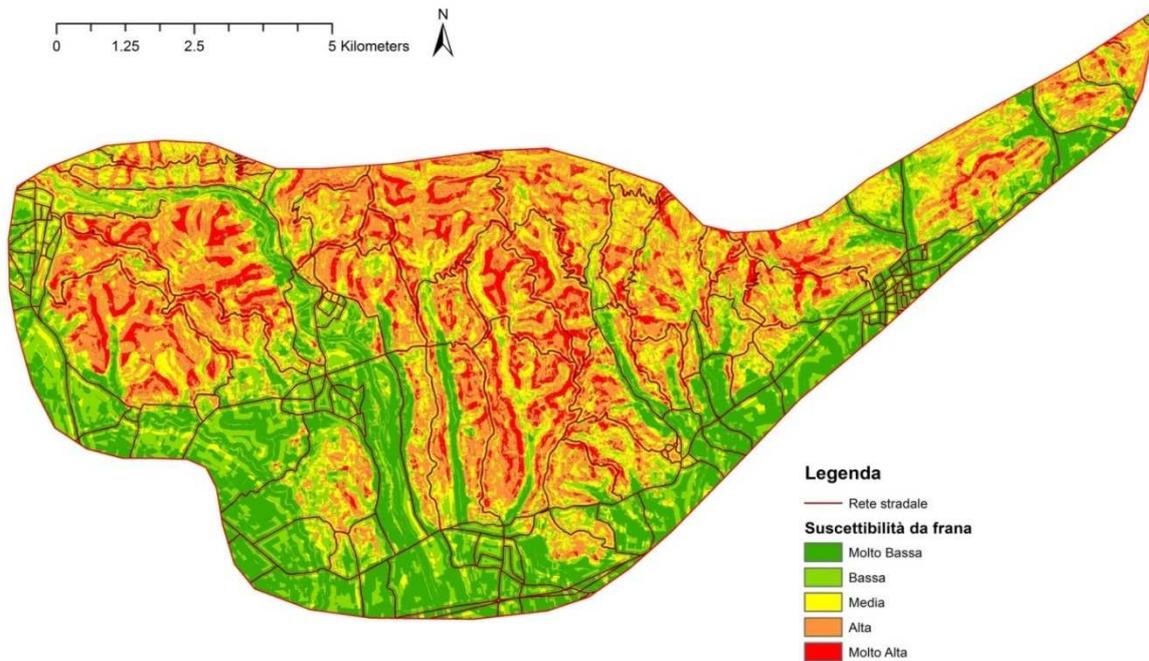


Figura 34 Carta di suscettività da frana dell'area del Marosticano per le colate

In Figura 35, la perimetrazione delle frane di scivolamento di Carrè e Fara è stata sovrapposta alla carta di suscettibilità da scivolamenti. Nonostante la carta prodotta non sia in grado di identificare precisamente l'area in frana e quindi di isolare distintamente il fenomeno franoso, in entrambi i casi è in grado di assegnare la maggior suscettibilità da frana all'area di alimentazione, segnata con colori rosso o arancione, e la minor suscettibilità alla zona di accumulo, segnata con colori arancione o giallo-verde.

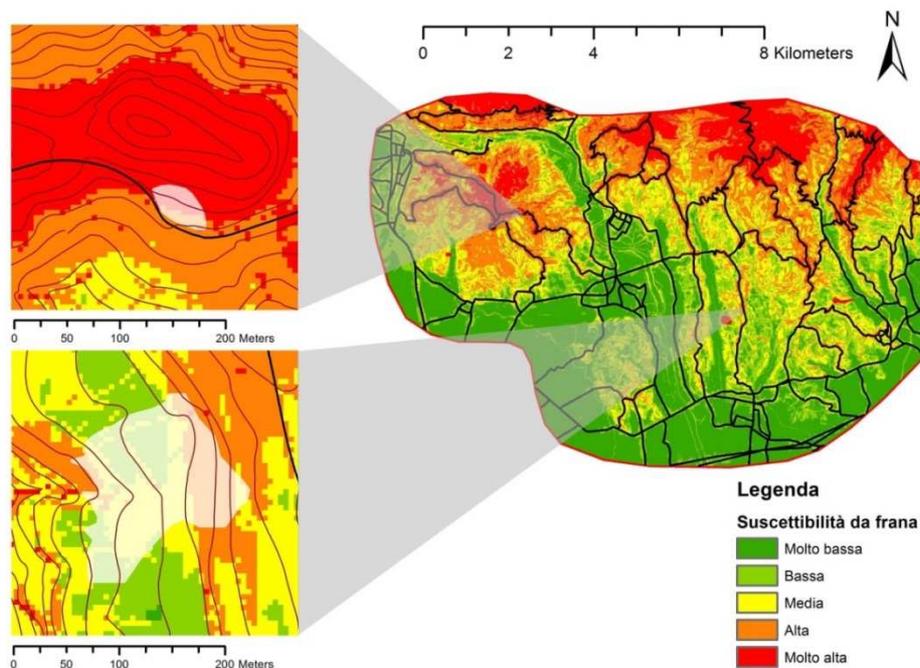


Figura 35 Due esempi di scivolamenti nell'area del Marosticano: in alto a sinistra, via Valdaro a Carrè; in basso a sinistra, via Costa a Fara Vicentino

Nella bibliografia scientifica esistono due metodologie in grado di stabilire la capacità previsionale di un'analisi statistica di questo tipo: il procedimento tipico (Floris et al., 2011) prevede che il modello sia costruito utilizzando un'area di training e un'area di test, la prima utilizzata per realizzare l'analisi stessa e la seconda per dare indicazioni sulla prevedibilità dei fenomeni. Poiché però gli eventi di interesse sono avvenuti durante l'alluvione del Novembre 2010, è stata realizzata un'analisi temporale, creando un dataset di training comprendente le frane precedenti al 2010 e un dataset di test/validazione comprendente le segnalazioni giunte al Dipartimento di Difesa del Suolo di Vicenza relative all'evento alluvionale, avvenute subito dopo o in concomitanza alle precipitazioni di quell'anno (Tareq et al., 2011). Nell'ottica della prevedibilità si utilizzano le cosiddette "Predictive Rate Curves": queste sono concettualmente uguali alle "Success Rate Curve", ma presentano la peculiarità di essere costruite a partire da un dataset di validazione, cioè il file vettoriale contenente tutti i sopralluoghi effettuati dopo le precipitazioni del Novembre 2010. Il problema maggiore relativo al nuovo dataset utilizzato è che non esiste una suddivisione tra scivolamenti e colate, e le indagini di campagna svolte durante il periodo di tesi non hanno permesso di assegnare la precisa tipologia di movimento ad ogni dissesto avvenuto a quasi quattro anni di distanza. Alla luce di questo, è stato scelto di usare lo stesso dataset per entrambi i tipi di frana e capire se esistono delle differenze tra le due curve ottenute. Come per le frane IFFI, anche in questo caso ai punti è stato applicato un Buffer di 10 m.

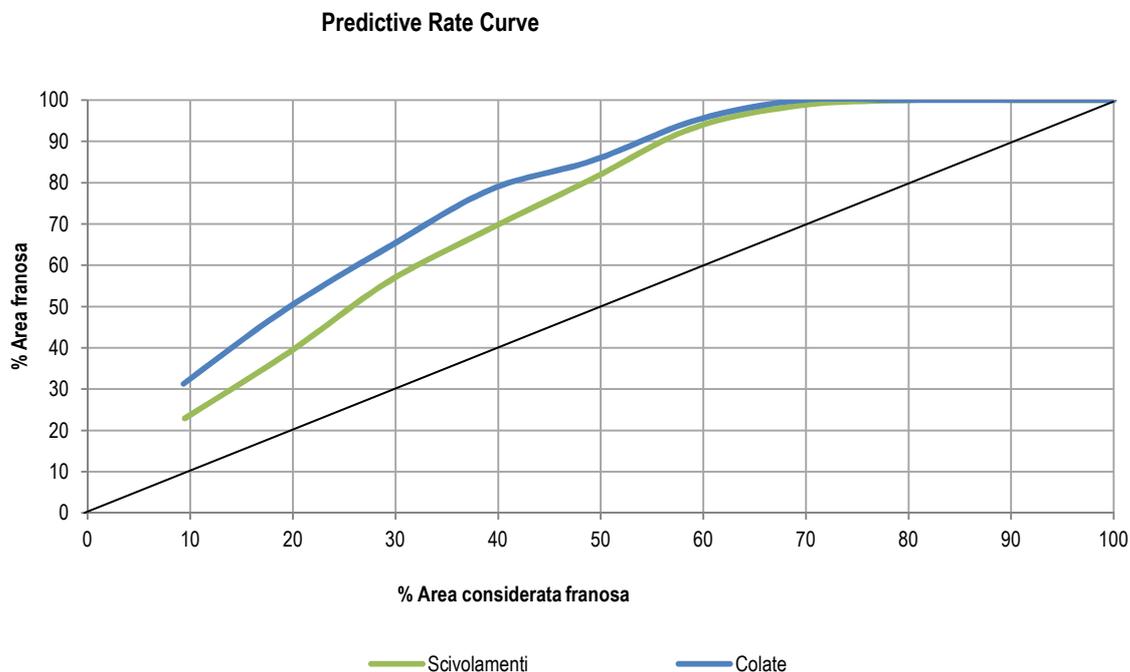


Figura 36 Grafico che rappresenta le Predictive Rate Curve di scivolamenti e colate. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

Come si può vedere in Figura 36, l'analisi costruita sulle colate ha un maggior potere previsionale rispetto a quella costruita sugli scivolamenti, con una differenza tra le curve di circa il 10%. La Predictive Rate Curve relativa agli scivolamenti mostra che al 30% dell'area considerata franosa corrisponde un valore di circa il 57%

dell'area effettivamente franosa: questo, secondo quanto già detto in precedenza, si può comunque ritenere un buon risultato, nonostante le percentuali siano molto diverse rispetto a quelle ottenute per le Success Rate Curve.

Il limite del dataset vettoriale IFFI appena utilizzato è quello di essere costituito da dati di tipo puntuale, spesso non in grado né di rappresentare le aree di alimentazione. Lo step successivo, quindi, ha previsto una accurata informatizzazione digitale della perimetrazione delle frane allo scopo di definire l'area d'innescò di ogni fenomeno, che rappresenta meglio la porzione della superficie di rottura che viene a giorno: la quantità e la qualità del dato è stata migliorata grazie alla consultazione svolta presso il Dipartimento di Difesa del Suolo della Provincia di Vicenza e grazie al recepimento delle carte di fragilità in formato raster contenute nei P.A.T.I. ("Piano di Assetto del Territorio Intercomunale") dei comuni presenti nell'area in analisi e i dati vettoriali relativi al P.A.I. ("Piano di Assetto Idrogeologico") e al P.T.C.P. della provincia di Vicenza ("Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale"). Dopo la vettorializzazione dei dati raster, è stato ottenuto un totale di 123 frane, suddivise in:

- 95 frane estratte dai P.A.T.I.
- 14 frane estratte dal database IFFI
- 4 frane estratte dal P.A.I.
- 10 frane estratte dal P.T.C.P.

Sono stati aggiunti, quindi, 27 poligoni corrispondenti a frane perimetrare tramite fotointerpretazione, utilizzando ortofoto tra gli anni '80 e '90 e avvalendosi degli strumenti offerti da ArcGIS (isoipse ricavate dalla CTR numerica in scala 1:5000 e hillshading). I dissesti perimetrati nell'area studio sono perciò saliti a 150. Grazie alla mole di dati raccolta è stato possibile assegnare a 32 scivolamenti e 24 colate del database IFFI il loro poligono di frana con la propria area d'innescò. L'analisi statistica è stata perciò ripetuta utilizzando questo secondo dato di input: tale approccio ha consentito la definizione del modello migliore tra i due realizzati, permettendo di capire se uno sia più preciso dell'altro (tramite grafici che rappresentano le Success Rate Curve) e se un buffer di 10 metri attorno ad un dato puntuale basti per rappresentare al meglio l'evento franoso.

Anche in questo caso, le due tipologie di fenomeno sono predisposte da diverse classi di valori per ogni fattore analizzato, come per il modello creato mediante i buffer di 10 metri dei punti dell'IFFI, nonostante il file di input sia stato rivoluzionato e le classi siano leggermente differenti. In questo caso, infatti, è stata operata una scelta diversa: la suddivisione dei valori di elevazione, pendenza e curvatura è stata desunta suddividendo ogni fattore in 3, 6 e 9 classi di valori utilizzando sia il "Natural Breaks" sia il "Geometrical Interval" come metodi di classificazione inclusi nel tool specifico di ArcGIS. Così, potendo attingere da sei diverse fonti per ogni fattore, sono stati identificati i Frequency Ratio Index più elevati e le relative classi.

Le colate coinvolgono ancora una volta i basalti, e sono predisposte da pendenze tra i 13° e i 23°; gli scivolamenti avvengono principalmente in tufi e ialoclastiti, in pendenze tra i 23° e i 33°. Anche in questo caso gli scivolamenti avvengono più facilmente vicino alle strade e ai fiumi, mentre le colate risentono meno della vicinanza di tali elementi. La vegetazione, invece, predispone ugualmente i versanti ad entrambi i tipi di fenomeno (Tabella 9).

ELEVAZIONE				
classi	Da (m)	A (m)	SCIVOLAMENTI F. R. I.	COLATE F. R. I.
1	80	145	0.000	0.000
2	145	245	0.497	1.477
3	245	314	1.671	1.661
4	314	420	3.276	1.668
5	420	577	12.244	1.046

PENDENZA				
classi	Da (°)	A (°)	F. R. I.	F. R. I.
1	0	13	0.411	0.581
2	13	23	2.052	1.952
3	23	33	2.314	1.715
4	33	74	1.504	0.790

CURVATURA				
classi	da	a	F. R. I.	F. R. I.
1	-94.15	-6.00	1.480	1.045
2	-6.00	-2.07	1.641	1.447
3	-2.07	0.29	0.752	0.752
4	0.29	12.73	1.318	1.435
5	12.73	107.00	1.745	0.622

ESPOSIZIONE				
classi	Da (°)	A (°)	F. R. I.	F. R. I.
1	315	45	1.214	0.684
2	45	135	0.707	0.950
3	135	225	1.437	1.162
4	225	315	0.483	0.948

DIST. DA STRADE				
classi	Da (m)	A (m)	F. R. I.	F. R. I.
1	0	25	1.286	0.491
2	25	50	1.650	0.574
3	50	75	1.428	0.981
4	75	100	1.275	1.578
5	100	200	0.658	0.836
6	200	end	0.830	1.231

DIST. DA FIUMI				
classi	Da (m)	A (m)	F. R. I.	F. R. I.
1	0	100	0.462	0.407
2	100	200	1.509	1.699
3	200	300	2.030	1.521
4	300	400	1.107	1.833
5	500	1000	0.255	0.173
6	1000	end	0.205	0.000

LITOLOGIA				
classi	denominazione	litologia	F. R. I.	F. R. I.

1	L-SUB-01	Rocce compatte massicce	1.226	2.496
2	L-SUB-03	Rocce compatte stratificate	1.077	0.000
3	L-SUB-04	Rocce superficialmente alterate	2.663	1.690
4	L-SUB-05	Rocce costituite da altern. di strati	1.060	0.000
5	L-ALL-01	Depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi	0.019	0.000
6	L-ALL-05	Materiali alluvionali limo-argillosi	0.000	0.000
7	L-DET-01	Cop. Detritica colluviale ed eluviale	0.000	0.000

USO DEL SUOLO				
classi	denominazione	uso del suolo	F. R. I.	F. R. I.
1	1	Urbane	0.761	0.588
2	3	Ind./comm.	0.000	0.000
3	5	Estr./disc.	0.000	0.000
4	7	Verdi	0.000	0.000
5	9	Arabili	0.000	0.000
6	11	Colt. stag.	0.156	0.985
7	26	Colt. Perm.	0.250	0.343
8	31	Boschive	0.316	0.756
9	56	Erbose	1.581	1.079
10	58	Incolte	1.152	1.585
11	62	Veg. rada	6.234	2.249
12	63	Corpi d'acqua	0.000	0.000

Tabella 9 Frequency Ratio Index ottenuti per tutte le classi dei fattori predisponenti scelti

L'analisi statistica così svolta sembra essere notevolmente migliore rispetto alla precedente: oltre a presentare Frequency Ratio Index più alti, infatti, è caratterizzata da Success Rate Curve che ricoprono percentuali più elevate, indice di un modello in grado di rappresentare molto bene le aree franose utilizzate come input (Figura 37).

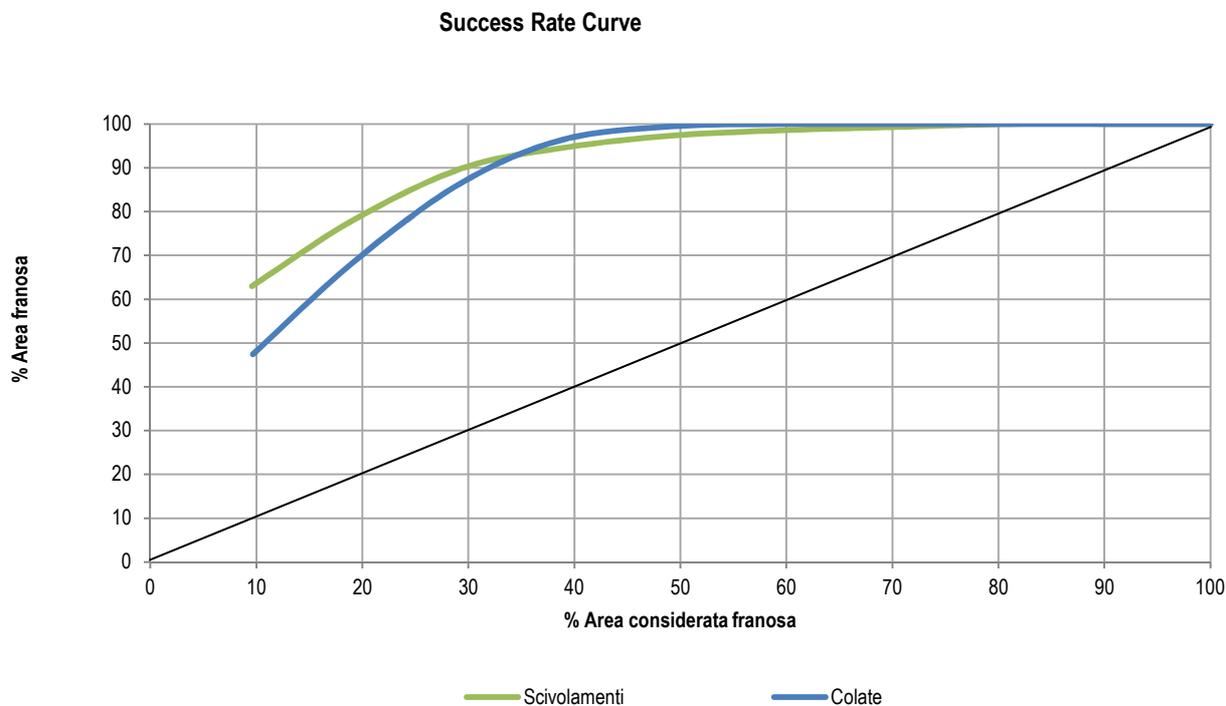


Figura 37 Grafico che rappresenta le Success Rate Curve di scivolamenti e colate. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

Nello specifico, la differenza tra le due analisi svolte è meno evidente per gli scivolamenti, il cui grafico in Figura 38 presenta delle curve con andamento differente solamente nella porzione 10%-30% dell'area

considerata franosa, e più marcata per quanto riguarda le colate, le cui curve sono molto lontane una dall'altra (Figura 39).

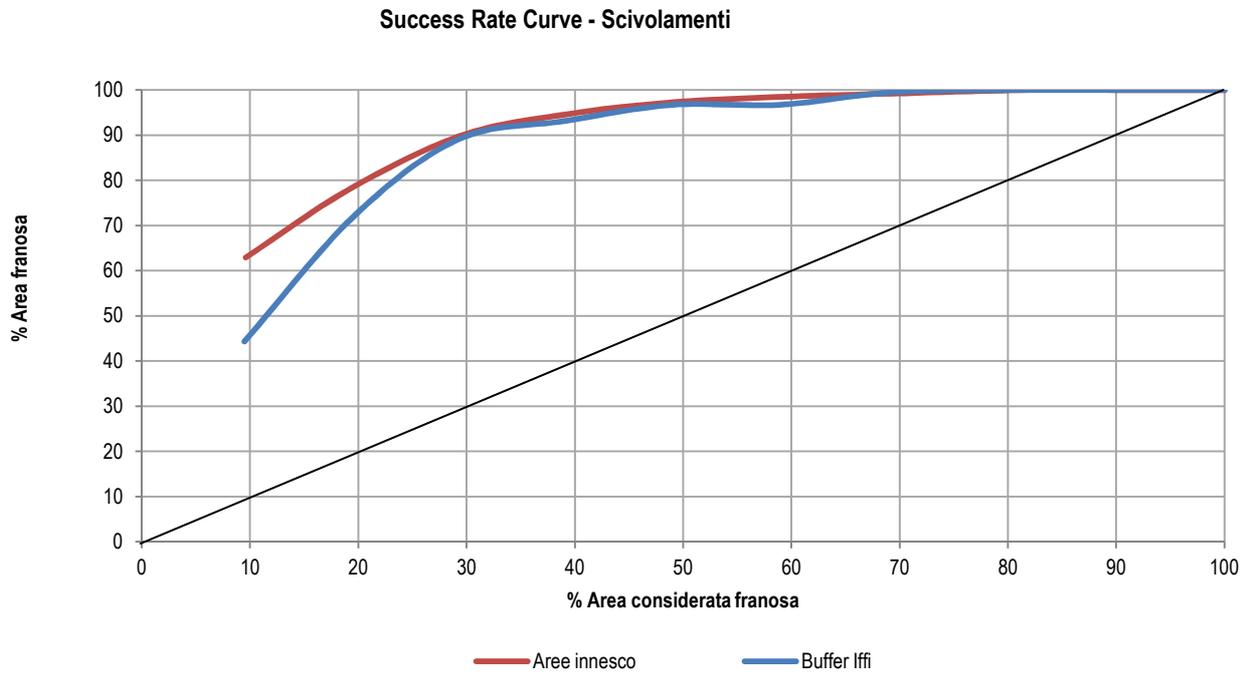


Figura 38 Grafico che rappresenta le Success Rate Curve relative agli scivolamenti ottenute con le due diverse analisi, una realizzata a partire dai buffer dei punti Iffi, l'altra dalle aree innesco delle frane. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

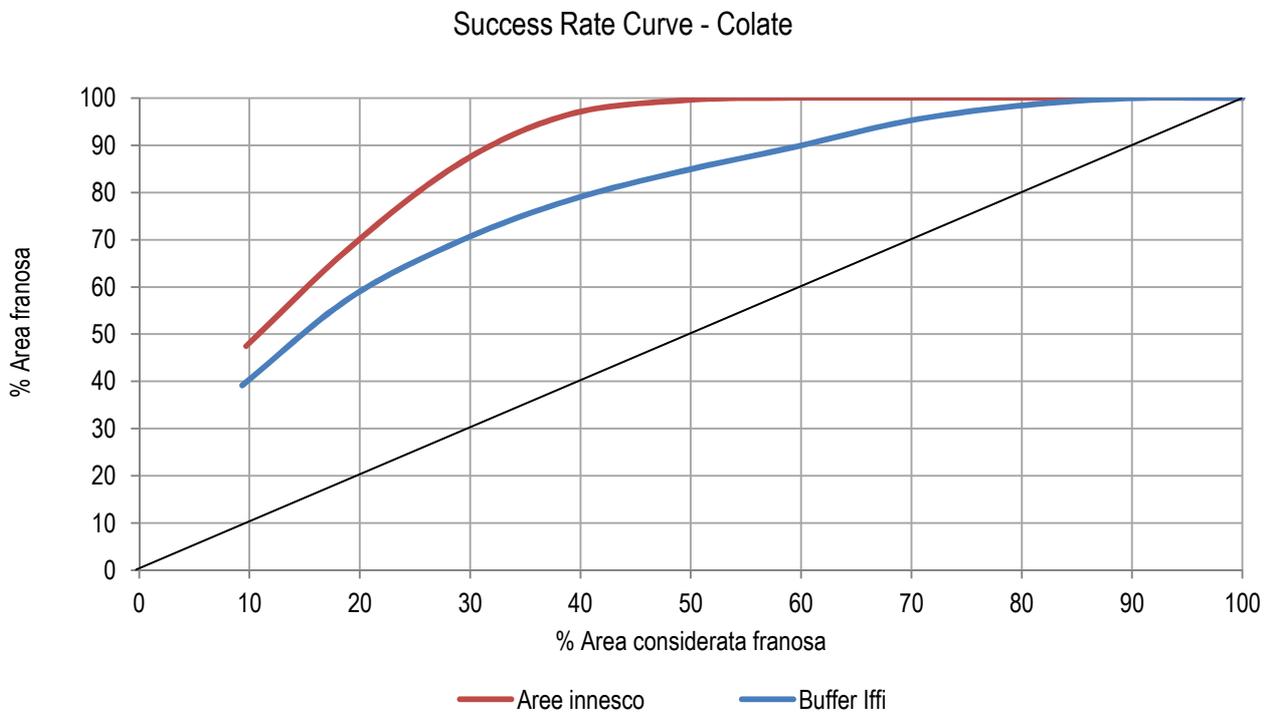


Figura 39 Grafico che rappresenta le Success Rate Curve relative alle colate ottenute con le due diverse analisi, una realizzata a partire dai buffer dei punti Iffi, l'altra dalle aree innesco delle frane. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

Nella Figura 40 e nella Figura 41 è rappresentata la suscettibilità da frana nell'area del Marosticano, con una suddivisione in 5 classi di suscettibilità desunte dalle pendenze assunte delle Success Rate Curve. Ad esclusione delle zone più predisposte a franare nella porzione settentrionale dell'area in esame, si può notare anche in questo caso che le zone ad alta suscettibilità per gli scivolamenti si trovano dove sono presenti le strade. In questa seconda analisi, inoltre, i territori più predisposti agli scivolamenti sono molto più estesi rispetto a quelli visti nella prima analisi, mentre la predisposizione alle colate si differenzia molto dall'analisi precedente solo in pianura, dove la suscettibilità è quasi ovunque "Molto Bassa".

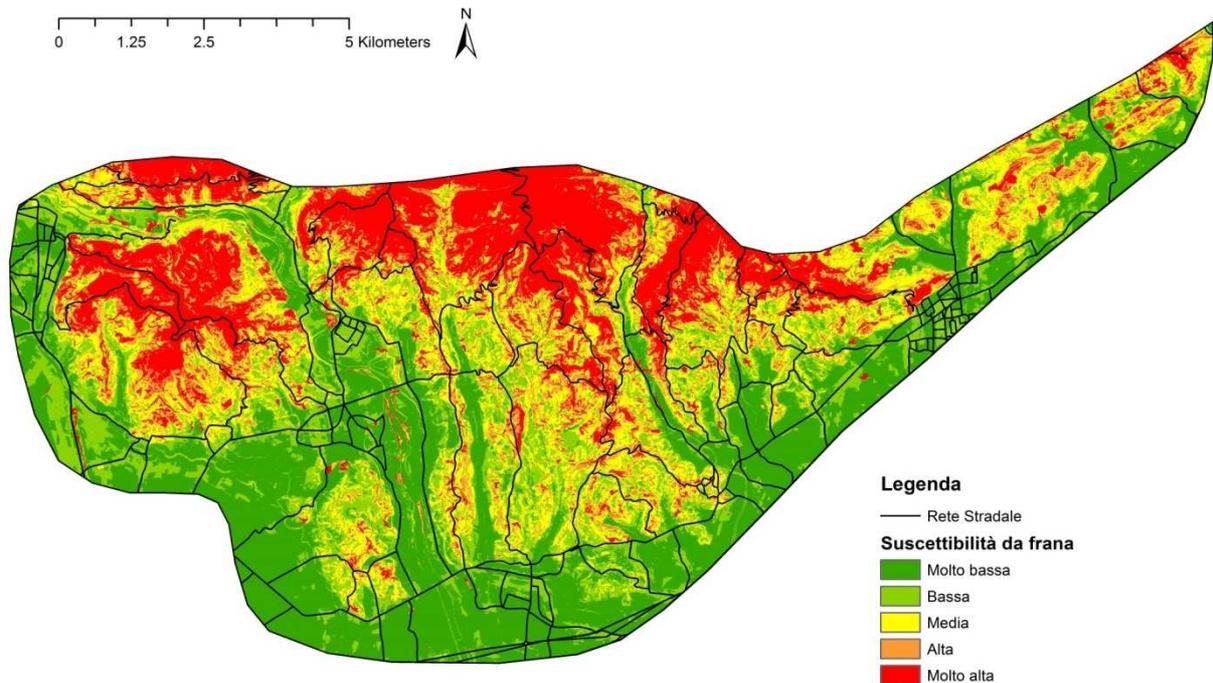


Figura 40 Carta di suscettività da frana dell'area del Marosticano per gli scivolamenti

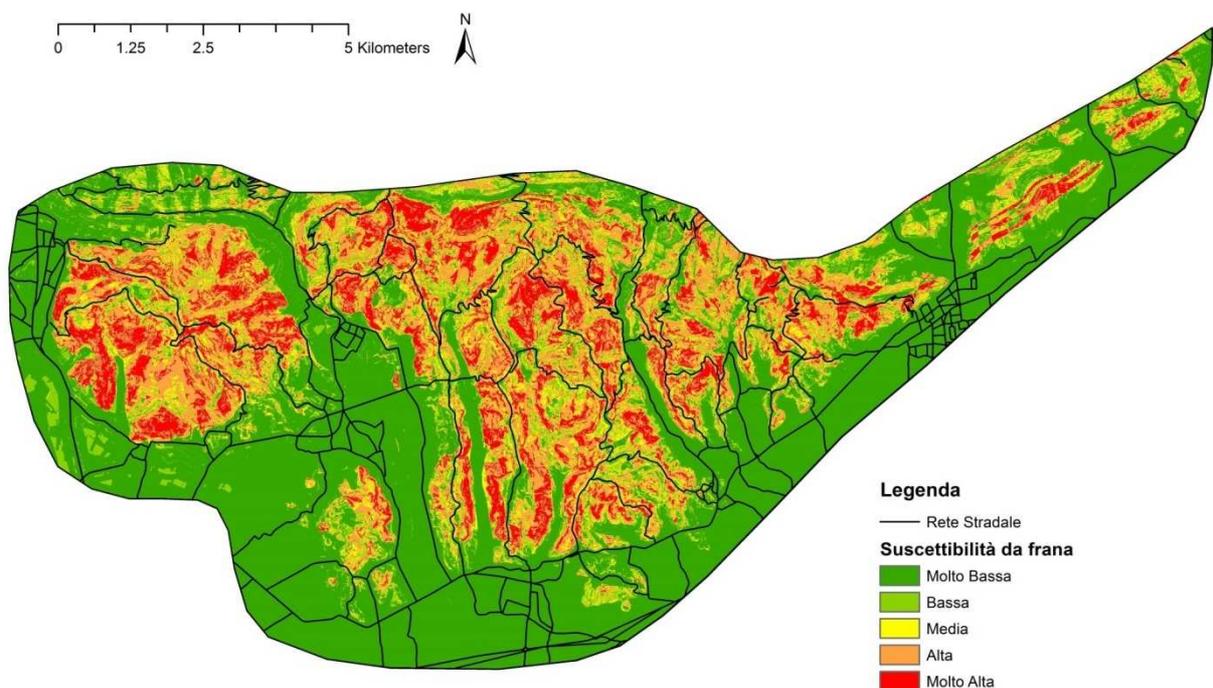


Figura 41 Carta di suscettività da frana dell'area del Marosticano per le colate

In **Errore**. L'origine riferimento non è stata trovata., le frane d'esempio sono plottate nella nuova carta di suscettibilità: lo scivolamento di Carrè è situato in una zona generalmente a suscettibilità molto elevata, perciò l'analisi non è valida come quella precedentemente svolta. Il caso di Fara Vicentino, invece, presenta una suscettibilità più alta in corrispondenza dell'area di innesco, aspetto che fa preferire quest'analisi rispetto a quella realizzata col buffer dei punti IFFI.

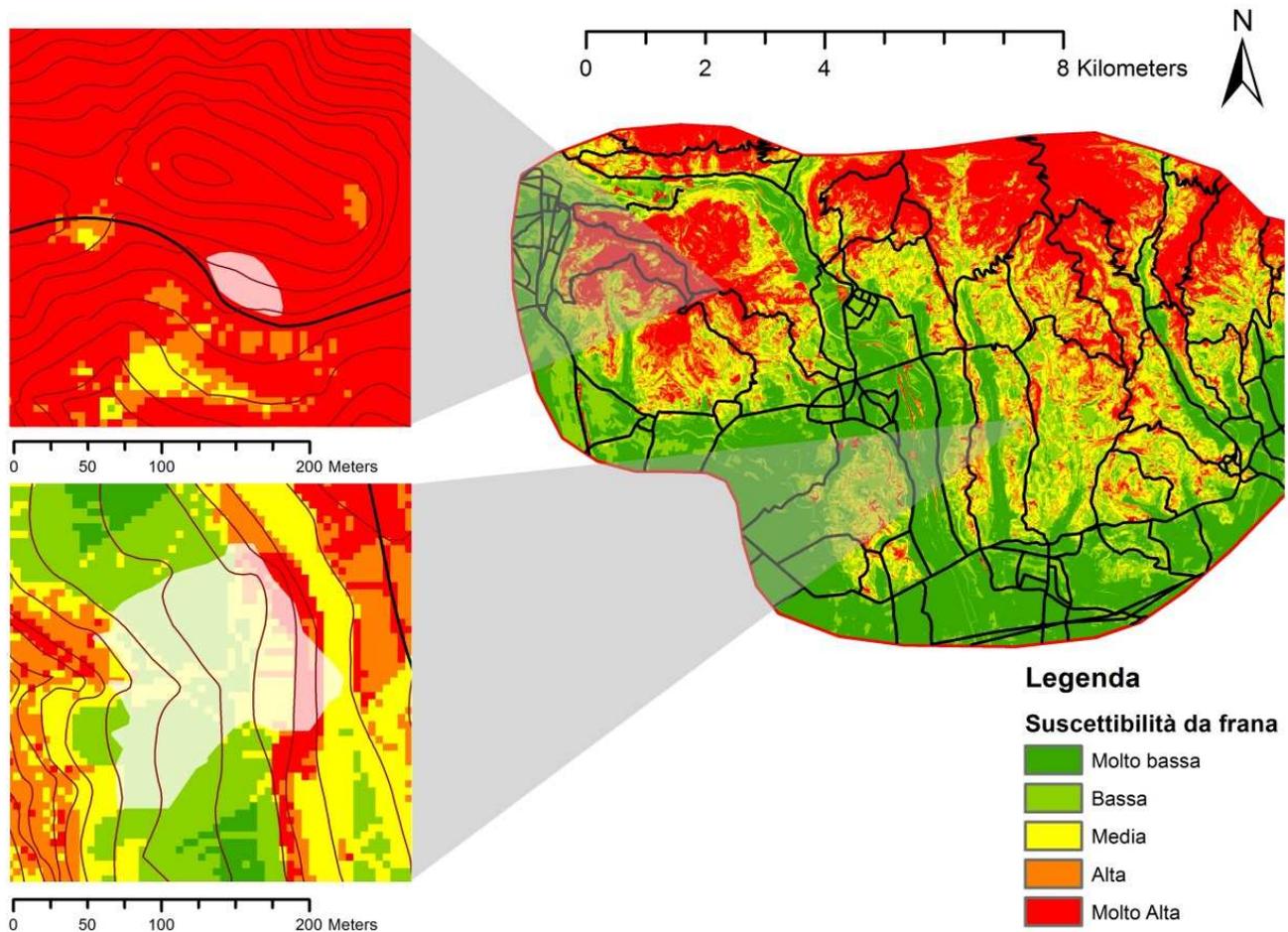


Figura 42 Due esempi di scivolamento nell'area del Marosticano: in alto a sinistra, via Valdaro a Carrè; in basso a sinistra, via Costa a Fara Vicentino

Utilizzando lo stesso dataset di validazione-previsione rispetto alla prima analisi statistica effettuata, si ottiene un risultato opposto rispetto a quanto ottenuto precedentemente: le curve relative agli scivolamenti, in questo caso, presentano percentuali più alte rispetto alle colate (Figura 43).

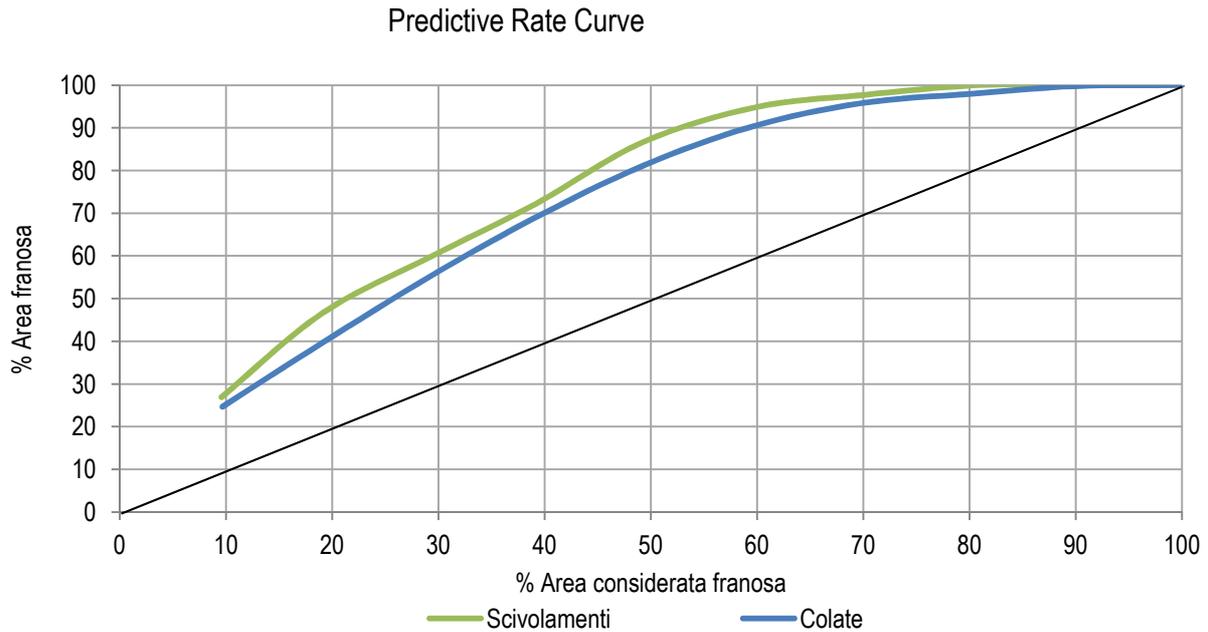


Figura 43 Grafico che rappresenta le Predictive Rate Curve di scivolamenti e colate. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

I risultati ottenuti, quindi, stanno sì a significare che possono essere utilizzati entrambi i metodi per cercare di prevedere due tipi diversi di fenomeno, però sottolineano la mancanza della suddivisione in tipologie di movimento nel dataset di validazione. Di seguito, in Figura 44 e in Figura 45, sono presenti i confronti tra le Predictive Rate Curve per scivolamenti e colate tra le due analisi statistiche condotte.

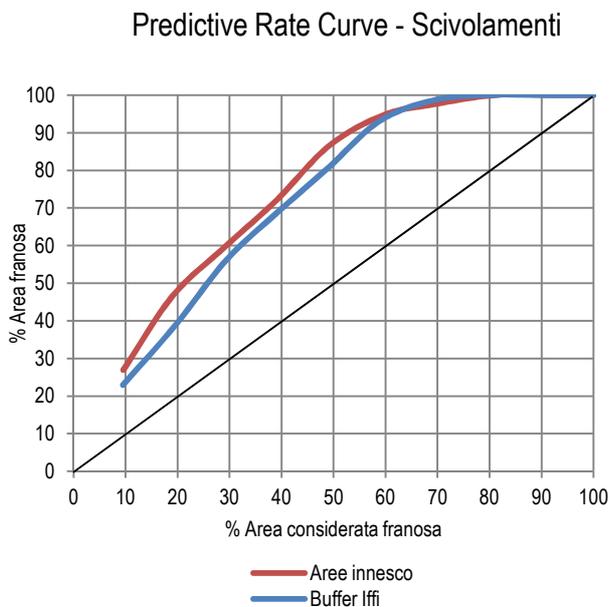


Figura 44 Grafico che rappresenta le Predictive Rate Curve relative agli scivolamenti ottenute con le due diverse analisi, una realizzata a partire dai buffer dei punti lffi, l'altra dalle aree innesco delle frane. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

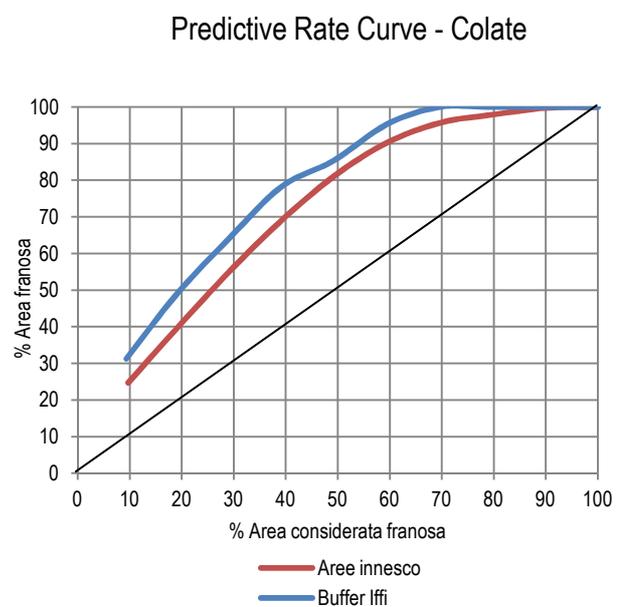


Figura 45 Grafico che rappresenta le Predictive Rate Curve relative alle colate ottenute con le due diverse analisi, una realizzata a partire dai buffer dei punti lffi, l'altra dalle aree innesco delle frane. La linea nera rappresenta il trend 0%-100% indice di un'analisi non affidabile

## INDAGINI IN SITU

### PROVE GEOGNOSTICHE

Per la caratterizzazione delle frane di Fara e Gamba è stato effettuato un sondaggio meccanico a carotaggio continuo, spinto fino alla profondità di 10,0 m dal p.c., per ciascuna frana.

A Fara abbiamo la seguente stratigrafia:

	Descrizione	Profondità (m da p.c.)
A	terreno di riporto	0.0 ÷ 0.8
B	argilla da molle a mediamente consistente	0.8 ÷ 2.4
C	argilla mediamente consistente con piccoli ciottoli basaltici	2.4 ÷ 3.5
D	argilla mediamente consistente	3.5 ÷ 3.8
E	argilla con ghiaie	3.8 ÷ 4.1
F	argilla di alterazione del substrato roccioso	4.1 ÷ 4.8
G	argilla di alterazione del substrato roccioso, con ciottoli basaltici	4.8 ÷ 6.3
H	vulcanoclastiti basaltiche alterate	6.3 ÷ 10.0

A Gamba:

	Descrizione	Profondità (m da p.c.)
A	argilla molle organica, marrone	0.0 ÷ 1.5
B	limo argilloso da mediamente consistente a molle con clasti basaltici	1.5 ÷ 2.0
C	limo sabbioso mediamente consistente con clasti basaltici	3.5 ÷ 4.0
D	vulcanoclastiti basaltiche molto alterate (regolite)	4.5 ÷ 5.0
E	vulcanoclastiti basaltiche alterate	7.8 ÷ 8.6

Purtroppo a Carrè manca un carotaggio da cui ricavare una stratigrafia dettagliata come per Fara e Gamba

La caratterizzazione estensiva dell'area in frana è avvenuta mediante la realizzazione di prove penetrometriche dinamiche superpesanti. Il risultato finale è stato la definizione del modello geotecnico dei depositi.

Per Fara abbiamo

layer	Prof. (m)	Nspt	$\gamma'$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\gamma$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\varphi$ (°)	$c_u$ (KPa)	$E_0$ (Mpa)	K (Mpa)	$\sigma$	G (Mpa)	Vs (m/s)
A	0,0 – 5,5	1,5	15,0	18,1	28,4	9,3	0,7	1,5	0,4	9,4	80,1
B	5,5 – 6,5	12,3	19,2	20,8	31,4	80,3	5,5	12,1	0,3	65,3	144,3
C	>6,5	36,1	22,3	23,8	35,6	238,9	16,2	35,4	0,3	142,2	167,7

Per Gamba

layer	Prof. (m)	Nspt	$\gamma'$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\gamma$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\varphi$ (°)	$c_u$ (KPa)	$E_0$ (Mpa)	K (Mpa)	$\sigma$	G (Mpa)	Vs (m/s)
A	0,0 – 3,5	1,5	14,9	18,1	28,4	9,1	0,7	1,5	0,4	9,2	72,7
B	3,5 – 5,5	11,6	18,7	20,0	31,2	75,0	5,2	11,3	0,3	62,6	127,6
C	>5,5	43,7	23,9	24,0	39,2	289,4	19,7	42,9	0,3	204,6	173,8

Per Carrè

layer	Prof. (m)	Nspt	$\gamma'$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\gamma$ (KN/m <sup>3</sup> )	$\varphi$ (°)	$c_u$ (KPa)	$E_0$ (Mpa)	K (Mpa)	$\sigma$	G (Mpa)	Vs (m/s)
A	0,0 – 3,5	1,9	15,1	18,2	28,5	11,8	0,9	1,9	0,3	11,5	69,8
B	3,5 – 4,5	8,8	18,5	20,0	30,5	56,5	3,9	8,6	0,3	48,7	129,0
C	>4,5	56,7	24,5	24,5	43,9	375,4	25,5	55,6	0,2	283,7	188,7

## *PROSPEZIONI SISMICHE*

In linea generale, le sezioni sismiche mostrano un continuo incremento della velocità delle onde P con la profondità d'indagine, fenomeno attribuibile, per la prima parte di sottosuolo, ad un aumento della consistenza dei depositi di copertura, e, successivamente, alla presenza del substrato roccioso via via sempre meno alterato. Secondariamente è evidente l'andamento stratigrafico sub-parallelo alla superficie topografica del versante.

In particolare per Fara abbiamo:

1. in tutti i punti esaminati i terreni più superficiali sono rappresentati da sismostrati con velocità delle onde P compresa tra 200 e 1000 m/s, pertanto correlabili con i depositi di copertura, poco consistenti. Lo spessore di questi terreni è variabile, ma si mantiene sempre su valori maggiori di 4 m.
2. La serie di sismostrati che seguono in profondità, raggruppata nell'intervallo di velocità compreso tra 1000 e 1400 m/s, è stata correlata, in prima approssimazione, ai terreni appartenenti alla copertura quaternaria più consistenti; non si può tuttavia escludere che, in alcuni settori, si tratti della fascia di alterazione delle rocce vulcanoclastiche. Tale ambiguità deriva dalle caratteristiche elastiche dei materiali presenti che determinano una velocità di propagazione delle onde di compressione molto simile rendendone difficile la differenziazione. Nelle zone investigate, questi sismo strati hanno spessore variabile tra 2 e 4 metri.
3. I sismostrati caratterizzati da velocità maggiore di 1400 m/s, sono stati correlati al substrato roccioso, passante da molto degradato ( $1400 < V_p < 2000$  m/s) a parzialmente degradato ( $V_p > 2000$  m/s). Sono state rilevate due zone, poste rispettivamente lungo il profilo n.2, tra i geofoni G12 e G19 e nel profilo n.3 tra G7 e G10, dove la velocità è relativamente più elevata ( $V_p > 2400$  m/s), a causa di un miglioramento delle proprietà geomeccaniche dell'ammasso roccioso, oppure per una variazione di litologia.

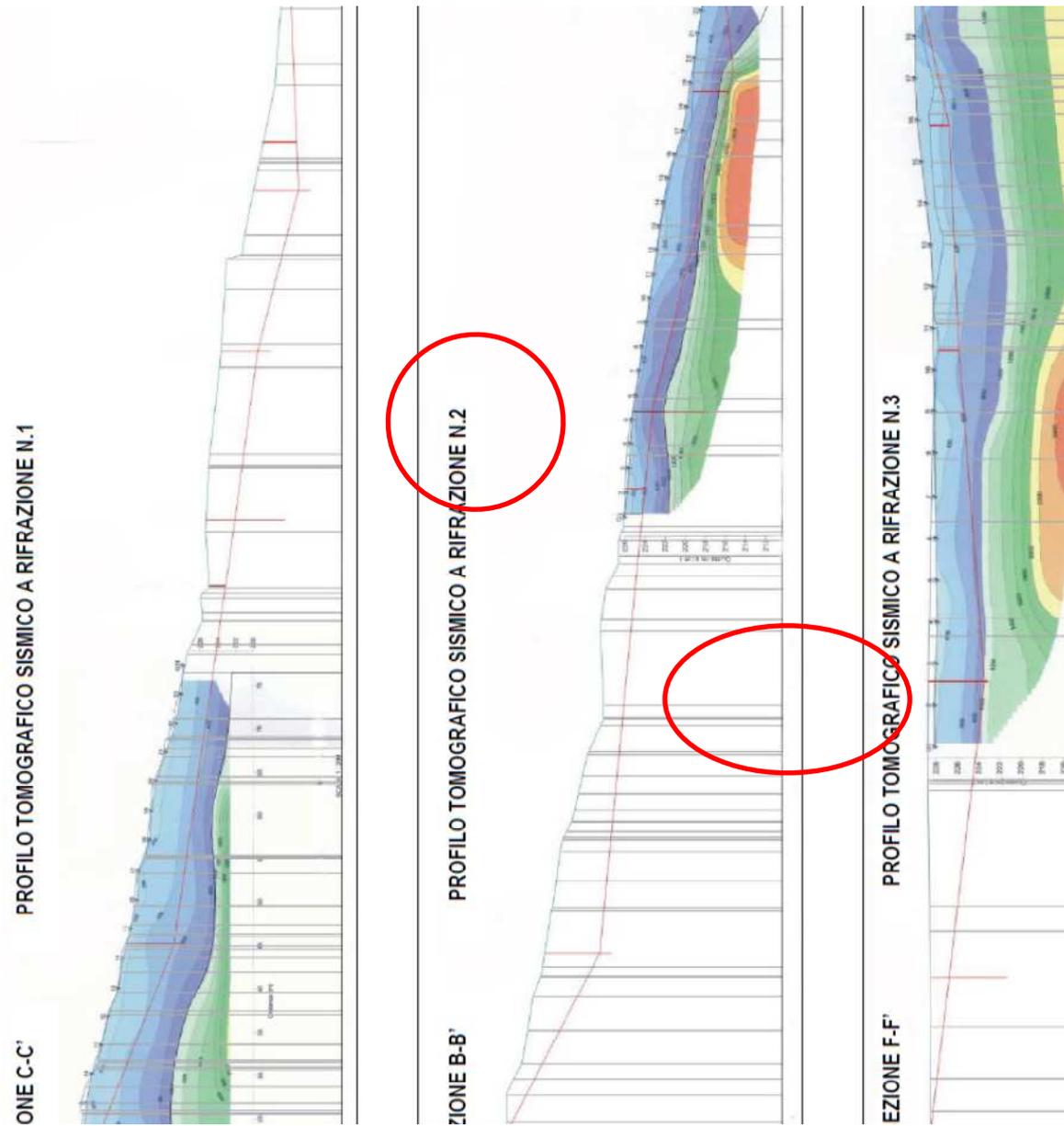
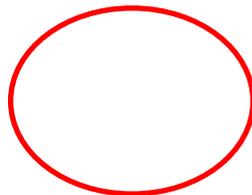


Figura 46 Profili tomografici sismici di Fara. Evidenziato nel profilo n.2, i geofoni G12 e G19 e nel profilo n.3 i geofoni G7 e G1

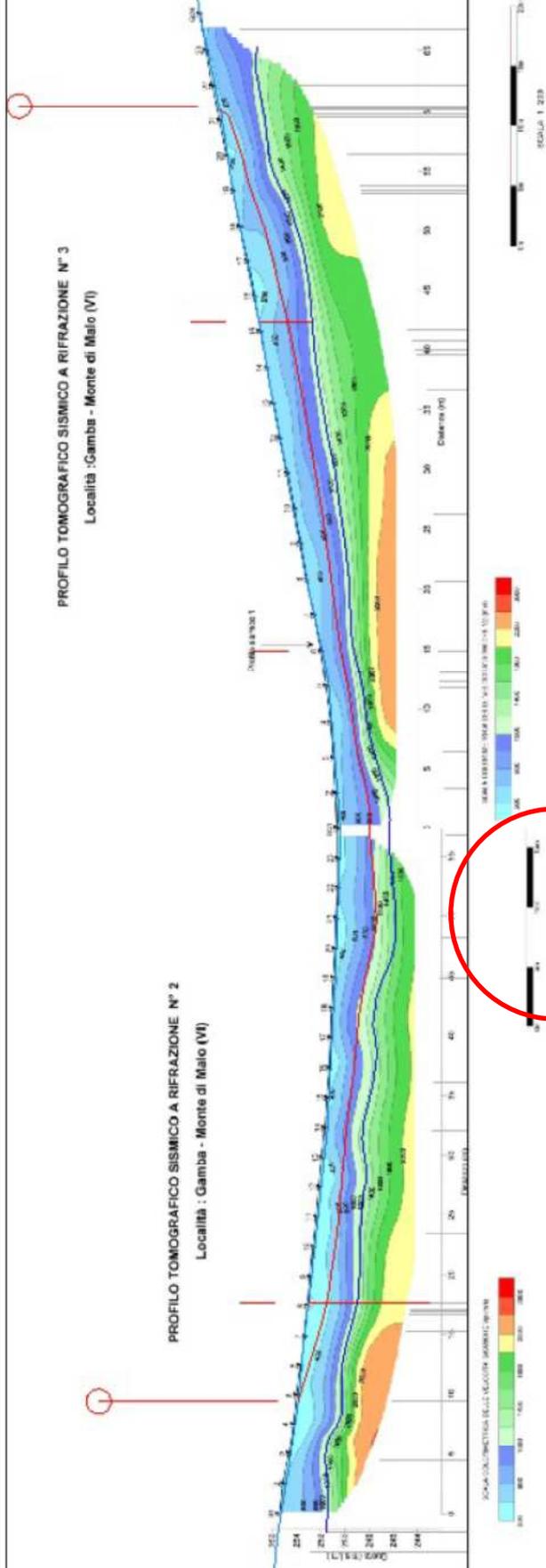
Analogamente per Gamba:

1. in tutti i punti esaminati i terreni più superficiali sono rappresentati da sismostrati con velocità delle onde P compresa tra 200 e 1000 m/s, pertanto correlabili con i depositi di copertura, poco consistenti. Lo spessore di questi terreni varia tra 2,5 e 5 m, con valori più frequenti intorno ai 3 m.



2. La serie di sismostrati che si estende tra i 1000 e 1400 m/s con spessore variabile, appartenenti alla copertura sedimentaria, in alcuni settori si tratta della fase di deposizione di un substrato roccioso, con velocità > 2200 m/s. In
3. I sismostrati caratterizzati da velocità superiori a 2200 m/s, passante da molto alterato

particolare, il substrato poco alterato, dove si raggiungono velocità maggiori



estensione di una zona di alta velocità, che rappresenta un substrato roccioso, con velocità > 2200 m/s. In

particolare, il substrato poco alterato, dove si raggiungono velocità maggiori

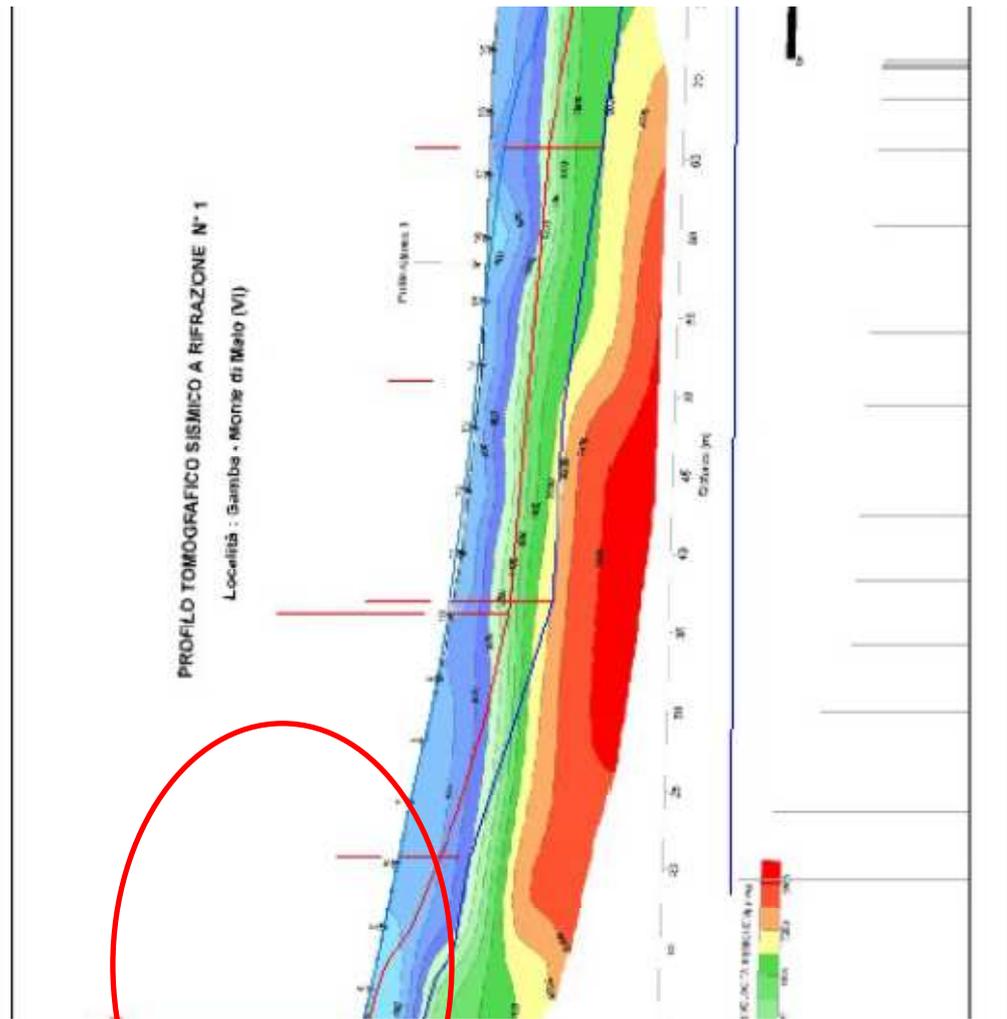


Figura 47 Profili tomografici sismici di Gamba

A Carrè

1. si individua un primo strato, di potenza pari a circa 4 metri lungo il versante e fino a 6-7 metri in prossimità della cresta caratterizzato da bassi valori di  $V_p$ , le quali risultano comprese tra 0 e 800 m/s (tonalità dall'azzurro al celeste, Figura 48), tale strato è identificabile come la coltre detritica sciolta di copertura, le cui caratteristiche sono visibili anche in superficie, in particolare nei pressi nella nicchia di frana;
2. a profondità di 4-5 metri si individua con nettezza il rifratore principale dei raggi sismici, costituito dal tetto dello substrato roccioso sottostante: tra i 4 e i 6 metri le velocità  $V_p$  risultano comprese tra gli 800 e i 1400 m/s (roccia tenera e alterata, colori marrone scuro-marroncino), per poi crescere ulteriormente in profondità fino a 2200 m/s (roccia mediamente compatta, colori dall'ocra al giallo).

## Indagine sismica a rifrazione – sezione A-B

Modello tomografico di velocità delle onde di compressione (m/s)

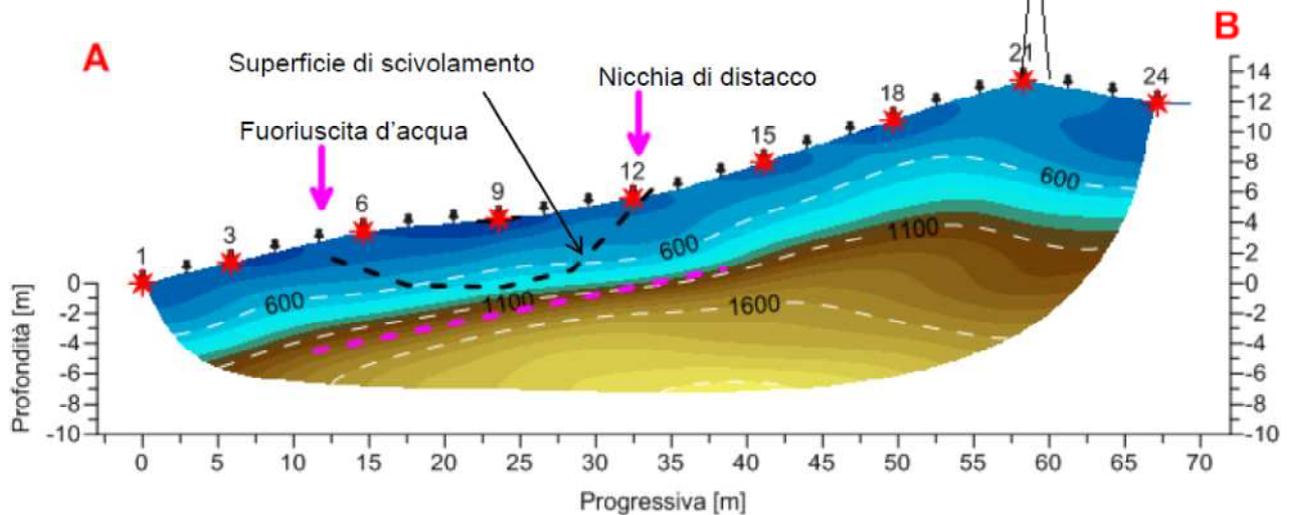


Figura 48 Profilo tomografico sismico di Carrè

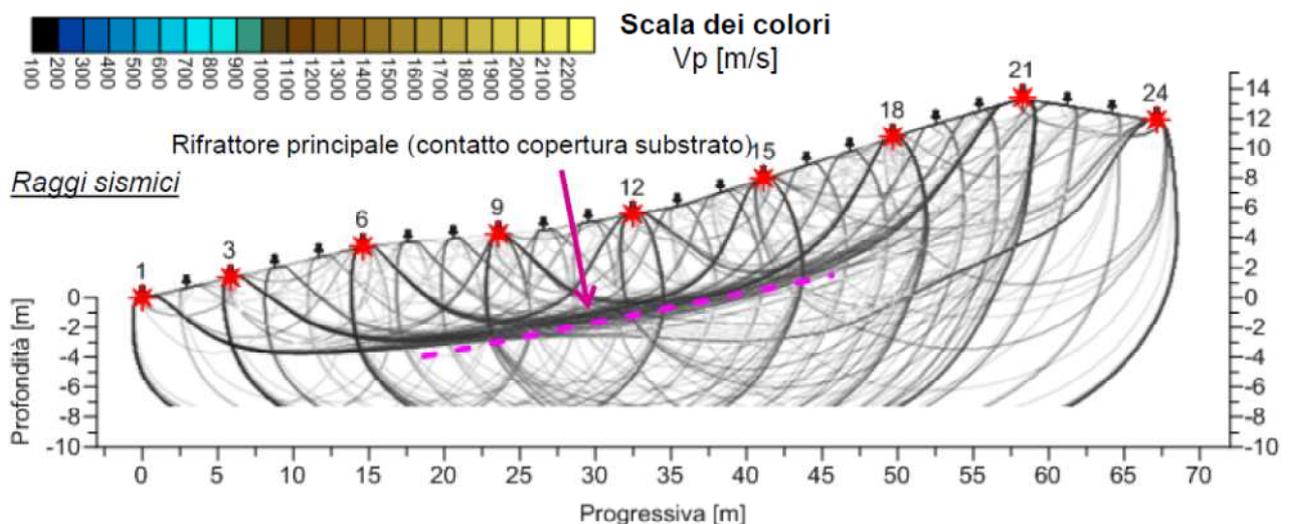


Figura 49 Profilo tomografico sismico di Carrè

A partire dalle prove penetrometriche, dal sondaggio e dalle prospezioni geosismiche a rifrazione effettuate in sito, per i siti di Fara e Gamba, attraverso i metodi sismici passivi è stato possibile osservare la presenza di un livello superficiale con spessore compreso tra 0,4 e 0,9 m con bassissime velocità di propagazione delle onde s, formatosi a spese dei depositi colluviali e detritici sottostanti di spessore variabile e caratterizzati da bassa velocità di propagazione delle onde di taglio. Più in profondità si osserva la presenza di roccia da molto alterata ad alterata, con velocità media delle onde di taglio, soprastanti al substrato roccioso da poco alterato ad integro. In tutte le prove si rileva nel complesso un aumento della velocità delle onde di taglio ed assenza di cavità ipogee. Nella seguente tabella viene riportato il modello d'inversione ottenuto sulla base delle conoscenze geologiche complessive del sito di Fara.

Profondità della base dei sismostrati (m)	Spessore sismostrati (m)	Vs media (m/s)	Unità litologiche
0.90	0.90	86	Terreno agrario
8.20	7.30	185	Deposito colluviale e detritico
39.20	31.0	400	Vulcanoclastiti molto alterate
inf.	inf.	730	Bedrock

#### HVSR 2

Profondità della base dei sismostrati (m)	Spessore sismostrati (m)	Vs media (m/s)	Unità litologiche
0.40	0.40	90	Terreno agrario
3.40	3.00	178	Deposito colluviale e detritico
21.40	18.00	330	Vulcanoclastiti molto alterate
inf.	inf.	750	Bedrock

Tabella 10 Stratigrafie sismiche del sito di Fara ottenute con la tecnica della sismica passiva

Per quanto concerne il sito di Gamba:

#### Prova HVSR1

Profondità della base dei sismostrati (m)	Spessore sismostrati (m)	Vs media (m/s)	Unità litologiche
0.43	0.43	90	Terreno agrario
3.70	3.27	220	Deposito colluviale e detritico
17.70	14.00	400	Vulcanoclastiti da molto a poco alterate
inf.	inf.	820	Bedrock

### Prova HVSR2

Profondità della base dei sismostrati (m)	Spessore sismostrati (m)	Vs media (m/s)	Unità litologiche
0.45	0.45	90	Terreno agrario
3.90	3.45	180	Deposito colluviale e detritico
25.90	22.00	420	Vulcanoclastiti da molto a poco alterate
inf.	inf.	850	Bedrock

### Prova HVSR3

Profondità della base dei sismostrati (m)	Spessore sismostrati (m)	Vs media (m/s)	Unità litologiche
0.39	0.39	80	Terreno agrario
1.45	1.06	165	Deposito colluviale
9.00	7.55	240	Deposito detritico
42.00	33.00	540	Roccia alterata
inf.	inf.	940	Bedrock

È evidente che la profondità presunta dei piani di scivolamento non è compatibile con l'interfaccia deposito eluvio-colluviale e bedrock, trovandosi essa a profondità decisamente superiori, comprese tra 9.00 e 39.20 m da p.c.

# RISULTATI DELLE PROVE GEOTECNICHE DI LABORATORIO

## ANALISI GRANULOMETRICA

I risultati ottenuti dall'analisi granulometrica rappresentati in diagrammi ternari (USDA), per consentire un rapido confronto tra le granulometrie dei depositi delle tre frane. Il vantaggio nell'utilizzo del triangolo granulometrico è la possibilità di rappresentare un notevole numero di campioni, ognuno dei quali è associato ad un punto avente per coordinate le percentuali di tre sue componenti granulometriche. **(Errore. L'origine riferimento non è stata trovata., Errore. L'origine riferimento non è stata trovata., Figura 52).**

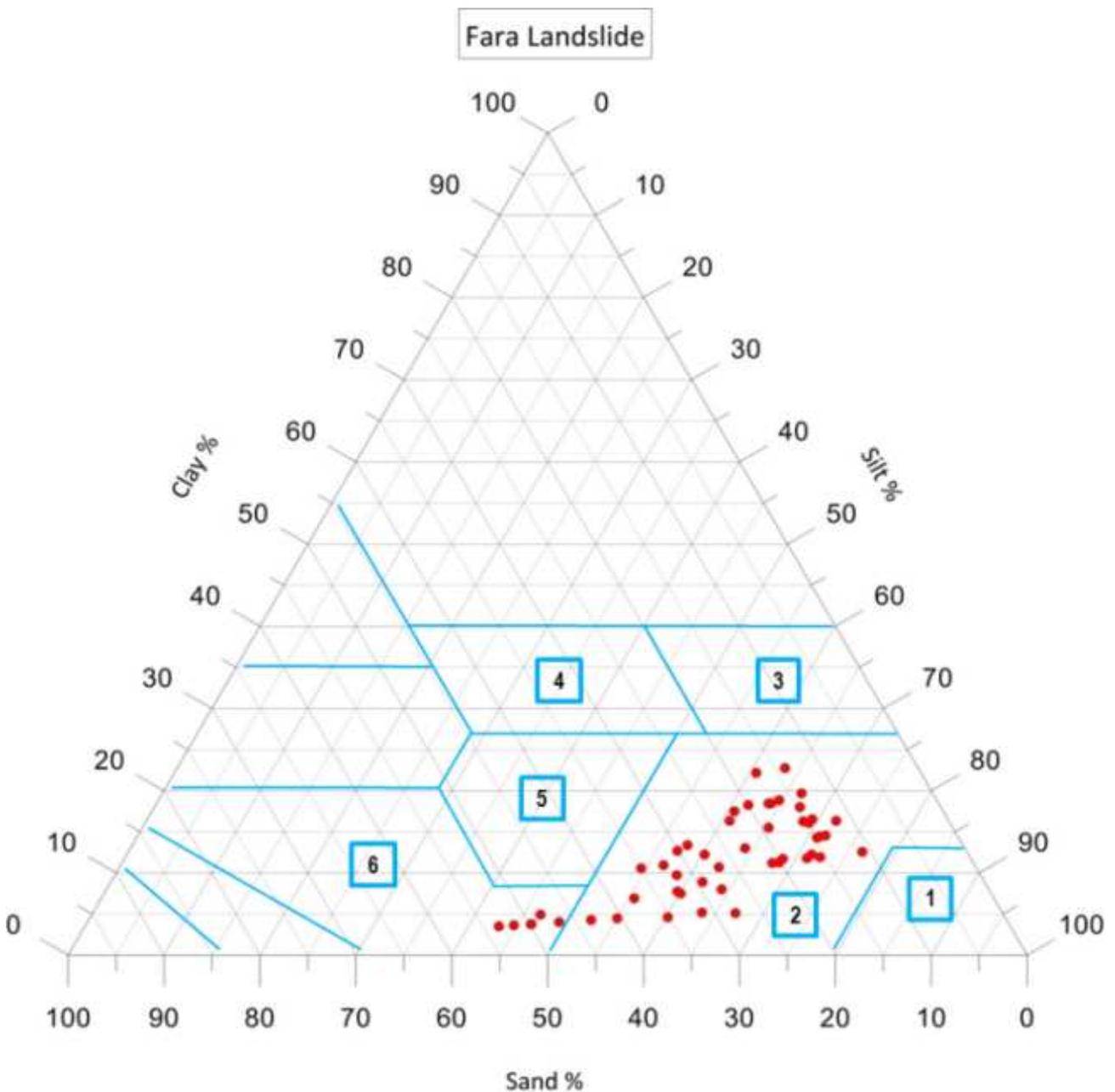


Figura 50 Diagramma tessiturale di Fara

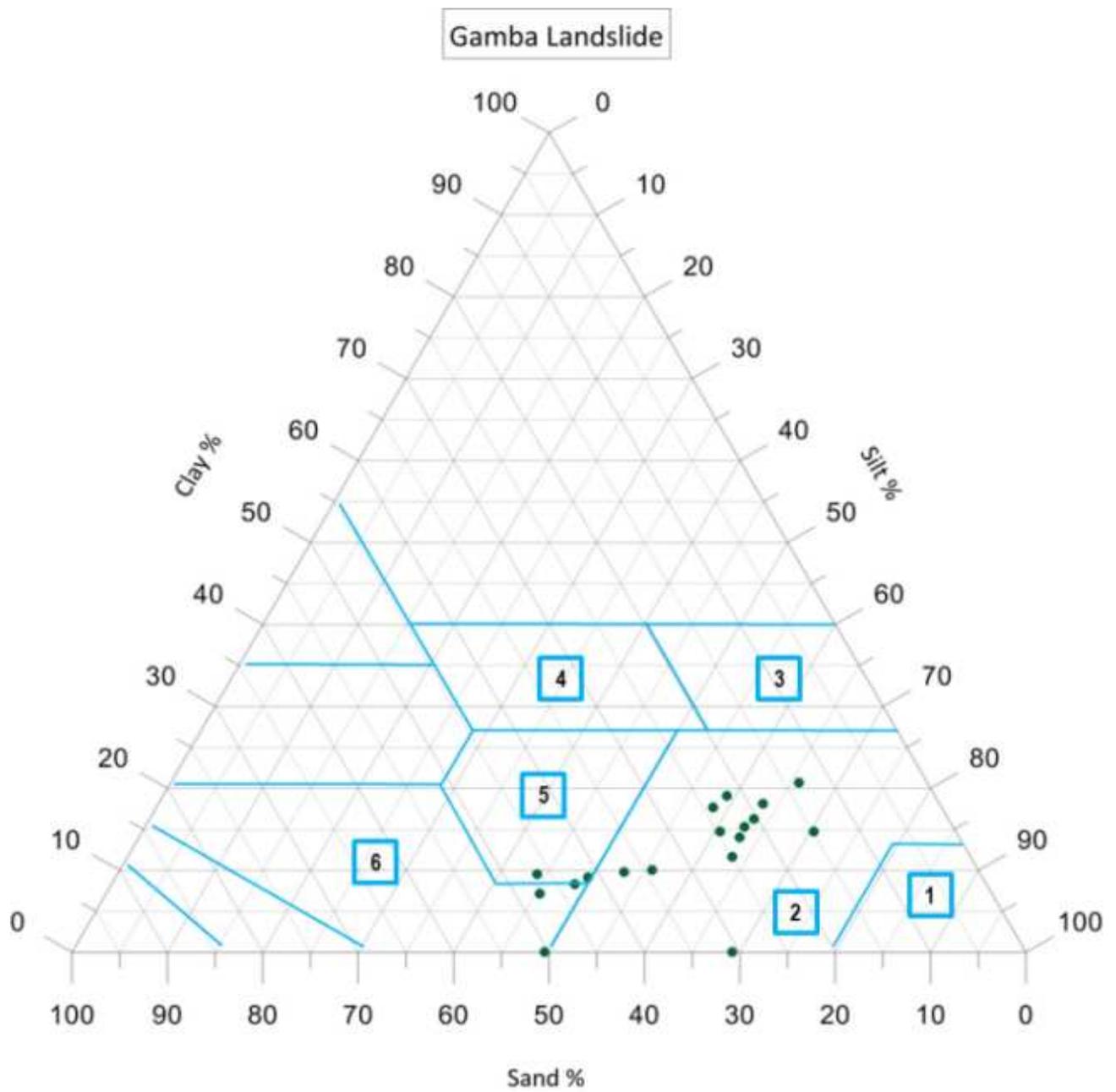


Figura 51 Diagramma tessiturale di Gamba

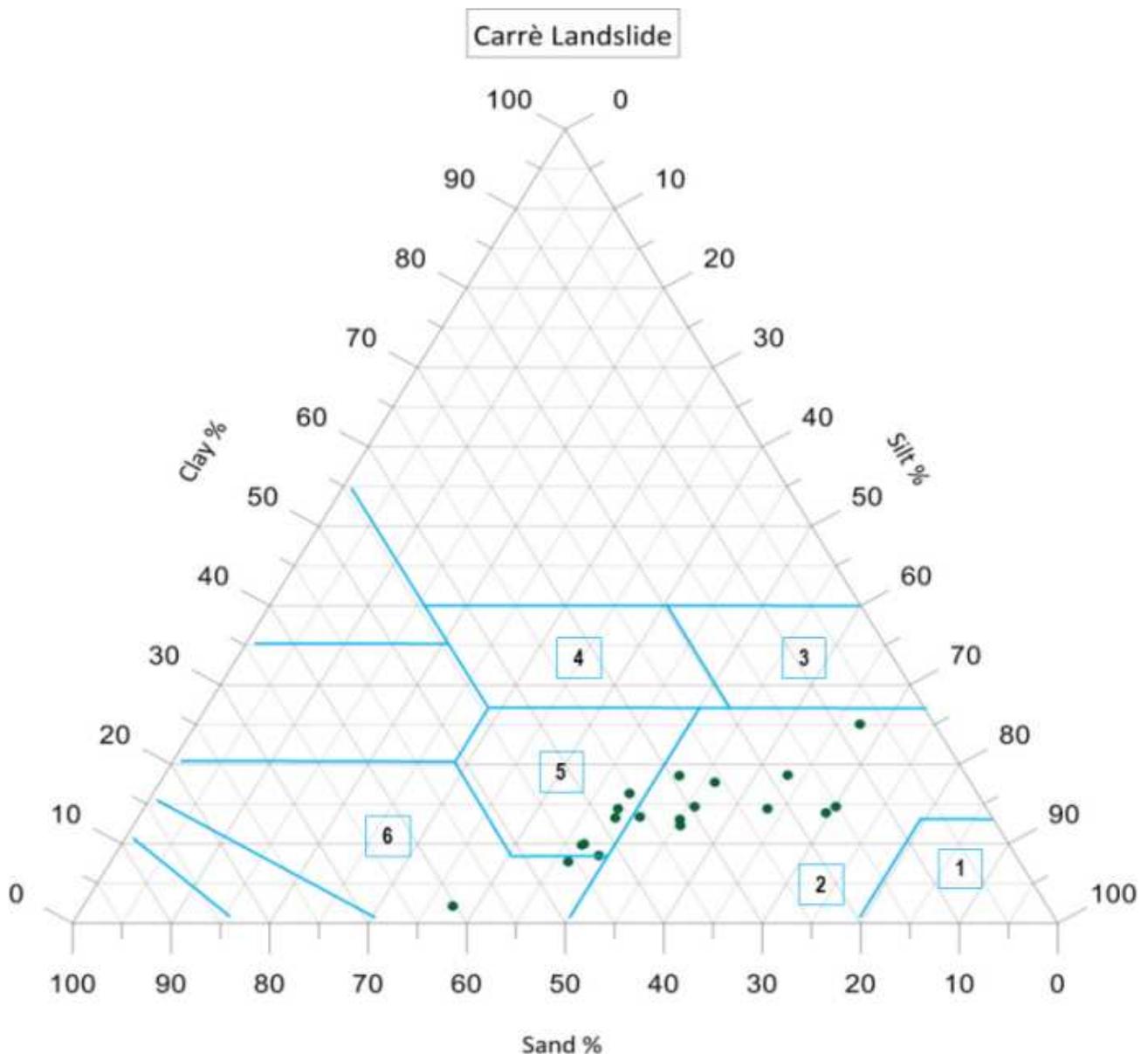


Figura 52 Diagramma tessiturale di Carrè

I dati ottenuti hanno permesso di stabilire che a Fara, nei primi 6 metri, il terreno si può considerare nel complesso omogeneo, caratterizzato dall'abbondanza della frazione fine (mediamente 80% di limo + argilla), che risulta predominante fino a 8.4 m di profondità dal piano campagna. Il limo costituisce la classe granulometrica principale fino a 8.4 m di profondità; rimane circa costante nei primi 6 m con valori compresi tra 60-74 %, poi diminuisce in modo oscillatorio, raggiungendo un minimo del 38% tra 9.0 e 9.2 m.

L'argilla aumenta gradualmente con la profondità raggiungendo un massimo del 23% tra 3.4 e 3.6 m di profondità dal piano campagna, diminuisce in modo graduale fino a 8.0 metri di profondità, dopodiché è presente con una percentuale circa costante e pari al 3-4%.

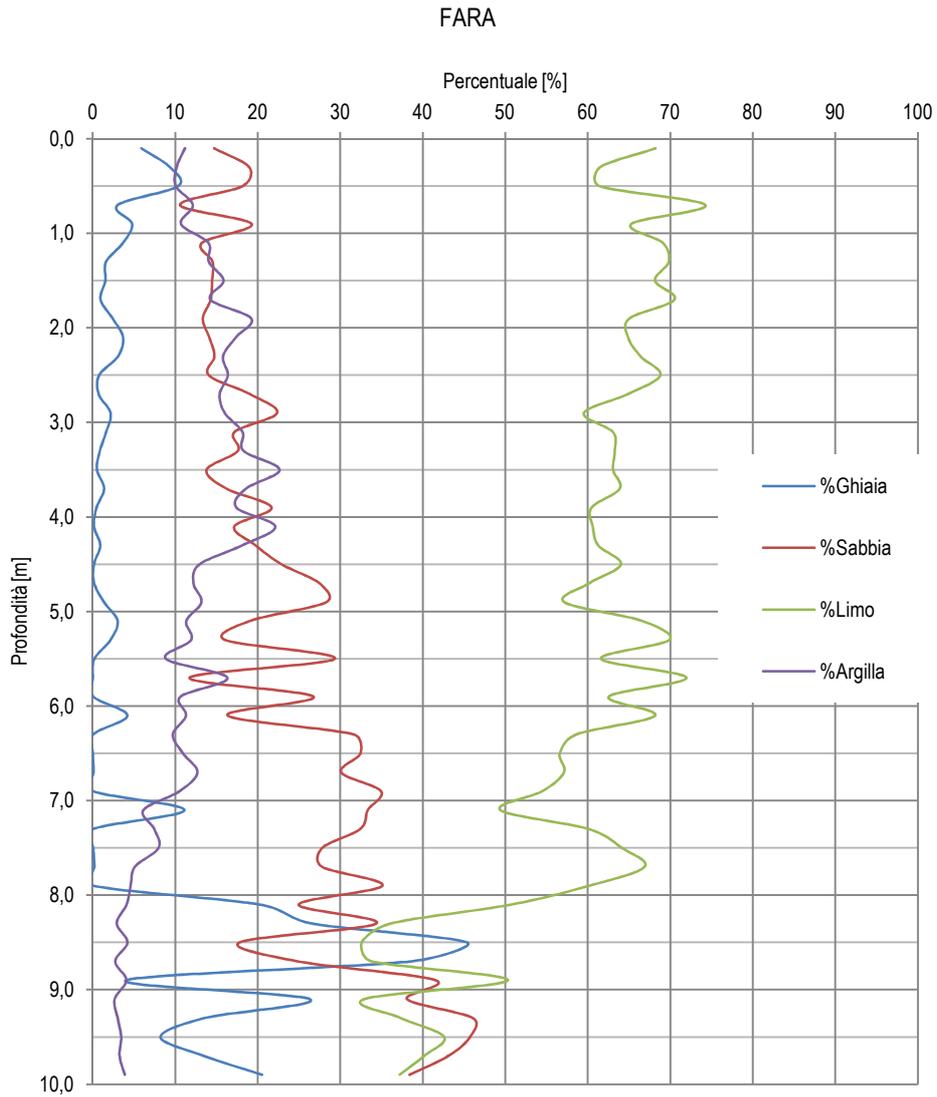


Figura 53 Grafico relativo alle variazioni delle frazioni granulometriche con la profondità.

La sabbia rimane circa costante nei primi 3.4-3.6 m, attestandosi su valori attorno al 15-20%, poi aumenta gradualmente con la profondità raggiungendo il 38% a 10.0 m dal piano campagna.

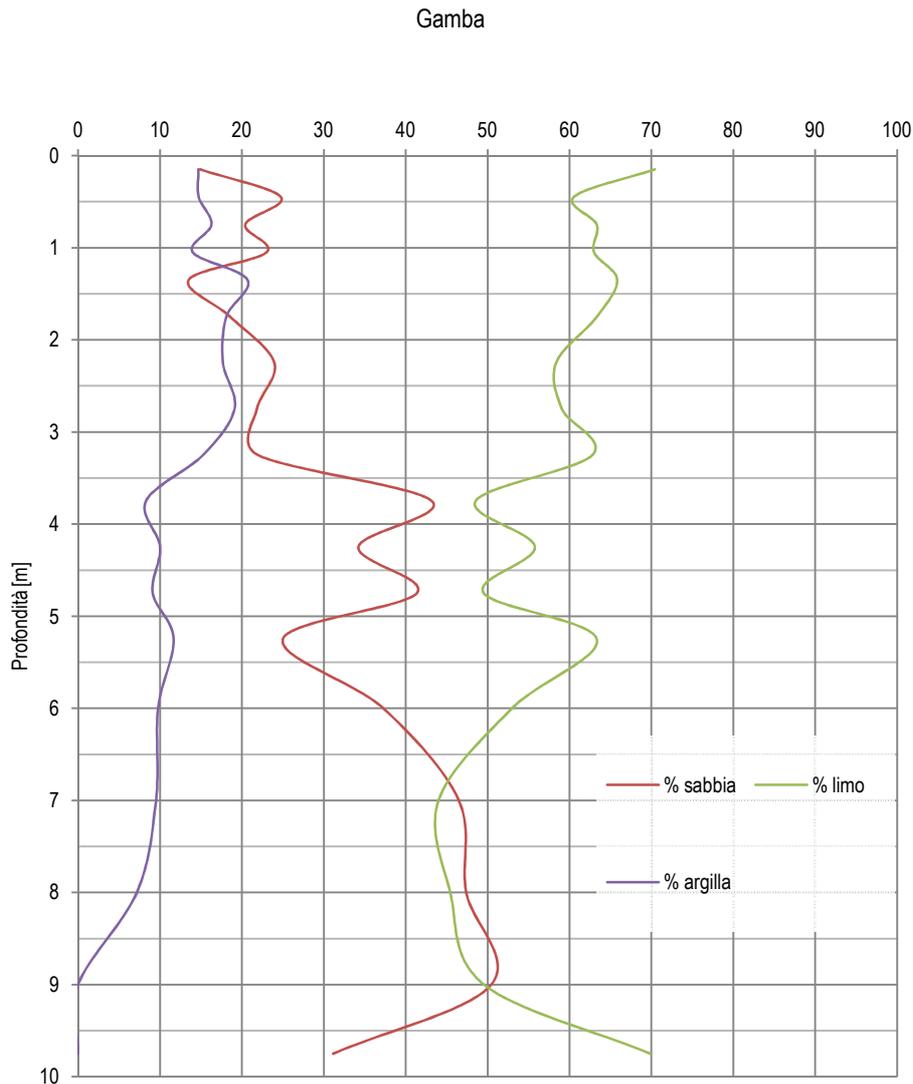


Figura 54 Grafico rappresentante il trend delle variazioni delle componenti granulometriche di Gamba

La ghiaia è nel complesso poco presente fino a 8.0 m di profondità, eccezion fatta per i primi 0.6 m, nel quale è superiore al 5%; sotto agli 8.0 m di profondità aumenta in maniera oscillatoria attestandosi su valori medi del 20% e raggiungendo un massimo del 45% tra 8.6-8.8 m di profondità dal piano campagna (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**). Il marcato incremento del contenuto in ghiaia dagli 8.0 m di profondità in poi indica l'approssimarsi al substrato roccioso, evidenziato anche dalla presenza di un trovante basaltico di diametro medio pari a circa 7 cm, tra 8.80-9.00 m di profondità dal piano campagna. L'analisi condotta sui 18 campioni di Gamba mostra (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**) un andamento delle frazioni granulometriche molto oscillante: in particolare c'è una preponderanza di componente limosa, seguita da una componente sabbiosa nei campioni superficiali. La frazione argillosa si aggira intorno al 15-20% fino a una profondità di circa 3 metri. A profondità maggiori si ha un aumento della componente sabbiosa da circa 20% a 40%, mentre il limo presenta una diminuzione "speculare" dal 65% al 45%. A circa 5.5 metri dal piano

campagna si ha invece un nuovo incremento della frazione più grossolana e una simultanea riduzione del limo, accompagnati da un progressivo decremento dell'argilla fino alla totale scomparsa di quest'ultima.

I campioni di Carrè, come mostrato in **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**, sono generalmente caratterizzati da una prevalenza di limo che è la frazione predominante fino a 3.7 m di profondità dal piano campagna. L'andamento è oscillatorio e, in particolare, nel primo metro assume valori che variano tra il 67% e il 46%. Dopo un brusco aumento a 1.70 m in cui tocca il 70% i valori continuano ad oscillare tra 37% e 67%. Anche in questo caso la componente sabbiosa presenta un trend speculare a quello del limo, quindi all'aumentare della sabbia, si ha una contemporanea diminuzione del limo e viceversa. L'argilla presenta un trend molto variabile come le altre due componenti, ma mostra una tendenza al decremento via via che la profondità aumenta. Il valore massimo raggiunto è pari a 25% a una profondità di 0.3 metri, mentre il valore minimo corrisponde 2.13 a 3.8 metri dal piano campagna. La ghiaia è presente in un solo campione all'interno della colonna stratigrafica, più precisamente a 3.60 metri con un valore di circa 3%.

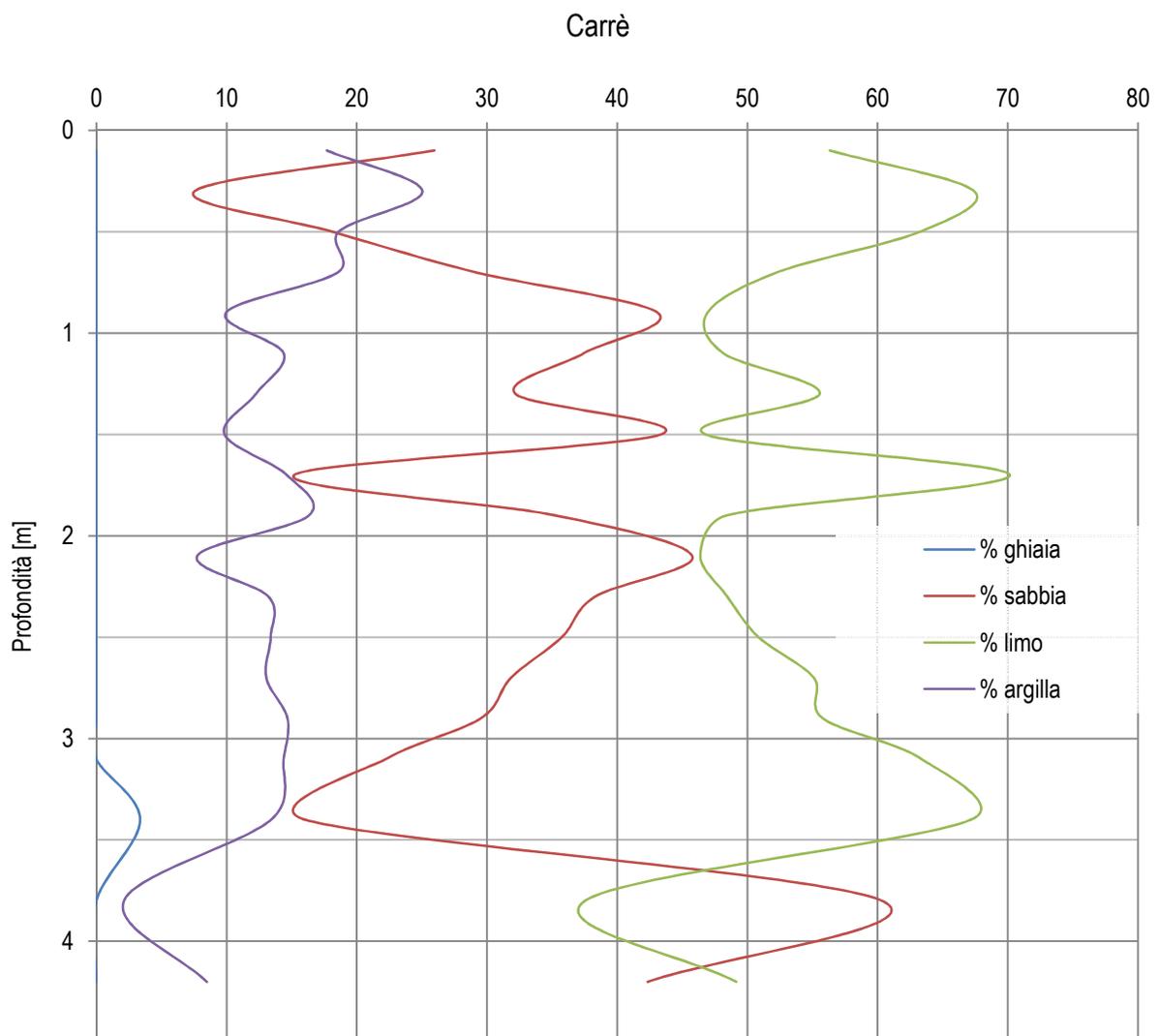


Figura 55 Grafico rappresentante il trend delle variazioni delle componenti granulometriche di Carrè

A partire dalle curve granulometriche è stato poi desunto il  $D_{50}$  (**Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**). Il  $D_{50}$  è quel valore di diametro dei grani che caratterizza il 50% del materiale passante. Proiettando su un diagramma semilogaritmico con profondità in ordinata (scala lineare) e il  $D_{50}$  in ascissa (scala logaritmica), si evince che nel complesso il  $D_{50}$  aumenta con la profondità nei campioni delle tre frane. Tuttavia si notano delle differenze sostanziali tra i terreni. Il  $D_{50}$  presenta maggiori oscillazioni nei campioni di Carrè rispetto a quelli di Gamba. Infatti, in corrispondenza del campione più superficiale, assume un valore di 0.02, presenta un minimo di 0.008 mm a 3.20 metri e un massimo di 0.08 mm a 3.8 metri. Per quanto riguarda Gamba, si ha un trend più "lineare", si ha, infatti, una certa costanza del valore di  $D_{50}$  nell'intervallo di profondità che va da 0 a 3 metri e un rapido incremento a 0.04 mm a 3.75 m e su tale valore si stabilizza.

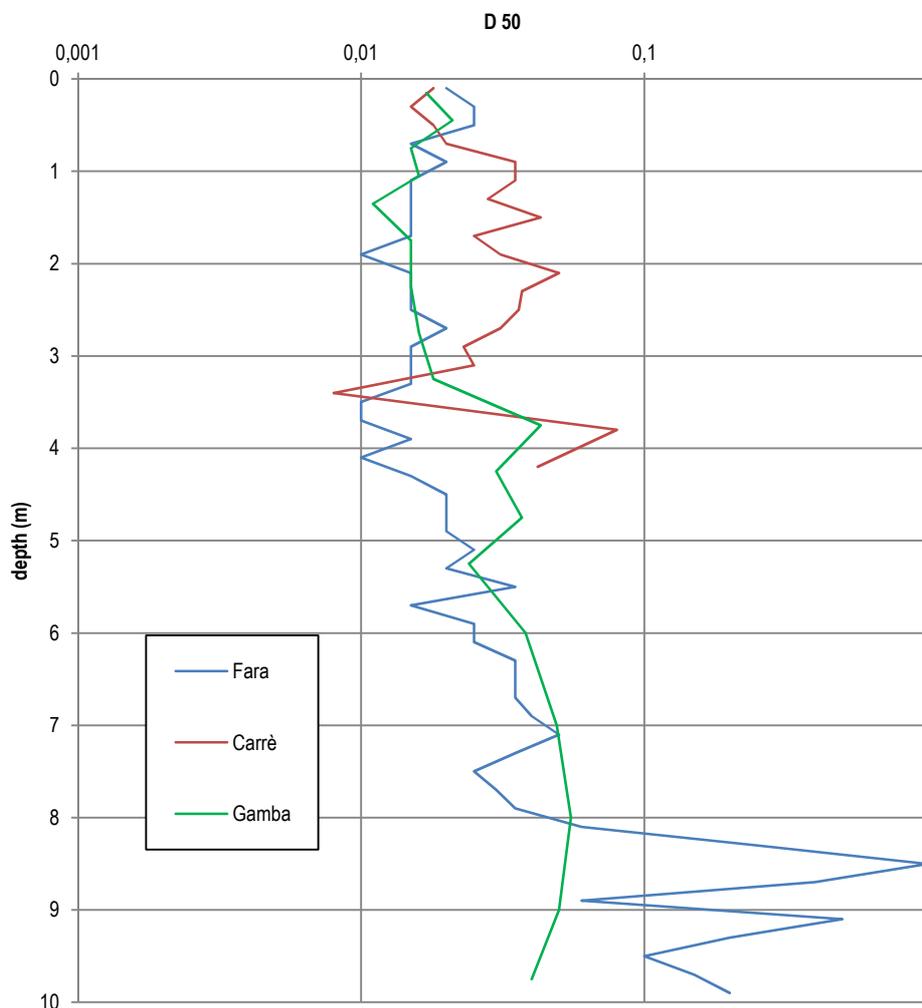


Figura 56 Grafico rappresentante la variazione del  $D_{50}$  con la profondità

Un altro parametro che si può ricavare dalla curva granulometrica è il coefficiente di uniformità  $C_u$ , i cui valori sono mostrati in **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**  $C_u$  è espresso dal rapporto tra il  $d_{60}$  e il  $d_{10}$ :

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

Dove  $d_{60}$  = è il diametro per cui si ha il 60% in peso di materiale passante e  $d_{10}$  = è il diametro per cui si ha il 10% in peso di materiale passante.

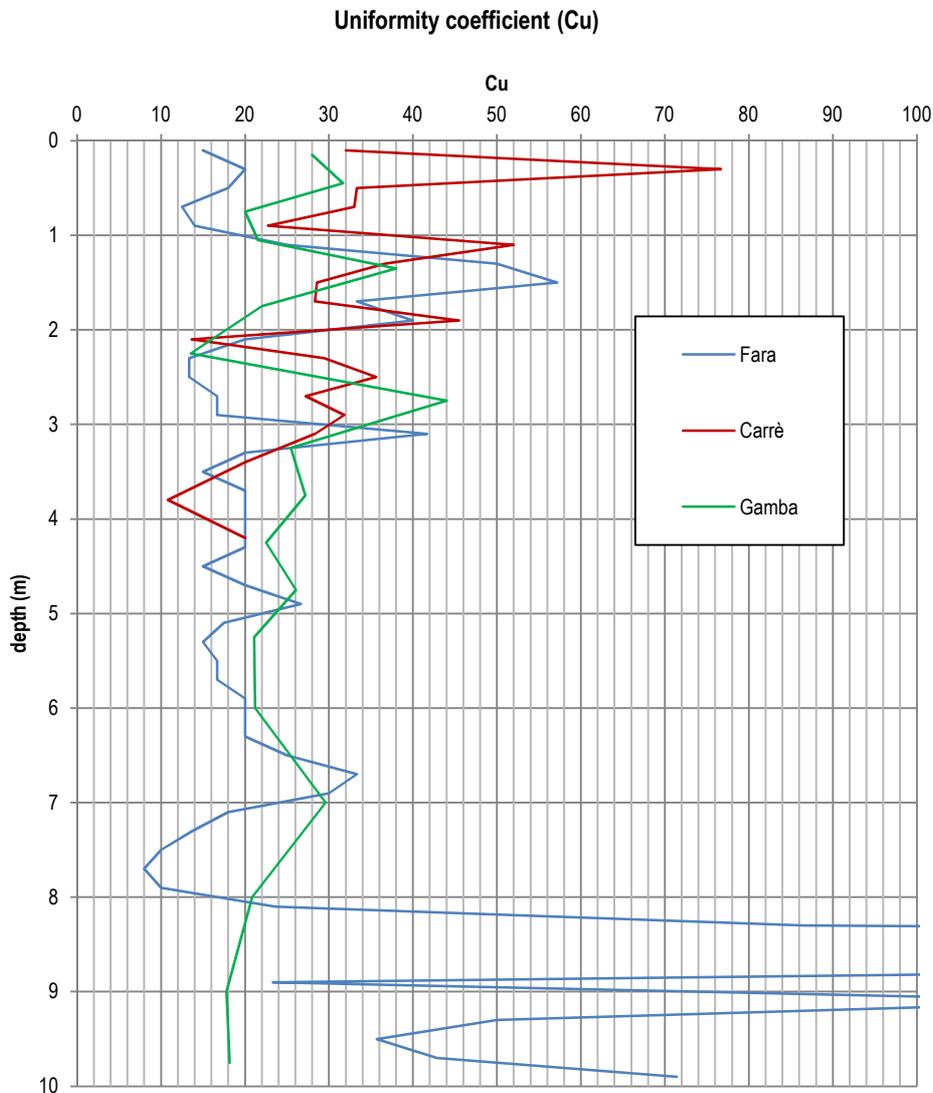


Figura 57 Coefficiente di uniformità  $C_u$

L'uniformità è massima per  $C_u = 1$ ; si parla di materiale praticamente uniforme fino a  $C_u = 2$ , di materiale poco graduato fino a  $C_u = 6$ ; per valori superiori di materiale ben graduato e per  $C > 15$  di materiale decisamente ben graduato.

Il coefficiente di uniformità esprime il grado di classazione del terreno: tanto maggiore è il valore quanto più il campione presenta una granulometria eterogenea. In generale i valori di  $C_u$  presentano una grande variabilità in tutti i depositi analizzati. A Fara il coefficiente di uniformità si mostra estremamente variabile da 0,0 a -3,0 m

da p.c., con un massimo di 57 ed un minimo di 13, e tra le quote -8.0 e -10.0 m dal piano campagna, andando da un minimo di 23 e raggiungendo un valore massimo di 467. Nella porzione centrale oscilla attorno ad un valore medio di 20. Il coefficiente di uniformità di Carrè presenta un andamento decrescente all'aumentare della profondità con un intervallo di valori che va da 13.7 a 76. In particolare il materiale presenta un'eterogeneità mediamente maggiore in superficie che in profondità. Il grafico in Figura 57 mostra una minore variazione del Cu riferito ai campioni di Gamba rispetto ai campioni di Carrè, infatti i diversi coefficienti assumono un range di valori che va da un minimo di 13 a un massimo di 44. I campioni più superficiali, come del resto anche in Carrè, presentano una maggiore eterogeneità dal punto di vista granulometrico (Cu compreso tra 14 e 44) rispetto ai campioni più profondi (Cu tra 18 e 30).

A seconda dell'abbondanza delle diverse componenti costituenti ciascun campione, è stato possibile individuare distinti orizzonti, come mostrato in Tabella 9. Secondo la normativa AGI, in base alla percentuale approssimativa di ogni frazione, a ciascun orizzonte viene associata una denominazione composta da sostantivi e attributi:

*I termine:* nome della frazione granulometrica dominante;

*II termine:* nomi delle possibili frazioni superiori al 25% in peso rispetto al campione totale, precedute dalla preposizione *con*;

*III termine:* nomi delle possibili frazioni comprese tra il 10% e il 25% con suffisso *oso*;

*IV termine:* nomi delle eventuali frazioni comprese tra il 5% e il 10%, con il suffisso *oso*, accompagnate da *debolmente*.

GAMBA		CARRE		FARA	
Profondità [m]	Orizzonte	Profondità [m]	Orizzonte	Profondità [m]	Orizzonte
0.00 - 3.50	Limo sabbioso argilloso	0.00 - 1.60	Limo argilloso con sabbia	0.0 - 0.6	Limo sabbioso argilloso debolmente ghiaioso
3.50 - 6.50	Limo con sabbia debolmente argilloso	1.60 - 2.20	Limo sabbioso argilloso	0.6 - 7.0	Limo sabbioso (con sabbia) argilloso
6.50 - 8.50	Sabbia con limo debolmente argillosa	2.20 - 3.60	Limo argilloso con sabbia	7.0 - 8.0	Limo con sabbia debolmente argilloso
8.50 - 10.00	Sabbia con limo	3.60 - 4.40	Sabbia limosa	8.0 - 8.8	Limo (ghiaia) con sabbia
				8.8 - 10.0	Sabbia con limo, con ghiaia (ghiaiosa)

Tabella 11 Stratigrafia di Gamba e Carrè desunte dalle prove granulometriche

## LIMITI DI ATTERBERG

Dai risultati ottenuti dalla determinazione dei limiti di Atterberg è stato possibile calcolare l'indice di plasticità, ovvero la differenza tra il limite di liquidità e il limite di plasticità.

$$I_p = W_L - W_P$$

L'indice di plasticità è un parametro fondamentale del terreno e rappresenta l'ampiezza dell'intervallo di contenuto d'acqua in cui il terreno rimane allo stato plastico (Lancellotta, 1987). I risultati sono stati proiettati in un diagramma bilineare, con la profondità in ordinata e il valore dei limiti in ascisse.

A Fara (Figura 58) è possibile notare che le maggiori variazioni del valore assoluto del limite di liquidità si colloca nei primi 5.0 m. Il limite di liquidità assume valori compresi tra 16 e 22%, nella porzione di terreno compresa tra il piano campagna e 1.4 m di profondità, 29-35% tra 1.4 e 2.2 m, 10-25% tra 2.2 e 3.2 m, 12-14% tra 3.2 e 3.6 , 18-23% tra 3.6 e 5.00, 10-20% da 5.0 a 10.0 m. Il limite di plasticità diminuisce leggermente con la profondità, andando da un valore massimo dell'8% e raggiungendo un minimo del 2%.

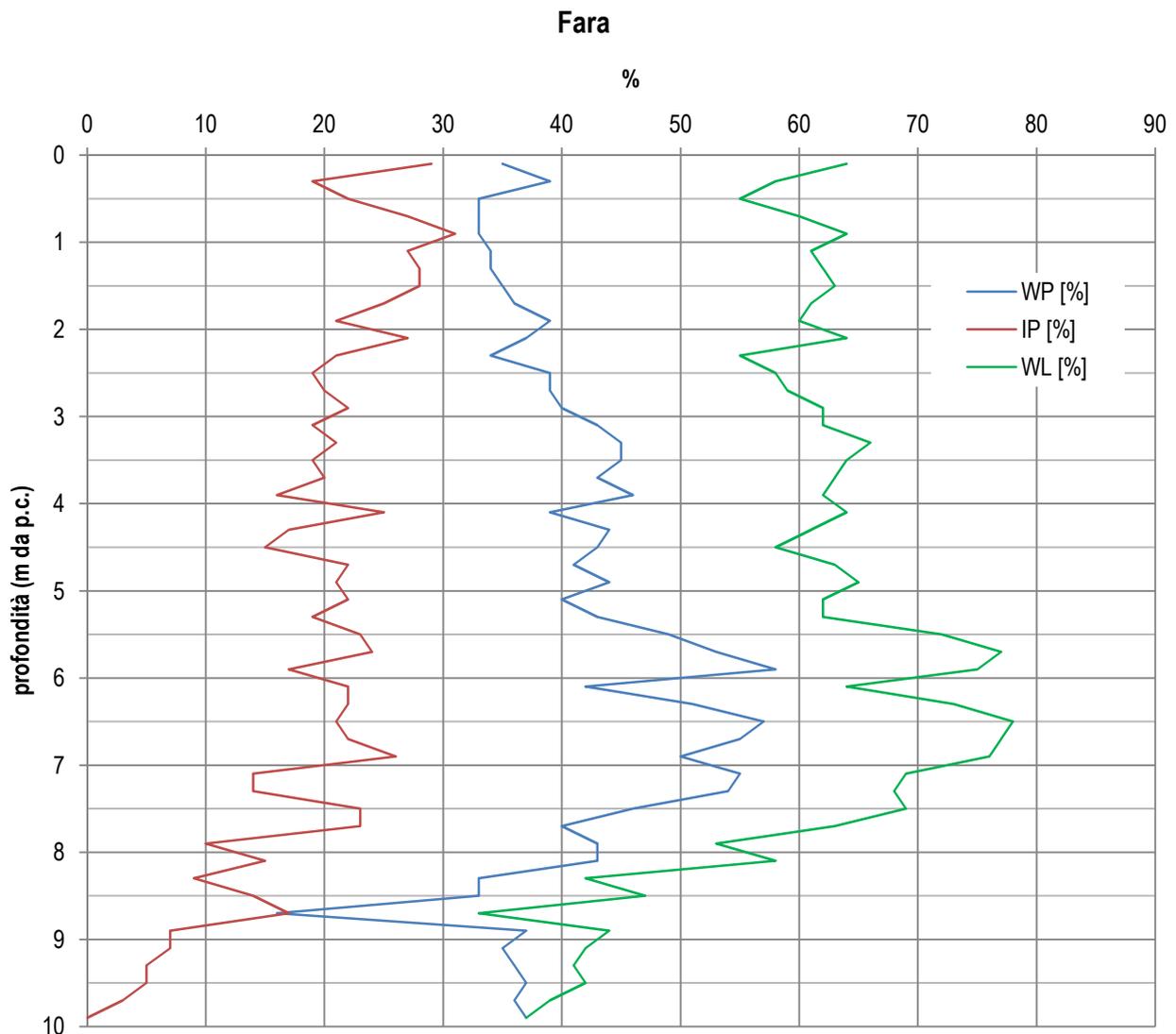


Figura 58 Variazione dei limiti di Atterberg con la profondità relativi ai terreni di Fara Vicentino.

In Figura 59 sono stati plottati i valori dei limiti di Atterberg di Gamba. Il limite liquido presenta un'elevata variabilità per tutta la lunghezza del carotaggio, in particolare il valore minimo di circa 53% si ha intorno ai 5 metri, mentre il valore massimo di 92% si ha appena al di sopra della profondità di 2 metri.

Il limite plastico assume valori pressoché simili fino a 4.5 metri, mediamente compresi tra 40 e 50%, mentre a profondità maggiore mostra un trend analogo a quello del limite liquido.

L'andamento dell'indice di plasticità presenta anch'esso un trend del tutto equiparabile a quello del limite liquido se non per i valori inferiori di circa 40 unità percentuali.

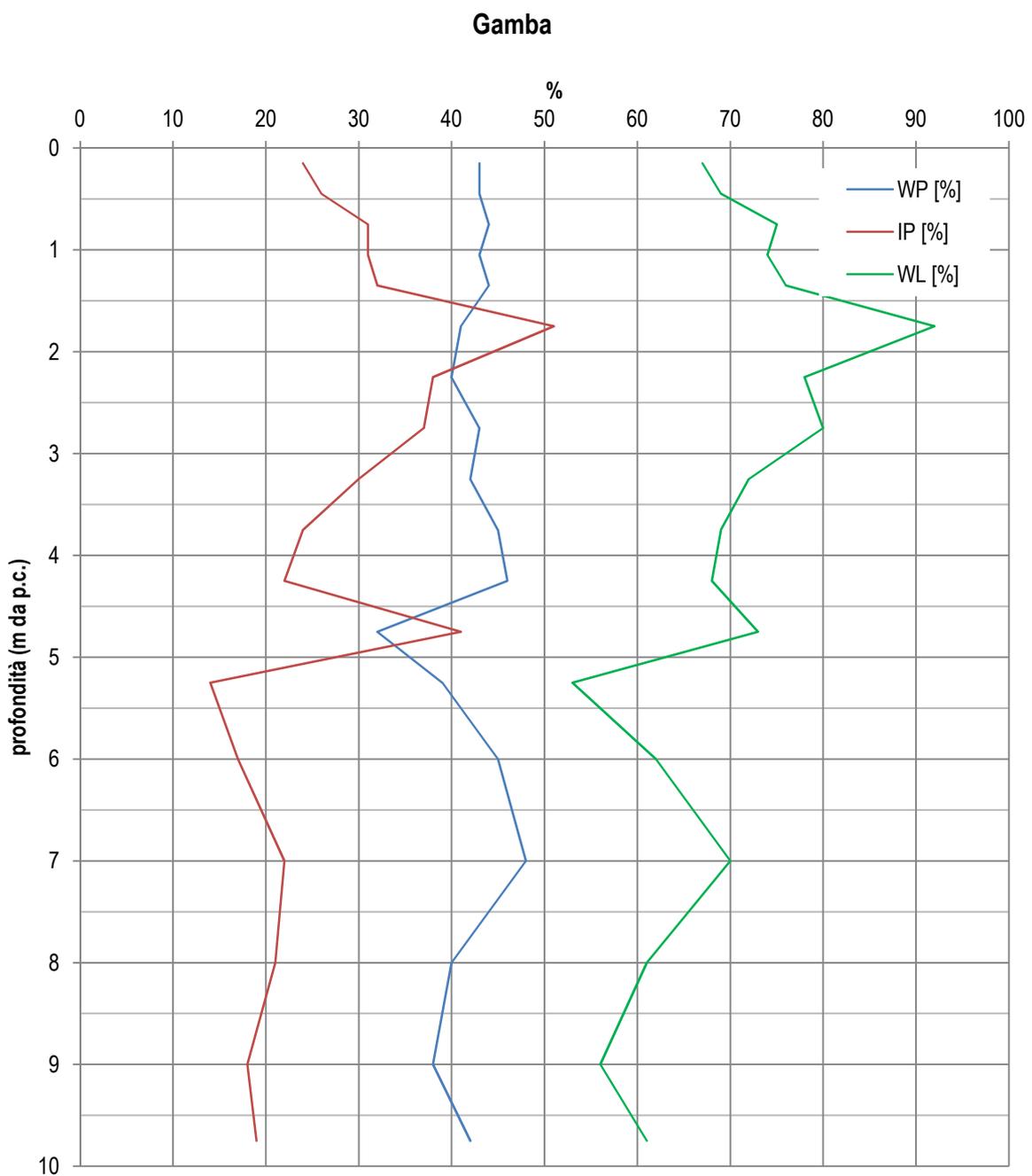


Figura 59 Variazione del valore dei limiti di Atterberg di Gamba all'aumentare della profondità

In Figura 60 si può vedere come nel dissesto di Carrè il limite liquido assuma un valore mediamente costante intorno al 70% nel primo metro. Tra 1 e 2 metri si ha un aumento del limite liquido fino a massimi che sfiorano il 90%. Tra 2 e 3 metri si ha un crollo dei valori del limite di liquidità che mediamente si attesta al 60%. Il limite plastico si mantiene mediamente costante intorno a valori di 40% con massimi del 60% e minimi di 30%.

I massimi di indice di plasticità raggiungono la soglia del 45% a bassa profondità e si ha una brusca diminuzione a una profondità di poco più di tre metri, dovuta principalmente al decremento del limite liquido, visto il trend approssimativamente costante del limite plastico.

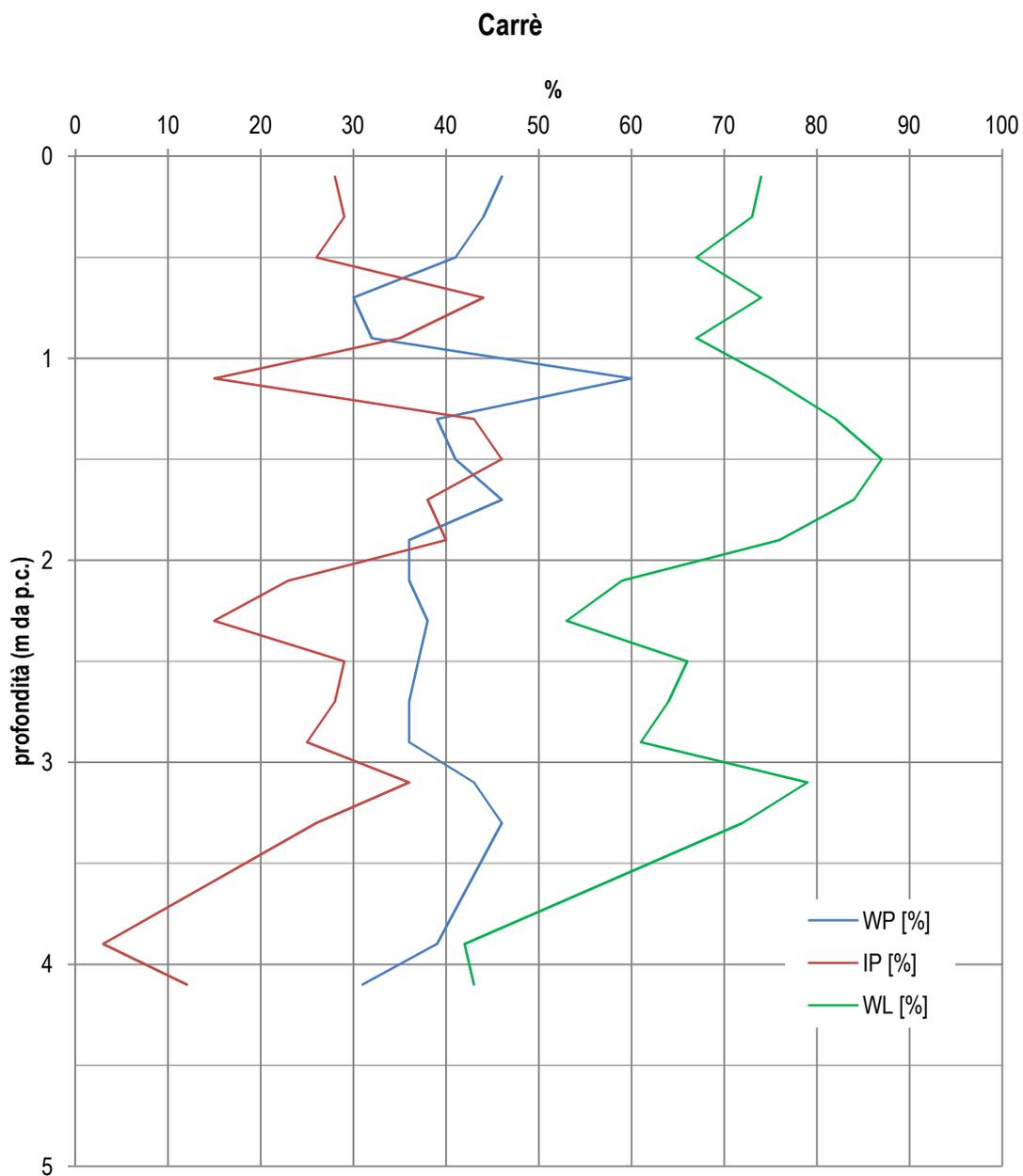


Figura 60 Variazione dei valori di limiti di Atterberg di Carrè all'aumentare della profondità

Grazie alle informazioni ottenute dalle prove geotecniche è stato possibile ricavare l'indice di attività A, calcolato secondo:

$$A = \frac{\text{Indice di plasticità}}{\% \text{ in peso inferiore a } 0.002 \text{ mm}} = \frac{I_p}{CF}$$

dove CF = Clay Fraction (frazione argillosa).

In base ai valori di A, i terreni possono essere distinti in:

<i>Inattivi</i>	$A < 0.75$
Normalmente attivi	$0.75 < A < 1.25$
<i>Attivi</i>	$A > 1.25$

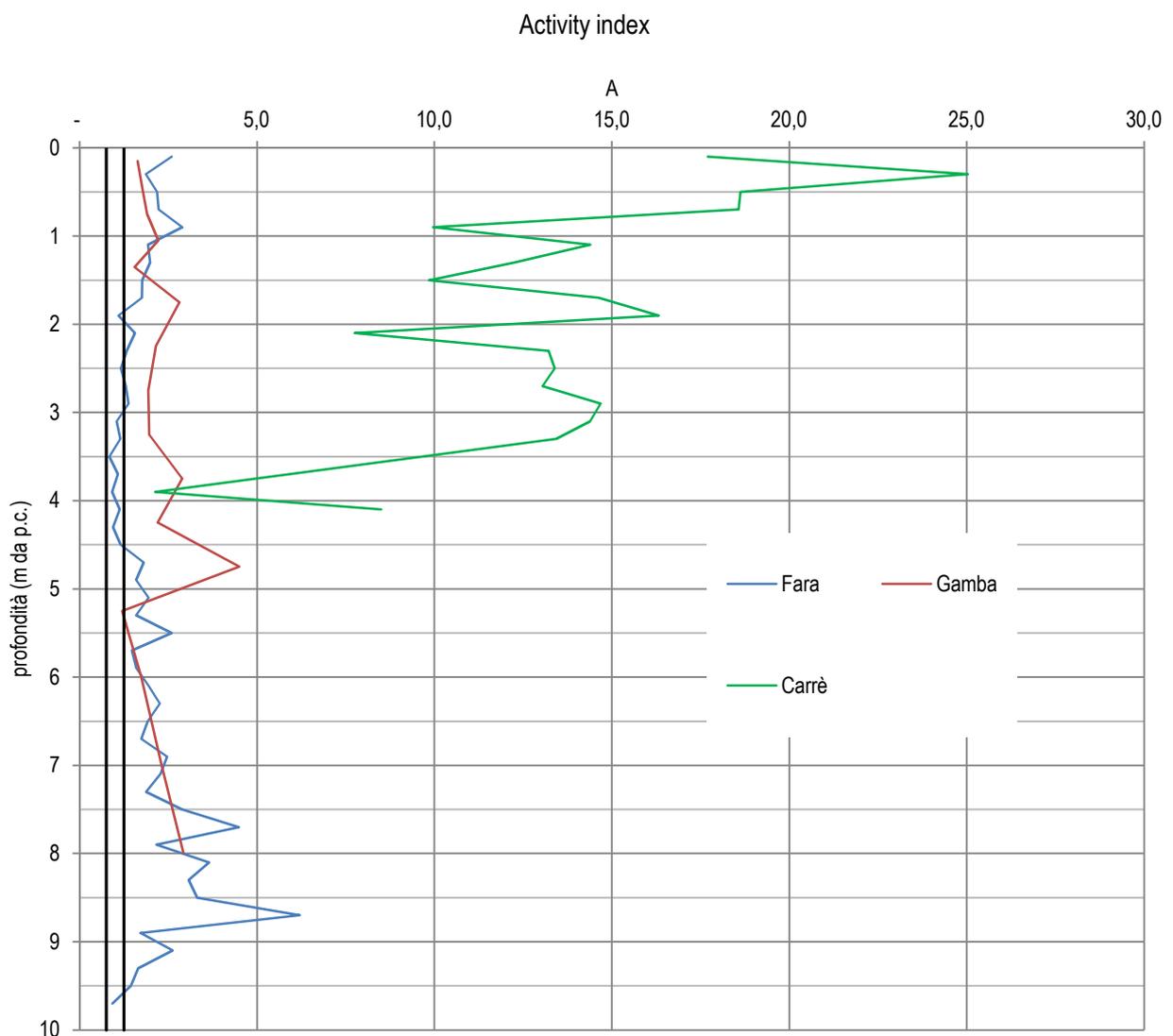


Figura 61 Indice di attività dei depositi delle 3 frane

Poiché i campioni sono caratterizzati in prevalenza da  $A > 1.25$  (eccetto per pochi campioni *normalmente attivi*), i terreni in questione sono sostanzialmente *attivi*.

Per classificare il tipo di terreno coinvolto dalle due frane, è stato utilizzato sistema USCS (Unified Soil Classification System) elaborato da Casagrande nel 1948. Per classificare i terreni a grana fine (limi ed argille) generalmente si impiega la carta di plasticità nella quale viene collocato il terreno in una precisa zona determinata dai valori di indice di plasticità e di limite liquido. Sono stati quindi plottati i campioni di Fara, di Gamba e di Carrè che all'interno della Carta rappresentata in Figura 62. La maggior parte dei campioni ricadono all'interno del campo MH-OH, ossia quello che comprende nel suo raggruppamento i limi inorganici di elevata compressibilità. Nel caso di Fara i campioni analizzati risultano essere classificati come argille inorganiche di bassa plasticità, eccezion fatta dei campioni FARA08 (1.4-1.6 m), FARA10 (1.8-2.0 m) e FARA11 (2.0-2.2 m) che si posizionano nella regione delle argille inorganiche di media plasticità.

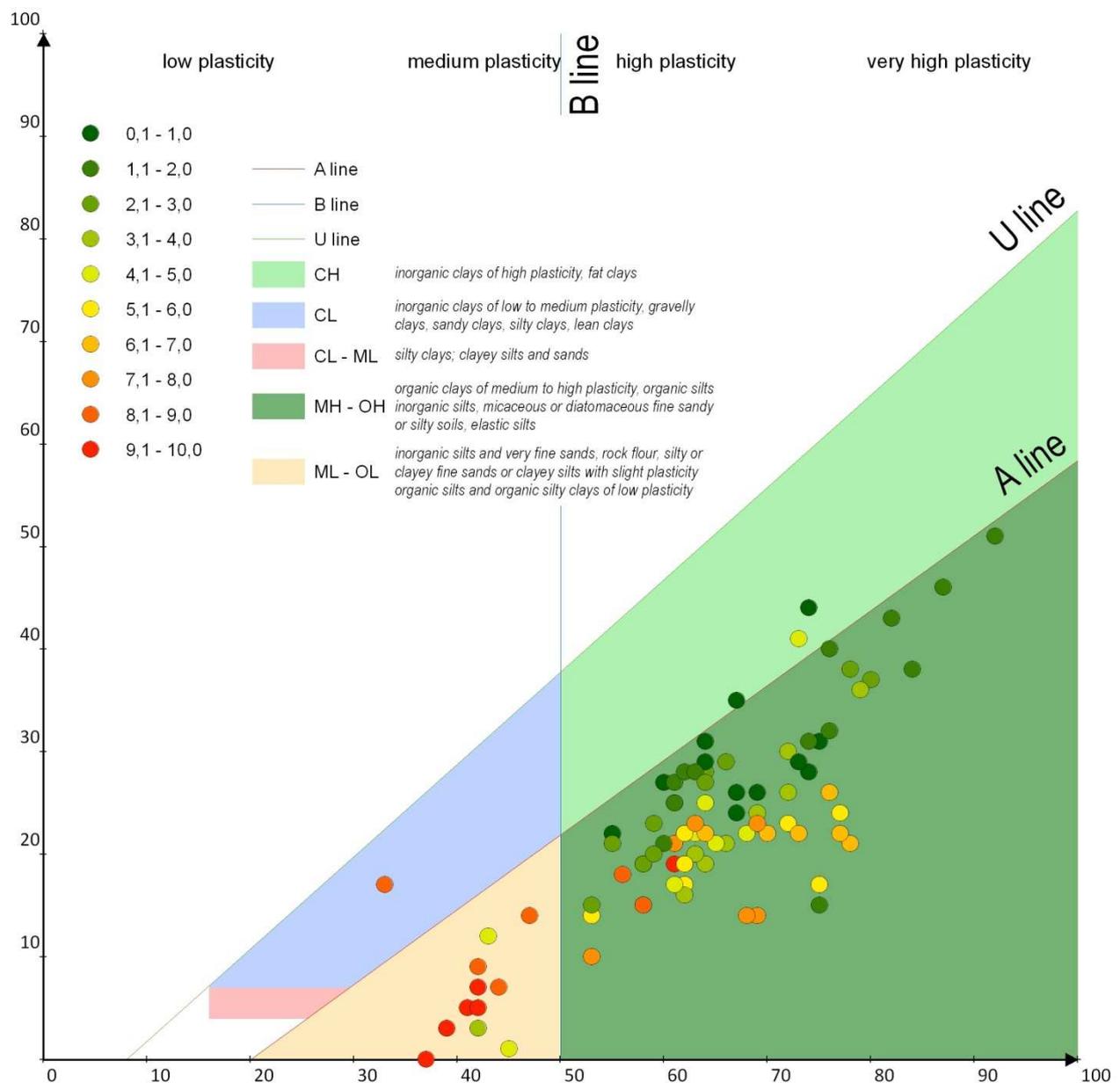


Figura 62 Campioni di terreno di Fara, Carrè e Gamba plottati all'interno della Carta di plasticità

## RISULTATI DELLE ANALISI MINERALOGICHE

Dai risultati delle analisi mineralogiche si è stabilito che i terreni di Fara, Gamba e Carrè sono nel complesso costituiti dalle medesime specie mineralogiche, con l'eccezione della presenza di andesina, goethite e chamosite, rinvenuti soltanto a Fara (andesina e goethite). I minerali costituenti i campioni sono stati quindi raggruppati in due associazioni più una fase mineralogica a se stante (Smectite), ognuna delle quali rappresenta il risultato dei processi avvenuti nel relativo ambiente di formazione.

1. *Fasi residuali, colluviali ed idrotermali* sono costituite da **augite** (clinopirosseno), **sanidino** (K-feldspato di alta temperatura), **albite** (plagioclasio sodico), **andesina** (plagioclasio con componente anortitica compresa tra 30 e 50%) **magnetite**, **muscovite**, **chamosite** e **quarzo**. Esse rappresentano l'aliquota dei minerali del substrato roccioso (augite, sanidino, andesina e magnetite) non interessati da processi alterativi di natura chimica, ma sicuramente dall'alterazione meccanica, motivo per cui li si ritrova disciolti nel terreno e non in associazioni litologiche.
2. *Smectite (Montmorillonite)*: prodotta dall'alterazione chimica di bassa temperatura delle rocce vulcaniche, in particolare della componente vetrosa e dei silico-alluminati a Na, K, Ca e Mg (feldspati, pirosseni e olivine).
3. *Fasi lateritiche (ematite, ilmenite, anatasio, goethite e Caolinite)*: ultimi prodotti del processo di alterazione delle rocce vulcaniche, avvenuta attraverso la circolazione di fluidi meteorici di bassa temperatura ( $\leq 40^{\circ}\text{C}$ ). La laterizzazione avviene generalmente in ambiente tropicale, ma il clima eccezionalmente caldo del Terziario (soprattutto nell'Eocene e nell'Oligocene), permise la formazione di profili di alterazione lateritica profonda sino a latitudini di  $50^{\circ}$  (Lombardi & Mattias, 1987). Dal punto di vista chimico la laterizzazione consiste essenzialmente in un'idrolisi completa dei silicati alluminosi (es. feldspati) ad opera di acque con pH acido con la conseguente formazione di orizzonti ad alta concentrazione di ossidi e idrossidi. Nello specifico nei terreni in esame sono stati individuati ossidi di ferro (magnetite ed ematite), di titanio (anatasio), idrossido di ferro (goethite) e ossido di ferro e titanio (ilmenite). Anche la Caolinite viene inserita all'interno di questo raggruppamento, poiché tende anch'essa a formarsi tipicamente per lisciviazione di minerali feldspatici ad opera di acque meteoriche contenenti anidride carbonica.

Le fasi colluviali comprendono i minerali contenuti nei sedimenti rimaneggiati sia per azione combinata della gravità e del ruscellamento superficiale sia per le attività antropiche. A Fara, Muscovite e Chamosite non sono associati alla roccia madre, bensì a corpi estranei facenti parte del materiale colluviale/antropico; il quarzo presente è probabilmente legato all'attività idrotermale, motivo per cui lo si rinviene anche ad una certa profondità. A Carrè si ritrovano muscovite (fillosilicato) e un'aliquota di quarzo, mentre a Gamba sono presenti quarzo, muscovite e clinocloro (clorite).

Inserendo in una tabella le percentuali in peso dei vari minerali per ogni campione, proiettati successivamente su dei grafici, è stato possibile ricostruire un profilo della composizione mineralogica dei terreni e quindi individuare degli orizzonti caratterizzati da particolari concentrazioni delle associazioni mineralogiche presenti. Nel caso di **Fara** sono stati individuati cinque orizzonti (Figura 63).

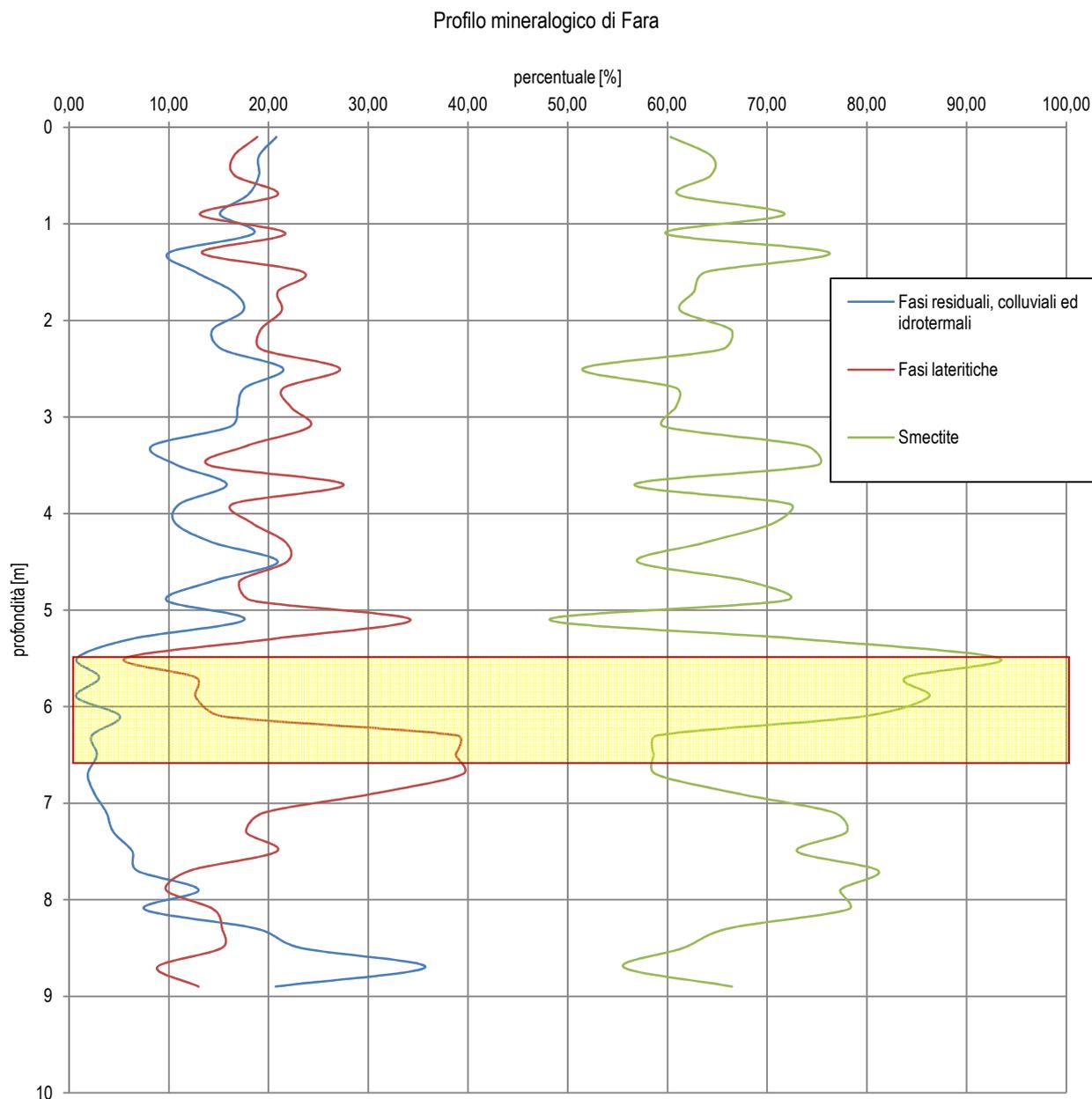


Figura 63 Profilo mineralogico dei terreni di Fara Vicentino con indicazione del probabile piano di scivolamento

L'orizzonte più superficiale (0.0-1.2 m) presenta un contenuto di Smectite medio del 64%, 18% di fasi lateritiche e 18% di fasi residuali, colluviali ed idrotermali. Nonostante sia la porzione di terreno più superficiale, quindi teoricamente più alterata, presenta un discreto contenuto di fasi residuali; questo è dovuto essenzialmente al continuo rimaneggiamento antropico del colluvio, attività legata alla coltivazione del vigneto.

Il rapporto Smectite/Caolinite è mediamente pari a 4. Il secondo orizzonte (1.2-5.4 m) contiene mediamente il 65% di Smectite, 21% di fasi lateritiche, 14% di fasi residuali, colluviali ed idrotermali ed è caratterizzato da un rapporto Smectite/Caolinite mediamente pari a 5. A differenza del primo orizzonte, questo risulta essere più alterato, giacché il contenuto di fasi residuali diminuisce a spese dei minerali delle argille. Tra 5.4 e 6.0 m si colloca il livello a maggiore contenuto in Smectite, dove quest'ultima presenta valori tra l'84 e il 93%, portando il rapporto Smectite/Caolinite a raggiungere valori tra l'11 e il 23; le fasi lateritiche oscillano tra il 6% e il 13%, mentre le fasi residuali sono trascurabili. Il quarto orizzonte (6.0-7.0 m) è caratterizzato da un'elevata concentrazione di fasi lateritiche (36%), con un contenuto medio di Caolinite del 26%, mentre la Smectite è presente con una concentrazione media del 65%. Anche in questo livello le fasi residuali sono trascurabili. Nell'ultimo orizzonte (7.0-10.0 m) le fasi residuali diventano rilevanti, con concentrazione crescente all'aumentare della profondità, dal 4% al 36%; la Smectite presenta un valore medio del 71% e le fasi lateritiche una percentuale del 15%, registrando un valore medio del rapporto Smectite/Caolinite pari a 6%.

Dalla Tabella 11 si può notare che un'aliquota delle specie individuate nel basalto di Fara Vicentino concordano con quelle rilevate nei medesimi terreni, in particolar modo per quanto concerne Augite, Andesina e Sanidino. L'occorrenza di diverse tipologie di Spinello nei campioni di terreno e nel trovante (rispettivamente Magnetite e Titanomagnetite) è giustificabile con l'ipotesi che il substrato roccioso interessato dai processi di alterazione chimico-fisica non fosse costituito dal basalto stesso, ma da tufo.

A **Gamba** si possono distinguere tre diversi orizzonti in base all'abbondanza delle fasi. L'unico raggruppamento che si mantiene costante per quasi tutto il profilo mineralogico è costituito dalle fasi residuali, di concentrazione inferiore al 10% fino a 8 metri di profondità. Nel primo metro si ha una discreta concentrazione di Smectite, mediamente pari al 65%, le fasi lateritiche sono comprese tra il 15 e il 20%, mentre quelle colluviali sono circa il 10%. Da 1 a 3.5 metri si ha un aumento sia delle fasi lateritiche che delle fasi colluviali (entrambe del 20%) a scapito della Smectite che diminuisce assumendo valori medi del 50%. A partire da circa 4 metri la Smectite via via aumenta assumendo valori che sfiorano il 90% (a 7 metri), mentre le fasi lateritiche progressivamente presentano una diminuzione se non per un massimo a 6 metri di profondità con concentrazioni del 25%. Le fasi residuali, invece, aumentano con un picco massimo del 16% a 9 metri. E si può notare come a una profondità maggiore di 5 metri non vi è più traccia delle fasi colluviali.

Fase mineralogica	%
Augite	25.63
Andesina	21.73
Sanidino	21.41
Titanomagnetite	5.29
Forsterite	2.26
Biotite	1.32
Ilmenite	0.46
Quarzo	0.12
Amorfo	21.78

Tabella 12 Risultati analisi del campione di Basalto rinvenuto durante l'esecuzione del carotaggio a Fara

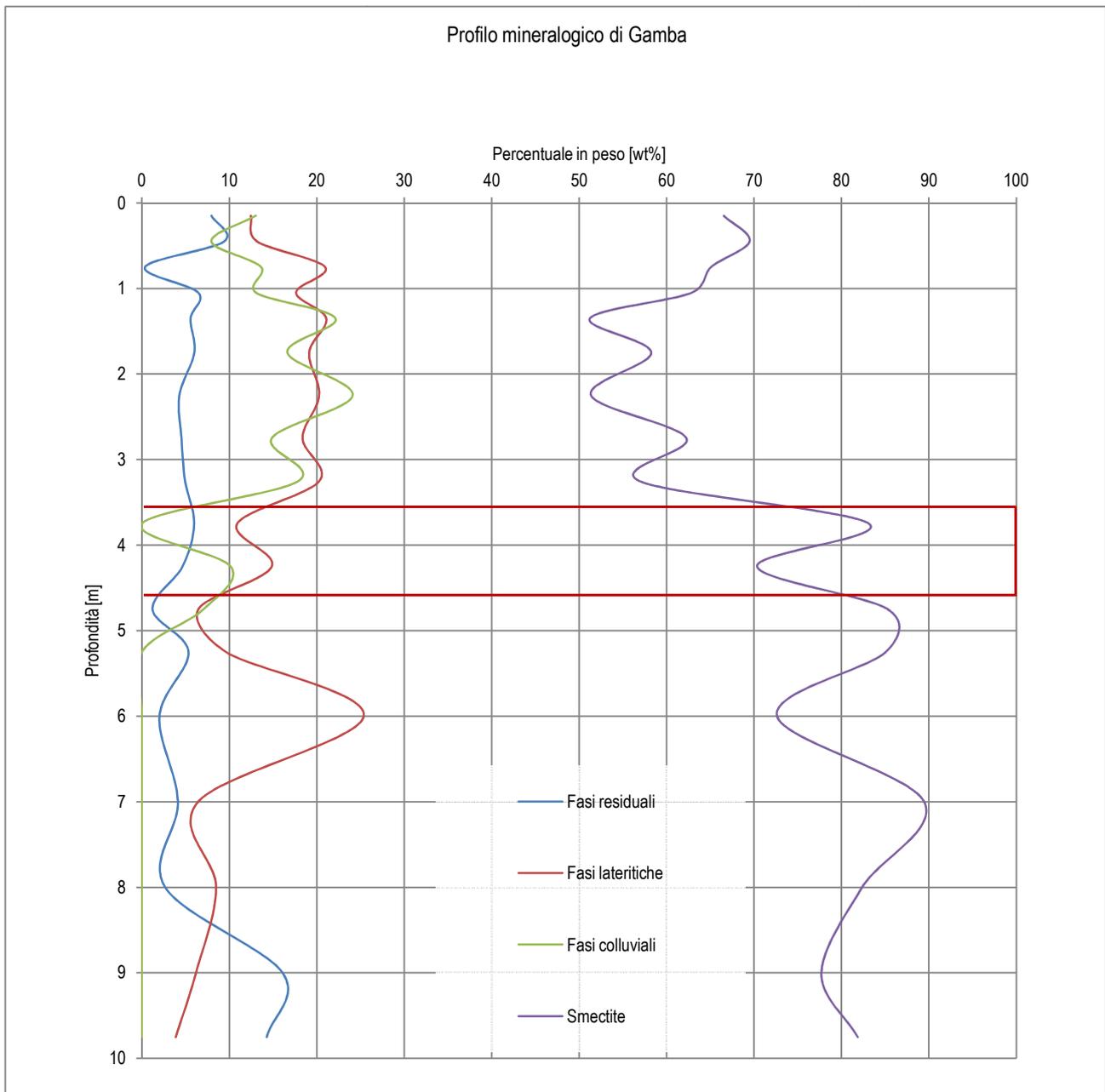


Figura 64 Distribuzione delle fasi di Gamba al variare della profondità con indicazione del probabile piano di scivolamento

Il profilo mineralogico a Carrè, come a Gamba, è sempre assimilabile a tre orizzonti. L'orizzonte più superficiale presenta una maggiore quantità di Smectite rispetto alle altre fasi con valori medi del 88%, le fasi lateritiche e colluviali hanno valori inferiori al 5%, mentre le fasi residuali presentano valori compresi tra il 5 e il 7%. Il secondo orizzonte, individuabile tra 2 e 3.5 metri di profondità, è visibilmente più povero in Smectite con valori medi approssimabili al 70%, mentre le fasi lateritiche e colluviali si mantengono costanti e simili ai valori del primo orizzonte. Le fasi residuali, invece, presentano un notevole incremento raggiungendo concentrazioni dell'ordine del 20-30%. Nel terzo ed ultimo orizzonte, alla profondità di 3.8 metri, si può osservare un crollo del

contenuto in Smectite fino a valori del 50% e l'assenza di fasi colluviali. Si ha d'altro canto una maggiore concentrazione delle fasi lateritiche (10%) e un incremento delle fasi residuali superiore al 40%.

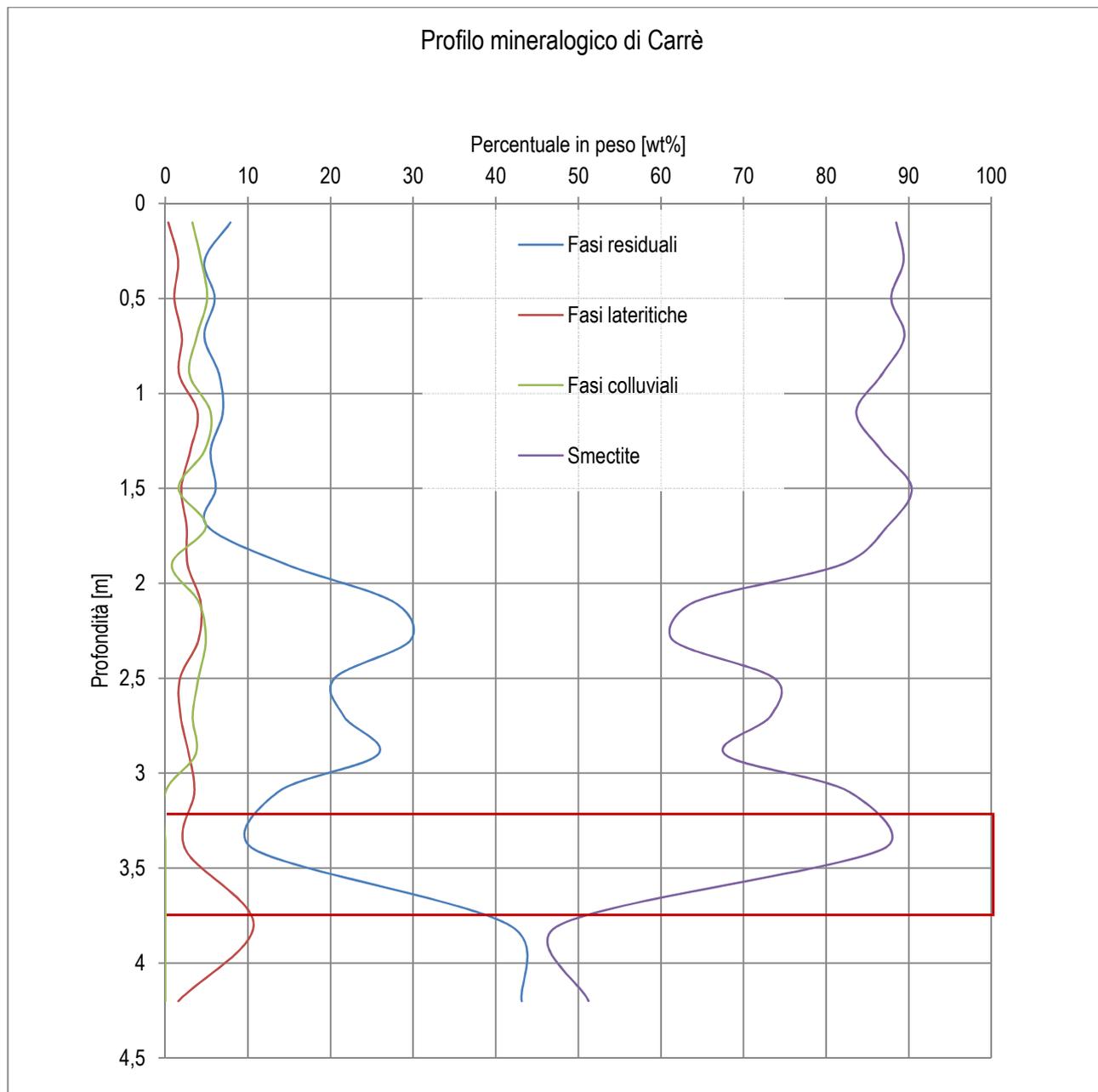


Figura 65 Distribuzione delle fasi di Carrè al variare della profondità con indicazione del probabile piano di scivolamento

#### DIFFRAZIONE A RAGGI X DA POLVERI SULLA FRAZIONE FINE

I campioni trattati con il metodo della levigatura sono stati i seguenti:

- FARA02 (0,20 – 0,40 m) - FARA26 (5,00 – 5,20 m) - FARA29 (5,60 – 5,80 m);
- CARRÈ11 (2,00 – 2,20 m)- CARRÈ20 (3,80 – 4,00 m);
- GAMBA09 (3,00 – 3,50 m) - GAMBA18 (9,50 – 10,00 m).

Tutti i diffrattogrammi dei campioni trattati con il metodo della levigatura, ed analizzati in diffrattometria ai raggi x delle polveri pre- e post- trattamento con il glicole etilenico, dimostrano che la posizione dei riflessi della Caolinite rimane sempre invariata (Figura 66, Figura 68, Figura 69, Figura 70). Questo è dovuto al fatto che la Caolinite è caratterizzata da un comportamento espansivo sostanzialmente nullo, con conseguente assenza di variazione di d-spacing dei piani basali.

Invece, per quanto riguarda la Smectite, si registra generalmente un evidente spostamento del riflesso relativo alla sezione basale (001), da un valore di  $2\theta$  pari a  $5.90^\circ$  (in aria) a un  $2\theta$  di  $5.20^\circ$  (in glicole), con la conseguente variazione del d-spacing basale da circa  $15 \text{ \AA}$  a  $17 \text{ \AA}$ . Tale comportamento espansivo conferma che la Smectite in questione è una Montmorillonite e precisamente una Montmorillonite pura, in quanto se fosse interstratificata, ovvero caratterizzata da intercalazioni di altri minerali argillosi con carattere espansivo minore, la variazione di d-spacing risulterebbe inferiore rispetto a quella registrata.

Inoltre, dai diffrattogrammi è stato notato che la Smectite non presenta sempre lo stesso grado di cristallinità; in alcuni diffrattogrammi i picchi risultano caratterizzati da più ridotte larghezze a metà altezza, mentre in altri i riflessi  $hkl$  dei piani reticolari basali si presentano distribuiti su un maggior intervallo angolare  $2\theta$ , ad indicare una forte anisotropia della fase.

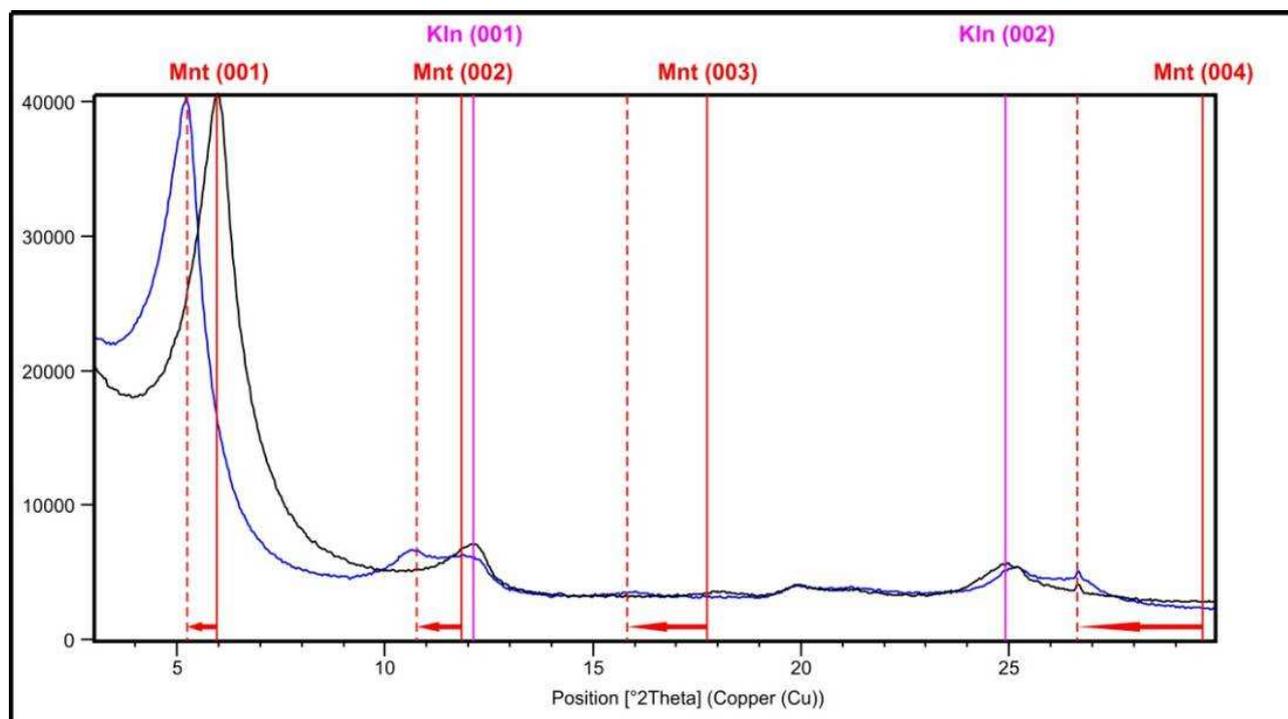


Figura 66 Diffrattogrammi del campione FARA02: campione levigato (nero), campione glicolato (blu). Le linee di color magenta rappresentano la posizione dei riflessi  $hkl$  relativi alla Caolinite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento con il glicole etilenico.

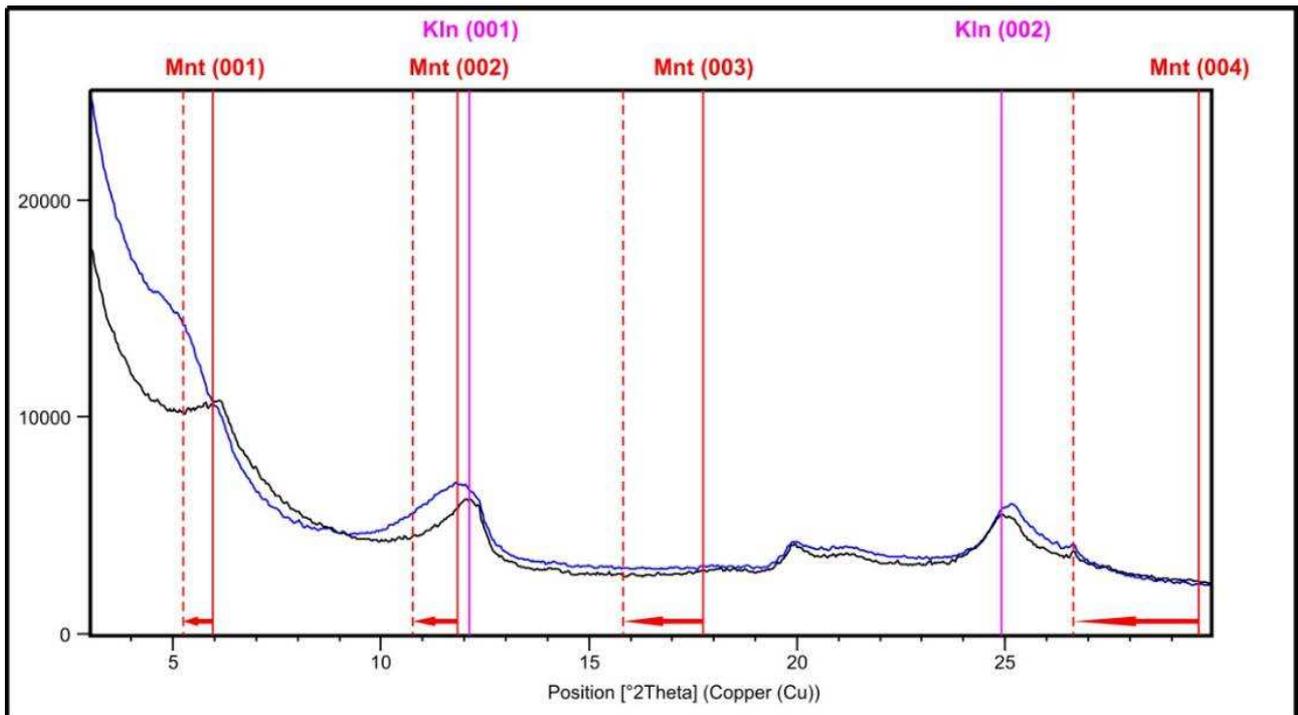


Figura 67 Diffratogrammi del campione FARA26: campione levigato (nero), campione glicolato (blu). Le linee di color magenta rappresentano la posizione dei riflessi  $hkl$  relativi alla Caolinite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento con il glicole etilenico.

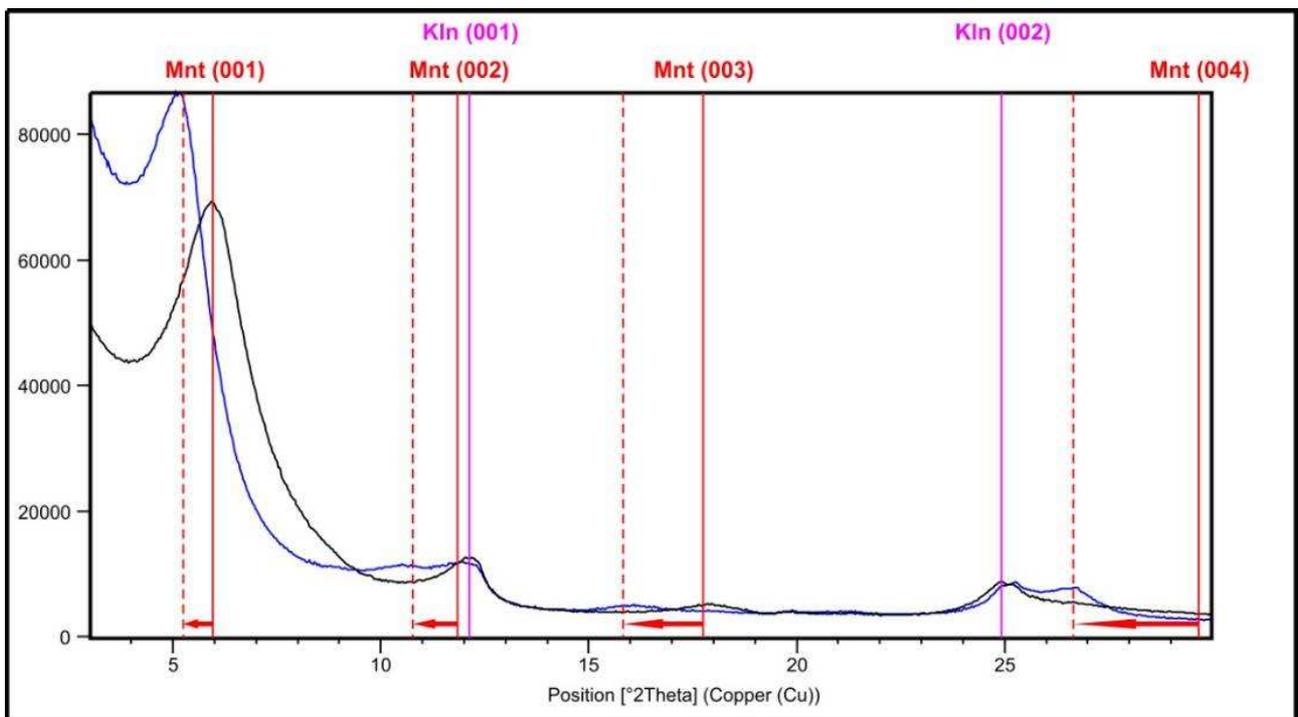


Figura 68 Diffratogrammi del campione FARA29: campione levigato (nero), campione glicolato (blu). Le linee di color magenta rappresentano la posizione dei riflessi  $hkl$  relativi alla Caolinite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento con il glicole etilenico.

I campioni FARA02, FARA26, sono stati inoltre trattati termicamente per mezzo di riscaldamento in forno elettrico a muffola, attraverso due step di riscaldamento (335°C e 550°C), e successivamente analizzati in diffrazione ancora una volta. Complessivamente, i diffrattogrammi dei campioni trattati con il metodo della levigatura ed analizzati in diffrattometria ai raggi x delle polveri pre- e post- trattamento termico mostrano che a 335°C il riflesso basale (001) della Montmorillonite varia da 14 Å a 9.5 Å. Tale comportamento è associato alla perdita d'acqua presente nell'interstrato, determinando così il collasso della struttura attorno ai rimanenti cationi interstrato e restituendo un pattern di diffrazione simile a quello dell'illite (Moore & Reynolds, 1997). Di seguito sono riportati i diffrattogrammi relativi ai campioni levigati e analizzati in seguito al trattamento termico (Figura 69, Figura 70).

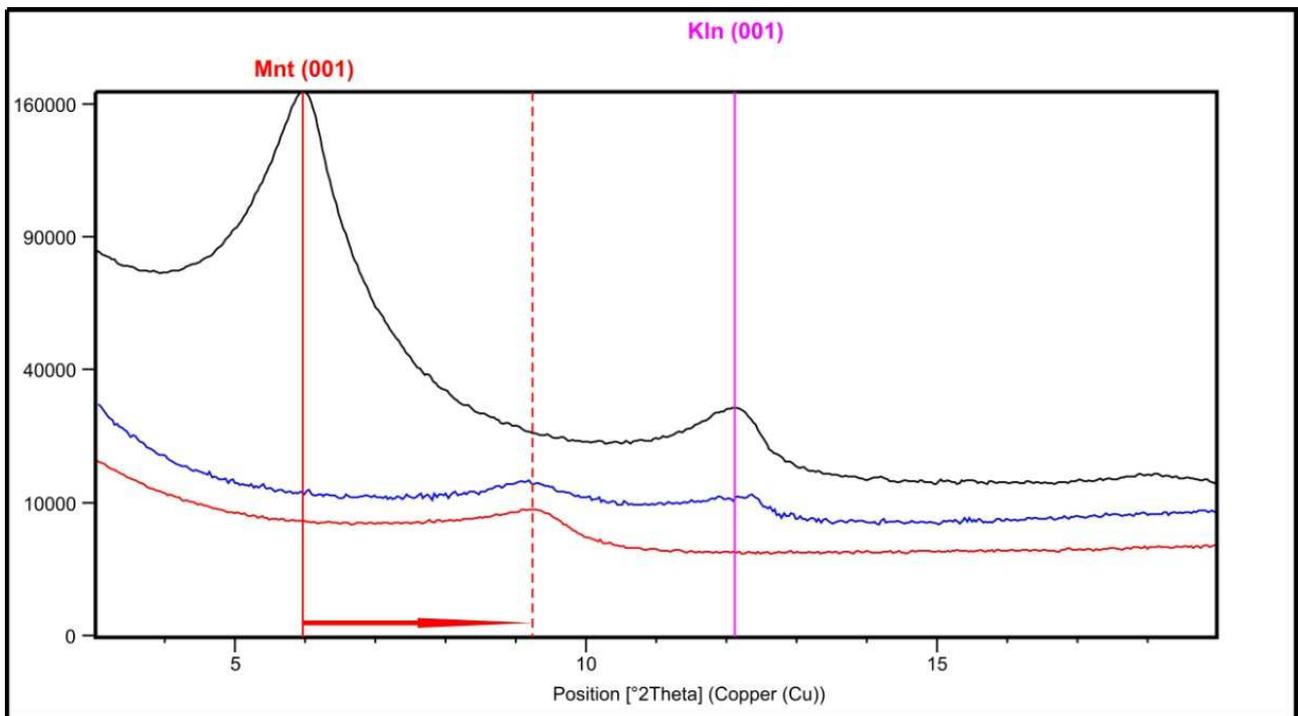


Figura 69 Diffrattogrammi del campione FARA02: campione levigato (nero), campione riscaldato a 335°C (blu), campione riscaldato a 550°C (rosso). La linea di color magenta rappresenta la posizione dei riflessi *hkl* relativi alla Caolinite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi *hkl* della Montmorillonite in seguito al trattamento termico.

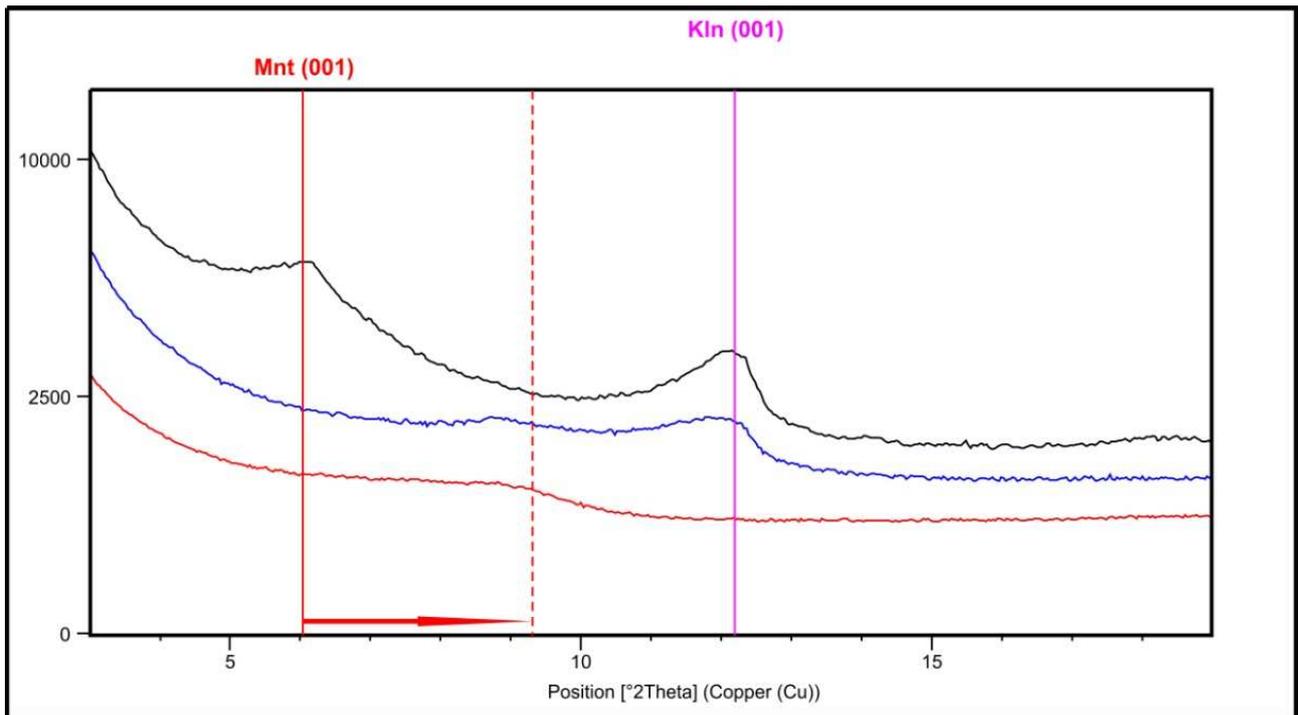


Figura 70 Diffratogrammi del campione FARA26: campione levigato (nero), campione riscaldato a 335°C (blu), campione riscaldato a 550°C (rosso). La linea di color magenta rappresenta la posizione dei riflessi  $hkl$  relativi alla Caolinite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento termico.

In Figura 71 è mostrato il diffratogramma di Carrè11, nel quale viene evidenziato il picco relativo alla 002 della muscovite con una linea di color magenta e i picchi relativi alle 001 della Montmorillonite con linee di colore rosso. In Figura 72 è invece riportato il diffratogramma di Carrè20, nel quale le linee magenta indicano le 001 della Caolinite, che non è caratterizzata da alcuno spostamento. In Figura 73, è stato riportato il diffratogramma del campione Gamba09, all'interno del quale la linea di color magenta demarca il picco associato al riflesso della muscovite a un  $2\theta$  di  $8.70^\circ$ , mentre le linee rosse indicano le fasi 001 della Montmorillonite. La linea verde sta invece ad indicare la presenza di clorite. In Figura 74 viene mostrato il diffratogramma relativo a Gamba18, all'interno del quale sono visibili le linee rosse che sottolineano la presenza dell'argilla montmorillonitica anche in quest'ultimo campione.

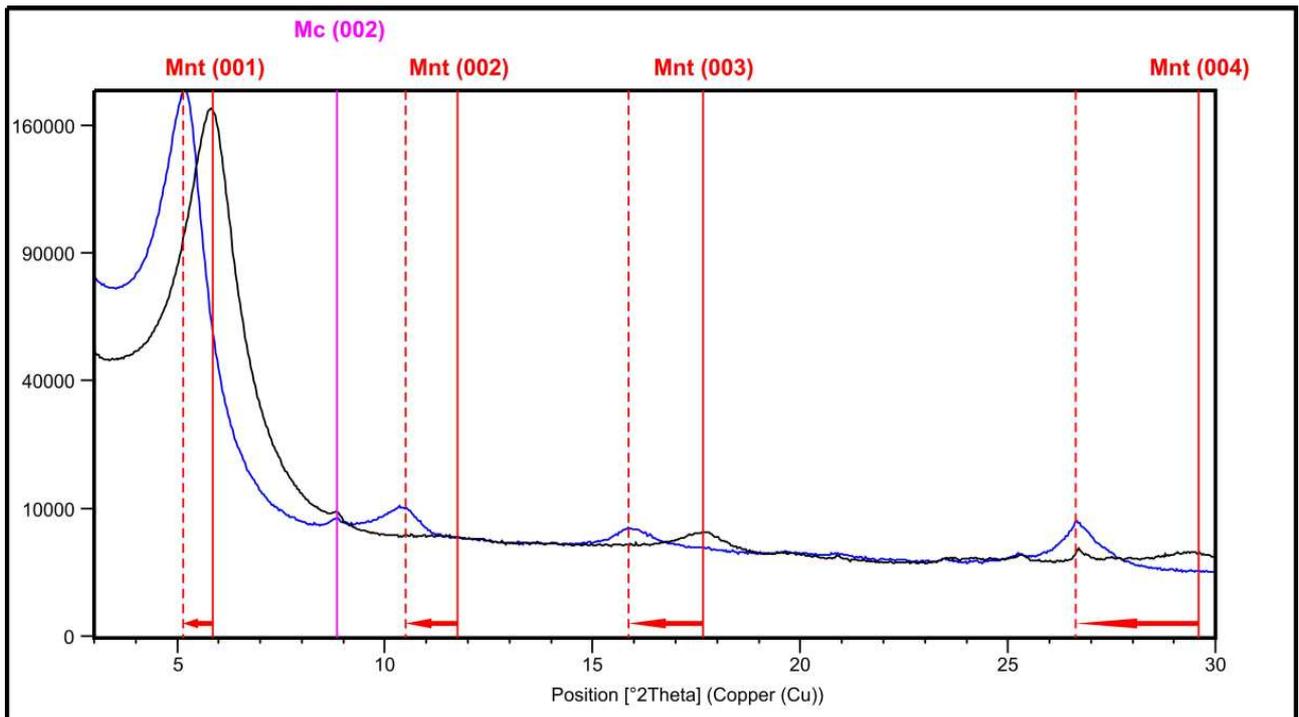


Figura 71 Diffratogrammi del campione Carrè11: campione levigato (nero), campione glicolato (blu). La linea di color magenta rappresenta la posizione del riflesso 002 relativo alla muscovite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento con il glicole etilenico.

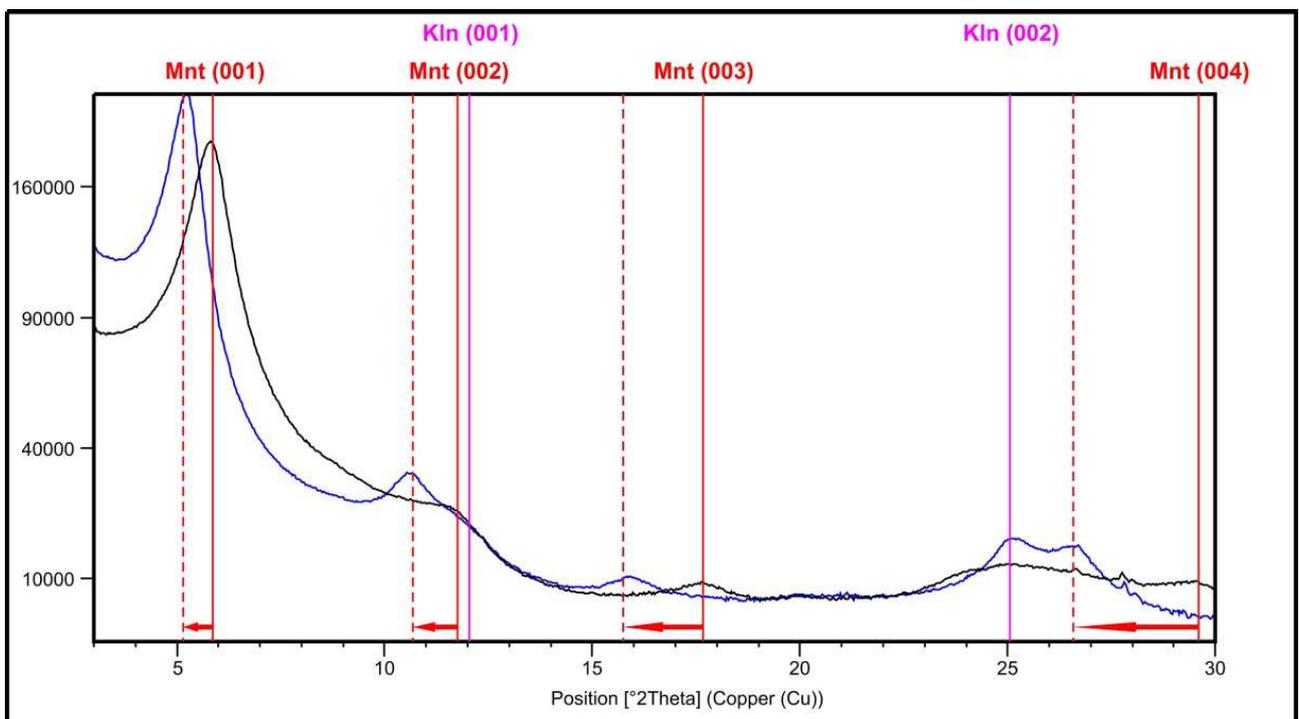


Figura 72 Diffratogrammi del campione Carrè20: campione levigato (nero), campione glicolato (blu). Le linee di color magenta rappresentano le posizioni dei riflessi  $hkl$  relativi alla Caolinite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento con il glicole etilenico.

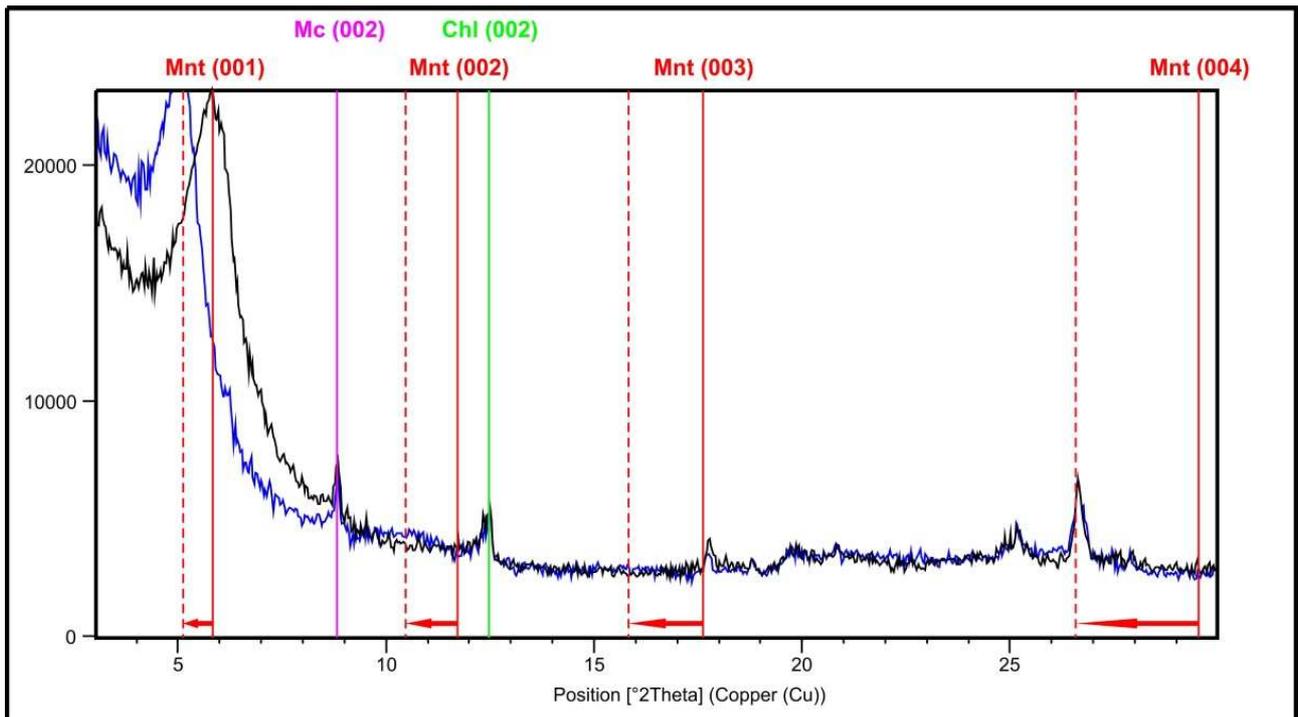


Figura 73 Diffratogrammi del campione Gamba09: campione levigato (nero), campione glicolato (blu). La linea di color magenta rappresenta la posizione del riflesso 002 relativo alla muscovite, la linea di color verde rappresenta la posizione del riflesso 002 relativo alla clorite, mentre le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento con il glicole etilenico.

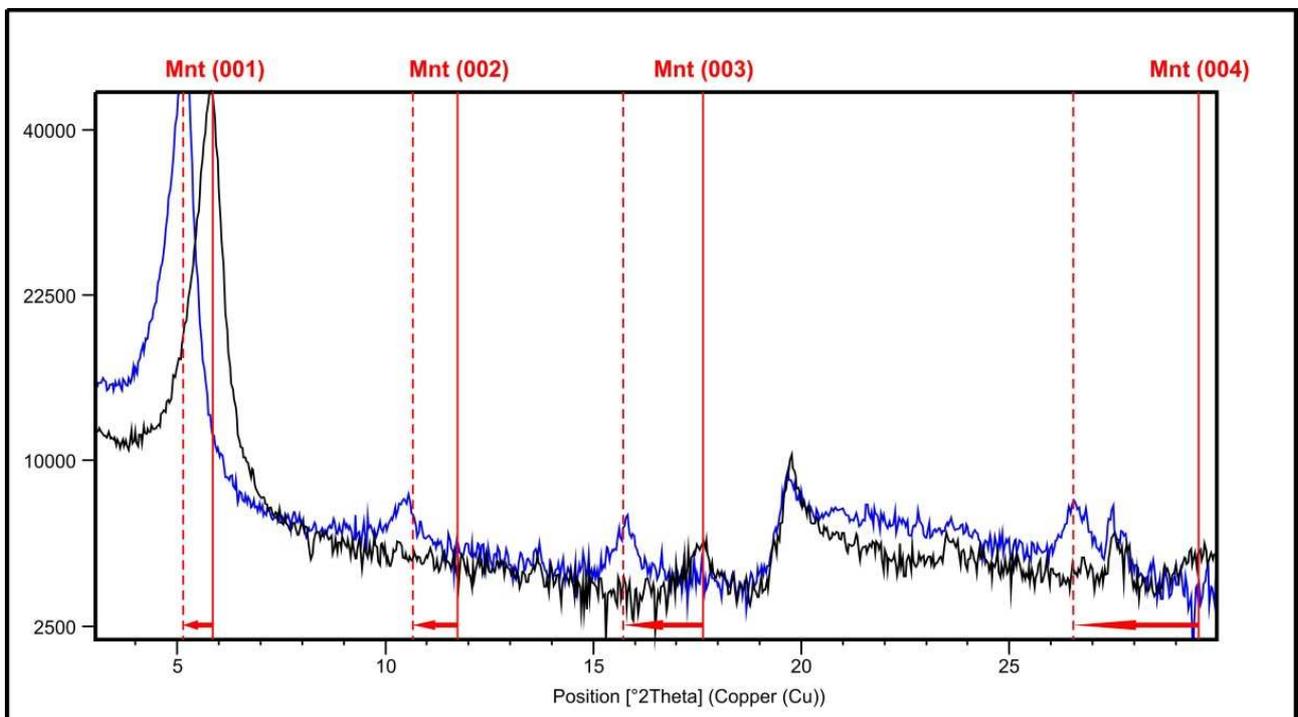


Figura 74 Diffratogrammi del campione Gamba18: campione levigato (nero), campione glicolato (blu). Le linee di color rosso sono associate alla Montmorillonite; le linee rosse tratteggiate rappresentano gli spostamenti dei riflessi  $hkl$  della Montmorillonite in seguito al trattamento con il glicole etilenico.

## VALUTAZIONE DELLA STABILITA' DEI VERSANTI CON METODI ALL'EQUILIBRIO LIMITE

La Tabella 13 contiene i valori del coefficiente di sicurezza calcolati mantenendo i valori dei parametri geotecnici dei terreni intatti e modificando solo la profondità del livello di falda dal piano campagna. Come riportato in tabella tutte le configurazioni presentano valori del fattore di sicurezza molto superiori a 1, quindi una condizione di stabilità del versante.

	Fara		Gamba		Carrè	
	4 strati	3 strati	4 strati	3 strati	4 strati	3 strati
Falda assente	5.2	5.1	5.1	3.9	3.5	3.5
Falda misurata	3.7	3.8	3.8	2.9	2.3	2.5
Falda a p.c.	3.1	3.0	3.1	2.0	1.8	1.8

Tabella 13 Stima del Fattore di Sicurezza per varie profondità della falda, per ciascun modello stratigrafico, mantenendo invariati i parametri geotecnici ricavati dalle formule empiriche applicate alle indagini in sito.

Ora, mantenendo il livello di falda a piano campagna, condizione verificatasi durante l'alluvione del novembre 2011, sono stati abbassati gradualmente i parametri di coesione e angolo di attrito.

A Fara, nella modellazione a 4 strati tutti i valori di F.S. sono lontani dal valore 1, mostrando una condizione di stabilità del versante. Nella modellazione a 3 strati sono presenti alcune combinazioni caratterizzate da valori del fattore di sicurezza prossime, o uguali, o inferiori a 1, delineando condizioni di instabilità del versante: tale situazioni si verificano per  $c < 4$  kPa e  $\varphi < 24^\circ$ .

### FARA

		4 strati			3 strati		
		F.S.			F.S.		
c	18.6	2.8	2.9	3.1	2.6	2.8	3
	12	2.5	2.6	2.8	2	2.1	2.4
	8	2.4	2.5	2.6	1.6	1.8	2
	4	2.2	2.3	2.5	1.2	1.4	1.6
	0	2	2.1	2.3	<1	1	1.2
		20	24	28.8	20	24	28.8
		$\varphi$			$\varphi$		

A Gamba, considerando il modello a 4 strati quasi tutti i valori di F.S. sono lontani dal valore 1, tranne per la configurazione  $c = 0$  KPa e  $\varphi = 20^\circ$  con un fattore di sicurezza uguale a 1.3 che si avvicina alla situazione di instabilità. Le combinazioni nella modellazione a 3 strati presenta più situazioni di instabilità. A partire dalla configurazione con  $c = 6$  e  $\varphi = 20^\circ$ , i fattori di sicurezza assumono valori prossimi, uguali, o inferiori a 1, delineando condizioni di instabilità del versante.

### GAMBA

		4 strati					3 strati		
		F.S.					F.S.		
c	9.1	1.8	1.9	3	9.1	1.7	1.8	2	
	6	1.6	1.7	1.8	6	1.3	1.4	1.6	
	3	1.5	1.5	1.7	3	1	1.1	1.2	
	0	1.3	1.4	1.5	0	<1	<1	<1	
		20	24	28.5		20	24	28.5	
		$\varphi$					$\varphi$		

La frana di Carrè presenta il caso a 4 strati più sfavorevole: infatti F.S. è  $\leq 1.3$  in 6 combinazioni di valori. Tra queste la configurazione  $c = 0$  KPa e  $\varphi = 20^\circ$  presenta un valore di fattore di sicurezza uguale a 1 che raffigura una condizione di instabilità del versante. Nella modellazione a 3 strati molte configurazioni sono caratterizzate da valori del fattore di sicurezza prossimi, o uguali, o inferiori a 1. Con  $c < 6$  kPa e  $\varphi < 24^\circ$   $F.S. \leq 1$ .

### CARRE'

		4 strati					3 strati		
		F.S.					F.S.		
c	11.8	1.6	1.7	1.8	11.8	1.2	1.7	1.8	
	8	1.4	1.5	1.6	8	1	1.3	1.5	
	6	1.3	1.4	1.5	6	1	1.2	1.3	
	4	1.2	1.3	1.4	4	<1	1	1.1	
	0	1	1.1	1.2	0	<1	<1	<1	
		20	24	28.5			20	24	28.5
		$\varphi$					$\varphi$		

# ANALISI NUMERICA DEI FENOMENI FRANOSI

Inizialmente è stata definita la geometria del versante: sono stati distinti tre strati, ognuno caratterizzato dai seguenti parametri:

- $\rho$  è la densità [ $t/m^3$ ]
- $K$  è il modulo di compressibilità [Pa]
- $G$  è il modulo di taglio [Pa]
- $C$  è la coesione [Pa]
- $\Phi$  è l'angolo di attrito [ $^\circ$ ]
- $t$  è la tensione [Pa]

## FRANA DI GAMBA

- Orizzonte A: Limo sabbioso argilloso con modesto tenore in fasi smectitiche, con spessore variabile di 3-3.5 metri
- Orizzonte B: Limo con sabbia debolmente argilloso con alto tenore in fasi smectitiche, con spessore di circa 2 metri
- Orizzonte C: Roccia vulcanica alterata

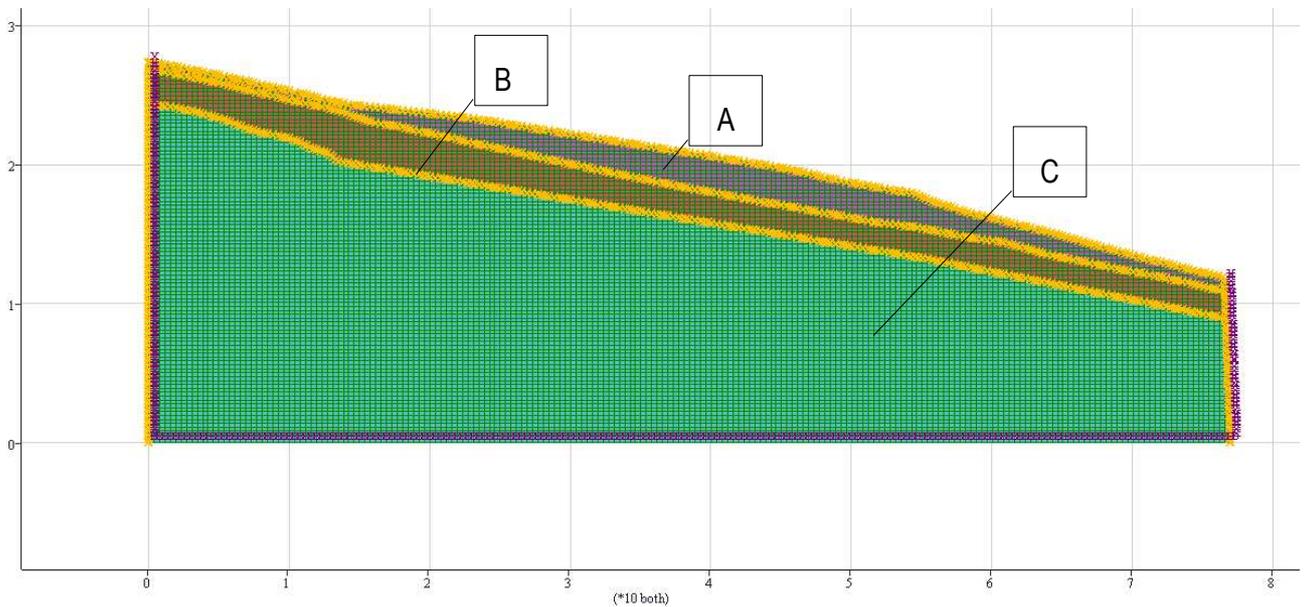


Figura 75 Schematizzazione della morfologia del versante e della geometria degli strati

Secondo quanto emerso dalle relazioni tecniche, l'orizzonte B rappresenta lo strato di in cui si è impostata la superficie di rottura.

Orizzonte	z	$\rho$	K	G	c	$\varphi$	t
A	0-3.5	1900	5.00E+06	2.00E+06	10000	23	10000
B	3.5-5.5	1900	1.00E+06	5.00E+05	4000	14	4000
C	> 5.5	2700	3.32E+10	1.32E+10	6.27E+07	40	1.31E+07

## FALDA AL PIANO CAMPAGNA

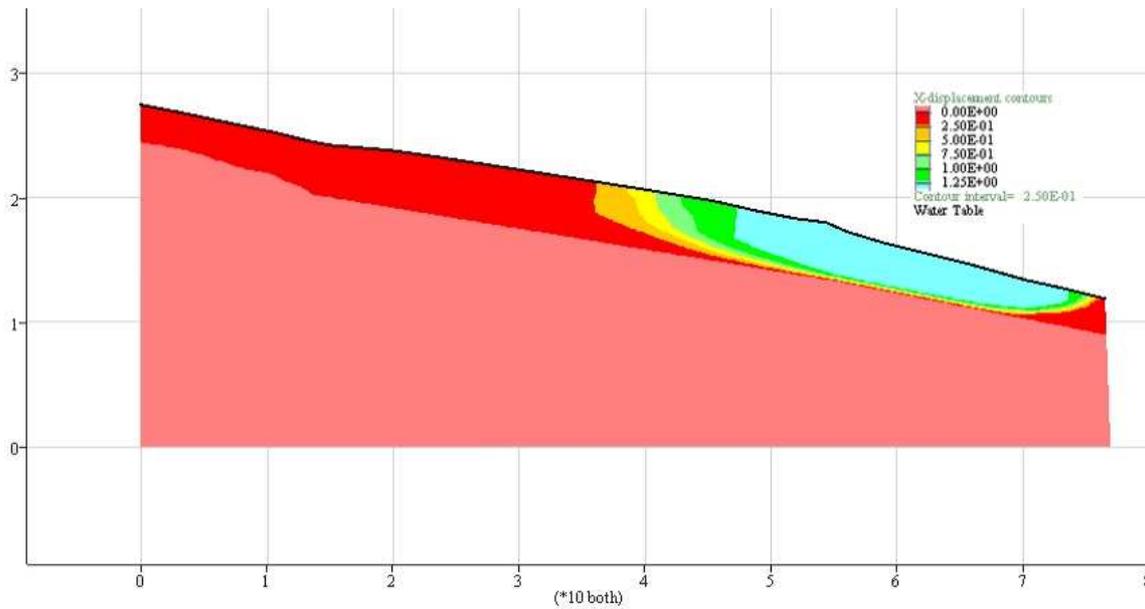


Figura 76 X-displacement della frana di Gamba con falda al piano campagna. La tavola è contrassegnata dalla linea nera. In Figura 76 è riportato il caso più sfavorevole ossia quando la falda coincide con il piano campagna, dove il massimo spostamento in direzione orizzontale è pari a 1.25 metri. È considerato il caso più sfavorevole se non vengono considerate eventuali sovrappressioni interstiziali o apporti d'acqua provenienti da monte.

In Figura 77 sono stati invece mostrati gli indicatori di plasticizzazione che evidenziano le zone di rottura a trazione e le zone di sforzo a compressione.

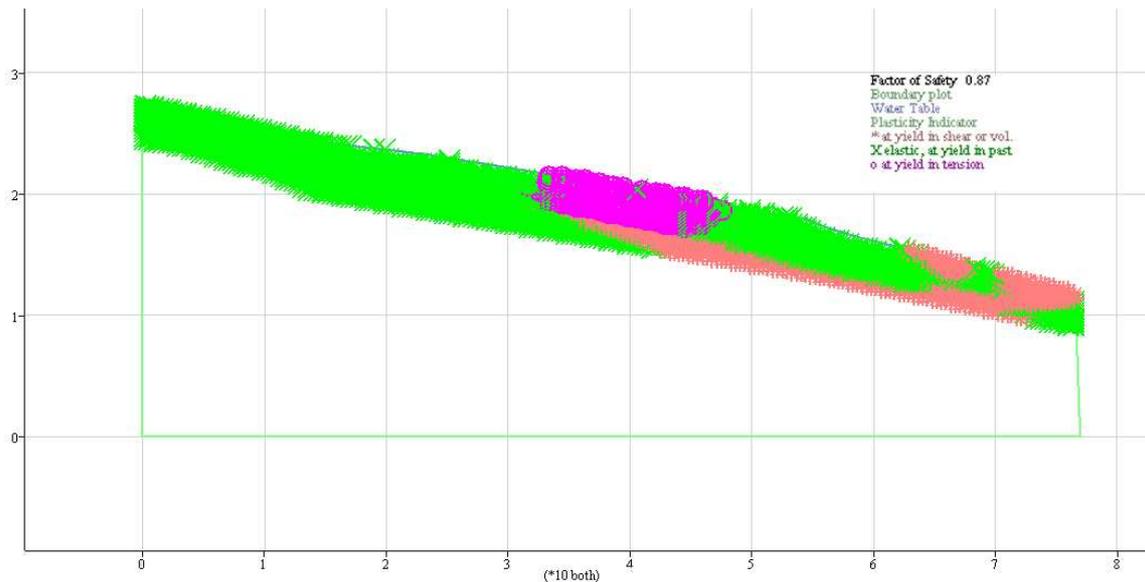


Figura 77 Le diverse campiture sottolineano il diverso tipo di deformazione che interessa il versante: le zone verdi sono state sottoposte a sforzi in passato, le zone in viola sono sotto sforzo a trazione, mentre quelle rosa a sotto sforzo di compressione o taglio.

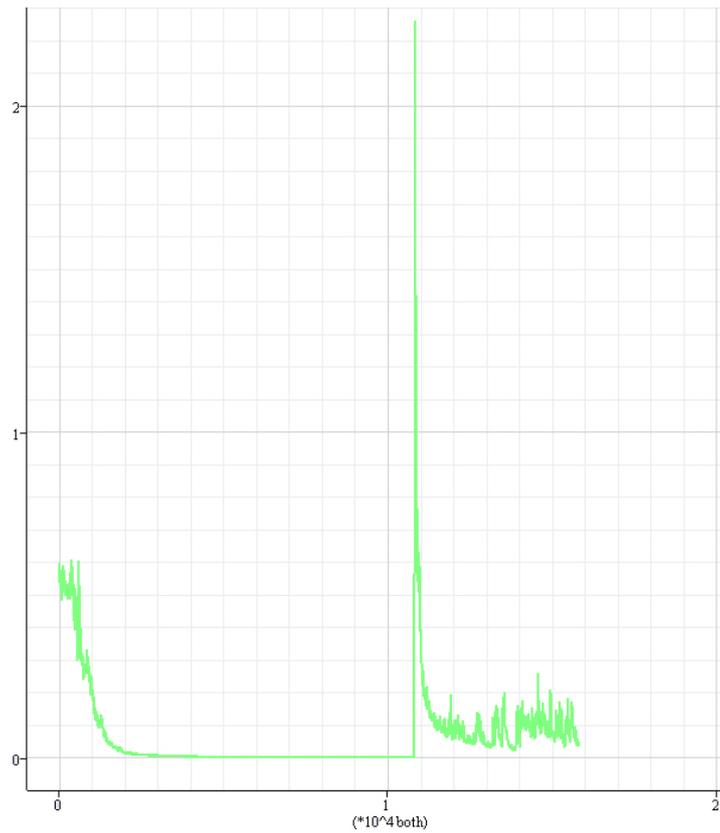


Figura 78 Riepilogo del bilanciamento delle forze con falda al piano campagna

Si può vedere come, quando la tavola d'acqua raggiunge il piano campagna, le forze non bilanciate non si annullano, ma continuano ad oscillare (Figura 78). Si è reso perciò necessario bloccare l'iterazione a 17000 in corrispondenza dello spostamento visto in campagna. L'orientazione dei vettori velocità in Figura 79 sottolinea la direzione del movimento. Il FoS calcolato è pari a 0.87.

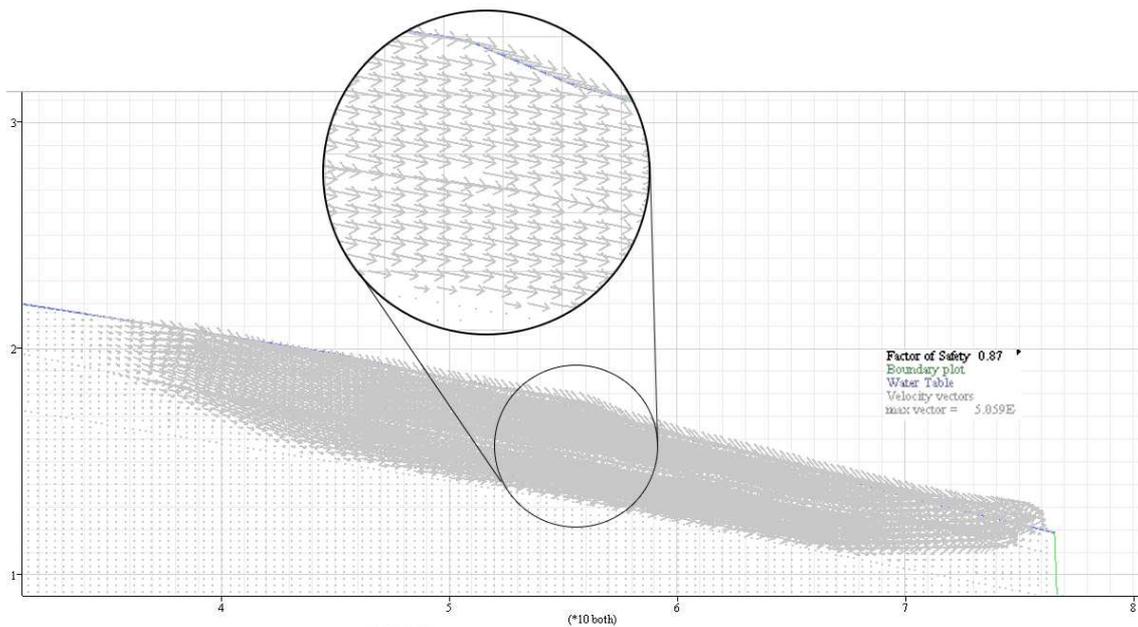


Figura 79 Rappresentazione dei vettori velocità

### FALDA A 0.5 METRI DAL PIANO CAMPAGNA

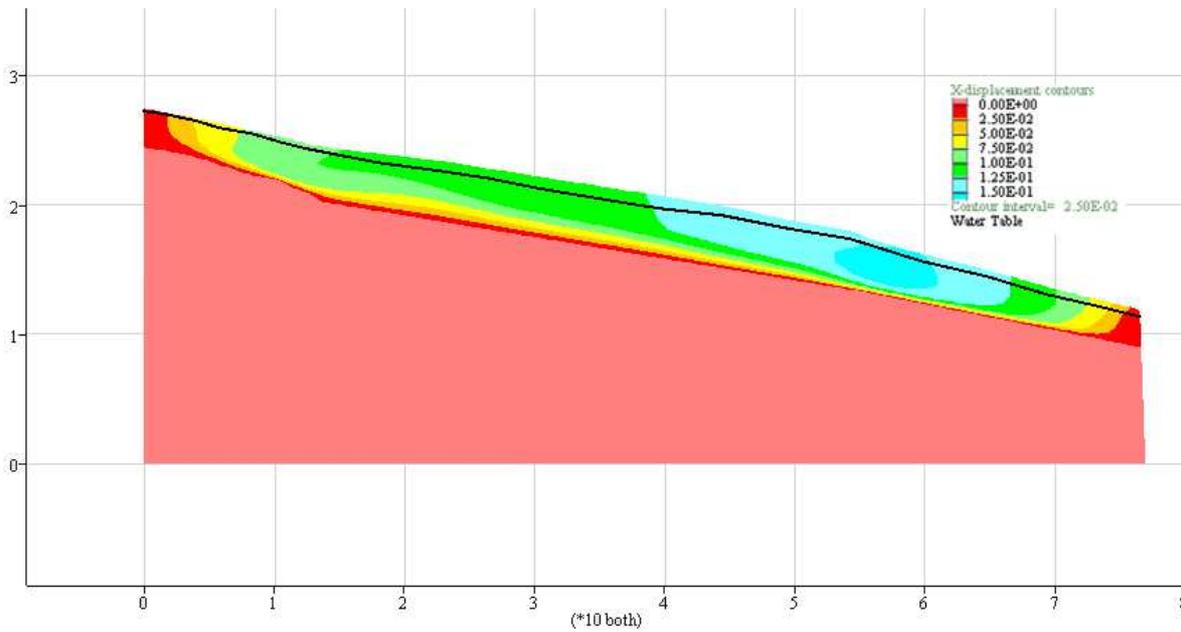


Figura 80 X-displacement della frana di Gamba con falda a 0.5 metri dal piano campagna. La tavola è contrassegnata dalla linea nera.

Lo spostamento associato alla falda a 0.5 metri dal piano campagna è di 15 centimetri come è possibile notare in Figura 80. Il FoS calcolato è 0.97 ed è insufficiente per ritenere stabile il versante.

### FALDA A 1 METRO DAL PIANO CAMPAGNA

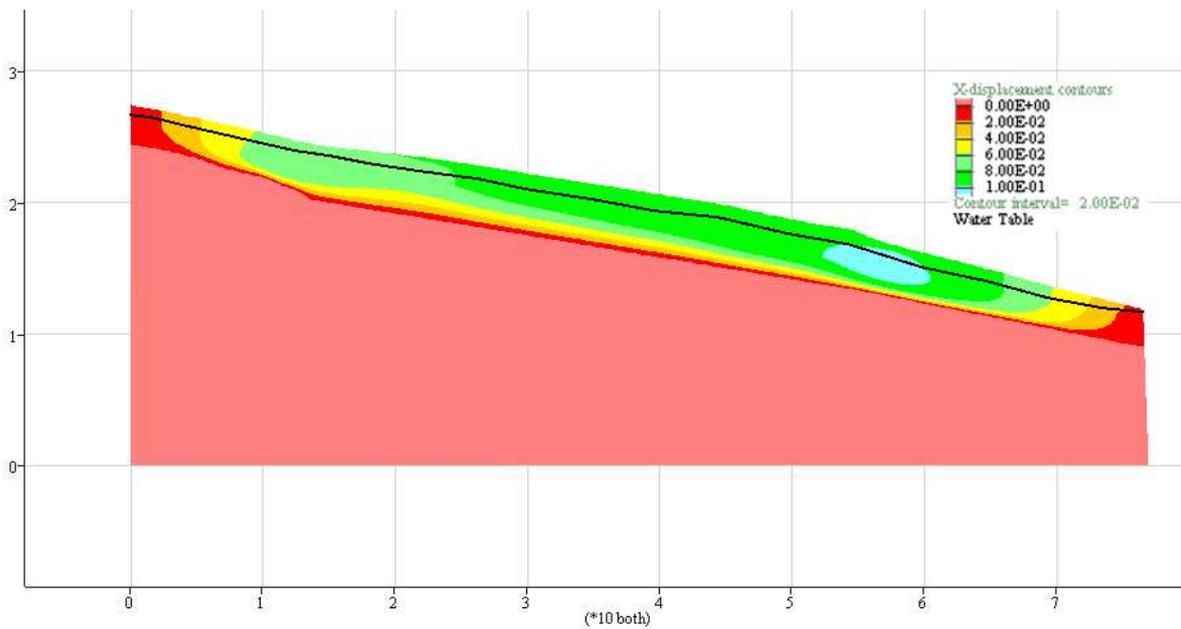


Figura 81 X-displacement della frana di Gamba con falda a 1 metro dal piano campagna. La tavola è contrassegnata dalla linea nera.

Quando la tavola si trova a 1 metro dal piano campagna, si hanno spostamenti massimi di 10 centimetri. Il FoS calcolato risulta pari a 1.04, valore non accettabile ai fini di stabilità (Figura 81).

## FALDA A 2 METRI DAL PIANO CAMPAGNA

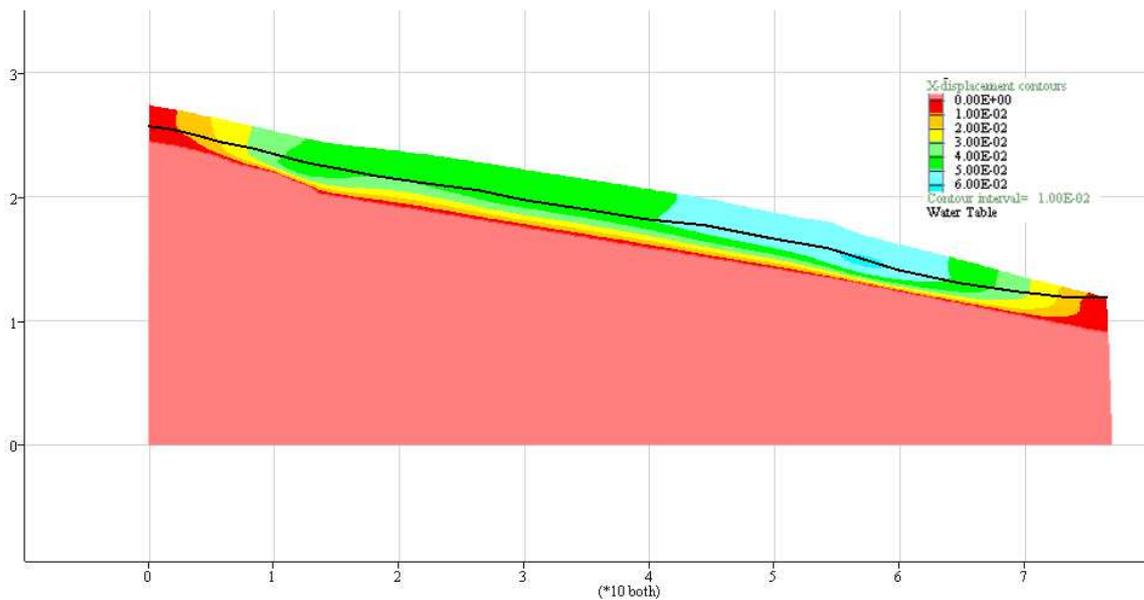


Figura 82 X-displacement della frana di Gamba con falda a 2 metri dal piano campagna. La tavola è contrassegnata dalla linea nera. Come si può vedere in Figura 82, la frana ha spostamenti massimi di 6 centimetri quando la falda viene posta nella simulazione a circa 2 metri dal piano campagna.

Il fattore di sicurezza corrisponde a 1.28. Il versante viene quindi considerato sufficientemente stabile, nel caso in cui si riesca a mantenere la falda sotto ai due metri dal piano campagna.

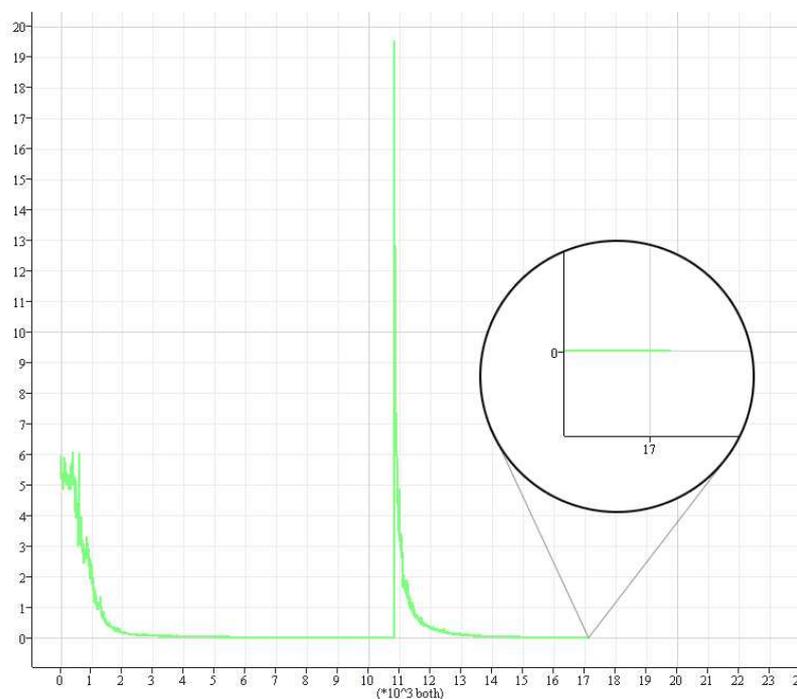


Figura 83 Riepilogo del bilanciamento delle forze con falda a 2 metri dal piano campagna

In Figura 83 si può notare come le forze bilanciate si annullano e quindi si arriva a una condizione di equilibrio a circa 17000 step.

## ASSENZA DI FALDA

Per completezza è stato calcolato anche lo spostamento e il relativo FoS in assenza di falda (Figura 84). Non è indispensabile questa simulazione sia per la dubbia realistica sia perché il Fos calcolato per la falda a 3 metri arriva già a valori pseudo-accettabili (1.28). Lo spostamento è di circa 3 centimetri con un FoS di 1.55.

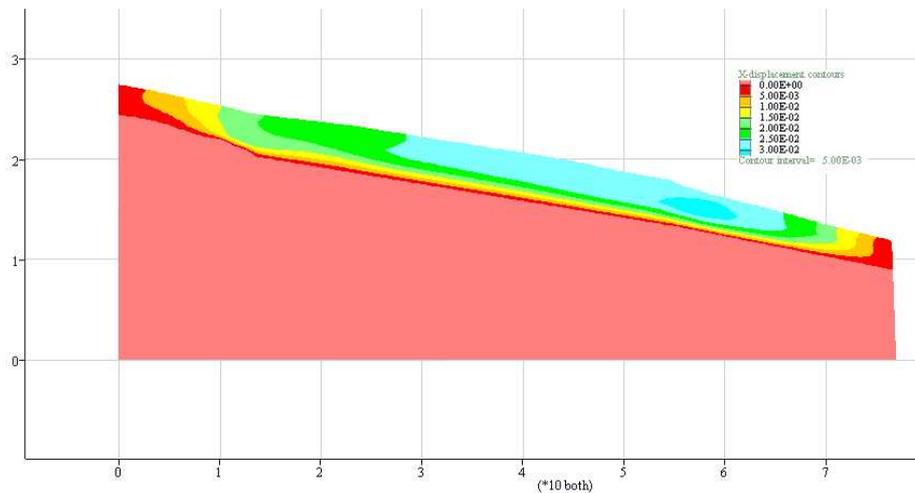


Figura 84 X-displacement della frana di Gamba simulando l'assenza di falda

## MODELLAZIONE DELLA FRANA DI CARRÈ

Il criterio di rottura rimane quello di Mohr-Coulomb e, come precedentemente utilizzata per la modellazione di Gamba, la griglia 200,100 risulta accettabile anche per Carrè; la sezione è di dimensioni maggiori, in particolare a partire dall'origine degli assi 0,0 ha lunghezza di circa 105 metri e un'altezza massima di 35 metri come è possibile vedere in Figura 85.

Dopo aver definito la morfologia del versante e la geometria degli strati sono state applicate le condizioni al contorno con il medesimo criterio utilizzato in Gamba.

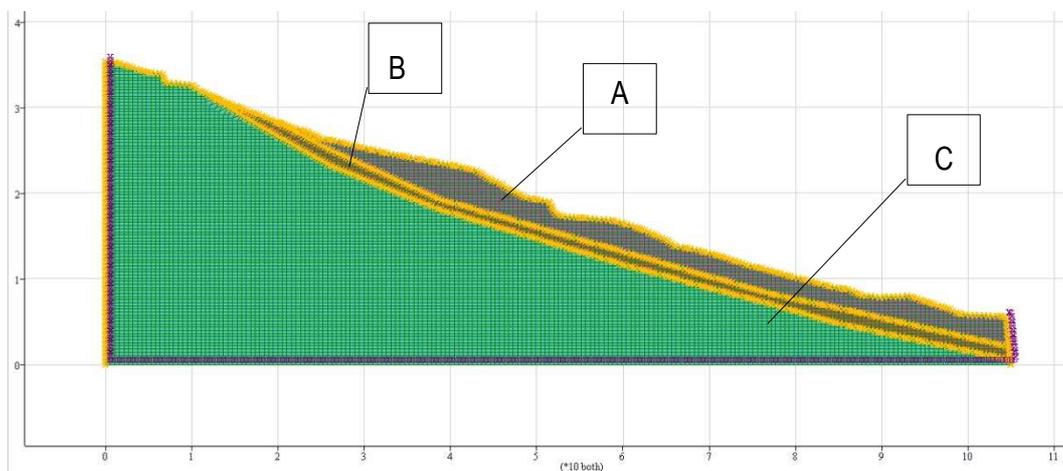


Figura 85 Schematizzazione della morfologia del versante e della geometria degli strati

Anche in questo caso sono stati individuati tre orizzonti:

- Orizzonte A: Limo argilloso con alto tenore in fasi smectitiche, con spessore molto variabile di 2-4 metri
- Orizzonte B: Sabbia limosa con modesto tenore in fasi smectitiche, con spessore di 1 metro circa
- Orizzonte C: Roccia vulcanica alterata

Poiché la frana di Carrè è per molti aspetti simile a Gamba, in assenza di dati consistenti per quanto riguarda il dissesto in questione e la minore profondità di indagine, sono state assegnate all'orizzonte B delle caratteristiche ugualmente scadenti (come in Gamba) con lievi variazioni per la coesione.

Orizzonte	z	$\rho$	K	G	c	$\varphi$	t
A	0-3.5	1900	5.00E+06	2.00E+06	10000	23	10000
B	3.5-4.5	1900	1.00E+06	5.00E+05	5000	15	5000
C	> 4.5	2700	3.32E+10	1.32E+10	6.27E+07	40	1.31E+07

Sono state effettuate anche per la sezione della frana di Carrè varie simulazioni a diverse profondità della falda.

#### FALDA AL PIANO CAMPAGNA

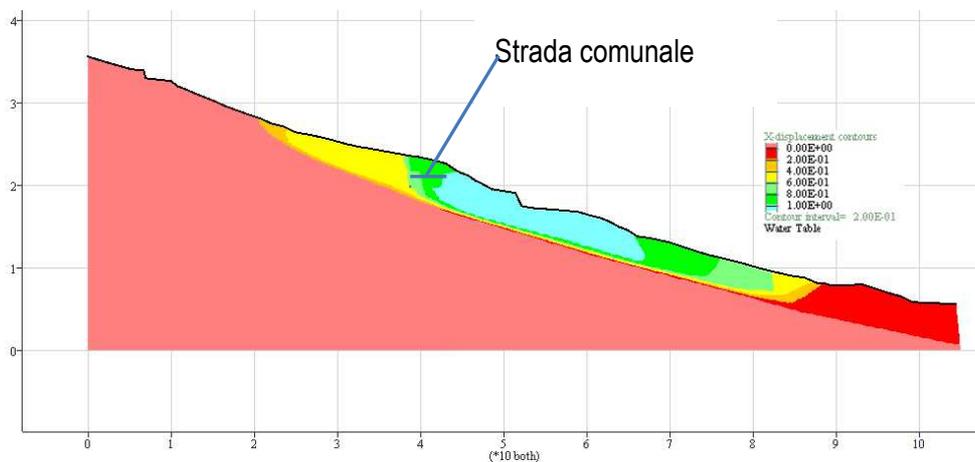


Figura 86 X-displacement della frana di Carrè con falda al piano campagna. La tavola è contrassegnata dalla linea nera.

In Figura 86 è rappresentato il caso più sfavorevole, per cui la posizione della falda coincide con il piano campagna, se non si considerano eventuali sovrappressioni interstiziali o apporti d'acqua provenienti da monte. Il maggiore X-displacement è registrato in prossimità della strada e assume valori compresi tra 1.00 m e 1.20 m. La Figura 87 presenta il numero di step in ascissa e la forza risultante in Newton in ordinata, mostrando l'oscillazione data dal bilanciamento delle forze. L'instabilità è quindi confermata dal fatto che le forze non si annullano (Figura 87) ed è quindi necessario imporre un numero di cicli al fine di impedire deformazioni molto maggiori rispetto a quelle verificatesi in campagna.

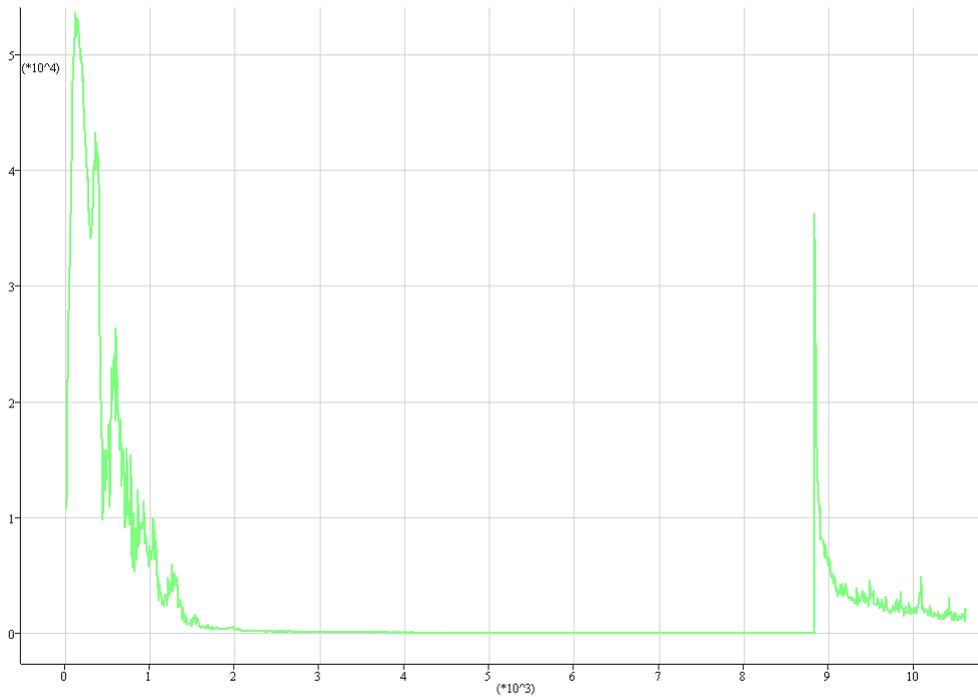


Figura 87 Riepilogo del bilanciamento delle forze con falda al piano campagna

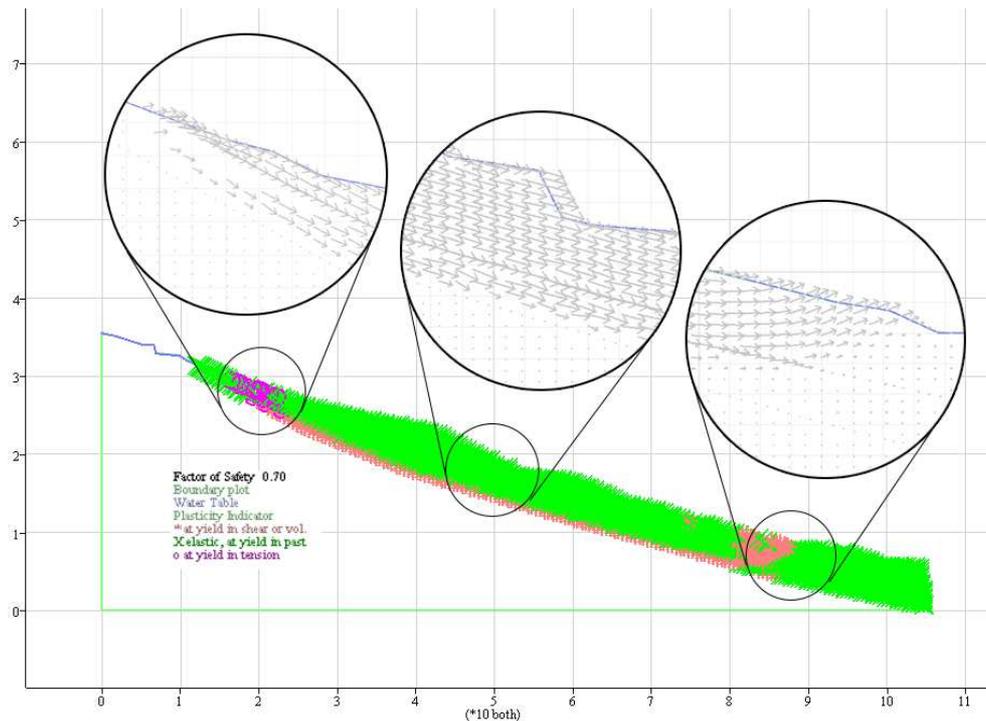


Figura 88 Sezione di Carrè in cui all'interno delle circonferenze sono evidenziate le direzioni dei vettori velocità (in grigio), mentre le campiture rappresentano gli indicatori di plasticizzazione.

In Figura 88 viene riportato il FoS calcolato corrispondente a 0.70, quindi il versante risulta instabile quando la superficie della falda coincide col piano campagna. Le campiture colorate rappresentano gli indicatori di plasticizzazione, in particolare quelli verdi testimoniano le zone che hanno subito compressione in passato, mentre la zona viola nella parte alta del versante è in condizione di trazione, in corrispondenza del coronamento.

## FALDA A 1 METRO DAL PIANO CAMPAGNA

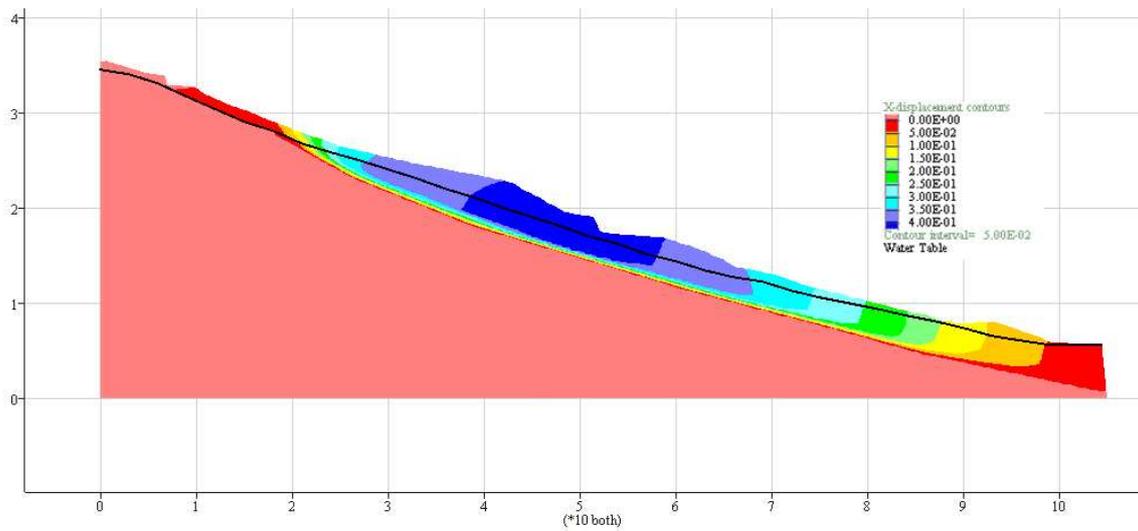


Figura 89 X-displacement della frana di Carrè con falda a 1 m di profondità dal piano campagna. La tavola d'acqua è contrassegnata dalla linea nera.

In Figura 89 è rappresentato il versante con la falda a circa un metro approssimativamente dal piano campagna, a cui sono associati spostamenti massimi lungo la direzione x di circa 40 centimetri.

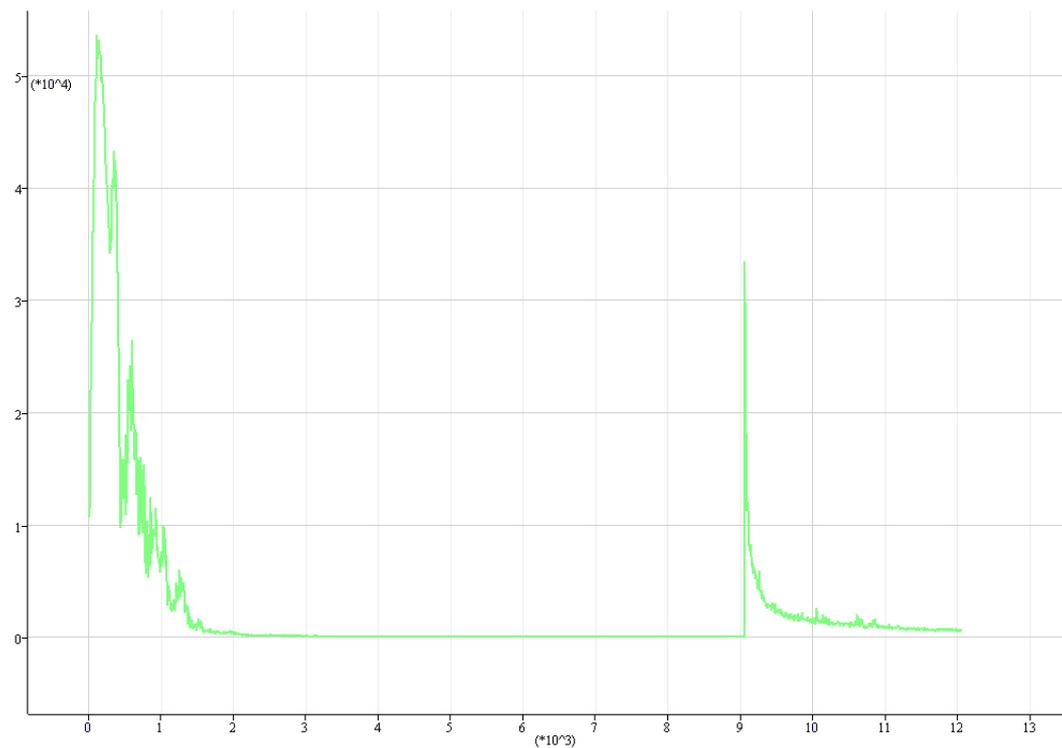


Figura 90 Riepilogo del bilanciamento delle forze con falda a 1 metro dal piano campagna

Analogamente al caso precedente, le forze non si bilanciano, sintomo di un'instabilità che persiste anche quando la falda è al di sotto di un metro rispetto al piano campagna (Figura 90).

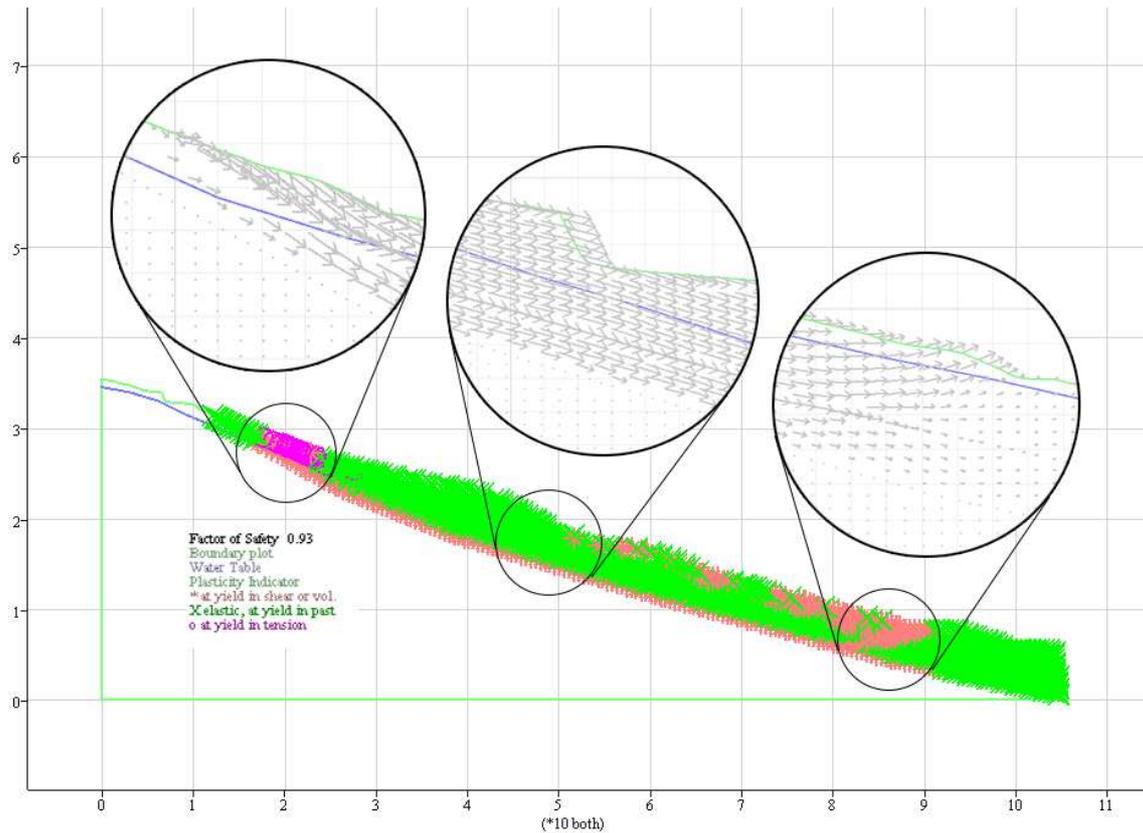


Figura 91 Sezione di Carrè in cui all'interno delle circonferenze sono evidenziate le direzioni dei vettori velocità (in grigio), mentre le campiture rappresentano gli indicatori di plasticizzazione

A conferma dell'instabilità il fattore di sicurezza risultante assume valori di 0.93. In Figura 91 sono inoltre riportati i vettori velocità e gli indicatori di plasticizzazione.

#### FALDA A 2 METRI DAL PIANO CAMPAGNA

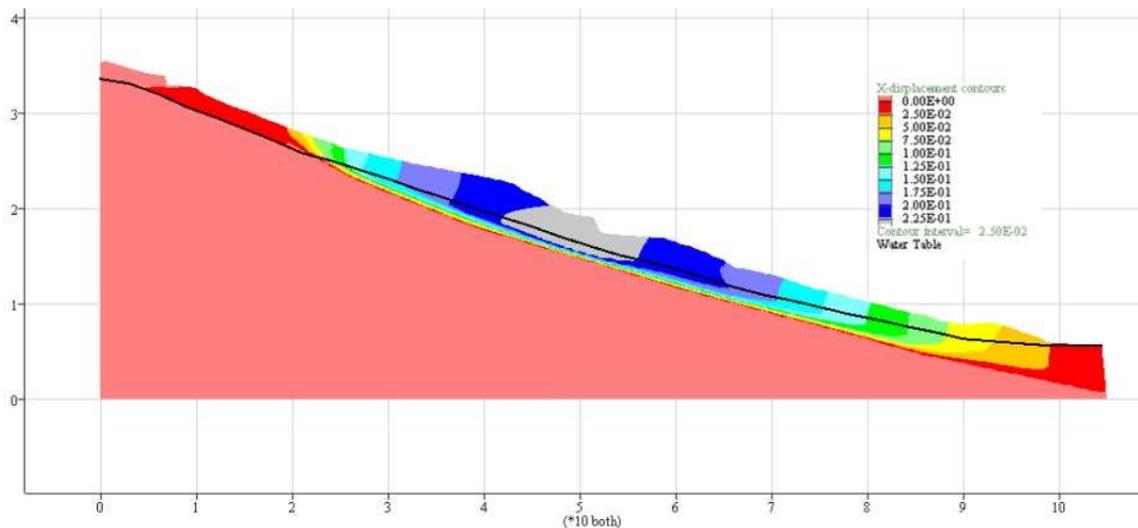


Figura 92 X-displacement della frana di Carrè con falda a 2 m di profondità dal piano campagna. La tavola d'acqua è contrassegnata da una linea nera.

In Figura 92 lo spostamento lungo la direzione x, associato alla profondità della falda di 2 metri dal piano campagna, corrisponde a 22 centimetri.

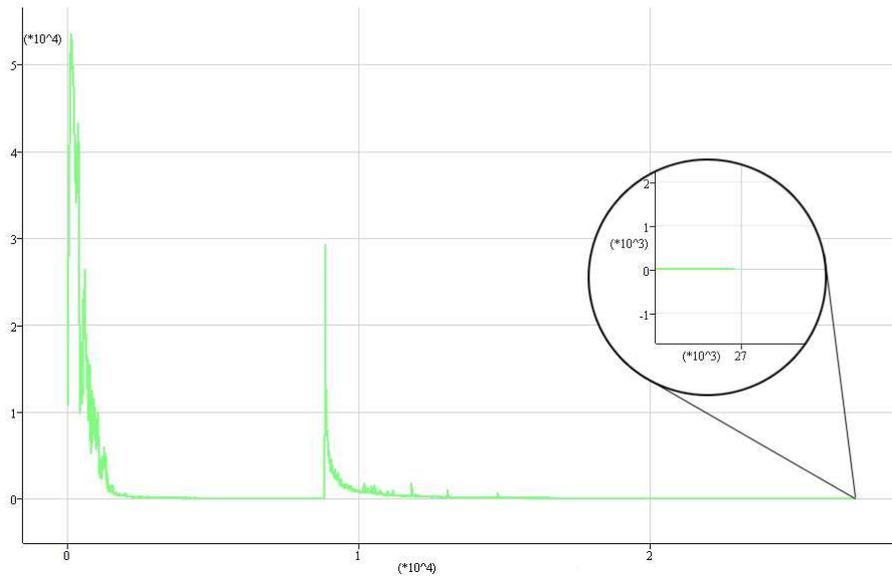


Figura 93 Riepilogo del bilanciamento delle forze con falda a 2 metri dal piano campagna

Diversamente dalle altre configurazioni, quando la falda si trova a una profondità di 2 metri dal piano campagna, le forze si bilanciano, poiché dopo circa 27000 step, la differenza tra lo stato tensionale finale e quello iniziale si annulla. Il FoS calcolato, infatti, restituisce un valore di 1.07 (Figura 93). Nonostante il valore sia maggiore di 1, è comunque non accettabile perché inferiore a 1.3.

#### FALDA A 3 METRI DAL PIANO CAMPAGNA

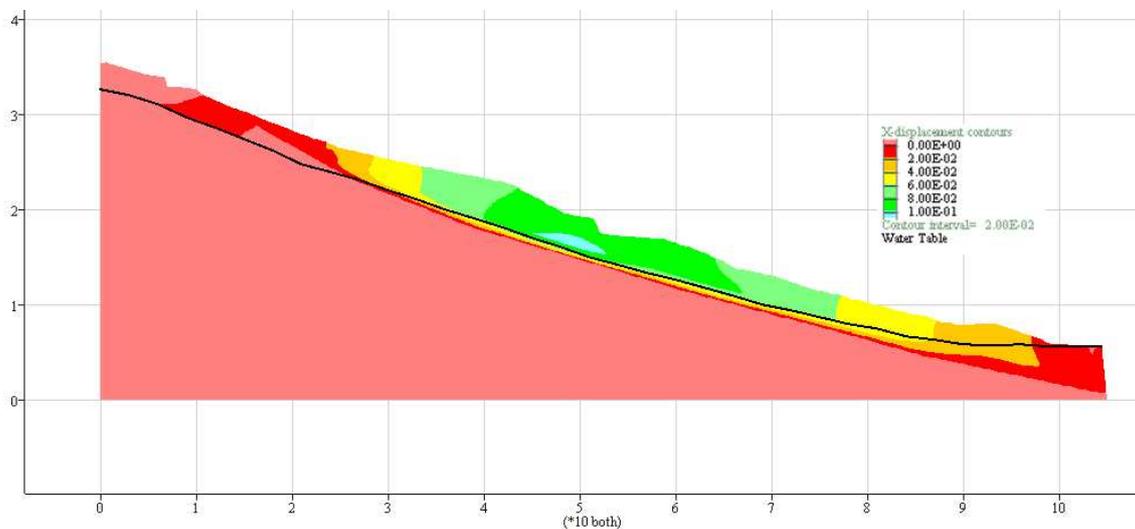


Figura 94 X-displacement della frana di Carrè con falda a 3 m di profondità dal piano campagna. La tavola d'acqua è contrassegnata da una linea nera.

Quando la tavola d'acqua si trova a circa 3 metri dal piano campagna si hanno spostamenti massimi pari a 10 centimetri con un FoS calcolato pari a 1.18 (Figura 94).

Nonostante il fattore di sicurezza sia superiore all'unità, è stato deciso di analizzare anche il caso in assenza di falda per capire quale sia il valore massimo raggiungibile senza dover intervenire..

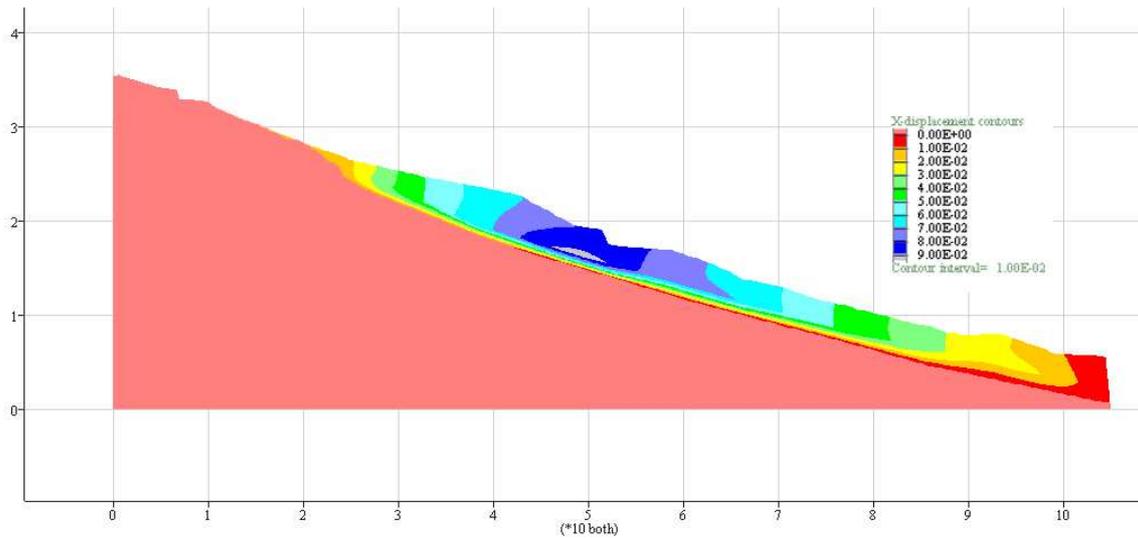


Figura 95 X-displacement della frana di Carrè in assenza di falda.

Lo spostamento che ne deriva è pari a 9 centimetri, quindi sussiste una minima differenza tra il caso della falda a 3 metri e la condizione in assenza di falda. Il FoS che ne risulta, infatti, corrisponde a 1.24 (Figura 95).

## CONCLUSIONI

I fenomeni gravitativi presi in considerazione in questa tesi ricalcano le dinamiche di versante che molto frequentemente coinvolgono sia le colline del Marosticano che i Monti Lessini. La coltre argillosa originatasi dall'alterazione dei basalti e dei tufi, in occasione di precipitazioni anche di media intensità, molto spesso dà origine a fenomeni di movimenti di massa.

L'analisi spaziale si è rivelata essere un ottimo strumento per ottenere una prima stima delle aree più suscettibili a generare fenomeni franosi, in alcuni casi permettendo la distinzione tra area d'innescamento e area d'accumulo. Anche la conoscenza dei fattori geomorfologici più importanti nello sviluppo del dissesto è molto utile, in quanto può dare indicazioni valide su quali siano i parametri a cui riservare maggiore attenzione come la pendenza, la curvatura della superficie topografica, la distanza dalle strade e la litologia, relazionate con la tipologia di movimento franoso. Tuttavia, non va dimenticato che quelli visti fino ad ora rappresentano i fattori predisponenti di un versante a franare, mentre il fattore scatenante più importante è senza dubbio l'acqua meteorica derivante da intense precipitazioni. Pertanto, se si vuole realmente comprendere cosa accade in un versante dissestato, è necessario ricostruire con precisione l'idrogeologia dei depositi.

Il confronto dei risultati ottenuti dalle indagini in sito e dalle prove geotecniche di laboratorio ha consentito l'individuazione di tre orizzonti con diverse caratteristiche geotecniche. Dall'analisi granulometrica emerge che le granulometrie dei depositi coinvolti nei tre dissesti sono molto simili: parliamo di limi sabbiosi argillosi, e limi argillosi con sabbia. Il coefficiente di uniformità dei terreni li classifica da ben graduati a decisamente ben graduati ( $CU > 8$ ). Si può notare come gli indici di plasticità assumano valori medio-alti in ciascuna delle tre frane. I terreni coinvolti nei dissesti hanno un comportamento sostanzialmente plastico per un ampio range in termini di contenuto d'acqua. Tipicamente l'indice di plasticità assume valori elevati in presenza di minerali argillosi.

I limiti di Atterberg a Fara mostrano significative variazioni nei primi 5-6 m di profondità. Con l'aumentare della profondità assistiamo ad una generale omogeneizzazione dei valori. I limiti di Atterberg di Carrè segnalano una variazione dei contenuti d'acqua critici a circa 2 metri e 3.5 metri. I valori più elevati di indice di plasticità sono compresi tra 30 e 40. Mentre, per quanto riguarda Gamba, la maggiore variazione dei contenuti d'acqua critici ha luogo a una profondità di circa 2 metri e 4.5 metri. L'indice di plasticità assume valori compresi tra 40 e 50. Quanto emerge è che i limiti di plasticità e liquidità presentano bassi valori che non sembrano essere tipici di terreni a grana fine con prevalente presenza di Montmorillonite. Infatti in bibliografia scientifica il limite di liquidità della Montmorillonite varia dal 300% al 700% e il limite di plasticità dal 50% al 100% (Colombo & Colleselli, 2000). Tali valori sono fortemente in contrasto con quelli emersi dalle analisi di laboratorio, compresi per il limite di liquidità tra 33% e 92% e per il limite plastico tra 16% e 60%.

Le fasi mineralogiche presenti nei due depositi sono pressoché le stesse, poiché la roccia madre è di natura vulcanica effusiva basica. Le fasi residuali sono costituite da plagioclasti (albite e andesina), k-feldspati e clinopirosseni. La fase principale in tutti i campioni è la Montmorillonite, la cui quantità varia complessivamente dal 51% all'89% nella frana di Gamba, dal 48% al 93% nella frana di Fara e dal 47% al 90% in quella di Carrè.

Considerando che la Montmorillonite ha un potere espansivo marcato in presenza di acqua, al verificarsi di un'intensa precipitazione, come quella avvenuta nella Provincia di Vicenza tra ottobre e novembre 2010, la pressione interstiziale generalmente tende ad aumentare soprattutto negli orizzonti in cui questa fase risulta essere più abbondante, con una conseguente diminuzione delle pressioni efficaci e quindi della resistenza al taglio disponibile. Ne deriva quindi la presenza di strati potenzialmente soggetti ad indebolimento dove probabilmente si è impostata la superficie di scivolamento delle frane. Si può dedurre che la profondità dei piani di scivolamento delle frane di Gamba e di Carrè possano collocarsi a una profondità compresa tra i 3 e i 4 metri, intervallo in cui si è individuato un'elevata variazione dell'indice di plasticità e di contenuto in Smectite, mentre per la frana di Fara Vicentino sia compresa tra i 5 e i 6 metri.

Il dato della profondità del piano di scivolamento di ciascuna frana è stato fondamentale per realizzare l'analisi di stabilità globale tramite il programma Geostudio 2007. La mancanza di dati certi ed affidabili dei parametri geotecnici dei terreni ha obbligato all'esecuzione di una back analysis utilizzando come dato certo la posizione del piano di scivolamento e ipotizzando la profondità del livello di falda al momento dell'instabilità di versante. La realizzazione delle analisi di stabilità per ciascun versante sono state predisposte simulando varie casistiche con presenza di una falda approssimativamente parallela al versante a differenti profondità al fine di poter comprendere quali siano le condizioni limite per la stabilità del versante. Sono stati quindi abbattuti gradualmente i parametri di coesione e angolo di attrito, ipotizzando che i valori siano sovrastimati per via della formula utilizzata. Tutte le varie configurazioni dei parametri hanno permesso di rappresentare i principali responsabili dell'innesco dei movimenti franosi.

La modellazione numerica si è basata su due modelli geotecnici concettuali diversi: uno a 4 strati, validato dalle considerazioni sulle analisi mineralogiche e sulle prove geotecniche, ed uno a 3 strati, che si basa sul fatto che oltre l'orizzonte ricco in Montmorillonite, ci sia comunque un elevato contenuto di Montmorillonite anche nei terreni sovrastanti tale orizzonte. La superficie di scivolamento sarà impostata alla stessa profondità ma i parametri che verranno variati saranno rispettivamente quelli dell'orizzonte ricco in Montmorillonite e quelli dell'intero primo strato.

Ai terreni delle tre frane sono state assegnate caratteristiche simili dovute principalmente ai molti punti in comune, in particolare dal punto di vista geotecnico il comportamento plastico delle coltri argillose, dal punto di vista mineralogico l'abbondanza di Montmorillonite e dal punto di vista petrografico la litologia vulcanica di natura basica della roccia madre. Inoltre sussistono analogie anche dal punto di vista geomorfologico, poiché i

tre versanti sono caratterizzati da pendenze del tutto simili. Mediante il calcolo del fattore di sicurezza, è stato possibile determinare quali valori dei parametri ( $c$  e  $\varphi$ ) portano il versante in condizioni di instabilità. Il valore del fattore di sicurezza discriminante le condizioni di stabilità da quelle di instabilità è considerato pari a 1. Per quanto riguarda la modellazione a 4 strati, abbattendo solamente la base del primo orizzonte, non ci sono condizioni di instabilità, eccezion fatta per valori di  $c=0$  KPa  $\varphi =20^\circ$ . La modellazione a 3 strati mostra varie configurazioni che hanno portato il fattore di sicurezza a 1. Per la frana di Gamba con la falda al piano campagna, il versante risulta instabile solo con valori di  $c$  uguali e inferiori a 3 e con l'angolo di attrito abbassato a  $24^\circ$  e  $20^\circ$ . Per Fara con falda al piano campagna, l'instabilità si raggiunge solamente abbattendo  $c$  a 0 con  $\varphi$  a  $24^\circ$  e  $20^\circ$ . Infine per Carrè l'instabilità con falda al piano campagna, viene raggiunta più facilmente già con valori da  $c=8$  KPa e angolo di attrito abbassato a  $20^\circ$ , con valori a partire da  $c=4$  KPa e angolo di attrito uguale a  $24^\circ$  e per tutte le configurazioni con  $c=0$  KPa.

In generale, mantenendo inalterato l'angolo di attrito e abbassando la coesione, il fattore di sicurezza diminuisce progressivamente in tutti i tre casi, mentre se manteniamo un valore costante di coesione e abbassiamo l'angolo di attrito gradualmente, il fattore di sicurezza non subisce grandi modifiche.

A partire da questi risultati, possiamo affermare che i versanti delle tre aree di studio manifestano segni di instabilità, al verificarsi di intense precipitazioni che portano il livello di falda in prossimità del piano campagna. Lo strato superficiale caratterizzato da coltri argillose, presenta grandi variazioni del contenuto in Montmorillonite; questo può causare l'instaurarsi di superfici di debolezza e quindi ipotizzare che si sia impostata la superficie di scivolamento della frana al suo interno. I valori del fattore di sicurezza mostrano che il parametro di coesione del terreno interessato al momento di innesco delle frane, si abbassa notevolmente rispetto alle condizioni ordinarie. Questo dimostra che la tipologia di questi terreni a contatto con grandi quantità di acqua, perdono la loro coesione diventando molto fluidi, innescando così il movimento franoso.

È di indubbia utilità, quindi, l'utilizzo anche di informazioni mineralogiche per cercare di definire perché abbiamo luogo determinati decadimenti nelle resistenze dei terreni.

## BIBLIOGRAFIA

- Ayalew, L., Yamagishi, H. (2004) The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, 65, 15-31.
- Barbieri, G., De Zanche, V., Medizza, F., Sedeà, R. (1982) Considerazioni sul vulcanismo terziario del Veneto occidentale e del Trentino meridionale. *Rend. Soc. Geol. It.*, 4, 267-270.
- Barbieri G., De Zanche, V., Sedeà, R. (1991) Vulcanismo paleogenico ed evoluzione del semigraben Alpone-Agno (Monti Lessini). *Rend. Soc. Geol. It.*, 14, 5-12.
- Bosellini, A. (2004) The Western Passive Margin of Adria and its carbonate platform. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, 79-92.
- Cruden, D. M. (1991) A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology*, 43.
- Cruden, D. M., Varnes, D. J. (1996) Landslide types and processes. *Landslides: Investigation and mitigation - Chapter 3*, 247, 36-75.
- Dal Prà, A., Silvano, S. (1990) Considerazioni sulla franosità del territorio nella provincia di Vicenza. In: *Rapporto sullo stato dell'ambiente nella provincia di Vicenza*. Collegio degli Ingegneri della provincia di Vicenza, A1-A32.
- De Vecchi, G. P., Gregnanin, A., Piccirillo, E. M. (1976b) Tertiary Volcanism in the Veneto: Magmatology, Petrogenesis and Geodynamic Implications. *Geol. Rundsch*, 65, 701-710.
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M. L. (1996) *Landslide Recognition*. Wiley, Chichester, 251.
- Evangeline, S. R., Rajamanickam, G. V., Kumaravel, P. (2012) Landslide susceptibility analysis using Probabilistic Certainty Factor Approach: a case study on Tevankarai stream watershed, India. *Journal of Earth System Science*, 121/5, 1337-1350.
- Floris, M., D'Alpaos, A., De Agostino, A., Stevan, G., Tessari, G., Genevois, R. (2012) A process-based model for the definition of hydrological alert systems in landslide risk mitigation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 3343-3357.
- Floris, M., Iafelice, M., Squarzoni, C., Zorzi, L., De Agostini, A., Genevois, R. (2011) Using online databases for landslide susceptibility assessment: an example from the Veneto Region (northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 1915-1925.

- Frattini, P., Crosta, G. B. (2006) Valutazione dell'accettabilità del rischio da frana e analisi costi-benefici. *Giornale di Geologia Applicata*, 4, 49-56.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P. (1999) Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31, 181-216.
- Itasca FLAC 7® Manual Table of Contents.
- Lee, S, Pradhan, B. (2006) Probabilistic landslide hazards and risk mapping on Penang Island, Malaysia, *Journal of Earth System Science*, 115/6, 661-672.
- Momigliano, S., Nuti, F. G., De Marco, A., Oglialoro, C., Florio, M., Martelli, M., Piacentino, D., Sarpi, D. (2001) La valutazione dei costi e dei benefici nell'analisi dell'impatto della regolazione - Dipartimento della funzione pubblica. Rubettino Editore, 36-46.
- Remondo, J., Gonzales, A., Diaz, J. R., Cendrero, A., Fabbri, A., Chung, F. (2003) Validation of landslide susceptibility maps; examples and applications from a case study in Northern Spain. *Natural Hazards*, 30, 437-449.
- Romeo, R. W., Floris, M., Veneri, F. (2006) Area-scale landslide hazard and risk assessment. *Environmental Geology*, 51, DOI 10.1007/s00254-006-0294-1.
- Tareq, H. M., Juhari, M. A. (2011) Landslide susceptibility assessment using Frequency Ratio Model applied to an area along the E-W Highway (Gerik-Jeli). *American Journal of Environmental Sciences*, 7, 43-50.
- Varnes, D. J., (1984) Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural Hazards* 3, UNESCO, Paris.
- Zampieri, D. (1995) Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy. *Tectonics*, 14/3, 654-657.