

Alberto Riva, PhD  
Via Cavour 28  
32100 Belluno, Italia  
Email: [alberto.riva@unife.it](mailto:alberto.riva@unife.it)  
Cellulare +393474505116  
P.IVA / VAT IT 01266350253

5 GIUGNO 2025



# TRINCEE PALEOSISMOLOGICHE PER LA CARATTERIZZAZIONE DELL'ATTIVITÀ RECENTE DI FAGLIE ATTIVE NEL COMUNE DI MUSSOLENTE

RELAZIONE TECNICO-SCIENTIFICA

## INTRODUZIONE

Un'approfondita analisi della letteratura scientifica internazionale relativa alla definizione di "faglia attiva e capace" per scopi ingegneristici consente di delineare criteri specifici per classificare una faglia come attiva o capace. Questi criteri includono limiti temporali entro cui una faglia deve manifestare segni di attività e parametri geologici che ne definiscono il potenziale sismogenetico. Tali classificazioni assumono una rilevanza cruciale per la gestione del rischio sismico, in particolare in un contesto come quello italiano, caratterizzato da una complessità tettonica significativa e dalla presenza di numerose strutture attive distribuite lungo la penisola.

In Italia, le definizioni ufficiali di "faglia attiva" e "faglia attiva e capace" (abbreviate come FAC) sono quelle fornite nelle \*Linee Guida per la gestione del territorio in aree interessate da faglie attive e capaci\*, emanate nel 2015 dal Dipartimento della Protezione Civile Nazionale e redatte dalla Commissione Tecnica per il supporto e monitoraggio degli studi di microzonazione sismica. Secondo queste linee guida:

- Una faglia attiva è definita come una faglia che ha mostrato almeno un episodio di attività negli ultimi 40.000 anni (ossia nell'intervallo tardo Pleistocene-Olocene). Questo limite temporale corrisponde a un periodo geologico relativamente recente, in grado di fornire indicazioni sul potenziale sismogenetico attuale della struttura.
- Una faglia attiva e capace è una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo fratture o dislocazioni direttamente osservabili sul terreno. La definizione si concentra sul piano di rottura principale della faglia, ossia la superficie lungo la quale avviene la maggiore dislocazione.

Per individuare e caratterizzare le faglie attive e capaci, vengono impiegate metodologie integrate che includono analisi morfotettoniche (per l'identificazione di evidenze superficiali di deformazione), indagini geofisiche (come la sismica e la geoelettrica, per mappare strutture subsuperficiali) e studi geologici diretti. In particolare, la realizzazione di trincee esplorative in aree strategiche consente di analizzare in dettaglio la stratigrafia dei depositi superficiali, permettendo di identificare e datare deformazioni attribuibili ad attività sismiche passate. Tali trincee rivelano informazioni cruciali sui depositi continentali del Pleistocene superiore-Olocene, che possono essere datati tramite tecniche avanzate, come le analisi palinologiche (per ricostruire l'ambiente paleoecologico) e la radiometria al carbonio-14 (per determinare con precisione l'età dei materiali organici). Questi dati permettono di stimare il numero, l'entità e la frequenza degli eventi sismici che hanno interessato la faglia.

Gli studi di paleosismologia svolgono un ruolo fondamentale nella comprensione del comportamento sismogenetico delle faglie. Essi mirano a determinare:

1. Ultimo evento di attivazione: identificare il più recente episodio di attività della faglia che ha prodotto deformazioni visibili e stimare il tempo trascorso da tale evento. Questo parametro è essenziale per valutare se la faglia può essere considerata attiva nel contesto attuale.
2. Tempo di ricorrenza: calcolare l'intervallo medio tra gli episodi di attivazione della faglia che hanno generato deformazioni rilevabili. Questo parametro, combinato con la datazione dell'ultimo evento, consente di stimare la probabilità statistica di futuri terremoti.
3. Entità delle deformazioni: misurare la portata delle dislocazioni o delle deformazioni registrate sul terreno o nelle sequenze stratigrafiche in corrispondenza degli eventi sismici. Ciò fornisce informazioni chiave sulla magnitudo e sulla pericolosità della faglia.

L'obiettivo specifico dello studio proposto è verificare la presenza e le caratteristiche di una faglia attiva e capace nota come Linea Bassano-Cornuda, riportata nel database ITHACA dell'ISPRA, e le sue strutture associate. Tale faglia, individuata in precedenti studi e indicata come potenzialmente pericolosa, attraversa l'area del comune di Mussolente, nella provincia di Vicenza.

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Dal punto di vista geologico, la zona in questione si trova tra i terreni principalmente arenaceo-argillosi delle colline asolane e la pianura alluvionale del fiume Brenta, caratterizzata da complesse interazioni tra conoidi di età differente.

Le unità stratigrafiche affioranti si estendono dal Serravalliano all'attuale, dalla Marna di Tarzo fino alle alluvioni del Brenta e dei corsi d'acqua minori.

La Marna di Tarzo (TRZ) rappresenta l'unità più antica e consiste in una spessa successione di marne azzurre, localmente alterate in tonalità giallastre, talvolta con intercalazioni siltose. Può essere fossilifera, con resti di molluschi (soprattutto bivalvi, ma anche gasteropodi e scafopodi) e, in misura minore, altri organismi marini come coralli solitari. Questa formazione, di età Serravalliano-Tortoniano, costituisce parte della quinta megasequenza della molassa veneto-friulana descritta da Massari et al. (1986), un'unità sedimentaria che si sviluppa in risposta a una intensa subsidenza del bacino e a un marcato apporto di sedimenti terrigeni da un fronte orogenico alpino in sollevamento. In questa fase, la Marna di Tarzo corrisponde al tratto medio-superiore della megasequenza, che rappresenta la deposizione in un ambiente di piattaforma esterna, successivo alla deposizione della Formazione di M. Baldo (arenarie trasgressive) e antecedente all'evoluzione verso ambienti di prodelta e delta-front delle Arenarie di Vittorio Veneto. Lo spessore della formazione supera i 700 metri nella fascia pedemontana del Grappa, con affioramenti discontinui e poco evidenti. I contatti superiore e inferiore della formazione sono gradualì, marcati da transizioni litologiche progressive. La Marna di Tarzo è affiorante in una fascia morfologicamente depressa, incastonata tra le dorsali hogback di Asolo a sud e di Monfumo a nord. Si tratta di una zona a bassa quota e dalle forme dolci, in cui gli affioramenti sono visibili principalmente lungo i greti dei torrenti più profondamente incisi o in occasione di lavori agricoli (in particolare impianti viticoli) che riportano temporaneamente alla luce il substrato.

Nell'area tra Mussolente e Cornuda, l'Arenaria di Vittorio Veneto costituisce le porzioni sommitali e meridionali del rilievo ad hogback delle colline. Litologicamente, si tratta di arenarie da medie a grossolane, a cementazione disomogenea, ben stratificate e spesso caratterizzate da strutture sedimentarie quali ripple marks da corrente e laminazioni incrociate. Il colore varia dal chiaro all'azzurrognolo, con toni giallastri dovuti all'alterazione superficiale. Nelle porzioni superiori della successione si osservano sottili intercalazioni di conglomerati a clasti centimetrici, a testimonianza di eventi deposizionali a maggiore energia. I rapporti stratigrafici con le unità adiacenti sono gradualì: il passaggio inferiore verso la Marna di Tarzo è definito dall'aumento progressivo della frazione sabbiosa, mentre quello superiore verso il Conglomerato del Montello (MON) si sviluppa tramite un'alternanza litologica regolare. Lo spessore medio dell'Arenaria di Vittorio Veneto, nell'area considerata, varia tra 100 e 0 metri, e l'età attribuita alla formazione è Tortoniano; quest'unità, tuttavia, sembra essere assente nel settore di Col Roigo, mentre è presente sul rilievo del Santuario della Madonna dell'Acqua ed affiora anche più a nord, alla Rocca di Romano. L'unità può essere inquadrata nel contesto della quinta megasequenza descritta da Massari et al. (1986), che rappresenta la fase regressiva del ciclo serravalliano-tortoniano della molassa veneto-friulana. In particolare, l'Arenaria di Vittorio Veneto testimonia una deposizione in ambienti di fronte o piana deltizia, associati a fan-delta isolati che si svilupparono lungo i margini della sinclinale di Vittorio Veneto. Secondo gli autori, questi corpi sabbiosi rappresentano episodi di sedimentazione ad alta energia, con evidenze di trasporto gravitativo e condizioni di ossigenazione variabile dei fondi marini, come indicato anche dalla presenza di livelli a pirite e foraminiferi opportunisti (es. Bolivina, Uvigerina).

All'Arenaria di Vittorio Veneto seguono solitamente dei conglomerati assegnati al Conglomerato del Montello, costituito classicamente da una potente successione di conglomerati a composizione prevalentemente carbonatica, con ciottoli derivanti in gran parte dalle unità mesozoiche delle Prealpi Venete. Questi conglomerati sono visibili sul fianco occidentale del Col Roigo e a sud del Santuario della Madonna dell'Acqua.

L'area di studio ricade inoltre marginalmente nel megafan del Brenta, una delle strutture sedimentarie più estese della pianura veneto-friulana, formatasi principalmente durante l'ultimo massimo glaciale (LGM). Durante questo periodo, il sistema glaciale del Brenta riceveva contributi dalla grande glaciazione dell'Adige e confluiva in un'ampia distesa sedimentaria che copriva circa 3.000 km<sup>2</sup> tra il fiume Sile a est e i Colli Berici a ovest, costituendo un megafan (Fontana et al. 2008). La sedimentazione è caratterizzata da una fase di intensa aggradazione tra 24 e 15 ka BP, seguita da una riduzione del tasso di sedimentazione tra 18 e 14.5 ka BP. Dopo questa fase, il sistema fluviale subì una marcata incisione, con l'abbandono del megafan e il successivo sviluppo di una piana alluvionale più recente (Rossato e Mozzi 2016). Il megafan del Brenta mostra una stratigrafia complessa, composta da corpi sedimentari di epoche diverse, con una serie di terrazzi fluviali che documentano l'evoluzione idrologica della regione (Rossato e Mozzi 2016). Le torbiere presenti nelle aree più basse del megafan forniscono informazioni fondamentali sui cambiamenti climatici durante il Pleistocene e l'Olocene. La loro formazione è stata influenzata dalle fluttuazioni climatiche e dal ritiro dei ghiacciai, con picchi di sedimentazione e incisione che coincidono con eventi di raffreddamento e riscaldamento globale (Fontana et al. 2008).

## NEOTETTONICA

Dopo il terremoto del Friuli del 1976, è iniziato uno studio sistematico della neotettonica e delle faglie attive nell'Italia nordorientale. Inizialmente, con il *progetto geodinamica* del CNR, si puntava a comprendere l'evoluzione tettonica recente e a collegare le strutture geologiche alla sismicità storica, culminando nei primi contributi alla Carta Neotettonica d'Italia (CNR 1980, Castellarin 1981, Zanferrari et al. 1982). Parallelamente si sviluppavano i cataloghi sismici, i primi approcci di sismotettonica (Panizza et al. 1981, Slejko et al. 1989) e le misurazioni geodetiche (Balestri et al. 1988, de Concini et al. 1990). Progressivamente, approcci sempre più integrati tra dati geologici, geomorfologici e sismici hanno permesso di meglio definire le strutture attive (Castaldini et al. 1991). Con l'arrivo delle nuove tecniche geodetiche, GPS RTK prima e InSAR poi, è stato possibile combinare le osservazioni geomorfologiche (Benedetti et al. 2000), quantificando i tassi di deformazione, affinando i modelli geodinamici e distinguendo tra cause naturali e antropiche (Cheloni et al. 2014, Danesi et al. 2015, Serpelloni et al. 2016). Le prime indagini paleosismologiche attendibili arrivano tuttavia abbastanza tardi, a partire dagli anni 2000, focalizzandosi molto sul potenziale sismogenetico delle faglie attive (Galadini et al. 2005, Burrato et al. 2008, Poli et al. 2008, Burrato et al. 2009) e tentando di chiarire l'evoluzione tettonica recente (Caputo et al. 2010, Poli et al. 2021).

Negli ultimi anni, anche grazie alla necessità di dettagliare gli studi di microzonazione sismica, si è assistito ad un'accelerazione degli studi paleosismologici nell'area, con l'identificazione di numerose faglie attive nell'Italia nordorientale e permettendo una revisione dettagliata delle conoscenze pregresse (Romano et al. 2019, Patricelli et al. 2020, Poli et al. 2021, Patricelli et al. 2022, Peruzza et al. 2022). Gli studi riguardanti la sismicità storica sono stati inoltre dettagliati per meglio identificare le sorgenti sismogenetiche (Baranello 2023, Camassi et al. 2024).

---

### LA LINEA BASSANO-CORNUDA

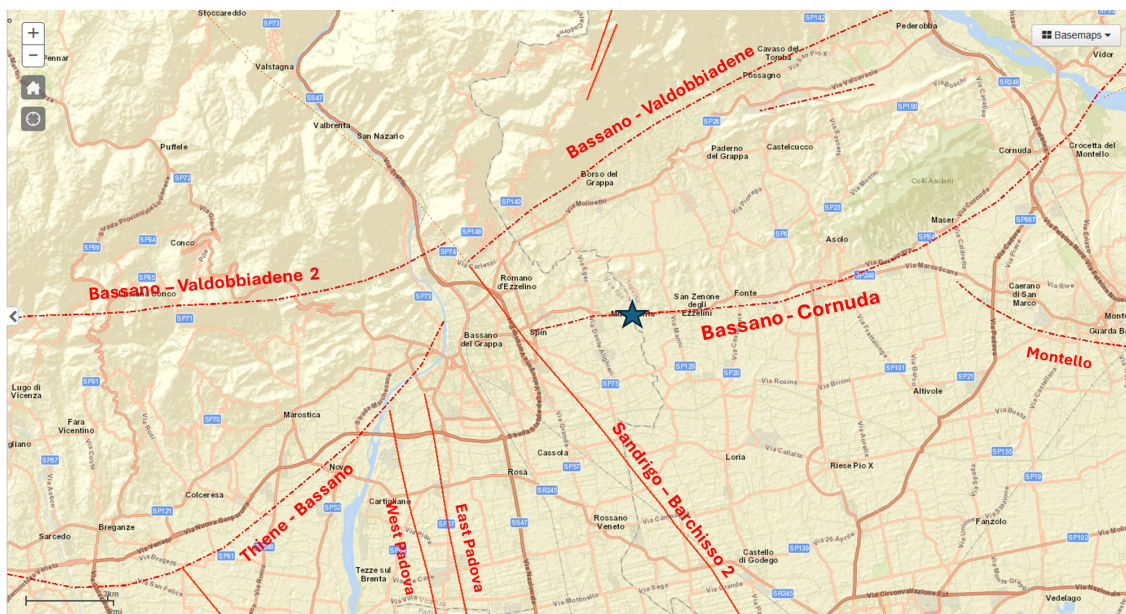
Il sovrascorrimento Bassano-Cornuda compare per la prima volta in letteratura nel lavoro di Galadini et al. (2005), ricalcando parzialmente la traccia della "Linea del Montello" in Castaldini e Panizza (1991). Tale sovrascorrimento è stato poi riportato nel database ITHACA delle faglie attive e capaci italiane con il codice 70303<sup>1</sup> e rappresenta un segmento di 26 km del sistema di sovrascorrimenti sepolti di Aviano, con una direzione prevalente N240 e un'immersione verso NW.

Questa faglia è una delle principali strutture tettoniche identificate nella fascia pedemontana veneta. Essa si estende con una direzione WSW-ENE attraversando il settore meridionale delle colline asolane, estendendosi da Bassano del Grappa fino a Vidor. Verso occidente, essa dovrebbe raccordarsi alla Linea Thiene Bassano mediante uno svincolo cinematico NW-SE (Linea Sandrigo – Barchisso 2 di ITHACA). Nel database delle sorgenti sismogenetiche italiane (DISS INGV v. 3.3.1), questa struttura è codificata come ITIS102 e collegata alla più importante struttura sismogenetica Thiene-Cornuda (ITCS007). La magnitudo momento ( $M_w$ ) massima stimata per questa struttura è di 6.6, con profondità massima di 6.4 km.

La Linea Bassano-Cornuda viene considerata da Galadini et al. (2005) come la responsabile del terremoto storico di Asolo del 1695.

---

<sup>1</sup> <https://sgi.isprambiente.it/ithacaweb/SchedaFaglia.aspx?FaultCode=70303>



**FIGURA 1 – FAGLIE ATTIVE NEL VICENTINO OCCIDENTALE / TREVIGIANO ORIENTALE SECONDO IL DATABASE ITHACA. LA POSIZIONE DI MUSSOLENTE È IDENTIFICATA DA UNA STELLA BLU**

## SISMICITÀ

L'area in questione è caratterizzata da una importante sismicità storica ben nota (Baratta 1901, GNDT 1995, Galadini et al. 2005, Burrato et al. 2008, Baranello 2023, Camassi et al. 2024), culminata col sisma di Asolo del 25 febbraio 1695, detto il terremoto di Santa Costanza. Questo sisma, con una magnitudo stimata di 6.4-6.6 Mw, ebbe l'epicentro nella zona dell'Asolano e provocò il crollo di 1.477 abitazioni e il danneggiamento di altre 1.284 solo ad Asolo, con un bilancio di circa 50 vittime tra morti e dispersi (Camassi et al. 2024). Danni significativi furono registrati anche nelle Prealpi Bellunesi e in altre località della pianura veneta, tra cui Castelvucco, Possagno, Cavaso del Tomba, Altivole e Caselle. La letteratura più recente ha correlato questo terremoto con l'attivazione della Faglia Bassano-Cornuda. L'analisi della distribuzione dei danni storici mostra che gli effetti più gravi si verificarono nella zona in sovrascorrimento della faglia, confermando la sua attivazione come sorgente del sisma.

Un altro terremoto importante è quello che il 12 giugno 1836 colpì l'area del Bassanese e delle Prealpi venete, con epicentro tra Borso del Grappa e Bassano del Grappa. La scossa principale raggiunse un'intensità stimata di VIII grado della scala Mercalli, con una magnitudo momento (Mw) di circa 5.5–5.6 (GNDT 1995). I danni più gravi si verificarono nei comuni di Borso del Grappa, Fonte, Liedolo e Sant'Eulalia, dove molte abitazioni crollarono completamente o subirono danni strutturali significativi. A Bassano del Grappa, la scossa causò la caduta di fumaioili e l'apertura di fenditure nei muri degli edifici; oltre 60 case furono danneggiate. Il 20 luglio 1836, alle ore 11:00 GMT, si verificarono due forti repliche che causarono ulteriori danni a Borso del Grappa e a Possagno, con crolli di edifici e alcune vittime. Le scosse continuarono fino al 24 luglio, con almeno 16 eventi sismici registrati nella settimana successiva al terremoto principale. L'evento sismico è attribuito all'attività del sistema di faglie del Monte Grappa, in particolare al thrust del Monte Grappa, una struttura tettonica responsabile di altri terremoti storici nella regione.

Altri terremoti minori sono avvenuti nel 1861, 1887, 1900, 1919 e 1921 (Rovida et al. 2022, Baranello 2023).

### ANALISI MORFOLOGICA

Inizialmente è stata compiuta un'analisi di dettaglio nella zona per evidenziare la presenza di anomalie morfologiche (e.g. Carraro 1993. Yeats et al. 1997), utilizzando i dati lidar con passo 1 m rilasciati dall'autorità di Bacino e dalla provincia di Treviso. I dati lidar sono stati visualizzati come shaded relief, enfatizzando la scala verticale di 10x, e analizzati su profili passanti per la trincee, per meglio cogliere eventuali anomalie morfologiche che potessero indicare attività tettonica recente.

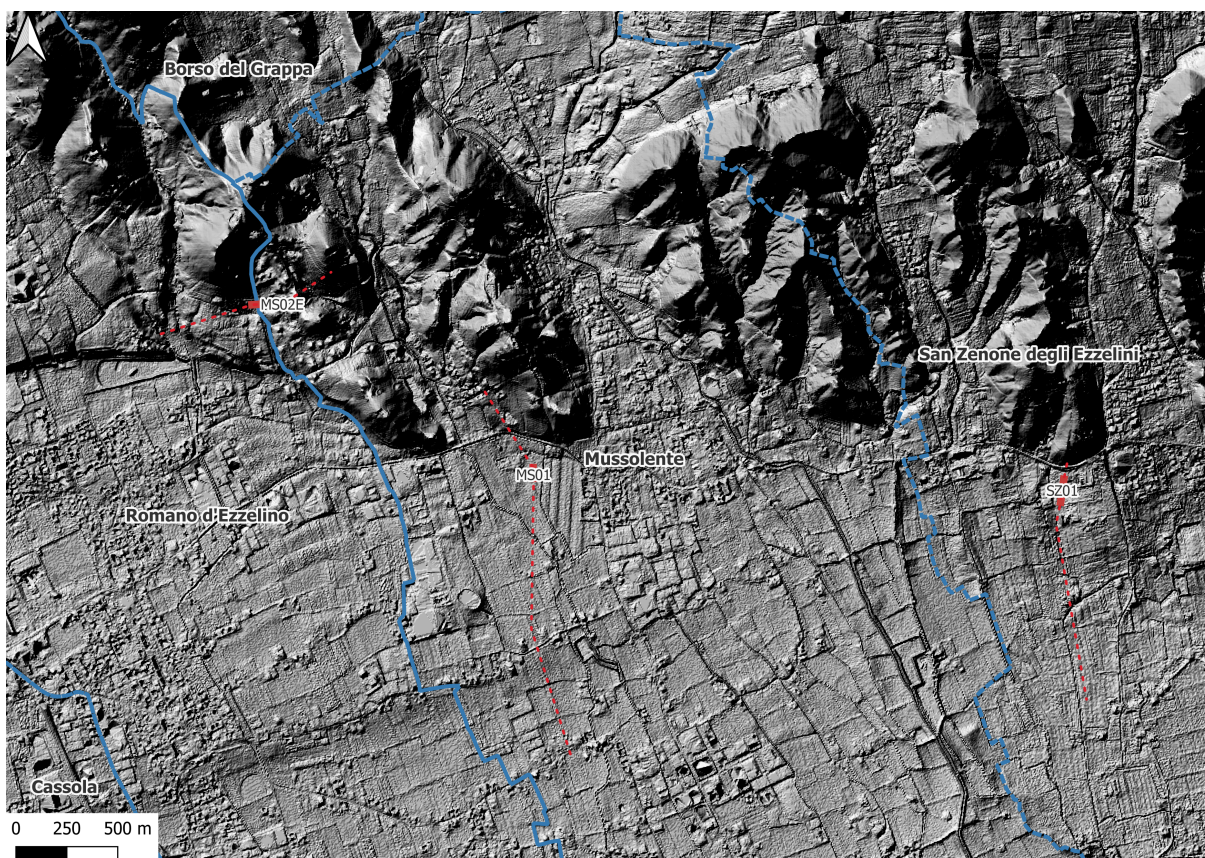


FIGURA 2 – IMMAGINE IN SHADED RELIEF DERIVATA DAL LIDAR A PASSO 5 M DELLA REGIONE DEL VENETO, CON L'INDICAZIONE DELLE TRINCEE MS01 E SZ01. LA LINEA TRATTEGGIATA BLU INDICA I PROFILI MORFOLOGICI, MENTRE QUELLA BLU IDENTIFICA I CONFINI COMUNALI.

### ANALISI PALEOSISMOLOGICA

L'indagine paleosismologica mediante l'analisi di trincee si configura come una metodologia fondamentale per la ricostruzione della storia sismica di una regione (Yeats et al. 1997, Galli et al. 2008, McCalpin 2009). L'accuratezza nell'identificazione e nella caratterizzazione delle evidenze di attività sismica preistorica dipende criticamente dalla rigorosa applicazione di protocolli di descrizione e documentazione sul campo. L'approccio seguito per lo studio di questa trincea paleosismologica è simile a quello indicato da Akyüz et al. (2014).

La fase preliminare, propedeutica all'acquisizione di dati affidabili, ha incluso la rimozione della copertura superficiale, attuata tramite escavatore, e la pulitura manuale della trincea al fine di esporre le unità stratigrafiche in situ.

La fase di descrizione sistematica delle pareti della trincea segue protocolli standardizzati. Ogni unità litostratigrafica viene caratterizzata in base al colore, alla tessitura, classificata granulometricamente secondo la scala di Wentworth o sistemi equivalenti, con stima della sfericità e rotondità dei clasti,

alle strutture sedimentarie primarie, con identificazione e descrizione geometrica di laminazioni, stratificazioni incrociate, gradazioni e altre strutture deposizionali, al contenuto inclusivo, con inventario e caratterizzazione di fossili, materia organica, litoclasti e manufatti antropici se presenti, alle caratteristiche del limite di strato, con definizione della natura del contatto e quantificazione dell'irregolarità superficiale, e allo spessore stratigrafico, misurato ortogonalmente alla giacitura degli strati con accuratezza centimetrica. L'analisi strutturale si concentra sull'identificazione e la descrizione geometrica e cinematica delle deformazioni, quali faglie, con definizione della geometria del piano di faglia, identificazione della zona di faglia, analisi del tipo di movimento e della dislocazione netta; pieghe, con descrizione della geometria, classificazione e analisi della vergenza; evidenze di liquefazione, con identificazione e misurazione delle strutture sedimentarie indotte sismicamente; fratture e fessure, con misurazione della lunghezza, apertura, orientamento e riempimento; troncamenti stratigrafici, con documentazione geometrica della discontinuità e analisi della natura della superficie; e paleosuperfici sepolte, con caratterizzazione morfologica e identificazione di eventuali deformazioni pre-seppellimento.

La documentazione avviene mediante l'acquisizione di dati visivi e spaziali. Si procede con la fotodocumentazione attraverso l'acquisizione di immagini digitali ad alta risoluzione con scala metrica integrata.

La scansione tridimensionale mediante tecnologia LiDAR, utilizzando un dispositivo iPhone dotato di questa funzionalità, serve per avere una prima, rapida, restituzione tridimensionale della trincea. L'acquisizione avviene mediante un'applicazione di scansione 3D, Scaniverse. Per migliorare la georeferenziazione del modello, in campo vengono posizionati alcuni punti di riferimento, quali delle mire. Durante il rilievo, ci si muove lentamente intorno al fronte di scavo, mantenendo una distanza costante e catturando ogni angolazione, mentre l'applicazione monitora in tempo reale l'avanzamento della scansione. Una volta terminato, il modello viene esportato in formati standard, come OBJ o STL, e successivamente elaborato con software come CloudCompare, dove è possibile perfezionarlo, eliminando eventuali artefatti e applicando texture. Il risultato è un modello tridimensionale dettagliato, utile per documentazione e analisi approfondite.

Lo sviluppo di un modello 3D più dettagliato e dei fotomosaici viene attuato mediante fotogrammetria aerea, eseguita con un drone Autel EVO II Pro: si tratta di un dispositivo professionale dotato di una fotocamera ad alta risoluzione con sensore CMOS da 1 pollice e 20 megapixel. Prima del volo, viene pianificata con precisione la missione di volo, definendo l'area da sorvolare e i parametri necessari, come la sovrapposizione delle immagini e l'altezza di volo. Vengono inoltre posizionati dei punti di controllo a terra per garantire una georeferenziazione accurata del modello. Durante il volo, il drone acquisisce immagini seguendo traiettorie selezionate che assicurano una copertura completa del sito. Le immagini raccolte vengono elaborate con software specifici per la fotogrammetria (ODM e Meshroom), generando inizialmente una nuvola di punti sparsa, successivamente trasformata in una mesh 3D densa e completa. La mesh viene poi arricchita con texture, producendo un modello tridimensionale ad altissima risoluzione, con una precisione di alcuni millimetri per pixel. In aggiunta al modello 3D, viene creato un ortomosaico dettagliato, ideale per studiare la stratigrafia del fronte. I dati ottenuti vengono inseriti in un sistema GIS (QGIS) per fare considerazioni circa il microrilievo e la contestualizzazione geologico-geomorfologica.

Contemporaneamente alla descrizione e all'analisi topografica, viene effettuato un campionamento sistematico, prevedendo il prelevamento di campioni mirato e georeferenziato per datazioni geocronologiche, analisi sedimentologiche e geochimiche, e microanalisi e paleoecologiche, registrando con precisione la provenienza stratigrafica e la relazione con le eventuali strutture tettoniche.

L'integrazione dei dati di terreno e di laboratorio conduce alla fase interpretativa e correlativa, che include la correlazione stratigrafica e strutturale per stabilire relazioni spazio-temporali tra le deformazioni e le unità datate, l'inferenza di eventi sismici storici e preistorici attraverso l'identificazione di evidenze diagnostiche di attività cosismica, la stima dei parametri paleosismici

quantificando lo spostamento cosismico e la magnitudo stimata, e l'analisi della paleosismicità regionale mediante la correlazione con dati provenienti da altre indagini e sismicità nota. L'applicazione rigorosa di queste metodologie è essenziale per garantire l'affidabilità e la validità delle interpretazioni paleosismiche.

## RISULTATI

### TRINCEA MS01

La trincea è stata scavata vicino al Centro Equestre la Favorita, nella parte orientale del Comune di Mussolente. Lo scavo è lungo 56 m per 4 larghezza per circa 4 m di profondità. La falda acquifera, tuttavia, è stata riscontrata a circa 3.8 m di profondità, causando il parziale allagamento della trincea.

La trincea è posizionata a ridosso delle colline di Mussolente (Figura 3). L'unica anomalia morfologica di origine naturale osservabile è situata circa un chilometro a sud della trincea, in corrispondenza della scarpata di faglia che attraversa la conoide del Brenta, già evidenziata in passato da Favaro e Grandesso (1982) e da Tellini e Pellegrini (2001).

Circa 200 m a nord della trincea è stato perforato un pozzo, la cui stratigrafia è riportata in Figura 7.

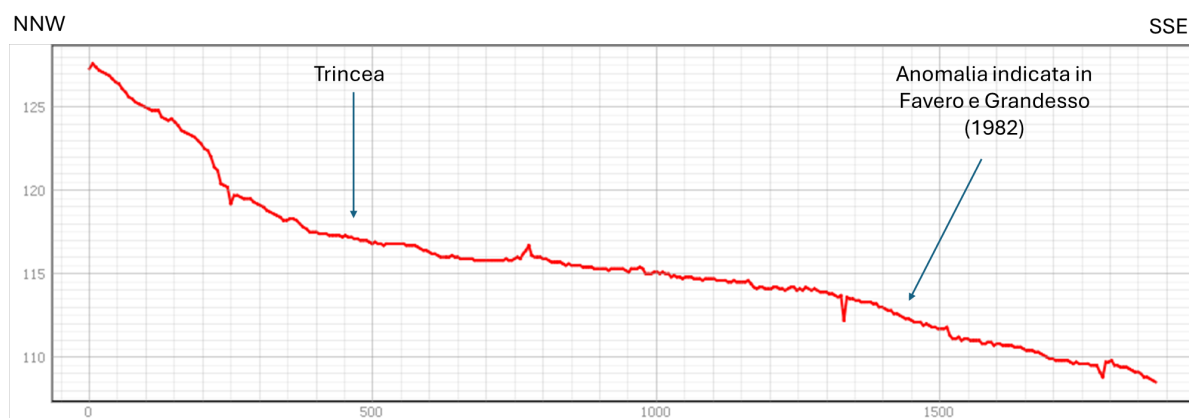


FIGURA 3 – PROFILO TOPOGRAFICO COMPOSITO PASSANTE PER LA TRINCEA (VEDI FIGURA 2 PER LA LOCALIZZAZIONE).



FIGURA 4 – IMMAGINE DELLA TRINCEA MS01, GUARDANDO VERSO SUD



**FIGURA 5 – ORTOFOTOMOSAICO DERIVATO DA DRONE DELLA TRINCEA MS01. SI NOTI IL RISTAGNO D’ACQUA**



**FIGURA 6 – IMMAGINE SHADED RELIEF DEL MODELLO DIGITALE DEL TERRENO DELLA TRINCEA MS01**

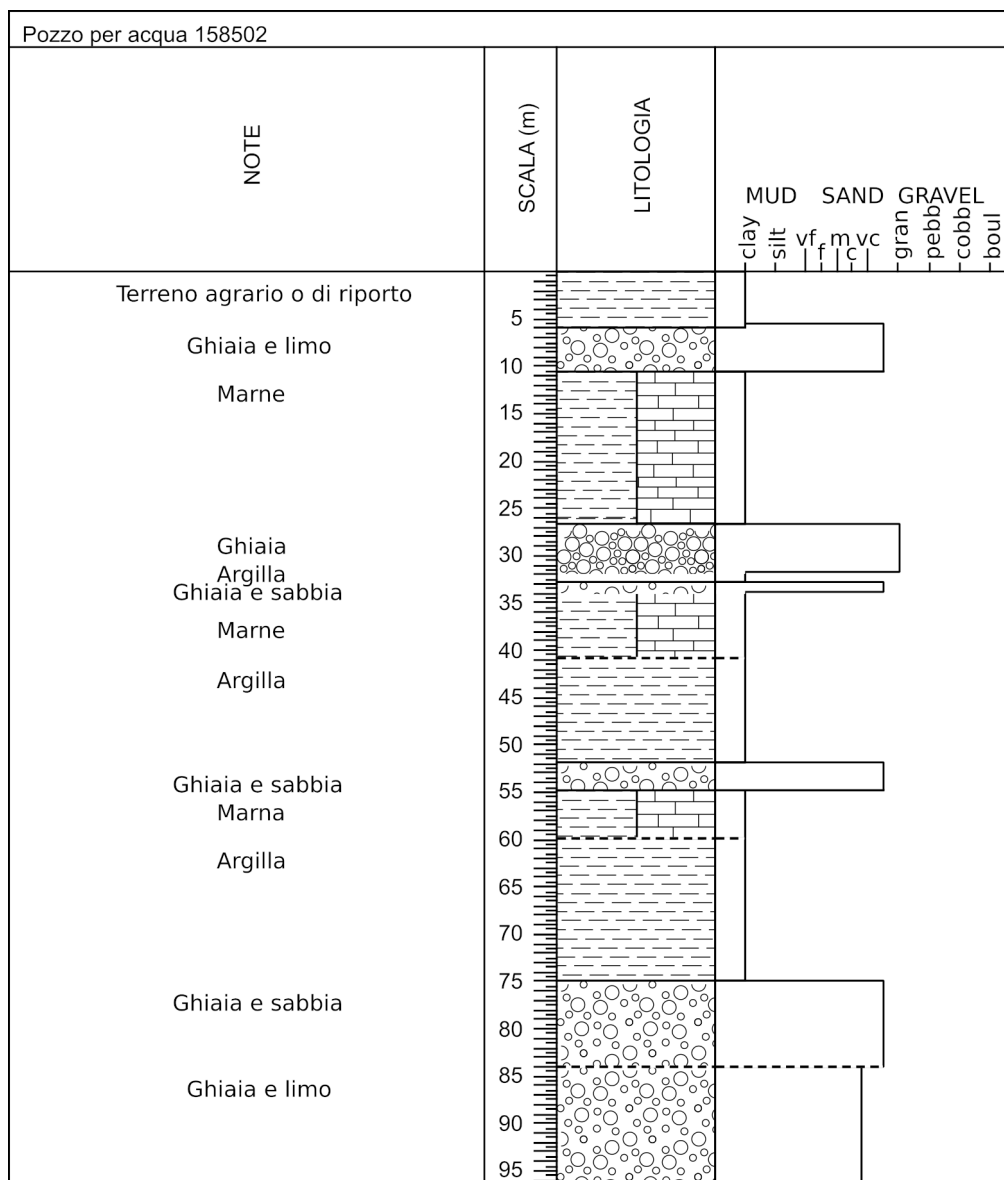


FIGURA 7 - TEREBRAZIONE LOCALIZZATA 200 M A NORD DELLA TRINCEA. (POZZO 158502 DA DATABASE ISPRA - [HTTPS://SGI2.ISPRAMBIENTE.IT/INDAGINI/SCHEDA\\_INDAGINE.ASPX?CODICE=158502](https://sgi2.isprambiente.it/indagini/scheda_indagine.aspx?codice=158502))

La successione sedimentaria esposta sulla parete occidentale della trincea è caratterizzata da una serie di intervalli stratigrafici sovrapposti, descritti di seguito.

A)

Intervallo basale costituito da ghiaie mal classate a ciottoli ben arrotondati, con  $0,5 < \phi < 2$  cm, prevalentemente carbonatici e subordinatamente di varia natura (clasti di basamento metamorfico, rosso ammonitico, arenarie, ecc.), con matrice sabbioso-limosa, debolmente argillosa, brunastra. I clasti carbonatici mostrano talvolta evidenze di decarbonatazione. L'intervallo è dato da più corpi ghiaiosi (lenticolari) che possono apparire ad una prima analisi lateralmente e verticalmente amalgamati. Tra una bancata e l'altra possono essere presenti livelli millimetrici scuri, verosimilmente corrispondenti ad ossidi di manganese. Talvolta i clasti evidenziano una lieve embricatura, talora invece l'aspetto è più caotico e la quantità di matrice aumenta fino a risultare in una tessitura matrice-sostenuta.

La tipologia di litoclasti indica un'alimentazione sia locale che proveniente da bacini interni al Sudalpino. Le tessiture evidenziano un meccanismo di trasporto principale per debris flow ed un

trasporto minoritario a carattere torrentizio. L'insieme delle caratteristiche sedimentologiche sembrano indicare un ambiente di sedimentazione di conoide sviluppata in un contesto glaciale, connesso con il ghiacciaio del Brenta. La decarbonatazione ed il netto passaggio all'intervallo sovrastante lasciano presupporre una prolungata esposizione subaerea ed una variazione nel regime degli apporti clastici.

B)

Si tratta di un corpo per lo più sabbioso-ghiaioso che va a drappeggiare, e talvolta ad incidere, la superficie irregolare di tetto dell'intervallo A. Nelle incisioni sono distinguibili corpi canalizzati costituiti da sabbie argilloso-limose cui si intercalano argille limoso-sabbiose contenenti ciottoli ben arrotondati con  $0,5 < \varnothing < 5$  cm, di varia natura (sia dolomia e calcare, che quarzo, selce, arenaria e subordinatamente graniti e porfidi). Superiormente, l'intervallo è caratterizzato da limi sabbioso-ghiaiosi, con ciottoli che possono raggiungere i 10 cm. Talvolta questi ultimi sono concentrati in piccole lenti a pessima classazione. In base alle caratteristiche sedimentologiche, permane un ambiente deposizionale di conoide, ma con un ridotto apporto di sedimento grossolano rispetto all'intervallo precedente: ciò è inquadrabile in un contesto tardiglaciale.

C)

Intervallo contraddistinto da una colorazione bruno-grigio scura e da una prevalente componente limoso-argillosa. All'interno del sedimento fine sono presenti rari trovanti con diametro di pochi millimetri e sporadiche chiazze millimetriche nerastre di sostanza organica. Localmente presenti anche bioturbazioni. La geometria ed i caratteri sedimentari evidenziano una netta variazione nei meccanismi di trasporto, con prevalenti facies a bassa energia associabili a depositi di overbank in piana inondabile prossimale o conoide distale, verosimilmente poco drenati.

D-E)

L'intervallo è caratterizzato da una porzione inferiore (D), discontinua, costituita da incisioni sull'intervallo C originate da canali a base erosiva, il cui riempimento è dato da livelli di ghiaie gradate, con ciottoli prevalentemente di selce rossa (angolosi) e carbonatici (ben arrotondati), con diametro medio variabile da 3 cm a 1 cm superiormente, e matrice argilloso-limoso-sabbiosa bruno-rossastra. In uno dei canali (D1) si possono apprezzare strutture da migrazione laterale. Nelle ghiaie sono talora presenti intercalazioni di argille grigiastre. Lateralmente e superiormente (E), le ghiaie passano a limi argillosi e argille limose brunastro-marroncine, bioturbate, con piccole chiazze di sostanza organica sparse. Rari i trovanti, di diametro medio di circa 1 cm, prevalentemente di selce a spigoli poco arrotondati, che subordinatamente vanno a costituire piccole tasche o lenti ampie fino a 50 cm. Nel complesso, l'intervallo costituisce un esteso corpo che va a chiudersi verso S sull'intervallo sottostante.

I depositi di questo intervallo sono associabili ad un ambiente di conoide distale, verosimilmente con clima temperato, solcato da piccoli canali ad alimentazione locale: l'abbondanza di clasti selciosi può essere infatti legata allo smantellamento di affioramenti di Formazione di Fonzaso e/o di Maiolica presenti sul versante meridionale del massiccio del Grappa.

F)

Rappresenta l'intervallo più giovane individuato, chiaramente pedogenizzato nella sua parte superiore e sovrastato da circa 40 cm di terreno arativo. È costituito per lo più di limi argillosi (di rado argille limose), talora bioturbati, talvolta debolmente sabbiosi, marroncini, con rari trovanti di diametro massimo di 5 mm. Si tratta di depositi di overbank olocenici, probabilmente inquadrabili nelle porzioni distali di conoidi alluvionali.

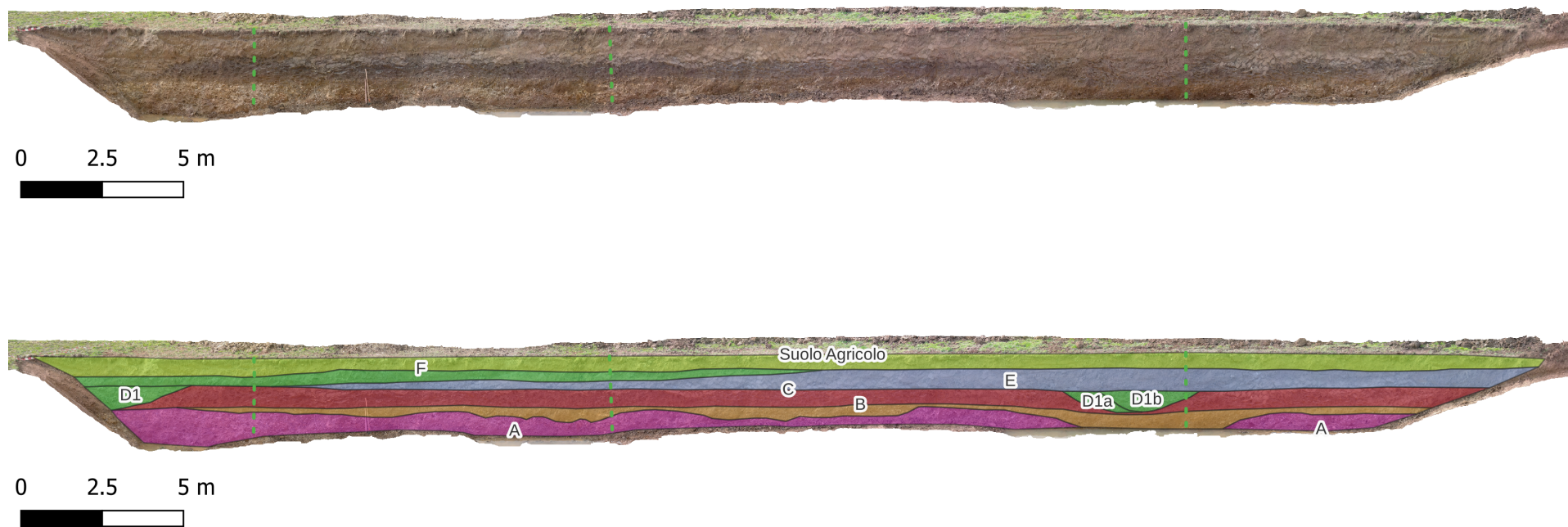


FIGURA 8 – ORTOFOTO DELLA TRINCEA MS01 E RELATIVA INTERPRETAZIONE

## TRINCEA SZ01

La trincea SZ01 è stata scavata nel comune di San Zenone degli Ezzelini, nei pressi di Cà Bembo, a sud di Villa Vignola, a sud della SR248.

Questa trincea è orientata NNE-SSW ed è lunga 116 m per una larghezza di 4m, con una profondità superiore a 3 metri.

L'analisi morfologica da lidar e fotogrammetria non ha evidenziato alcuna anomalia morfologica in corrispondenza della trincea; l'unica anomalia osservata lungo il profilo di Figura 9 si trova circa 300 m più a sud.

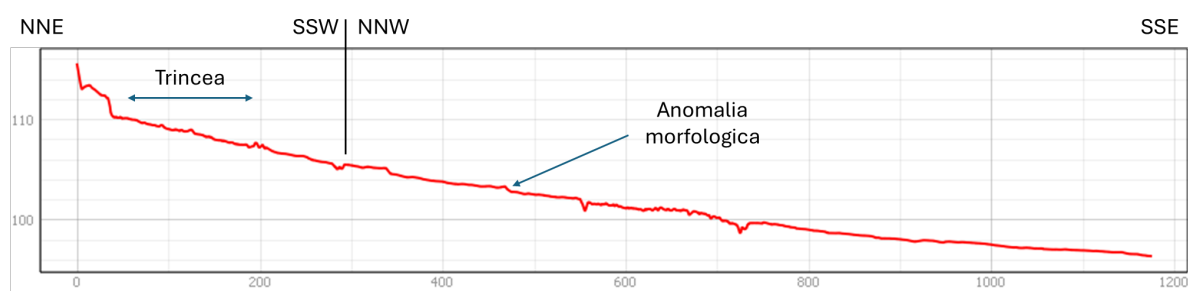


FIGURA 9 – PROFILO TOPOGRAFICO DERIVATO DA DTM LIDAR CHE INTERSECA LA TRINCEA SZ01.



FIGURA 10 – LA TRINCEA SZ01



FIGURA 11 – FOMOSAICO DA DRONE DELL'AREA INTERESSATA DALLA TRINCEA



**FIGURA 12 – IMMAGINE IN SHADED RELIEF DEL MODELLO DIGITALE DEL TERRENO DERIVATO DA FOTOGRAMMETRIA DA DRONE. L'ANOMALIA MORFOLOGICA CHE SEMBRA DIVIDERE A METÀ LA TRINCEA È DI ORIGINE ANTROPICA**



FIGURA 13 - ORTOFOTO DELLA PARETE OCCIDENTALE DELLA TRINCEA SZ01 CON RELATIVA INTERPRETAZIONE DELLE VARIE UNITÀ SEDIMENTARIE. I PUNTI ROSSI INDICANO I PUNTI DOVE SONO STATI MISURATI I LOG STRATIGRAFICI.

L'analisi stratigrafico-sedimentologica della trincea ha restituito la seguente successione:

A) Il livello basale riconosciuto è costituito da limi argillosi bruno-giallastri, talora debolmente sabbiosi, con chiazze millimetriche più scure di sostanza organica. Verso l'alto, i limi passano bruscamente a sabbie giallastre medio-fini, debolmente limose, localmente con la base marcata da arricchimenti di sostanza organica in piccole lenti centimetriche.

B) L'intervallo si stende per buona parte della trincea, dalla sua estremità settentrionale fino ad oltre la metà meridionale, dove va a chiudersi a lente. Si tratta in genere di ghiaie medio-grossolane con matrice sabbiosa e sabbioso-ghiaiosa. I ciottoli, ben arrotondati e prevalentemente carbonatici (si riconoscono dolomie e calcari, tra cui frammenti di Rosso Ammonitico Veronese e di Maiolica), mostrano a tratti un'embricatura a sottolineare stratificazioni piano parallele ed incrociate, anche con strutture a festoni (B1); a tratti, invece, appaiono una tessitura disorganizzata e una pessima classazione. Le lenti ghiaiose, di spessore decimetrico, risultano talora amalgamate mentre in altri casi sono separate da sottili orizzonti millimetrici più scuri, dati da incrostazioni di manganese. Il tetto dell'intervallo è caratterizzato da una gradazione verso ghiaie fini, talvolta con tasche sabbiose.

C) Verso sud, il corpo ghiaioso è sostituito da un intervallo sabbioso-limoso in cui i ciottoli risultano totalmente assenti. Si tratta di alternanze litologiche, con passaggi sfumati, di sabbie fini giallastre e sabbie limose, e limi argillosi grigio-brunastri. A tratti sono diffuse piccole chiazze millimetriche di sostanza organica. Nei livelli basali dell'intervallo, più argillosi, sono state anche osservate piccole concrezioni carbonatiche millimetriche e bioturbazioni.

D-E) L'intervallo presenta caratteristiche simili a quello sottostante, dal quale si distingue per una maggior componente limoso-argillosa e per la presenza di bande centimetriche, piano parallele, di colore biancastro. In particolare, a tetto è presente un orizzonte biancastro potente circa 5 cm (E) che presenta una discreta continuità laterale e sormonta parzialmente verso nord anche l'intervallo ghiaioso B.

F) Si tratta di un intervallo sabbioso-limoso, di colore giallo chiaro e generalmente massivo, che si estende per tutta la lunghezza della trincea. Anche in questo caso, sono comuni le chiazze millimetriche di sostanza organica, che diventano più frequenti verso il tetto. Localmente, verso nord, sono presenti piccole lenti centimetriche di ghiaie fini a matrice argillosa, la cui parte superiore è lievemente pedogenizzata.

G) si tratta di tasche e lenti di ghiaie erosive su F e sottostanti l'orizzonte H.

H) Orizzonte dal caratteristico colore grigio-azzurrognolo, con uno spessore che si attesta su circa 6 cm, esteso lungo tutta la parete della trincea. È costituito da limo debolmente argilloso, per lo più privo di accumuli di sostanza organica e con rare concrezioni carbonatiche millimetriche (osservate verso il lato settentrionale della trincea). Sono presenti brevi tratti (estesi poco più di un decimetro) in cui l'orizzonte scompare, o tratti (estesi qualche decimetro) in cui esso presenta ondulazioni.

I) L'intervallo sovrastante l'orizzonte H consiste in sabbie da fini a molto fini e limose, bioturbate, con chiazze di sostanza organica e frustoli carboniosi. Il colore è per lo più giallastro, sebbene a tratti si osservino orizzonti biancastri (lato nord) e verso l'alto sfumi a bruno-rossastro (lato sud).

J) Nel settore meridionale della trincea, l'intervallo I è troncato con contatto erosivo da un corpo di ghiaie medio-fini, con ciottoli prevalentemente carbonatici, per lo più ben arrotondati, con classazione scarsa e matrice limoso-argillosa bruno-rossastra. Talvolta sono presenti passaggi laterali verso tessiture matrice-sostenute.

K) Le ghiaie di J passano superiormente, con contatto netto, ad un intervallo limoso-argilloso brunastro con piccoli trovanti. Verso nord, le litologie fini sono eteropiche ad un corpo di ghiaie mal classate, da grossolane a medio-fini, a clasti ben arrotondati e prevalentemente carbonatici, che si sovrappone all'intervallo I. La matrice è in genere limoso-sabbiosa e di colore rossastro, anche se localmente sono presenti orizzonti in cui essa risulta essenzialmente argillosa. Localmente, possono essere presenti alla base lenti di ghiaie mediamente classate, in cui la matrice è più scarsa e si nota

una embricatura a sottolineare laminazioni piano-parallele. L'intervallo risulta, nella sua parte superiore, parzialmente pedogenizzato, con tasche di alterazione che scendono per alcuni decimetri nelle ghiaie e concrezioni carbonatiche larghe fino a 5 mm in diametro nei limi argillosi.

Z) La successione è chiusa da un intervallo di potenza variabile, da 80 a 50 cm, di arativo e suoli derivati dalla completa pedogenesi delle litologie sottostanti.

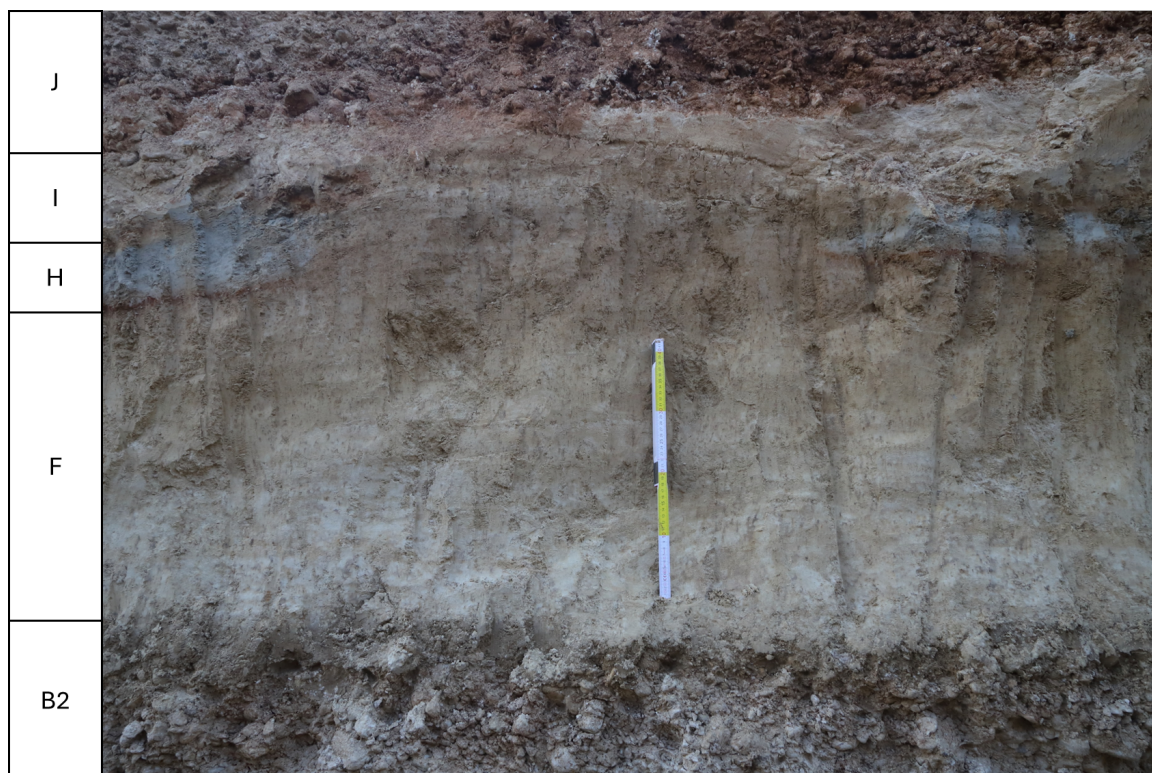
Per la maggior parte, le facies deposizionali individuate sono contestualizzabili in ambiente di conoide alluvionale. Il primo intervallo fine (A) può essere associato a depositi di esondazione di torrenti a prevalente trasporto sabbioso, mentre il successivo intervallo (B) mostra invece depositi grossolani torrentizi o da debris flow. La pressoché totale assenza di litici metamorfici o vulcanici e la prevalenza di carbonatici, indica una derivazione del sedimento locale, verosimilmente dall'area a nord di Crespano del Grappa. La presenza di indicatori di episodi di esposizione subaerea può essere connessa ad un contesto di scarsa subsidenza. In attesa di datazioni, non è escluso che si tratti di depositi già post-glaciali. La successione sovrastante, con gli intervalli C-E-F, mostra facies associabili a depositi di esondazione e rotta da torrenti in ambiente di conoide, verosimilmente con clima temperato. Anche in questo caso, i frequenti episodi di esposizione subaerea possono essere associati ad un contesto di scarsa subsidenza. L'intervallo H rappresenta un momento peculiare nell'evoluzione geologica dell'area, e presenta alcuni aspetti problematici: se da un lato esso mostra caratteristiche associabili ad un orizzonte residuale, l'assenza di altri orizzonti tipici dei paleosuoli ed i contatti netti con gli intervalli sottostanti e soprastanti lasciano pensare ad un'origine sedimentaria primaria. Tuttavia, la forte componente argillosa risulta difficilmente inquadrabile in un contesto di conoide, se non in avvallamenti inter-torrentizi, ma in tal caso contrastano l'assenza di sostanza organica ed il costante esiguo spessore. Le ondulazioni di questo orizzonte, unite alla presenza di interruzioni, possono essere spiegate con l'azione di vegetazione antica che con l'apparato radicale ha distrutto la continuità di questo intervallo. L'intervallo I mostra facies associabili a rotte torrentizie sabbiose, mentre i depositi dell'intervallo J indicano riprese dei depositi torrentizi ghiaiosi e da debris flow (seppur più limitati rispetto a quelli dell'intervallo B). L'intervallo K presenta facies sia di overbank che di canale torrentizio, ma con indicatori di variazione nell'area sorgente: tanto la componente argillosa quanto i litoclasti inclusi sembrano derivare infatti dall'alterazione ed erosione dei depositi miocenici affioranti sui primi rilievi a nord di S. Zenone. Per quanto riguarda le sottostanti alternanze tra gli intervalli più ghiaiosi e quelli più sabbioso-limosi, esse possono essere connesse a ripetute variazioni dell'area di alimentazione: le formazioni carbonatiche alla base del massiccio del Grappa in un caso, da cui derivano gli apporti degli intervalli a granulometria più grossolana, le formazioni prevalentemente silicoclastiche della fascia pedemontana a nord di Liedolo, nell'altro. La natura dell'intermittenza nella tipologia di apporti può essere attribuita a ripetuti episodi di sollevamento tettonico o a variazioni significative nei regimi torrentizi e al conseguente avanzamento/arretramento degli ambienti di conoide.



**FIGURA 14 – DETTAGLIO DELLA SUCCESSIONE TRA B2 E J**



**FIGURA 15 – DETTAGLIO DEL LIVELLO H**



**FIGURA 16 – IL LIVELLO H PUÒ ESSERE LOCALMENTE DEFORMATO O INTERROMPERSI, VEROSIMILMENTE PER GLI EFFETTI DI VEGETAZIONE NON PIÙ ESISTENTE**

## CONCLUSIONI

Questo studio ha permesso di descrivere in dettaglio due trincee scavate nel comune di Mussolente (MS01) e nel vicino comune di San Zenone degli Ezzelini (SZ01).

La successione stratigrafica esposta nelle trincee MS01 e SZ01 è piuttosto simile, costituita da corpi sedimentari a varie litologie, quali sabbie limose, limi, ghiaie (anche grossolane) e più raramente argille, che nel complesso rappresentano il prodotto dell'interazione tra conoidi alluvionali locali, situate a N dei siti investigati, con la conoide del Brenta. Per analogia con quanto osservato in altri affioramenti, i depositi più antichi incontrati risalgono all'ultimo massimo glaciale.

Gli scavi non hanno evidenziato la presenza di deformazioni di carattere tettonico ascrivibili alla presenza di Faglie Attive e Capaci (FAC).

L'assenza di evidenze di liquefazione non permette di aggiungere informazioni paleosismologiche per tale area.

Il quadro emerso è inoltre compatibile con quanto già evidenziato da indagini geognostiche pregresse.

## BIBLIOGRAFIA

- Balestri, L., Magnoni, G., Mozzi, G., Santangelo, R., Zambon, G., 1988. Movimenti recenti nell'Italia Nord-Orientale da ripetizioni di livellazioni di precisione (1952-1985). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* suppl. 1, 25–30.
- Baranello, S., 2023. Materiali per un catalogo dei terremoti italiani. Terremoti “minori” dell'Asolano (1861-1921). *Quaderni di Geofisica* 186, 1–158. <https://doi.org/10.13127/QDG/186>
- Baratta, M., 1901. I terremoti d'Italia. Fratelli Bocca Editori, Torino.
- Benedetti, L., Tapponnier, P., King, G.C.P., Meyer, B., Manighetti, I., 2000. Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. *J. Geophys. Res.* 105, 739–766. <https://doi.org/10.1029/1999JB900222>
- Burrato, P., De Martini, P.M., Poli, M.E., Zanferrari, A., 2009. Geometric and Kinematic modeling of the thrust fronts in the Montello-Cansiglio area from geologic and geodetic data (Eastern Southalpine Chain, NE Italy). *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana* 5, 48–50.
- Burrato, P., Poli, M.E., Vannoli, P., Zanferrari, A., Basili, R., Galadini, F., 2008. Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: An updated view based on geological and seismological evidence. *Tectonophysics* 453, 157–176. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.07.009>
- C.N.R., 1980. Contributi alla realizzazione della carta neotettonica d'Italia. 356. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto finalizzato geodinamica, sottoprogetto Neotettonica
- Camassi, R., Castelli, V., Serpelloni, E., Pondrelli, S., 2024. Reappraising the 25 February 1695 Asolano Earthquake. *Seismological Research Letters* 95, 526–538. <https://doi.org/10.1785/0220230238>
- Caputo, R., Poli, M.E., Zanferrari, A., 2010. Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy. *Journal of Structural Geology* 32, 1009–1027. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.004>
- Carraro, F., 1993. Criteri Per Evidenziare L'evoluzione Recente Di Faglie. *Il Quaternario* 6, 15–26.
- Castaldini, D., Panizza, M., 1991. Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia Settentrionale). *Il Quaternario* 4, 333–410.
- Castellarin A., 1981, Carta tettonica delle Alpi meridionali alla scala 1:200.000. Bologna, Tecnoprint, 220 pp.
- Cheloni, D., D'Agostino, N., Selvaggi, G., 2014. Interseismic coupling, seismic potential, and earthquake recurrence on the southern front of the Eastern Alps (NE Italy). *JGR Solid Earth* 119, 4448–4468. <https://doi.org/10.1002/2014JB010954>
- Danesi, S., Pondrelli, S., Salimbeni, S., Cavaliere, A., Serpelloni, E., Danecek, P., Lovati, S., Massa, M., 2015. Active deformation and seismicity in the Southern Alps (Italy): The Montello hill as a case study. *Tectonophysics* 653, 95–108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.028>
- de Concini, C., de Florentiis, N., Gatto, G.O., Illiceto, V., 1980. Movimenti attuali nelle Alpi Orientali rilevati mediante livellazioni ripetute. *Memorie di Scienze Geologiche* 34, 53–66.
- Favero, V., Grandesso, P., 1982. Nuovi Affioramenti di Pliocene Marino Nei Dintorni di Bassano Del Grappa (Venezia). *Memorie della Società Geologica Italiana* 24, 71–77.
- Fontana, A., Monegato, G., Zavagno, E., Devoto, S., Burla, I., Cucchi, F., 2014. Evolution of an Alpine fluvio-glacial system at the LGM decay: The Cormor megafan (NE Italy). *Geomorphology* 204, 136–153. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.07.034>
- Galadini, F., Poli, M.E., Zanferrari, A., 2005. Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with  $M \geq 6$  in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophysical Journal International* 161, 739–762. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02571.x>
- Galli, P., Galadini, F., Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth-Science Reviews* 88, 89–117. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.001>
- GNDT, 1995. Terremoto del 12.06.1836, Bassano (No. 6088), Progetto: Analisi “Attraverso i Repertori.” CNR - GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DAI TERREMOTI.
- Massari, Francesco, A. Rosso, e E. Radicchio. «Paleocorrenti e Composizione dei Conglomerati Tortoniano- Messiniani Compresi fra Bassano e Vittorio Veneto». *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova* 31 (1974): 22.
- Massari, F., 1975. Sedimentazione ciclica e stratigrafia del Tortoniano Superiore- Messiniano tra Bassano e Vittorio Veneto. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova* 31, 58.
- Massari, F., Grandesso, P., Stefani, C., Zanferrari, A., 1986. The Oligo-Miocene Molasse of the Veneto-Friuli region, Southern Alps. *Giornale di Geologia* 48, 235–255.

- McCalpin, J. (Ed.), 2009. Paleoseismology, 2nd ed. ed, International geophysics series. Academic Press, Burlington, MA.
- Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quat. res.* 68, 284–302. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002>
- Panizza, M., Slejko, D., Bartolomei, G., Carton, A., Castaldini, D., Demartin, M., Nicolich, R., Sauro, U., Semenza, E., Sorbini, L., 1981. Modello Sismotettonico Dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa. *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 4, 587–603.
- Patricelli, G., Poli, M.E., Cheloni, D., 2022. Structural Complexity and Seismogenesis: The Role of the Transpressive Structures in the 1976 Friuli Earthquakes (Eastern Southern Alps, NE Italy). *Geosciences* 12, 227. <https://doi.org/10.3390/geosciences12060227>
- Patricelli, G., Poli, M.E., Paiero, G., Monegato, G., Marinoni, F., Olivotto, M., Marchesini, A., Abu Zeid, N., Unterprentinger, E., Z Anferrari, A., 2020. Paleoseismological Investigations at the Front of the Eastern Southern Alps (NE Italy). <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-19681>
- Peruzza, L., Romano, M.A., Guidarelli, M., Moratto, L., Garbin, M., Priolo, E., 2022. An unusually productive microearthquake sequence brings new insights to the buried active thrust system of Montello (Southeastern Alps, Northern Italy). *Front. Earth Sci.* 10, 1044296. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1044296>
- Poli, M.E., Burrato, P., Galadini, F., Z Anferrari, A., 2008. Seismogenic sources responsible for destructive earthquakes in north-eastern Italy. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata* 49, 301–313.
- Poli, M.E., Falcucci, E., Gori, S., Monegato, G., Z Anferrari, A., Affatato, A., Baradello, L., Böhm, G., Bo, I.D., Del Pin, E., Forte, E., Grimaz, S., Marchesini, A., 2021. Paleoseismological evidence for historical ruptures along the Meduno Thrust (eastern Southern Alps, NE Italy). *Tectonophysics* 818, 229071. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229071>
- Poli, M.E., Monegato, G., Fontana, A., Mozzi, P., Rossato, S., Zampieri, D., Falcucci, E., Gori, S., Caputo, R., Z Anferrari, A., 2021. Comment on “Fragmentation of the Adriatic Promontory: New Chronological Constraints From Neogene Shortening Rates Across the Southern Alps (NE Italy)” by Moulin & Benedetti. *Tectonics* 40. <https://doi.org/10.1029/2019TC005696>
- Ravazzi, C., Pini, R., Badino, F., De Amicis, M., Londeix, L., Reimer, P.J., 2014. The latest LGM culmination of the Garda Glacier (Italian Alps) and the onset of glacial termination. Age of glacial collapse and vegetation chronosequence. *Quaternary Science Reviews* 105, 26–47. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.014>
- Romano, M.A., Peruzza, L., Garbin, M., Priolo, E., Picotti, V., 2019. Microseismic Portrait of the Montello Thrust (Southeastern Alps, Italy) from a Dense High - Quality Seismic Network. *Seismological Research Letters* L10305. <https://doi.org/10.1785/0220180387>
- Rossato, S., Mozzi, P., 2016. Inferring LGM sedimentary and climatic changes in the southern Eastern Alps foreland through the analysis of a 14C ages database (Brenta megafan, Italy). *Quaternary Science Reviews* 148, 115–127. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.013>
- Rovida, A., Locati, M., Camassi, R., Lolli, B., Gasperini, P., Antonucci, A., 2022. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0 [Data set]. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/cpti/cpti15.4>
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Anderlini, L., Bennett, R.A., 2016. Kinematics, seismotectonics and seismic potential of the eastern sector of the European Alps from GPS and seismic deformation data. *Tectonophysics* 688, 157–181. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.026>
- Slejko, D., Carulli, G.B., Nicolich, R., Rebez, A., Z Anferrari, A., Cavallin, A., Doglioni, C., Carraro, F., Castaldini, D., Iliceto, V., Semenza, E., Z Anferrari, A., 1989. Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: A Review. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata* 31, 109–136.
- Tellini, C., Pellegrini, L., 2001. Forme di Origine Tettonica, in: *Note Illustrative della Carta Geomorfologica della Pianura Padana*, Geogr. Pis. Dinam. Quat. pp. 55–68.
- Yeats, R.S., Sieh, K.E., Allen, C.R., Allen, C.R., 1997. The geology of earthquakes. Oxford University Press, New York Oxford.
- Z Anferrari, A., Bollettinari, G., Carobene, L., Carton, A., Carulli, G.B., Castaldini, D., Cavallin, A., Panizza, M., Pellegrini, G.B., Pianetti, F., Sauro, U., 1982. Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale. *Memorie di Scienze Geologiche* 35, 355–376.

Belluno, 5 giugno 2025



Dr Alberto Riva