

Attuazione dell'articolo 11 della legge 24 giugno 2006, n. 77

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Piemonte

Comune di Grivere



Regione Piemonte Settore Sismico	Soggetto attuatore Dott. Geol. Dario Fontan	Data 14/09/2023 08/02/2024
-------------------------------------	--	----------------------------------

INDICE

1 Introduzione.....	2
2 Metodologia.....	2
3 Localizzazione geografica.....	3
4 Ambito di indagine.....	3
5 Definizione degli eventi di riferimento e della pericolosità di base.....	4
5.1 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche.....	7
5.2 Pericolosità sismica di riferimento.....	9
6 Assetto geologico e geomorfologico dell'area.....	11
6.1 Complesso di Chiomonte-Venaus.....	13
6.1.1 Calcescisti s.s. (GCC).....	13
6.1.2 Gneiss albitici a K-feldspato (GCK) e micascisti associati (GCF).....	14
6.1.3 Micascisti (GCF).....	14
6.1.4 Prasiniti massicce (GCB).....	15
6.2 Unità Incertae Sedis.....	15
6.3 Evoluzione quaternaria.....	15
7 Dati geotecnici e geofisici.....	18
7.1 Dati di archivio.....	18
7.2 Dati geofisici integrativi.....	19
8 Elaborati cartografici.....	20
8.1 Carta delle Indagini.....	20
8.2 Carta Geologico-tecnica.....	20
8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS.....	22
8.3.1 Zone stabili.....	22
8.3.2 Zone di attenzione per instabilità.....	22
8.3.3 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali.....	22
8.4 Colonne litostratigrafiche sintetiche MOPS.....	25
9 Interpretazioni e incertezze.....	26

1 Introduzione

Il Comune di Grivere con Determina del Responsabile dell'Area Tecnica 109 del 15,09,2022 ha affidato al Dott. Geol. Dario Fontan l'incarico per la redazione delle indagini di Microzonazione sismica di primo livello (MS1).

Lo studio è disposto dall'Ordinanza del Capo della Protezione Civile n. 780/2021, ai sensi del Decreto-legge 28.04.2009 n. 39, emanato a seguito dell'evento sismico dell'Aquila del 6 aprile 2009, e successivamente convertito nella Legge 24 giugno 2009 n. 77, e si attiene ai criteri tecnici illustrati nelle ICMS 2008, aggiornati nel 2018 e ai criteri informatici rappresentazione e archiviazione (Versione 4.1 – Novembre 2018).

L'informatizzazione secondo i criteri informatici di rappresentazione ed archiviazione (Versione 4.1 – Novembre 2018) è stata eseguita utilizzando il plugin "MzS Tools" v. 1.8.3 (in ambiente QGIS versione 3.30.1-s-Hertogenbosch/Lima) realizzato dal laboratorio GIS IGAG (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria) del CNR.

L'area di studio comprende oltre il 70 % della popolazione residente.

La base cartografica utilizzata è la BDTRE - Banca Dati Topografica Regionale (ed. 2023), Sezioni 154050 – 154090.

2 Metodologia

"Per microzonazione sismica si intende la valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo mediante l'individuazione e la caratterizzazione delle zone stabili, delle zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e delle zone suscettibili di instabilità" [Commissione tecnica ..., 2018].

Le condizioni sismiche locali possono alterare marcatamente l'azione sismica nel raggio di poche decine di metri, come appurato dall'analisi degli effetti dei terremoti di San Francisco, Città del Messico, Izmit, Umbria, Aquila dove si è constatato che edifici adiacenti, costruiti con la medesima tipologia, hanno subito danni di entità completamente differente, dal ribaltamento e dalla completa distruzione a pochi danni, a causa della diversità del substrato di fondazione.

La microzonazione sismica ha quindi lo scopo di riconoscere ad una scala sufficientemente grande le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso o produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture.

Gli studi di Microzonazione sismica possono essere condotti a più livelli di approfondimento, dal livello 1 al livello 3.

Il Livello 1 è propedeutico ai livelli 2 e 3 successivi, e consiste nella raccolta di dati preesistenti quali pubblicazioni, studi specialistici, dati di archivio, Piani Regolatori Comunali, studi e perizie geologiche riferite ad interventi di edilizia. I dati raccolti, verificati sul terreno, sono rappresentati in tre elaborati cartografici:

- Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica
- Carta delle indagini
- Carta delle Microzone Omogenee in prospettiva sismica

descritti e commentati nella presente relazione illustrativa.

Per la caratterizzazione sismica del territorio sono stati consultati i dati degli archivi dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia INGV, in particolare il Database Macrosismico Italiano DBMI15,

per quanto riguarda la sismicità tra l'anno 1000 e il 2020. Per quanto riguarda la documentazione cartografica, il PRGC di Graverè, redatto dalla Dott. Geol. Renata De Vecchi Pellati (Studio Geoengineering, TO), oltre alle cartografie redatti ai sensi della LR 56/77 e smi, include anche la carta di Zonazione del territorio in Prospettiva Sismica delle zone maggiormente urbanizzate.

3 Localizzazione geografica

Il territorio del Comune di Graverè si estende lungo il versante destro orografico della media Valle di Susa, dalle Gorge di Susa (circa quota 500 m slm), formate dalla Dora Riparia, alla cresta spartiacque con la valle Chisone (2600-2700 m slm). Comprende il bacino del T. Gelassa e la parte alta di quello del t. Merdarello, che sfocia nella Dora a Susa.

Il tessuto urbano è formato da una agglomerato di frazioni poste nel settore settentrionale del territorio tra circa quota 700 e 800 m slm.

4 Ambito di indagine

L'ambito di indagine corrisponde alle aree per le quali le condizioni normative consentono o prevedono l'uso a scopo edificatorio o per infrastrutture, o la loro potenziale trasformazione a tali fini, o prevedono l'uso a fini di protezione civile. Comprende il settore settentrionale del territorio comunale di Graverè le case sparse in loc. La Losa e Pian Gelassa. L'area di studio include parte dell'area SIC "Arnodera - Colle Montabone" IT1110055.

Verso sud, l'area di indagine è stata scelta in modo da proseguire i limiti delle aree di studio MS1 dei comuni attigui (Chiomonte e Graverè); verso nord, est ed ovest corrisponde al limite comunale catastale.

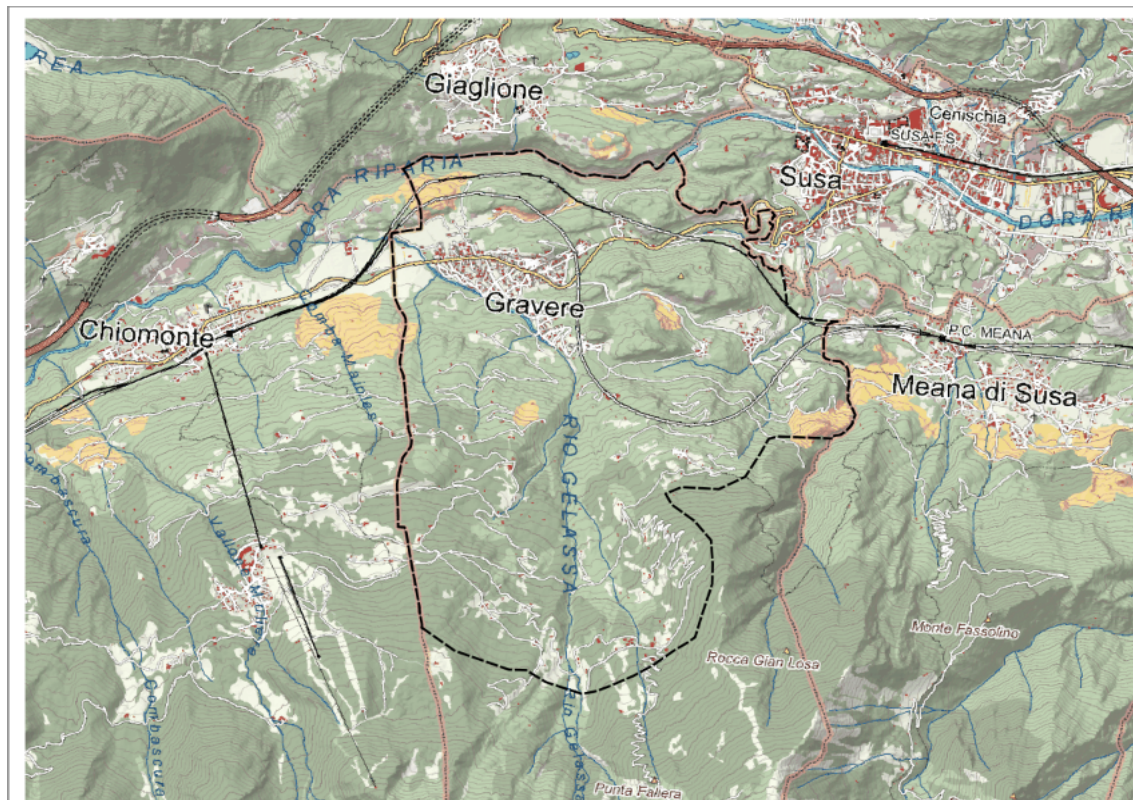


Figura 1 - Comune di Graverè – area di indagine

5 Definizione degli eventi di riferimento e della pericolosità di base

Per la definizione degli eventi sismici di riferimento è stato consultato il Database Macrosismico Italiano (DBMI15 v4.0¹, visualizzato il 19 luglio 2023). Il catalogo riporta 6 eventi sismici riferiti alla finestra temporale 1000-2020 (figure 2 e 3).

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
6	1753	03	09	13	15		Val Chisone	16	6-7	5.16
5	1887	02	23	05	21	5	Liguria occidentale	1511	9	6.27
5	1969	10	09	03	31	3	Val di Susa	36	5	4.25
5	1980	01	05	14	32	2	Torinese	120	6-7	4.82
NF	1991	02	11	15	43	4	Briançonnais	72		4.33
NF	2000	08	21	17	14		Monferrato	595	6	4.94

Figura 2 - Eventi sismici riferiti alla finestra temporale 1000-2020 riportati dal Database Macrosismico Italiano (DBMI15 v4.0)

Gravere



PlaceID IT_01135
Coordinate (lat, lon) 45.123, 7.021
Comune (ISTAT 2015) Gravere
Provincia Torino
Regione Piemonte
Numero di eventi riportati 6

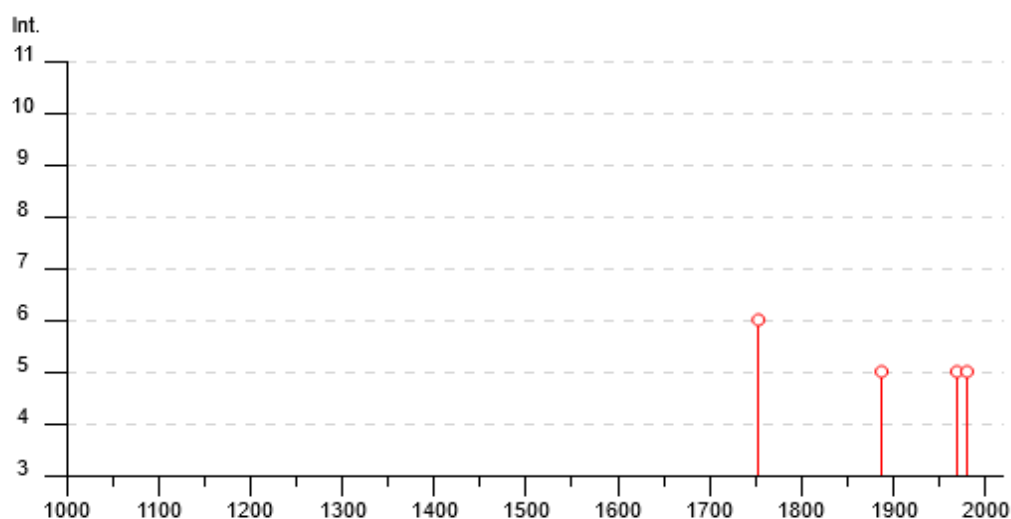
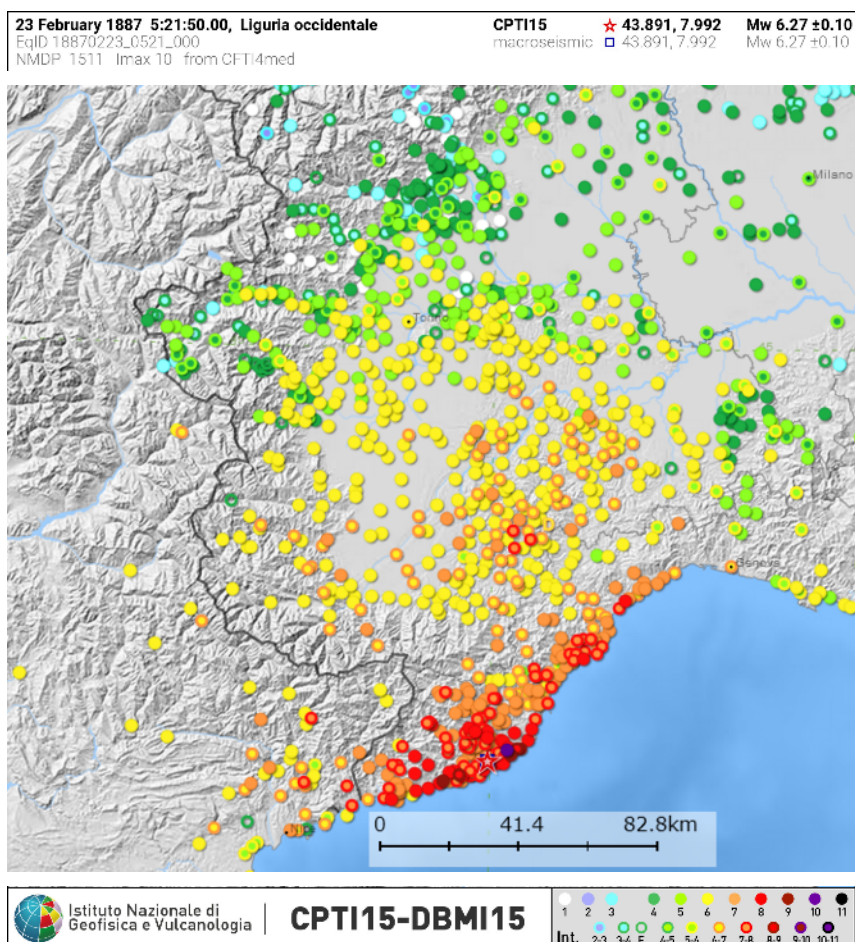
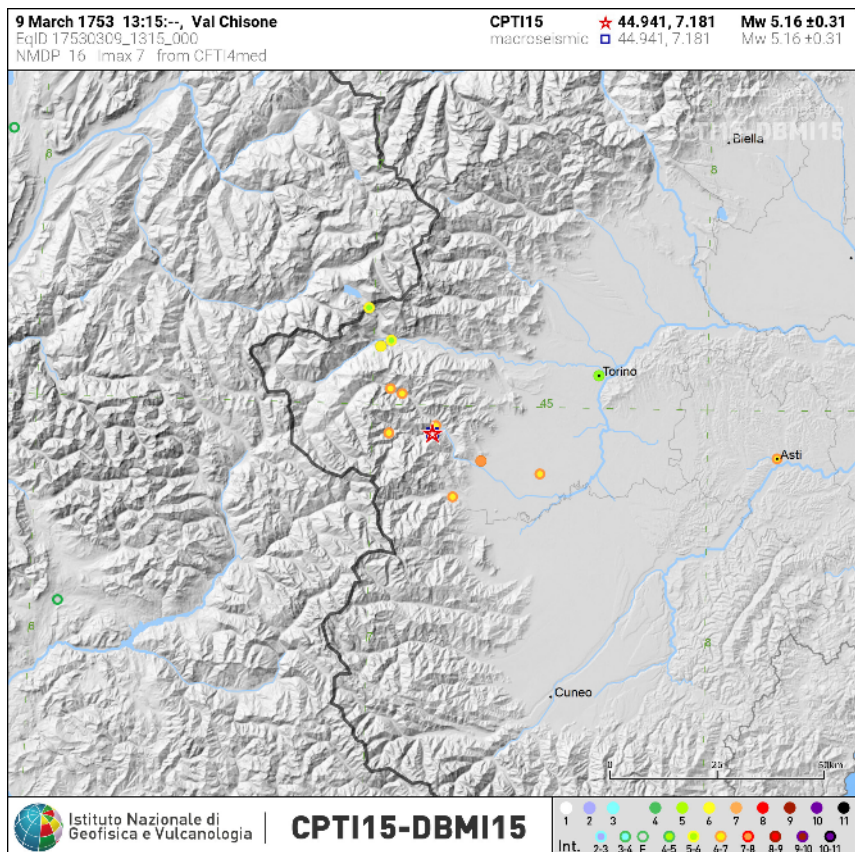
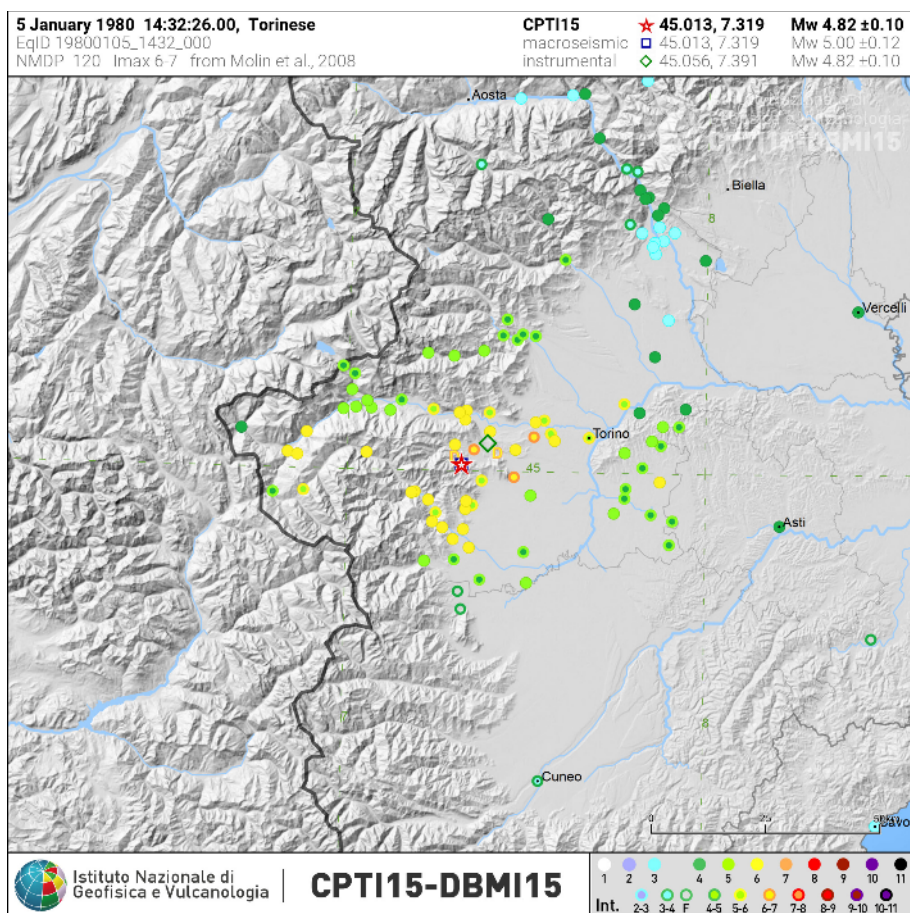
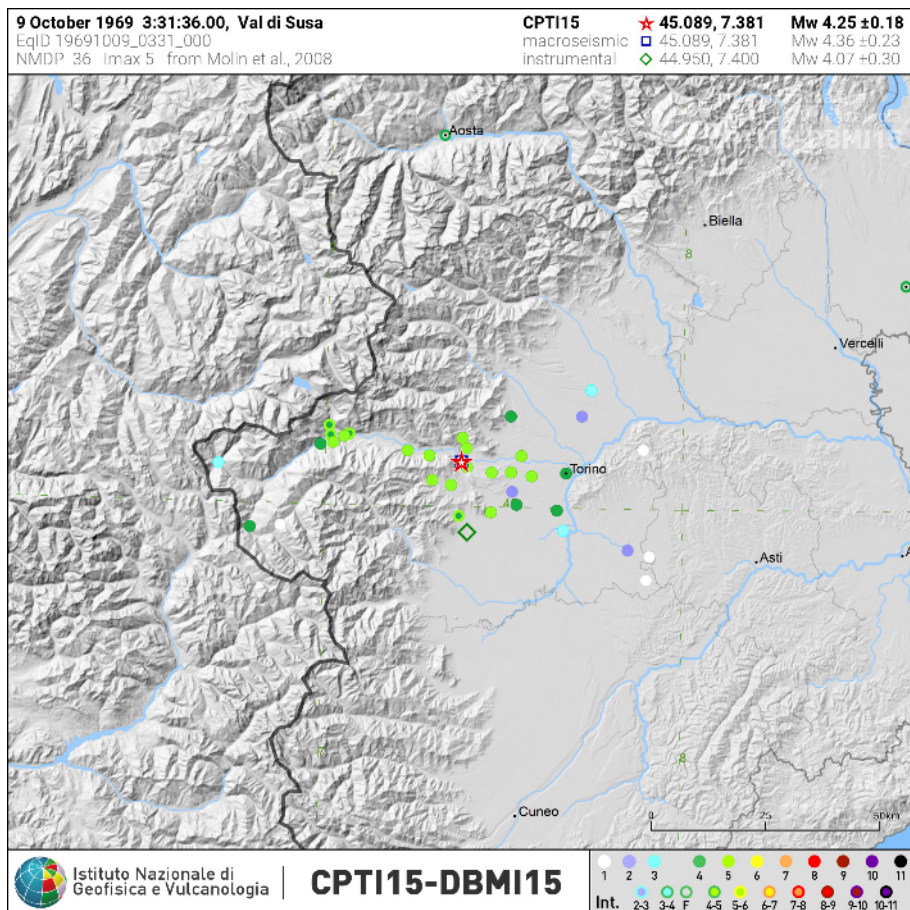


Figura 3 - Eventi sismici riferiti alla finestra temporale 1000-2020 riportati dal Database Macrosismico Italiano (DBMI15 v4.0)

Si riportano di seguito i campi macrosimici relativi 4 eventi riportati in figura 3.

¹Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Antonucci A. (2022). Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/DBMI/DBMI15.4>





Gli eventi del 1753 e 1887 hanno prodotto nell'area di Susa un risentimento di intensità MCS = 6 : *“Scossa molto forte, percepita da tutti con spavento e fuga all'esterno. Barcollare di persone. Rottura di vetrine, piatti, vetrerie. Caduta dagli scaffali di soprammobili e libri e di quadri dalle pareti. Screpolature di intonaci deboli. Suono di campanelle, stormire di alberi e cespugli”*.

5.1 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono attivate almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, la cui dislocazione ha raggiunto la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Graverè, si è fatto riferimento ai cataloghi ITHACA e DISS 3.2.0.

Le sorgenti sismogenetiche rappresentano le zone che sono state riconosciute come origine dei terremoti grazie allo studio della sismicità storica e delle indagini geologiche.

ITHACA è un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali. Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione non è stata individuata nessuna faglia capace nel territorio comunale di Graverè (figura 4).

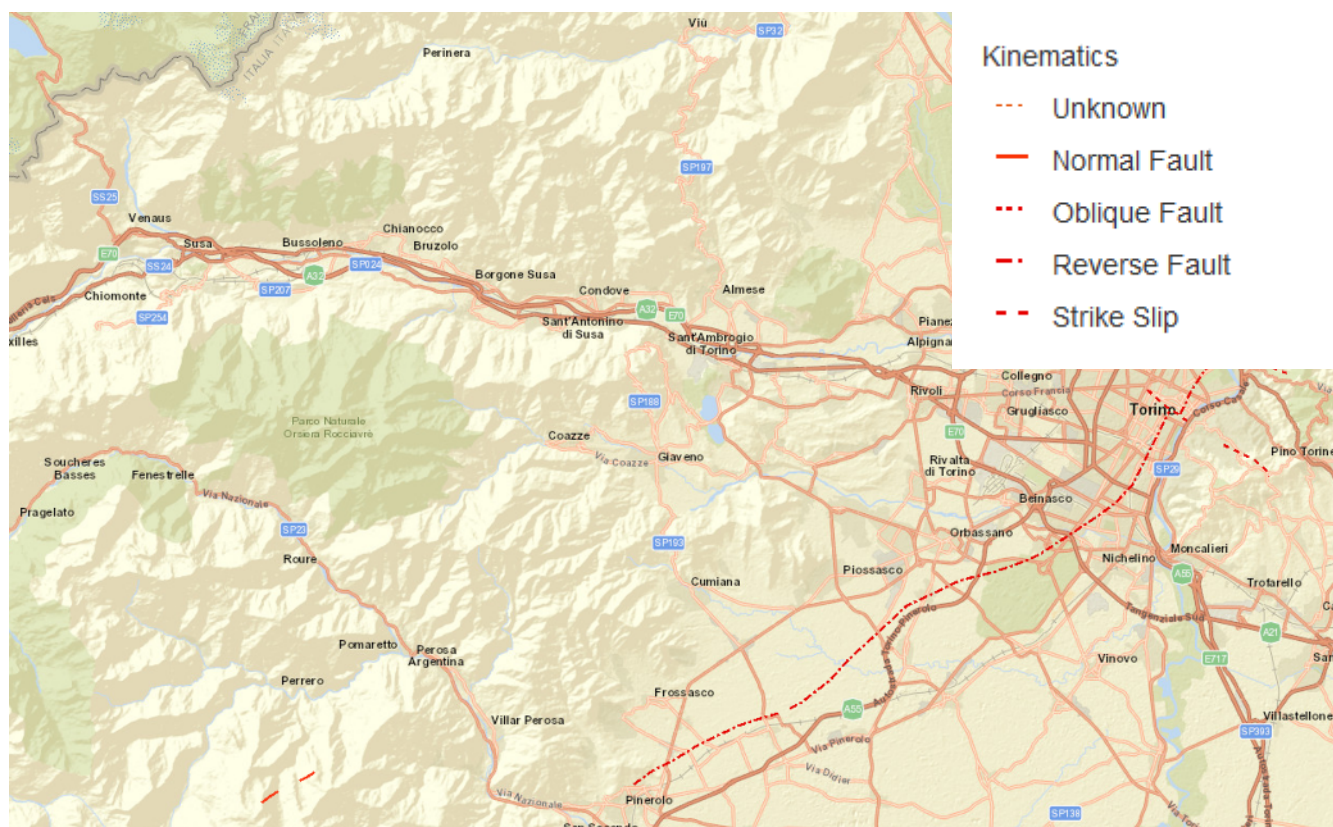


Figura 4 - Stralcio mappa ITHACA

Secondo ITHACA le faglie capaci più vicine sono quelle della valle Germanasca (Germanasca 1 e 2, distanti circa 26 km) e la più importante faglia di Riva, distante circa 34 km.

La **faglia Germanasca 1** è una struttura normale che attraversa il Vallone di Faetto partendo dall'Alpe Cialancia (lato destro) fino all'incisione che insiste sul lato sinistro della valle. Il tracciato della faglia è identificato dalla linea retta dell'incisione (lato sinistro della valle) in direzione SO-NE e da una scarpata morfologica (alta 3-4 m) nella parte inferiore della valle, che sposta di circa 3 m le creste

moreniche parallele al corso d'acqua (Collo, 1994). L'estensione della faglia verso NE è rappresentata dalla faglia Germanasca 2.

L'elevazione relativa del settore meridionale dovrebbe essere avvenuta dopo la formazione delle creste moreniche, prima o contemporaneamente alla frana che ha causato la formazione di un'ampia accumulazione di massa e prima della formazione dei conoidi che coprono il pendio sinistro della valle (Collo, 1994).

Secondo l'autore, l'inclinazione sub-verticale della scarpata, che interessa depositi incoerenti, testimonia dell'età recente dell'elemento morfologico, caratterizzato anche da un basso grado di evoluzione morfologica, distribuito uniformemente lungo la sua lunghezza. Queste caratteristiche indicherebbero la formazione contemporanea della scarpata lungo tutta la sua estensione e quindi la sua probabile formazione rapida. Sulla base di queste osservazioni, Collo (1994) suggerisce una probabile genesi sismica della scarpata. La sua evidente freschezza, in un settore caratterizzato da processi erosivi rapidi, suggerisce anche un'attività probabile della faglia Germanasca 1 nel tardo Olocene.

La **faglia di Riva** è una struttura inversa immergente verso nord-ovest e appartiene alla Fronte di Sovrascorrimento Padana (PTF), un sistema tettonico ad arco lungo diversi chilometri che include diverse faglie inverse che convergono da nord-ovest (settore occidentale) a nord-est (settore orientale) e che interessa la successione del Bacino Terziario del Piemonte e controlla il suo sovrapporsi alla Pianura Padana. La faglia di Riva rappresenta l'estensione sud-ovest della faglia Torino-Piscina, terminazione occidentale del PTF, inferita attraverso i dati geofisici, nell'area tra Riva e la terminazione della Val Pellice (Collo, 1995).

La faglia di Riva delimita il margine settentrionale del Rilievo di Riva, un'area che si estende in direzione ENE-WSW ed è circa 10 m più alta rispetto alla pianura circostante, identificata da Collo (1995) e caratterizzata, secondo l'autore, da un modesto sollevamento a partire dal Pleistocene medio-superiore. Dato che mancano dati diretti sulla geometria e sulla stratigrafia di questo segmento del PTF, le sue caratteristiche geometriche e l'attività sono state dedotte dalle osservazioni effettuate sulle strutture più vicine a est. Il sovrascorrimento sepolto è riportato in Festa et al. (2009) nell'area urbana di Torino, dove la struttura si estende vicino alla superficie topografica. L'attività della faglia è stata attribuita al Pleistocene medio-superiore in base ai dati della letteratura (Collo, 1995). La mancanza di determinazioni dell'età per la parte superiore della sequenza stratigrafica e la chiusura incerta della struttura non consentono di escludere la sua attivazione in tempi più recenti. La disponibilità limitata e la risoluzione delle sezioni trasversali geologiche e geofisiche richiedono indagini più specifiche per valutare adeguatamente la capacità della faglia.

Nel DISS le zone sismogenetiche più vicine al comune di Graverè distano circa 42 km (zona FRCS001 "Briançonnais") e circa 30 km (zona ITCS023 "Western Piemonte") (figura 5).

La Zona FRCS001 "Briançonnais", caratterizzata nella tabella che segue, schematizza un'area estesa associata ad uno specifico terremoto storico.

Minima profondità (km)	5.0
Massima profondità (km)	20.0
Direzione (°)	315-10
Inclinazione (°)	40-70
Rake (°)	250 - 290
Velocità di movimento (mm/anno)	0,1 - 1,0
Magnitudo massima	5,5

Questa sorgente composita sismogenetica si colloca a cavallo tra l'Italia e il confine sudorientale della Francia. La zona è priva di funzionalità di compressione attiva e come tale non appare direttamente interessata dalla convergenza Africa-Europa.

La Zona ITCS023 “Western Piemonte” (riportata nella tabella seguente), contiene due sorgenti minori allineate che sono conosciute singolarmente e sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici:

- 1) ITIS071 “Torre Pellice”
- 2) ITIS073 “Pinerolo”

Minima profondità (km)	1
Massima profondità (km)	7.0
Direzione (°)	60-80
Inclinazione (°)	40-50
Rake (°)	130 - 155
Velocità di movimento (mm/anno)	0,1 - 1,0
Magnitudo massima	5,7

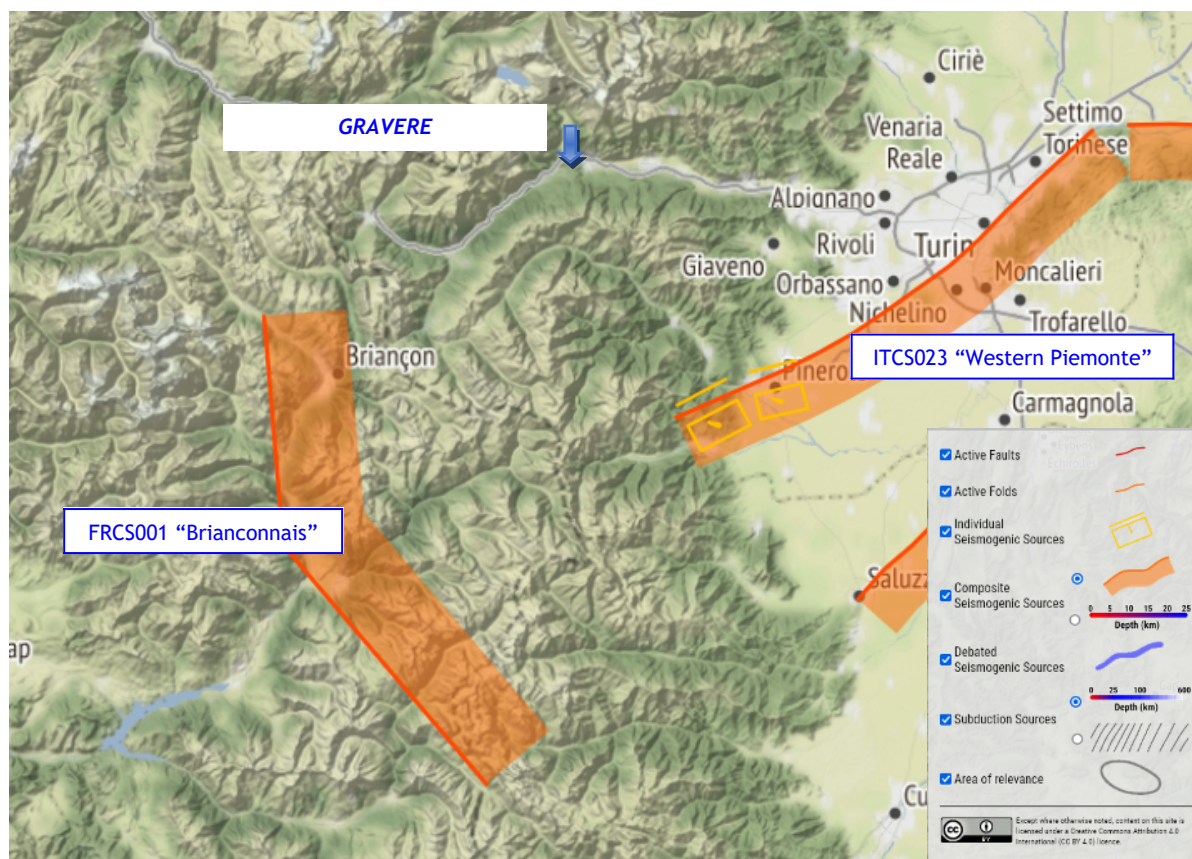


Figura 5 - Stralcio mappa DISS.

5.2 Pericolosità sismica di riferimento

La distribuzione e la caratterizzazione delle zone sismogenetiche finora riconosciute e descritte in precedenza è stata tradotta in una Carta di Pericolosità Sismica, valida su tutto il territorio nazionale ed entrata in vigore con l'O.P.C.M. n°3519 del 28/04/2006.

Nella carta, della quale la figura seguente rappresenta l'estratto per il comune di Graverè, sono riportati i valori di accelerazione orizzontale massima al suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi sub-pianeggianti di Categoria A.

Per il Piemonte, l'elenco delle zone sismiche è stato in un primo momento aggiornato con la [DGR n. 11-13058 del 19/01/2010](#) e successivamente precisato dalla [DGR n. 65-7656 del 21/05/2014](#),

attualmente vigente, con cui sono state aggiornate anche le procedure di gestione e controllo delle attività urbanistico-edilizie ai fini della prevenzione del rischio sismico. Con [D.G.R. n. 6 – 887 del 30.12.2019](#) la Regione Piemonte ha aggiornato della classificazione sismica regionale. Nel primo elenco il comune di Graverre rientrava nella zona 3, nel secondo, più recente, rientra nella zona 3s.

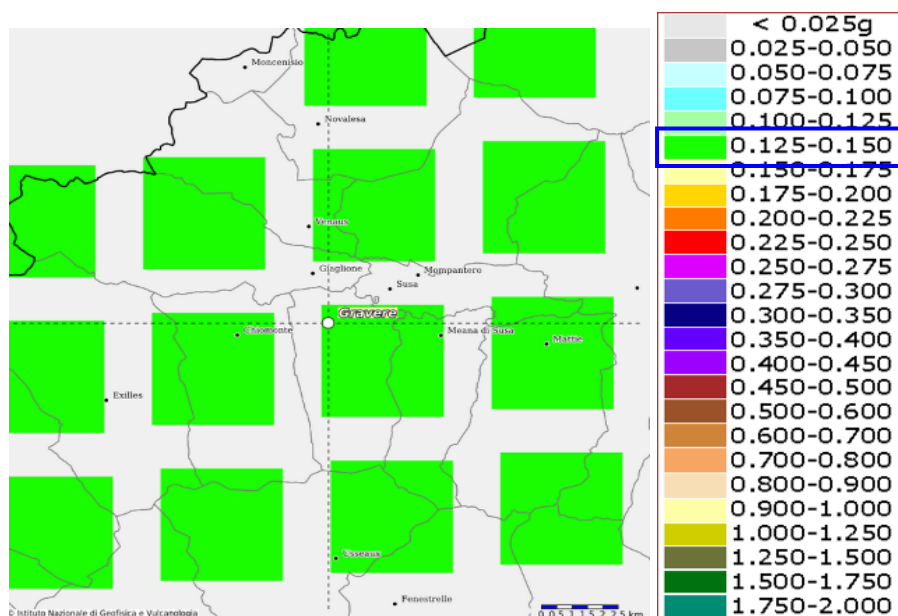


Figura 6 - carta di pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli di Categoria A ($V_{s,30} > 800$ m/s) subpianeggianti (categoria topografica T1 da N.T.C. 2008)

La ricerca eseguita per la redazione dell'O.P.C.M. n°3519 ha condotto all'elaborazione di nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9, che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa, pur basandosi ampiamente sull'impianto generale e sul background informativo della precedente zonazione ZS4 (Scandone e Stucchi, 1996), rappresenta un suo sostanziale ripensamento, alla luce delle evidenze di tettonica attiva, delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite nei primi anni del decennio (con i fondamentali contributi del Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), che, combinando dati geologici, storici e strumentali, censisce le sorgenti in grado di produrre terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all'epoca della redazione della mappa CPTI2, ora arrivato alla versione CPTI15). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.

Il Comune di Graverre è ubicato interamente all'interno della zona sismogenetica n°908 la cui sismicità, analogamente all'adiacente zona 909, è data dall'interazione Adria-Europa (figura 7).

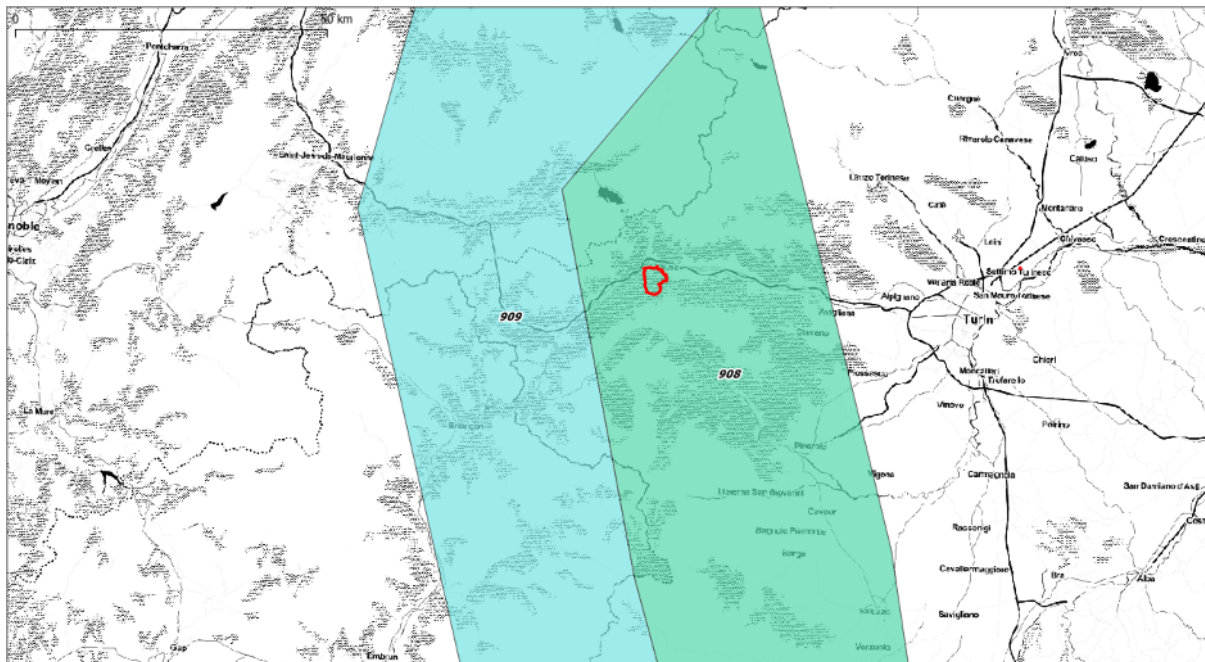


Figura 7 - Carta delle zone sismogenetiche ZS9 (Meletti e Valensise, marzo 2004) con indicata la posizione di Graveri nella Zona n° 908

Tali zone sono disposte secondo due fasce parallele all'asse della catena alpina. La distribuzione della sismicità della fascia interna (908, zona del Pinerolese) è caratterizzata da terremoti di magnitudo maggiore, per quanto non frequenti. La zona 908 segue la direzione dell'arco alpino nella sua parte interna, in corrispondenza del massimo gradiente orizzontale della gravità. La zona 909 segue invece l'allineamento dei massicci cristallini esterni, in corrispondenza del minimo gravimetrico lungo il versante francese. Le due direttrici convergono nel Cuneese, mentre verso la costa ligure confinano con la zona 910 (Nizzardo e Imperiese). Considerando la sismicità storica, si ricordano in particolare gli eventi del 2 aprile 1808, di magnitudo momento 5.6-5.7, e del 5 ottobre 1909 di magnitudo momento 4.6, entrambi nel Pinerolese (fonte Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani del 2004 – CPTI04). La zona 908 è caratterizzata da terremoti poco profondi (8-12 km) con meccanismi prevalentemente trascorrenti.

La magnitudo massima della zona sismogenetica 908 è $M_{wmax} = 6,14$.

6 Assetto geologico e geomorfologico dell'area

La catena alpina occidentale è il risultato di un complesso processo geodinamico di convergenza tra la placca Adria (Insubrica) e la placca Europea formato da una fase di subduzione di litosfera oceanica del bacino oceanico ligure-piemontese (tardo cretaceo – eocene medio), da una fase di collisione continentale (tardo Eocene – Oligocene inferiore) ed una fase di indentazione tra crosta profonda e mantello (tardo oligocene – neogene).

La zona d'interesse ricade in gran parte nella falda Piemontese dei Calcescisti e delle Pietre Verdi. Tale falda è costituita da un insieme di successioni che testimoniano l'esistenza di un bacino oceanico mesozoico interposto alle placche europea ed insubrica e definito in letteratura come Bacino Oceanico Ligure Piemontese (ELTER, 1971; LEMOINE, 1971; DAL PIAZ, 1974). Tali successioni affiorano in maniera continua lungo tutto l'arco alpino occidentale nel settore compreso tra la linea Sestri - Voltaggio ed i ricoprimenti penninici inferiori dell'Ossola – Ticino. Queste successioni sono ritenute essere l'equivalente metamorfico delle unità Liguridi interne ed esterne affioranti in appennino (ELTER et alii, 1966).

Anche se i calcescisti costituiscono un'unità litologica che occupa gran parte Alpi Occidentali, essi sono caratterizzati dall'assenza o dall'estrema rarità di fossili, da una litologia molto uniforme con grande sviluppo di pieghe a tutte le scale e da una scistosità pervasiva con importanti ricristallizzazioni metamorfiche. Tali elementi hanno a lungo scoraggiato ulteriori suddivisioni e per molto tempo sono stati considerati come costituenti di un'unica e monotona formazione.

Infatti nel foglio 55 “Susa” (rilevato tra la fine del 1800 e l'inizio del 1900) della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Figura 8), segnala la presenza di calcescisti (cs) appartenenti alla zona Piemontese dei Calcescisti con Pietre Verdi, non differenziati.

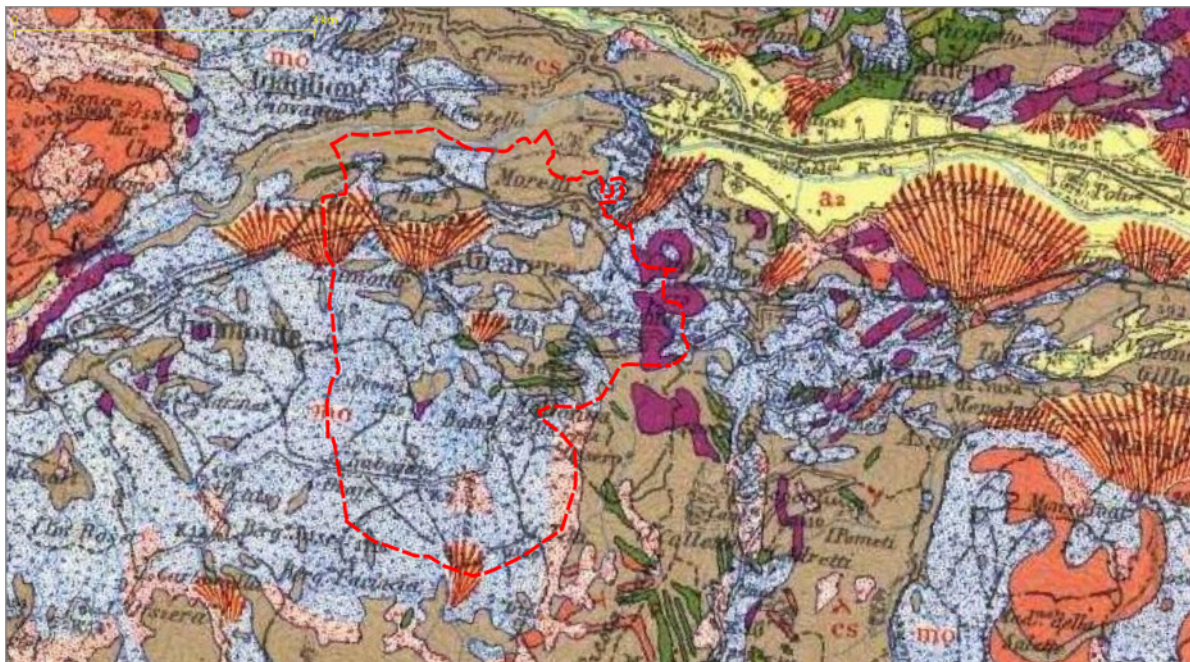


Figura 8 - Stralcio del foglio Susa (non in scala); cerchio rosso: area di interesse.

Negli ultimi decenni gli aspetti stratigrafici, metamorfici e strutturali delle successioni metamorfiche dei calcescisti delle Alpi occidentali sono state studiate in dettaglio e sono state distinte unità tettoniche caratterizzate da successioni litostratigrafiche caratteristiche e/o da evoluzioni tettonometamorfiche indipendenti che registrano condizioni metamorfiche di ambienti crostali diversi della catena collisionale. Queste unità sono giustapposte per mezzo di contatti tettonici di età varia (eoalpina, mesoalpina e neoalpina).

Nei fogli Cesana, Bardonecchia e Susa della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (pubblicati a partire dal 2002), dalle cui Note Illustrative è tratta la seguente descrizione, all'interno della zona Piemontese dei Calcescisti con Pietre Verdi sono state distinte tre principali tipi di unità:

1. unità che mostrano una sicura affinità oceanica, cioè che mostrano o un substrato oceanico o una copertura sedimentaria che sicuramente si è deposta su un substrato oceanico (substrato ofiolitico);
2. unità che contengono ofioliti ma che non mostrano affinità di copertura oceanica;
3. unità *incertae sedis*, in cui sono raggruppate quelle successioni di metasedimenti (calcescisti s.l.) senza ofioliti che non mostrano di avere vincoli stratigrafici e/o cronologici con il substrato oceanico ligure-piemontese.

1) Sono unità caratterizzate da un substrato costituito da porzioni di litosfera oceanica che mostra una natura composita (ELTER, 1971; STEEN et alii, 1977; LEMOINE, 1980; AUZENDE et alii, 1983; TRICART et alii, 1985; LAGABRIELLE, 1987; DEVILLE et alii, 1992) conseguente ad una fase di

strutturazione precoce, precedente alla deposizione dei primi sedimenti. La successione sedimentaria poggia, infatti, indifferentemente su peridotiti \pm serpentinite, gabbri, brecce ofiolitiche e basalti. In alcuni casi è stato anche dimostrato che le colate basaltiche si sono messe in posto su un substrato oceanico già strutturato, che conserva tracce di un evento metamorfico assente nelle colate (LOMBARDO & POGNANTE, 1982). A loro volta i gabbri mostrano una pervasiva foliazione di origine tettonica tagliata in discordanza dai filoni basaltici (MEVEL et alii, 1978). In nessun caso si ritrova comunque la sequenza ofiolitica prevista nei classici modelli di litosfera oceanica, costituita da ultramafiti tettonizzate, gabbri cumulitici, complesso filoniano e colate basaltiche. La copertura spesso mostra forti affinità con le successioni sopraofiolitiche dell'Appennino (da cui il nome di successioni "liguri") ed è caratterizzata da livelli silicei basali (radiolariti dell'Oxfordiano-Kimmeridgiano, DE WEVER & CABY, 1981; o del Calloviano medio-superiore, DE WEVER et alii, 1987), marmi chiari attribuiti al Tortoniano-Neocomiano (= Calcarei a Calpionella), alternanze di marmi e filladi di età cretacea medio-inferiore definite come Formazione della Replatte nella regione di Briançon (LEMOINE, 1971) e simili agli Scisti a Palombini dell'Appennino, ed una successione di scisti calcarei. Carattere peculiare di queste successioni è la presenza di materiale detritico prevalentemente ofiolitico a differenti livelli della successione (LEMOINE et alii, 1970; LEMOINE & TRICART, 1979; LAGABRIELLE et alii, 1982; LAGABRIELLE et alii, 1984; LEMOINE, 1984; LEMOINE & TRICART, 1986). Sono anche conosciute unità in cui nella successione di copertura ofiolitica sono presenti livelli detritici provenienti dal margine continentale (unità del Lago Nero, POLINO & LEMOINE, 1984).

2) Queste unità non mostrano un substrato oceanico evidente né affinità con le successioni liguri. Contengono tuttavia nella successione sedimentaria elementi ofiolitici e sono quindi interpretate sia come porzioni del bacino oceanico in cui la crosta oceanica è completamente scomparsa durante le fasi di subduzione, sia come successioni deposte nella fossa convergente ma che non mostrano rapporti stratigrafici diretti con il substrato oceanico.

3) Si riconoscono infine unità costituite da metasedimenti prevalentemente carbonatici (calcescisti s.l.) e terrigeni, senza ofioliti, che al momento attuale non sono facilmente correlabili con gli altri tipi di unità sopra descritti. Successioni analoghe sono già state descritte in altre parti delle Alpi Cozie (LEMOINE & TRICART, 1986) e sono state attribuite al Bacino Ligure Piemontese. L'assenza di chiari vincoli stratigrafici e cronologici, ne rende problematica ogni interpretazione. A causa dell'elevata componente terrigena si ritiene tuttavia che queste successioni si possano interpretare come deposte nella fossa convergente tra le due placche durante la fase di subduzione/collisione, così come su uno dei due margini prospicienti.

Nella zona di Grivere la falda piemontese è costituita dall'unità tettono-metamorfica di Puys-Venaus, in particolare dal Complesso di Chiomonte-Venaus, che viene in contatto tettonico con l'unità *incertae sedis* di Cantalupo.

6.1 Complesso di Chiomonte-Venaus

Il Complesso di Chiomonte-Venaus affiora prevalentemente in Val Cenischia e in Val Susa tra gli abitati di Susa e Chiomonte, ed è stato riconosciuto anche nel settore di cresta spartiacque tra la Val di Susa e la Valle di Viù (M. Palon, M. Muret). Comprende litotipi intimamente associati i quali recano testimonianza di una sedimentazione in ambiente variabile e con apporti diversi: ambiente marino poco profondo (calcescisti s.s.), ambiente oceanico (suite ofiolitica), ambiente con apporti di origine continentale (gneiss albitici e micascisti). La ripetitività dei litotipi e la loro trasposizione in età alpina non hanno permesso di ricostruire una sequenza stratigrafica.

6.1.1 Calcescisti s.s. (GCC)

Rappresentano il litotipo più diffuso e sono caratterizzati da micascisti carbonatici di colore grigio plumbeo e brunastri, talora di aspetto lucente a causa della presenza di livelli ricchi in fengite. Di solito

si osservano delle evidenti alternanze di livelli carbonatici e livelli fillosilicatici. Questi ultimi, più duttili, sono quelli che meglio hanno registrato le fasi della deformazione alpina. I contatti con gli altri litotipi sono generalmente netti; quello con le masse di pietre verdi è sovente sottolineato da una fascia milonitizzata (cloritoscisti) che manca al contatto con gli gneiss albitici e i micascisti. Nei calcescisti si rinvencono sporadiche masse di marmi grigio-biancastri (GCCm), di metadolomie e marmi dolomitici (GCCd) e di serpentiniti (GCCs).

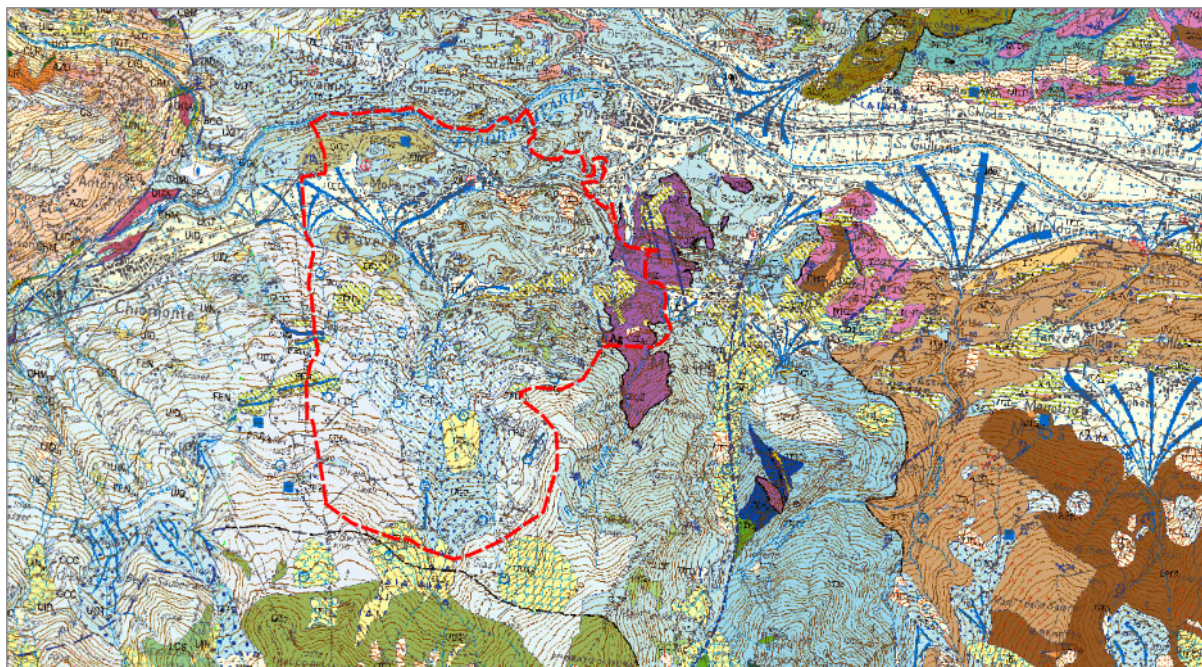


Figura 9 - Stralcio del foglio 154 Susa (non in scala).

6.1.2 Gneiss albitici a K-feldspato (GCK) e micascisti associati (GCF)

Si tratta degli “Gneiss di Charbonnel”, che formano intercalazioni intimamente associate a calcescisti e (raramente) a metabasiti, con spessore variabile da decimetrico a metrico fino talvolta a ettometrico. Si tratta di gneiss di colore verdino e sono costituiti da quarzo, albite, mica bianca, rari porfiroclasti di K-feldspato che può contenere relitti di giadeite al suo interno. Il contatto tra gneiss e calcescisti può, talora, essere definito dalla presenza di marmi fillitici di colore grigiastro o da marmi dolomitici. Associati agli gneiss sono stati rinvenuti, in associazione stratigrafica (POGNANTE, 1983) dei livelli di quarziti ricche in manganese e ferro (metachert a Mn-granato, pirosseno egirino, anfibolo azzurro, piemontite).

I micascisti sono caratterizzati da un colore grigio-verde, sono fortemente scistosi e sono molto diffusi a NE di Susa. I minerali principali sono: quarzo, mica bianca, albite, clorite, clinozoisite, a cui si associano glaucofane, rutilo e granato.

Secondo PEROTTO et alii (1983) i livelli gneissici potrebbero rappresentare sia delle intercalazioni detritiche all'interno dei calcescisti (sottili livelli di gneiss e micascisti inclusi entro i calcescisti ricchi in quarzo), sia frammenti deformati e assottigliati di crosta continentale (corpi gneissici di potenza deca-ettometrica).

6.1.3 Micascisti (GCF)

Sono rappresentati da micascisti a granato ricchi in ossidi, micascisti filladici di colore grigio scuro e paragneiss. Micascisti e paragneiss sono diffusi soprattutto a Sud della Dora Riparia nei pressi di Mollare dove caratterizzano la parte sommitale di Cresta Brumeri e nei pressi dell'abitato di Arnodera.

I micascisti hanno colore grigio-verde con tessitura da foliata a listata, definita dall'alternanza di livelli quarzoso-feldspatici e livelli micacei. I paragneiss sono rocce a grana medio fine di colore bianco-verdastro o grigio, caratterizzate da una tessitura prevalentemente foliata. Sono anche presenti degli gneiss cloritico-albitici di colore verde o grigio verde a tessitura foliata (Bastia, Centrale Idroelettrica dell'ENEL). All'interno di questa unità sono anche presenti locali intercalazioni di masse basiche e ultrabasiche.

6.1.4 Prasiniti massicce (GCB)

Costituiscono il litotipo prevalente in associazione ad anfiboliti e prasiniti listate ed affiorano in prevalenza nel versante sinistro della Val Cenischia (M. Pampalù, Rio Crosiglione), nei pressi del Rio Rocciamelone e del M. Palonetto. Numerose piccole masse di prasiniti a grana fine e di anfiboliti sono presenti sulla strada tra Arnodera e Madonna della Losa.

6.2 Unità Incertae Sedis

In questo insieme sono state inserite quattro unità che, pur con una loro connotazione stratigrafica, che le rende cartografabili, non risultano facilmente ascrivibili ad alcuna delle unità già descritte, con le quali non mostrano nessun rapporto primario conservato. Nell'area indagata affiora l'Unità Tettonica di Cantalupo che è costituita quasi completamente da marmi, marmi dolomitici e metadolomie di colore da grigio chiaro a grigio-rosato (XMD) con debole impronta metamorfica, talora micacei e debolmente foliati già oggetto di coltivazione come pietra da calce (Cava di Cantalupo, in comune di Meana di Susa). Localmente si osservano livelli di colore biancastro e livelli di colore viola-vinaccia con noduli verdi scuri. L'unità è bordata da livelli di breccie tettoniche ("carniole" Auct.) a cui si associano gouge e livelli cataclastici definiti da una serie di piani di faglia e da livelli decametrici di quarziti bianco-verdastre di aspetto prevalentemente tabulare (XQZ) e livelli di calcescisti ricchi in fillosilicati.

6.3 Evoluzione quaternaria

L'attuale morfologia della Val Susa è il risultato di un complesso modellamento operato da diversi agenti morfogenetici che si sono susseguiti a partire dal Pliocene, anche se solo a partire dal Pleistocene medio si hanno testimonianze geologiche e geomorfologiche. Si riconoscono forme e depositi associate al modellamento glaciale i cui relitti sono conservati prevalentemente alla fronte e ai lati dell'originaria massa glaciale, la cui distribuzione consente di ricostruire le fasi principali di espansione e di ritiro del ghiacciaio vallivo. Dopo l'ultimo ritiro, la morfologia glaciale è stata rimodellata ad opera dei processi di dinamica fluviale della Dora Riparia, fluviale torrentizia dei bacini laterali e dei processi gravitativi di versante.

Il deterioramento climatico avviatosi alla fine del Pleistocene inferiore ha determinato il passaggio da condizioni di tipo caldo-umido a un periodo caratterizzato da forti contrasti climatici: a fasi "interglaciali", caratterizzate da un clima umido-temperato simile a quello attuale, si sono alternati periodi "glaciali" sensibilmente più freddi. È da riferirsi a queste fasi la costruzione dell'Anfiteatro di Rivoli - Avigliana, di cui si ha traccia a partire dal Pleistocene medio.

Durante le pulsazioni glaciali descritte e riconosciute in valle Susa, in val Clarea era sicuramente presente un ghiacciaio vallivo che è probabilmente sopravvissuto alla fase di ritiro del ghiacciaio segusino, i cui resti sono attualmente testimoniati dai ghiacciai dell'Agnello e del Muttet. La persistenza della massa glaciale del ghiacciaio del Clarea rispetto a quello segusino è testimoniato dalla presenza di depositi glaciali a quote più basse rispetto alla soglia di Gravera. Allo sbocco della val Clarea sono state riconosciute le tracce di tre distinte pulsazioni glaciali (Bertone et al., 1987) che sulla base dei loro rapporti con le fasi glaciali individuate in Valle Susa e in Val Cenischia, possono essere considerate oloceniche in quanto interrompono la continuità dell'unità di Seigneur e dell'Alloformazione di Chiomonte affioranti più ad Ovest in loc. Maddalena alle quali è stata attribuita

un'età pleistocenica superiore – olocenica e che rappresentano i prodotti di riempimento da un paleovalve della Dora Riparia, poi eroso a formare le Gorge di Susa.

Nel versante sinistro a quota comprese tra 1460 e 1900 m circa (Cappella Bianca, fuori dell'area rilevata) sono state osservate le tracce di un'espansione glaciale riferita al Pleistocene medio rimodellata (Allogruppo di Clot Sesiàn). E' costituito prevalentemente da diamicton a matrice limosa con ciottoli e blocchi spesso molto alterati di metabasiti, quarziti e subordinatamente di micascisti, calcescisti e dolomie. La superficie di appoggio basale è modellata in roccia, mentre quella sommitale, con andamento piuttosto irregolare, è il frutto dell'intenso e talvolta estremo rimodellamento operato a spese degli originari corpi sedimentari. Allo sbocco vallivo tali depositi possono inoltre essere stratigraficamente correlati a quelli della cerchia di Monsagnasco, riferibile alla penultima maggiore espansione glaciale (Nicolussi, 1993) e datata al Pleistocene medio. Questi antichi depositi glaciali non sembrano essere presenti nel lato opposto della valle.

Nell'articolato complesso di depositi riferito all'ultima glaciazione (Allogruppo di Salbertrand) si riconoscono successioni di unità di rango inferiore denominate informalmente come Alloformazioni di Frénée, di Fenils e di Deveis.

L'Alloformazione di Frénée (Pleistocene sup.) è costituita da diamicton addensati a matrice limosa (till di allogamento, e da diamicton a matrice limoso-sabbiosa con clasti da subangolosi a subarrotondati (till indifferenziati). I clasti sono costituiti da metabasiti, quarziti, gneiss, micascisti, calcari e dolomie. I depositi, localmente alterati con matrice di colore 7,5-10 YR, sono spesso impregnati da cemento carbonatico. Il tetto deposizionale è rappresentato da una superficie di accumulo rimodellata. Le superfici di appoggio basale e laterale corrispondono a forme erosionali di modellamento glaciale, con strie e solchi di esarazione.

L'Alloformazione di Fenils (Pleistocene sup.) è distribuita tra i 1.450 e i 970 m di quota ed è rappresentata da diverse facies: diamicton molto addensati a matrice limosa e ciottoli arrotondati, levigati e talvolta striati (till di allogamento); diamicton scarsamente addensati a matrice sabbiosa e sabbioso-limosa (colore 10 YR) e clasti poco arrotondati (till indifferenziati); diamicton a scarsa matrice sabbioso-ghiaiosa e prevalenti ciottoli e blocchi subangolosi (till di ablazione). Clasti e blocchi, da poco alterati ad alterati, sono costituiti da metabasiti, quarziti e dolomie, secondariamente da gneiss, micascisti e calcescisti. Forma piccoli lembi poggianti sul substrato in corrispondenza delle frazioni Champriond e Maison (versante sinistro) e presso Comba e Sogliera (versante destro).

L'Alloformazione di Devéis (Pleistocene sup.) è costituita da diamicton a matrice limosa con ciottoli centimetrico-decimetrici arrotondati, levigati e talvolta striati (till di allogamento). Nell'insieme i depositi di questa unità sono distribuiti prevalentemente sul versante sinistro della Valle di Susa fino ad una quota massima di 1.200 m; in prossimità del limite superiore della loro fascia di distribuzione essi poggiano lateralmente contro superfici di erosione subverticali modellate in roccia e, localmente, nei depositi dell'Alloformazione di Fenils.

Le Alloformazioni di Fenils e di Devéis sono interpretate come il prodotto di distinte pulsazioni intravallive successive alla massima espansione glaciale e quindi non sono correlabili con le unità glaciali dell'anfiteatro morenico di Rivoli - Avigliana.

Contemporaneamente al regresso delle masse glaciali hanno cominciato a operare i processi di rimodellamento legati alla dinamica torrentizia. L'Unità di Seigneur e l'Alloformazione di Chiomonte esprimono in tal senso due episodi dell'evoluzione sedimentaria intravalliva post-glaciale. I depositi dell'Unità di Chiomonte testimoniano in particolare le ultime fasi di approfondimento erosionale della Dora Riparia seguite al ritiro del ghiacciaio segusino e a quello della Val Clarea.

L'Unità di Seigneur (Pleistocene sup.) individuata poco a valle di Chiomonte è rappresentata da un complesso di depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi cementati o molto cementati con struttura a supporto di clasti distribuiti fra i 725 e i 645 m di quota. I ciottoli, ben classati e arrotondati, sono

costituiti da micascisti e gneiss, cui si aggiungono subordinate quarziti, metabasiti, calcari e dolomie; significativa la presenza di serpentiniti e radiolariti provenienti da specifici settori della media e alta Valle di Susa. La facies dei depositi è tipica di un ambiente fluviale intravallivo di energia relativamente bassa.

Tra Exilles e Gravere in destra idrografica, sono presenti depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi ben stratificati, con intercalazioni sabbiose di spessore decimetrico e talvolta metrico, nei quali sono inglobati ciottoli e blocchi ben arrotondati (Alloformazione di Chiomonte riferita al Pleistocene sup. - Olocene). I sedimenti, localmente ben cementati e poggianti lateralmente su una superficie modellata in roccia, sono irregolarmente distribuiti lungo l'asse vallivo e sospesi a varie altezze (fino a 100 m nei pressi di Chiomonte) sull'alveo della Dora Riparia e dissecati dal reticolo idrografico secondario.

Nel comune di Gravere tali depositi non sembrano essere presenti.

I depositi glaciali e fluvioglaciali sono ricoperti da depositi ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi di conoide alluvionale, con ciottoli arrotondati a disposizione embricata e subordinati blocchi con frequenti le intercalazioni sabbiose e i livelli sabbioso-limosi di spessore metrico (Unità ubiquitarie (UID) (Pleistocene sup. - Attuale).



Figura 10 - Panoramica del tratto vallivo in corrispondenza di Gravere (stella). Molto evidenti i dossi glaciali separati da vallecole che caratterizzano la parte bassa del territorio comunale. Le vallecole si originano dal gradino di Gravere, soglia morfologica che, con gli scaricatori glaciali, testimonia la persistenza del ghiacciaio a monte di Susa



Figura 11 - Panoramica del tratto vallivo in corrispondenza di Graverè (stella). A: gorge di Susa; B: soglia glaciale di Graverè; C: Unità di Seigneur.

Dal punto di vista geomorfologico, il territorio di Graverè può essere suddiviso in due settori.

Il primo, corrispondente alla parte bassa dove ricadono le principali frazioni, è caratterizzato dal gradino di Graverè dominato da dossi separati da vallecole interpretate come scaricatori glaciali di età pleistocenica superiore che testimoniano la persistenza del fronte del ghiacciaio vallivo. A partire dal pleistocene superiore i preesistenti depositi glaciali sono stati erosi e sovrapposti dai depositi fluvio-glaciali. Nell'olocene, le morfologie glaciali sono state in parte colmate dai depositi torrentizi del rio Gelassa, che forma un vasto conoide. Il margine settentrionale del territorio comunale è delimitato dalle Gorge di Susa, profondo canyon incassato di circa 100-150 m rispetto alle morfologie glaciali.

Il secondo è morfologicamente dominato dal bacino di alimentazione del T. Gelassa e dal ripiano di Pian Gelassa. Il versante è costituito da depositi glaciali in cui si riconoscono resti di apparati morenici. Nella parte centrale del bacino di alimentazione del t. Gelassa insiste una vasta frana quiescente, di tipo complesso in cui predominano movimenti di colamento lento.

7 Dati geotecnici e geofisici

7.1 Dati di archivio

Le ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione dell'archivio comunale e della banca dati geotecnica di ARPA Piemonte.

I dati pregressi comprendono:

- due sondaggi (S28 e S30bis) eseguiti nell'ambito degli studi per la realizzazione della linea Alta Velocità Torino – Lione e del P.R.G.

- due sondaggi eseguiti in località Pietratagliata (o Pietrapiglia) dalle Ferrovie dello Stato (GRV1 e GRV2), posti lontano rispetto agli abitati.
- cinque linee sismiche a rifrazione poste presso la frazione Olmo (O_1, O_2, O_3, O_4, O_5, indicate con linee blu scuro). Sono tarate dal sondaggio S28, di cui si dispone di una misura downhole.
- 8 misure HVSR eseguite nell'ambito dello studio per la realizzazione di un piccolo bacino irriguo (B1→B6). È stata considerata solo la misura B5 posta presso la mezzeria della vallecchia.
- 6 misure HVSR eseguite nell'ambito dello studio per la ristrutturazione degli edifici abbandonati presso Pian Gelassa (PG1→PG6). La misura PG3 non è stata considerata in quanto ricade fuori dall'area di studio.

7.2 Dati geofisici integrativi

Al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni sono state condotte alcune indagini geofisiche in prossimità dei punti ritenuti più significativi. In particolare, sono state effettuate:

- n°19 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) per individuare le frequenze di risonanza dei depositi lungo tre sezioni trasversali all'asse vallivo;

Sigla DB	Sigla Terreno	Hz	X	Y
P1	GRA1	6,96	-128399	5028150
P2	GRA2	4,2	-127703	5028246
P3	GRA3	2,58	-126261	5027683
P4	GRA4	2,27	-127253	5027193
P5	GRA5	4,76	-126398	5027418
P6	GRA6	4,76	-127120	5027114
P7	GRA7	2,3	-127461	5027595
P8	GRA8	5,71	-127798	5027971
P9	GRA9	5,92	-126935	5025010
P10	GRA10	13	-128359	5028472
P11	GRA11	1,1	-128347	5028421
P12	GRA12	4,61	-127146	5028421
P13	GRA13	0	-127123	5028386
P14	GRA14	2,27	-127092	5028300
P15	GRA15	12	-127471	5027785
P16	GRA17	0	-127782	5027862
P17	GRA18	0	-127788	5027973
P18	GRA19	1,02	-127147	5027390
P19	GRA20	0,7	-128385	5028516
P20	PG1	0	-126629	5025014
P21	PG2	0	-126666	5024827
P22	PG4	0	-127327	5024949
P23	PG5	2,38	-127766	5025286
P24	PG6	1,53	-127022	5027913
P25	B5	9,04	-128374	5028540

- n°5 prospezioni sismiche MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) sviluppate in array lineari con geofoni ad asse verticale e orizzontale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S dei depositi glaciali e di quelli di conoide e nel substrato roccioso.

L1 -127664.65741253 5028280.49828234 , -127701.69195215 5028304.25628889
L2 -128391.43475707 5028535.98656387 , -128376.92871243 5028494.44652693
L3 -126284.85532769 5027682.87067752 , -126240.8789582 5027681.42882934
L4 -127234.70949539 5027188.76130198 , -127277.57509056 5027198.68807139
L5 -127053.83347854 5027925.59393315 , -127011.43610371 5027913.10033359

I risultati delle indagini geofisiche integrative sono riportati nell'elaborato 001117.

Per le indagini è stata utilizzata la seguente attrezzatura:

- sorgente: massa battente in acciaio del peso di 10 kg con piastra di battuta
- sistema di acquisizione: sismografo GEA24 della ditta PASI
- ricevitori: 12 geofoni verticali ed orizzontali a 4,5 Hz disposti ogni 4 m che hanno premesso la misura della componente verticale e radiale delle onde di Raileigh e la misura delle onde trasversali di Love.
- accelerometro 3DLG-2 a 2 Hz della ditta PASI con trasduttori tricomponenti (EW,NS,UD) a bassa frequenza (2 Hz)
- I dati MASW e le misure HVSr sono state elaborate con l'applicazione winMAWS e Holisurface.

8 Elaborati cartografici

8.1 Carta delle Indagini

La Carta delle Indagini, redatta a scala 1:10.000, riporta la localizzazione delle indagini pregresse raccolte e la loro tipologia, l'ubicazione e la tipologia delle indagini integrative effettuate per la realizzazione dello studio.

Le indagini geologiche e geotecniche inerenti il territorio di Graverè sono piuttosto scarse, in quanto non vi sono costruzioni relativamente recenti e quindi con progettazione comprensiva di relazione geologico-tecnica.

8.2 Carta Geologico-tecnica

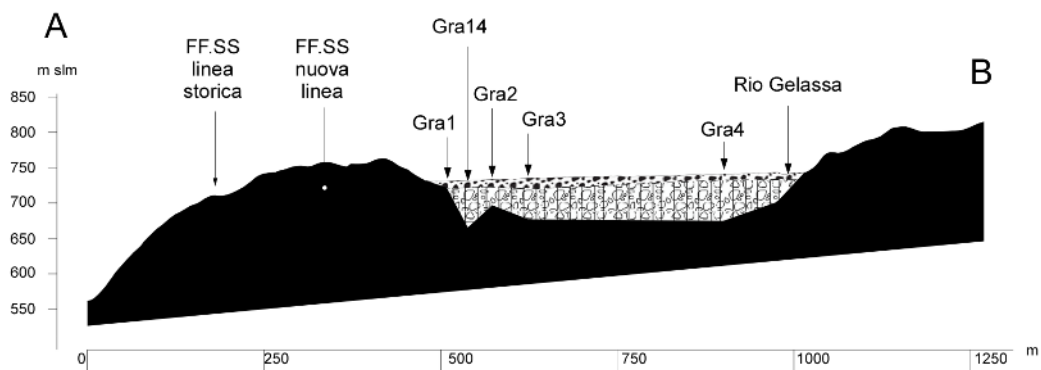
La Carta geologico-tecnica sintetizza le informazioni desunte dalla documentazione esistente, in particolare gli elaborati geologici del P.R.G.C., della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio "Susa", n. 154 e da sopralluoghi in campo.

Nella parte settentrionale la morfologia, come accennato, è dominata da dossi rocciosi separati (LP) da vallette interpretati come scaricatori glaciali di età pleistocenica superiore che testimoniano la persistenza del fronte del ghiacciaio vallivo a monte di Susa. A partire dal pleistocene superiore i preesistenti depositi glaciali (GMti) sono stati erosi e sovrapposti dai depositi fluvioglaciali (GWfg). Si ipotizza quindi che i depositi presenti sul fondo delle vallette siano costituiti da depositi fluvioglaciali che ricoprono depositi glaciali indifferenziati. Nell'olocene, le morfologie glaciali sono state in parte

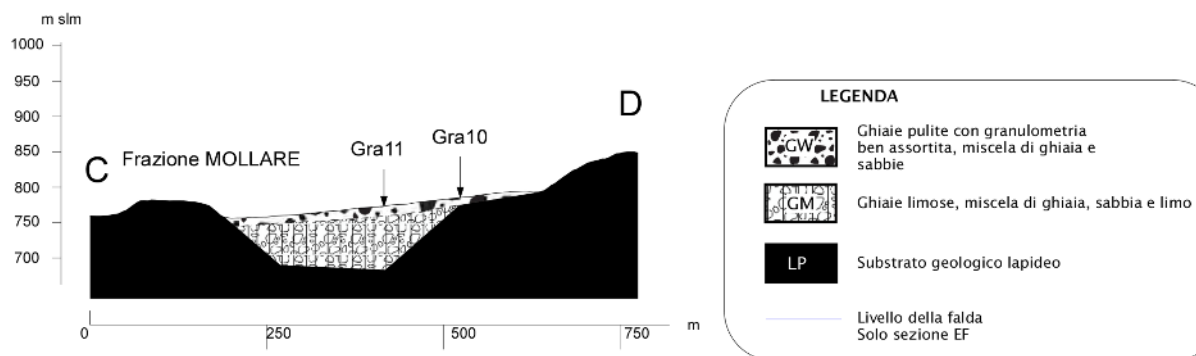
colmate dai depositi torrentizi del rio Gelassa (Gwca). Nell'area di conoide i depositi torrentizi si sovrappongono ai depositi di origine glaciale.

Sono state redatte tre sezioni geologiche trasversali all'asse vallivo in è rappresentato schematicamente l'assetto geologica prima descritto.

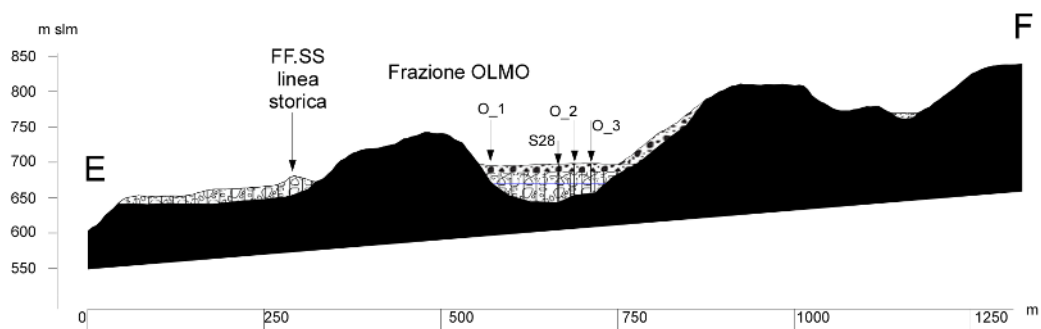
Sezione AB



Sezione CD



Sezione EF



Nel settore meridionale, costituente il versante vallivo, il substrato roccioso (LP) è ricoperto da depositi glaciali in cui si riconoscono resti di apparati morenici. Nella parte centrale del bacino di alimentazione del t. Gelassa insiste una vasta frana quiescente, di tipo complesso in cui predominano movimenti di colamento lento.

8.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS

La Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica - MOPS - è la sintesi dello studio di microzonazione sismica.

Nella MOPS sono indicate:

- zone stabili, nelle quali non sono previste significative modifiche dello scuotimento che l'evento sismico causerebbe su terreni rigidi;
- zone stabili suscettibili di amplificazioni locali, nelle quali lo scuotimento è amplificato a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche del terreno;
- zone instabili suscettibili di deformazioni permanenti del territorio indotti dal sisma (instabilità di versante).

8.3.1 Zone stabili

Il substrato roccioso rappresentato da calcescisti appartenenti al complesso di Chiomonte è caratterizzato da bancate di marmi impuri molto potenti e nel complesso è poco stratificato. È stato classificato con la sigla LP.

Per contro i marmi dolomitici (xmd) sono spesso caratterizzati da bancate di potenza decimetrica ed interessata una discreta fratturazione. Sono stati pertanto classificati con la sigla SFLP.

L'indagine MASW L2, eseguita sulla spianata rocciosa (calcescisti) del Forte Rocca di Mollaro, ha fornito velocità Vs di 1500-1600 m/s.

8.3.2 Zone di attenzione per instabilità

ZAfr – Zona di attenzione per instabilità di versante. Nel settore meridionale dell'area è stata individuata una frana con evidente nicchia (coincidente con la scarpata che delimita Pian Gelassa) e con corpo morfologicamente ben distinguibile che forma due lingue. Sulla base delle sole evidenze morfologiche è stata classificata come "frana complessa" (codice 3024) in quanto si ipotizza la presenza sia di movimenti per colamento lento sia per scorrimento.

8.3.3 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

Sono descritte le zone individuate. Ove possibile è riportata una tabella riassuntiva relativa alla stratigrafie dedotta dalle indagini geofisiche effettuate.

Le zone 2004 e 2005 sono state distinte per mantenere coerenza con quanto mappato nell'adiacente comune di Chiomonte

Zona 1 – E' formata da depositi glaciali indifferenziati (GMti) ricoperti da depositi di conoide alluvionale (GWca). Lo spessore dei depositi di conoide è di circa 10 m. Lo spessore dei depositi glaciali indifferenziati è di circa 50 m; presso la frazione Mollare lo spessore potrebbe essere più elevato e raggiungere i 100 m.

Zona 2001

log id o tipo_z	S/TC	sigla formazionale o nome formazione	Spessore minimo (m)	Spessore massimo (m)	tipo_gt	Gen	Descrizione sintetica	Vs min (m/s)	Vs max (m/s)	F0 (Hz)	A0
2001	TC	UID	8	10	GW	Depositi alluvionali di conoide	Ghiaie eterometriche, subarrotondate con matrice sabbiosa, sciolte o poco addensate	154	240	2,95-12	2,94-6,94
	TC	DEV	50	100*	GM	Depositi di origine glaciale indifferenziati	Ghiaie ciottolose eterometriche, subarrotondate con matrice sabbioso-limoso o limoso-sabbiosa, poco o mediamente addensate	500	560	0,7-2,3	2-3,44
	S	GCT, GCF	-	-	LP	Substrato lapideo	Calcescisti e micascisti compatti	1500	1600		

*: profondità basata solo su misure HVSR poco affidabili

Zona 2 – E' formata principalmente da depositi di glaciali indifferenziati (GMti) ricoperti da depositi fluvioglaciali (GMfg). Forma prevalentemente il fondo delle valli (coole) subparallele all'asse vallivo principale. Lo spessore dei depositi fluvioglaciali è di circa 10 m. Lo spessore dei depositi glaciali indifferenziati varia da pochi m a circa 10 m.

log id o tipo_z	S/TC	sigla formazionale o nome formazione	Spessore minimo (m)	Spessore massimo (m)	tipo_gt	Gen	Descrizione sintetica	Vs min (m/s)	Vs max (m/s)	F0 (Hz)	A0
2002	TC	DEV	6	7	GM	Depositi fluvioglaciali ricoperti da depositi eluvio-colluviali (indistinti)	Sabbie e ghiaie eterometriche, subarrotondate con matrice sabbiosa, sciolte o poco addensate	168	172	1,02-12	3,05-6,94
	TC	DEV	3	10	GM	Depositi di origine glaciale indifferenziati	Ghiaie ciottolose eterometriche, subarrotondate con matrice sabbioso-limoso o limoso-sabbiosa, mediamente addensate	564	655		
	S	GCT, GCF	-	-	LP	Substrato lapideo	Calcescisti e micascisti compatti	1500	1600		

Zona 3 – E' formata da detrito di falda (GWfd). Potenza stimata di circa m 3-10 m. Poggiano sul substrato lapideo.

Zona 2003

log id o tipo_z	S/TC	sigla formazionale o nome formazione	Spessore minimo (m)	Spessore massimo (m)	tipo_gt	Gen	Descrizione sintetica	Vs min (m/s)	Vs max (m/s)	F0 (Hz)	A0
2003	TC	UID	3	10	GW	detriti di falda, talora a grossi blocchi	Blocchi, ciottoli in matrice costituita da ghiaie eterometriche, angolose con matrice sabbiosa; depositi sciolti				
	S	GCT, GCF	150	150	LP		Calcescisti, filladi, quarziti dolomie	1200	1600		

Zona 4 - Comprende depositi di origine eluvio-colluviale (GMec) e depositi glaciali indifferenziati (GMti e GMmr) che costituiscono la parte bassa del versante. Il substrato lapideo si trova tra 3 e 15 m di profondità.

Zona 2004

log id o tipo_z	S/TC	sigla formazionale o nome formazione	Spessore minimo (m)	Spessore massimo (m)	tipo_gt	Gen	Descrizione sintetica	Vs min (m/s)	Vs max (m/s)	F0 (Hz)	A0
2004	TC	UID DEV VEN	3	10	GM	Depositi glaciali indifferenzi ati ricoperti da depositi eluvio- colluviali (indistinti)	Blocchi, ciottoli in matrice costituita da ghiaie eterometriche, angolose con matrice sabbiosa; depositi sciolti				
	S	GCT, GCF	-	-	LP		Calcescisti compatti	1500	1600		

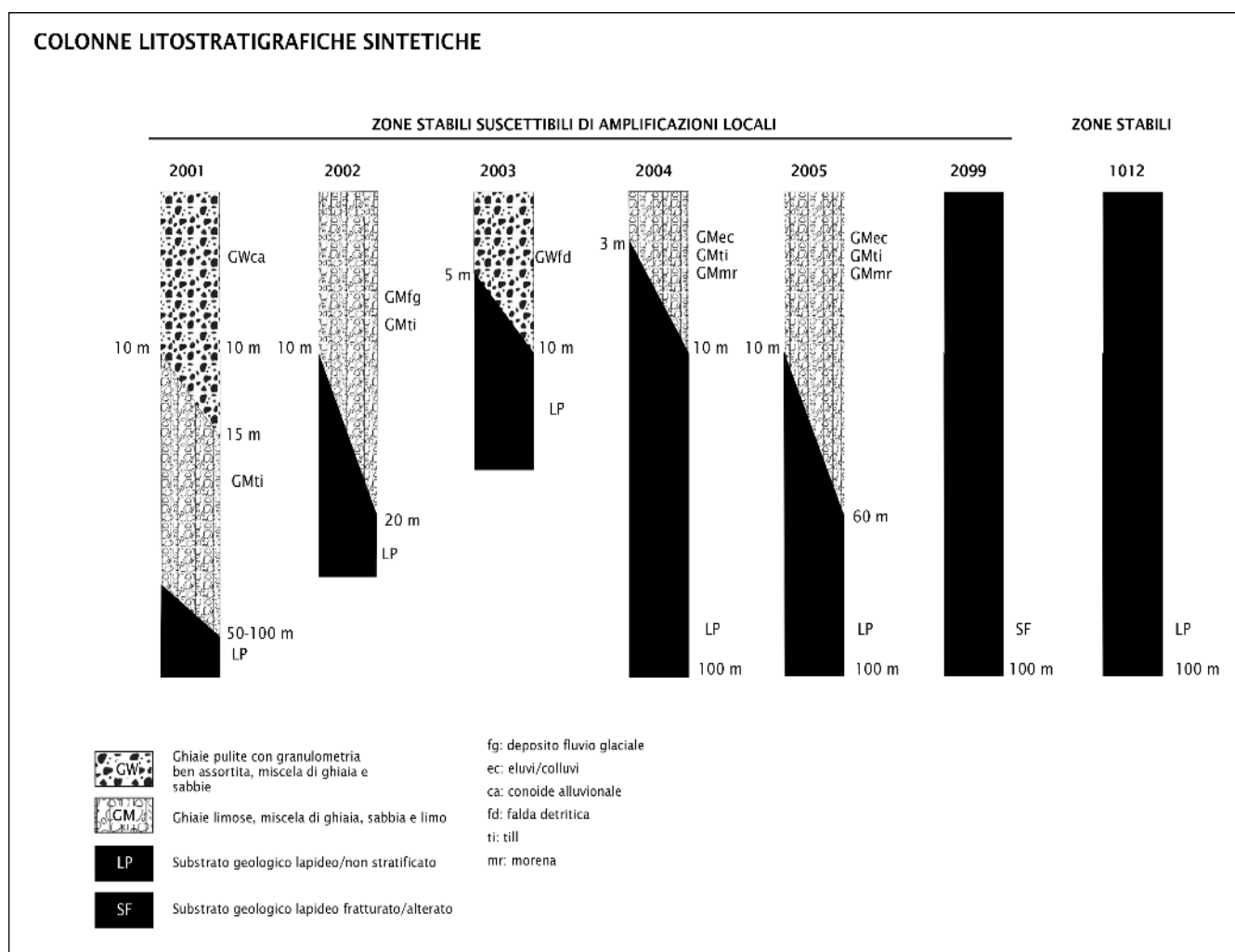
Zona 5 - Comprende depositi di origine eluvio-colluviale (GMec) e depositi glaciali indifferenziati (GMti e GMmr) che costituiscono la parte alta del versante. Il substrato lapideo si trova tra 10 e 60 m di profondità. Lo spessore è dedotto sia dalla geologia (l'altezza della scarpata che borda Pian Gelassa è di circa 50-60 m) sia con inversione di misure HVSR (P4 e P5).

Zona 2005

log id o tipo_z	S/TC	sigla formazionale o nome formazione	Spessore minimo (m)	Spessore massimo (m)	tipo_gt	Gen	Descrizione sintetica	Vs min (m/s)	Vs max (m/s)	F0 (Hz)	A0
2005	TC	UID DEV VEN	10	60	GM		Depositi glaciali indifferenzi ati ricoperti da depositi eluvio- colluviali (indistinti)				
	S	GCT, GCF	-	-	LP		Calcescisti compatti	1500	1600		

8.4 Colonne litostratigrafiche sintetiche MOPS

Sono di seguito riportate le colonne litostratigrafiche sintetiche.



9 Interpretazioni e incertezze

La stratigrafia delle diverse zone MOPS individuate si basa sull'ipotesi che i depositi glaciali antichi (pleistocene medio ed inferiore), ragionevolmente comprendenti sia depositi di fondo sia depositi di ablazione, siano stati sovrapposti a partire dal Pleistocene superiore da depositi di origine fluvio-glaciale. Il top dei depositi glaciali è stato probabilmente variamente eroso ma l'entità dell'erosione non è nota in quanto i sondaggi geognostici pregressi non sono in numero sufficiente ed eseguiti per la caratterizzazione dell'ammasso roccioso e non per la caratterizzazione dei terreni quaternari.

Si segnala l'incertezza relativa allo spessore complessivo della zona 1 in corrispondenza della frazione Mollare (vedi sezione CD) dedotto da misure HVSR di dubbia interpretazione e la generale incertezza relativa all'andamento del top del basamento roccioso sepolto in corrispondenza delle vallecole.

Si evidenzia inoltre che non è chiara la geometria del contatto tra l'Alloformazione di Chiomonte (Pleistocene sup. - Olocene), caratterizzata da sedimenti, localmente ben cementati, poggianti su una superficie modellata in roccia e fortemente dissecati dal reticolo idrografico secondario, e i depositi fluvio-glaciali ed alluvionali torrentizi di conoide che caratterizzano il territorio di Gravera.