COMUNE DI CARAGLIO

Provincia di Cuneo

STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA LIVELLO 1

O.C.D.P.C. n°171 del 19/06/2014 - D.G.R. n°20-1250 del 30/03/2015

A cura di:	Con la collaborazione di:
Dr. Geol. Matteo Collareda	**Dr. Geol. Claudia Tomassoli**
Incarico affidato con Determina Comunale n°114-118 del 07/2015	Febbraio 2016

Dr. Geol. Matteo Collareda
via Lungo Giara 29 – 36033 Isola Vicentina (Vicenza)
tel./fax 0444 962532 – cell. 349 0567455
e-mail: info@studiosisma.com pec: studiosisma@epap.sicurezzapostale.it

La legge sui diritti d'autore (22/04/41 n°633) vieta la riproduzione anche parziale di questo documento, senza l'autorizzazione degli autori.

I N D I C E

1 INTRODUZIONE 2
2 GENERALITÀ 3
3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA 5
3.1 Inquadramento geografico 5
3.2 Assetto geomorfologico 5
3.3 Inquadramento litologico-stratigrafico locale 6
3.4 Condizioni idrogeologiche locali 8
4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO 10
4.1 Inquadramento tettonico strutturale generale 10
4.2 Inquadramento sismotettonico generale 12
4.3 Sismicità storica del comune di Caraglio 14
4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche 16
4.5 Zonazione sismica nazionale 18
4.6 Pericolosità sismica di riferimento 20
5 MICROZONAZI0NE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ 22
5.1 Introduzione 22
5.2 La natura del problema 22
5.3 Finalità e livelli di approfondimento 24
6 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE 25
6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione 25
6.2 Metodologia di elaborazione delle nuove indagini 25
6.2.1 Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.) 25
6.2.2 Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.) 28
6.2.3 Indagine geoelettrica con inversione tomografica 38
6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze 42
7 ELABORATI CARTOGRAFICI 44
7.1 Carta delle indagini 44
7.2 Carta geologico-tecnica 44
7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1) 48
7.4 Carta delle frequenze 51
8 METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI 54
9 MODELLIZZAZIONI NUMERICHE - LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO 61
9.1 Descrizione del metodo 61
9.2 Casi applicativi nel comune di Caraglio 68
10 COMMENTI FINALI E CRITICITÀ 73
11 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE 74
12 BIBLIOGRAFIA 76
13 ALLEGATI FUORI TESTO 77

1 INTRODUZIONE

Tra i principali compiti che la Regione Piemonte svolge in materia ambientale e di governo del territorio, vi è quello di pianificare e programmare strumenti diretti alla mitigazione dei rischi naturali e antropici, con l'obiettivo di favorire trasformazioni positive nella vita delle persone e una migliore sostenibilità ambientale.

I rischi naturali possono essere mitigati attraverso azioni preventive, come la corretta gestione del territorio da parte delle amministrazioni competenti: attendere un evento sismico per intervenire in fase di emergenza, aumenta esponenzialmente il costo di gestione degli interventi e delle successive ricostruzioni. Al contrario, agire in modo preventivo ridurrebbe i costi di gestione delle fasi successive all'evento.

Procedere in modo preventivo, quindi, significa sviluppare una serie di norme, linee guida e/o comportamenti operativi e/o educativi finalizzati alla gestione dei rischi naturali, alla riduzione generale dei costi sociali e conseguentemente alla loro ricaduta sulla popolazione.

La Regione Piemonte, da diversi anni, ha attivato una serie di iniziative di tipo normativo e tecnico-operativo per conseguire efficaci progressi sulla conoscenza dei fenomeni naturali del proprio territorio legati alla geologia, con l'obiettivo di attivare azioni efficaci in materia di riduzione dei rischi naturali, con particolare riguardo al rischio sismico.

Gli studi preventivi in campo sismico permettono di identificare aree in cui la pericolosità sismica raggiunge livelli che possono pregiudicare la sostenibilità del territorio, sia in termini di vite umane, sia economici e sia di degrado ambientale.

Per Microzonazione Sismica (di seguito definita MS), si intende la valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo.

In sostanza, la MS individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità: è ormai noto che lo stesso evento sismico può provocare scuotimenti decisamente differenti in dipendenza degli spessori e delle qualità dei terreni posti a copertura del *substrato roccioso* e delle caratteristiche morfologiche del sito. È inoltre riconosciuto che gli effetti di un terremoto variano col variare delle condizioni geologiche in cui esso si sviluppa.

Le caratteristiche geologiche del territorio possono alterare localmente e in maniera evidente l'azione sismica. Recentemente, anche in Italia (ad esempio Umbria-Marche, 1997 – Salò, 2004 – L'Aquila, 2010 – Modenese, 2012), sono stati evidenziati livelli di danneggiamento estremamente diversi in edifici ubicati a breve distanza tra loro ed aventi all'incirca le stesse caratteristiche strutturali. In alcune di queste località (ad esempio Umbria-Marche, 1997) sono state effettuate registrazioni accelerometriche durante un *aftershock*, che hanno mostrato come i livelli di scuotimento su siti in pianura su terreni sciolti siano stati amplificati di oltre il doppio rispetto a siti su roccia e abbiano avuto una durata molto più lunga.

Gli studi di MS hanno l'obiettivo di razionalizzare la conoscenza di questi fenomeni, restituendo informazioni utili per chi deve pianificare o realizzare interventi sul territorio.

2 GENERALITÀ

La MS è uno strumento molto utile ai fini della prevenzione sismica e della valutazione del rischio sismico, per il governo del territorio, per la progettazione e per la pianificazione per l'emergenza.

La MS ha lo scopo di riconoscere ad una scala sufficientemente grande (scala comunale o sub-comunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture. In sostanza, lo studio di MS viene sintetizzato in una carta del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti fenomeni di deformazione permanente del territorio, attivi o potenzialmente inducibili/attivabili in caso di sisma (instabilità di versante, liquefazioni, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.).

In funzione dei diversi contesti e dei diversi obiettivi, gli studi di MS possono essere effettuati a vari livelli di approfondimento, con complessità ed impegno crescenti, passando dal Livello 1 fino al Livello 3:

- il Livello 1 è un livello propedeutico ai veri e propri studi di MS, in quanto consiste in una raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee rispetto alle zone sopra descritte;
- il Livello 2 si propone di quantificare l'effetto sismico proprio di ogni zona omogenea individuata nel Livello 1, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessario, e definisce la Carta di Microzonazione Sismica;
- il Livello 3 restituisce una Carta di Microzonazione Sismica con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Tali studi sono di fondamentale importanza nella pianificazione al fine di:

- orientare la scelta di aree per nuovi insediamenti;
- definire gli interventi ammissibili in una data area;
- programmare le indagini e i livelli di approfondimento;
- stabilire gli orientamenti e le modalità di intervento nelle aree urbanizzate;
- definire le priorità di intervento.

Nella pianificazione d'emergenza, sia di livello comunale che provinciale, gli studi di MS consentono una migliore e consapevole individuazione degli elementi strategici di un piano di emergenza e, in generale, delle risorse di protezione civile.

La conoscenza dei possibili effetti locali indotti da un evento sismico su un territorio contribuisce a:

- scegliere opportunamente le aree in cui si dovranno posizionare le strutture di emergenza e gli edifici strategici;
- individuare le strutture e le infrastrutture che necessitano di specifiche analisi, per definirne il grado di adeguamento necessario ad evitarne il collasso in caso di sisma e, quindi, per non compromettere le loro funzioni di pubblica utilità.

Il presente studio è stato svolto ad un Livello 1 di approfondimento, secondo le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" approvati dalla Protezione Civile Nazionale.

A tal riguardo, anche se non previsto nel Livello 1, sono state effettuate delle **misure geofisiche su tutto il territorio comunale**, in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS e per restituire, oltre a quelle richieste, carte tematiche importanti per lo sviluppo urbanistico del territorio e per gli eventuali adeguamenti sismici delle strutture.

Tali indagini potranno essere riutilizzate anche per i successivi livelli di approfondimento, che prevedrebbero necessariamente la realizzazione di queste prove.

In determinate aree, **lo studio è stato approfondito a un Livello 3**, per stimare quantitativamente la pericolosità sismica e per ottenere alcuni dati utilizzabili nelle eventuali fasi di progettazione futura.

Infine, lo studio di vulnerabilità effettuato presso alcuni edifici comunali ha permesso di valutare il loro grado di sicurezza.

Ad ogni modo, i risultati del Livello 1 possono offrire elementi conoscitivi utili per l'adeguamento o il miglioramento di opere esistenti, e per la realizzazione di quelle nuove, orientando il progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.

3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, idrogeologiche e litologico-stratigrafiche del territorio comunale utili per lo studio di MS, rimandando alle relazioni illustrative e alle tavole del piano conoscitivo geologico del P.R.G.C. per un maggiore approfondimento.

3.1 Inquadramento geografico

Il territorio comunale di si estende per 41,53 km^2 con una popolazione di 6,755 abitanti (censimento al 09/10/2011); è delimitato, a nord dai comuni di Dronero e di Busca, a est dal comune di Cervasca e Cuneo, a sud dal comune di Bernezzo e a ovest dai comuni di Valgrana e Montemale di Cuneo.

Esso appartiene al settore centro-occidentale della provincia di Cuneo e si trova allo sbocco della Valle Grana. Il centro cittadino si attesta ad una altitudine di circa 575 m s.l.m. ed, in buona parte, è sviluppato verso la Valle Grana mentre a est il territorio comunale si apre verso la pianura e a nord ovest e sud est sono presenti le propaggini terminali delle aree collinari.

Nella cartografia I.G.M. esso è compreso nelle seguenti Tavolette alla scala 1:25.000: *Dronero* (F.79 II N.E.) e *Bernezzo* (F.79 I S.O.) mentre è compreso nei Fogli alla scala 1:100.000 *Argentera-Dronero* (F.78-79) e *Cuneo* (F.80) della Carta Geologica d'Italia.

Posizione del territorio comunale di Caraglio.

Come visibile nella figura a lato, l'area si attesta allo sbocco della Valle Grana.

3.2 Assetto geomorfologico

Il territorio comunale di Caraglio è situato nella porzione occidentale della pianura cuneese. Le condizioni geomorfologiche in cui si sviluppa fanno sì che il rischio di dissesto sia, generalmente, basso.

SETTORE DI FONDOVALLE

Il settore pianeggiante comprende l'ampio conoide del torrente Grana e i depositi alluvionali più esterni del materasso alluvionale indifferenziato. Le condizioni di rischio presenti nel settore di fondovalle riguardano l'asta del torrente Grana e, localmente, lo sbocco sul fondovalle di alcuni piccoli combali in località Vallera.

SETTORE COLLINARE

Il settore collinare occupa i promontori montuosi presenti allo sbocco vallivo del torrente Grana. In generale la stabilità è assicurata da un competente substrato di rocce calcaree e calcioscistose

filladiche sovrastato da deboli coperture di suolo. Ove tali coperture divengono significative l'acclività dei versanti diviene modesta, tale da garantirne la stabilità.

CONOIDI

Nel territorio comunale di Caraglio non sono individuabili coni detritici significativi. L'unico degno d'attenzione è rappresentato dal grande conoide attivo del Vallone del Cugino, inserito nell'elenco delle acque pubbliche, presente nel comune di Bernezzo. Si ritiene importante segnalare che i depositi presenti allo sbocco della Valle Grana, anche se morfologicamente non più rilevabile, fanno parte della grande conoide recente del torrente Grana.

I rilievi collinari che bordano l'alta pianura cuneese nel tratto compreso tra l'abitato di Bernezzo e la Valle Grana presentano, in genere, un graduale e regolare raccordo tra la zona intra-valliva e la pianura, senza possibilità di formazione d'apparati di conoide.
Questo fatto, unitamente alle ridotte dimensioni degli alvei e le trascurabili portate, indica un'elevata capacità di autoregolamentazione dei bacini dovuta alla diffusione della copertura boschiva ed alla presenza di ammassi rocciosi a permeabilità molto elevata per fessurazione e carsismo.

3.3 Inquadramento litologico-stratigrafico locale

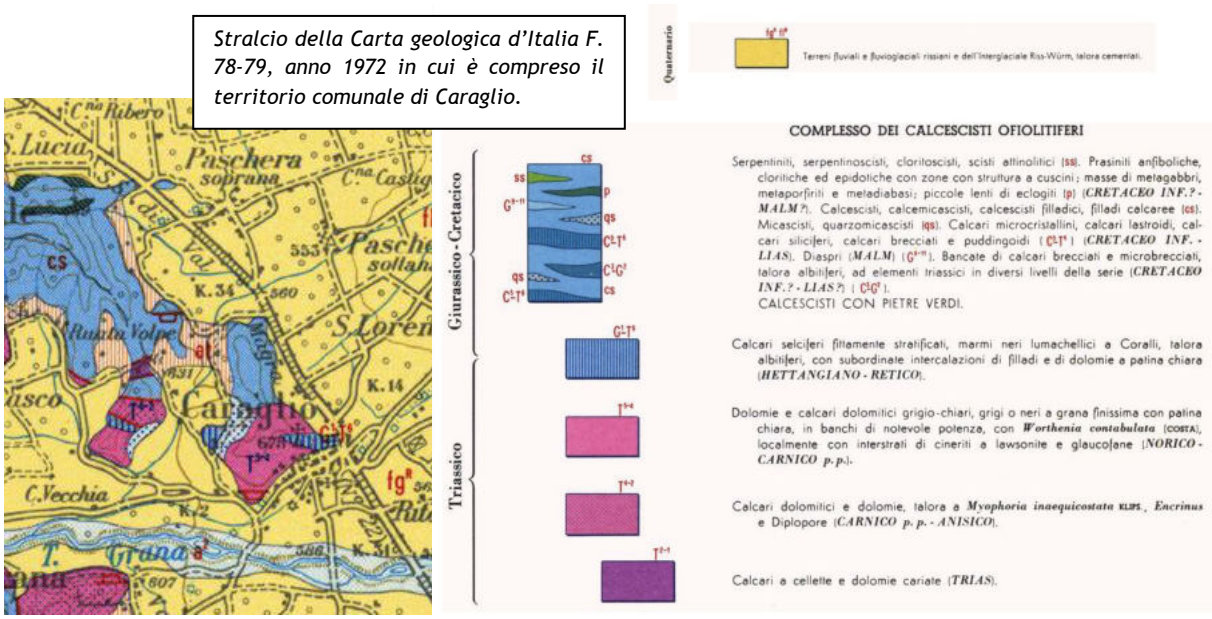
Le conoscenze litologico-stratigrafiche del territorio di Caraglio derivano dall'ampia bibliografia geologica esistente, dalla cartografia redatta nell'ambito del vigente P.R.G.C., dai rilevamenti geologici e dalle indagini sismiche appositamente effettuate per il presente studio.

Il territorio comunale di Caraglio dal punto di vista geologico si caratterizza da un vasto settore orientale di pianura, costituito da terreni quaternari di origine fluviale e fluvioglaciale e da un limitato settore occidentale collinare e prealpino formato da rocce cristalline e metamorfiche.

Substrato geologico

In merito ai caratteri geologici strutturali, il comune di Caraglio, come si evince nel foglio 78-79 Argentera-Dronero della carta geologica 1:100.000, si sviluppa nell'ambito del complesso dei calcescisti ofiolitiferi, unità appartenente, sotto l'aspetto paleografico, al Dominio Piemontese.

Stralcio della Carta geologica d'Italia F. 78-79, anno 1972 in cui è compreso il territorio comunale di Caraglio.



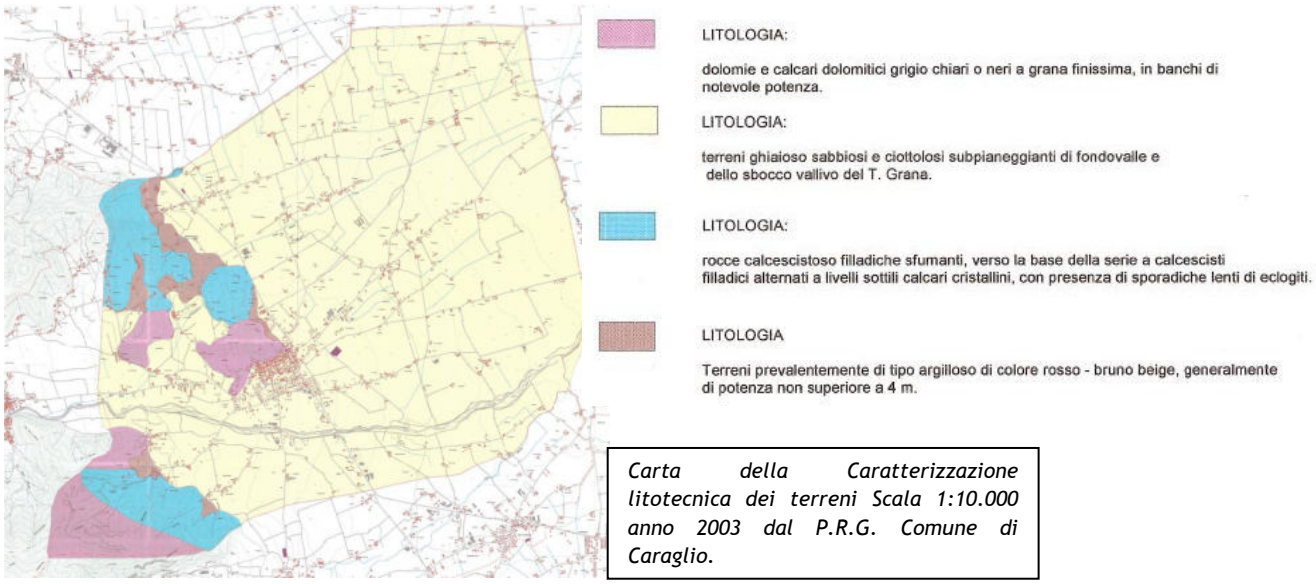
I caratteri geologici del settore alpino sud occidentale ed in particolare della bassa Valle Grana, sono stati oggetto di studi approfonditi a partire dagli ultimi decenni del secolo scorso. Le opere di maggior rilievo scientifico sono riconducibili a Debelmas, Lemoine, Franchi e Michard.

Secondo la schematizzazione di Debelmas, il settore della bassa Valle Grana appartiene all'Unità Piemontese, nella quale vi sono rappresentati tutti i terreni dal basamento cristallino polimetamorfico al Paleogene Inferiore. Nel territorio comunale di Caraglio sono presenti esclusivamente elementi marginali calcareo dolomitici e calcescistoso filladici appartenenti al complesso dei Calcescisti Ofiolitiferi

In particolare, i termini calcareo dolomitici costituiscono le aree rilevate a ridosso del concentrico; trattasi essenzialmente di dolomie compatte, saccaroidi, molto spesso fratturate e di calcari grigio-chiari, grigi o neri a grana molto fine. Procedendo verso nord (confine con Dronero) s'incontra la serie calcescistoso filladica, rappresentata da calcescisti e filladi di colore nero, manganesiferi, più o meno arenacei, con intercalazioni subordinate di pietre verdi.
Gli affioramenti risultano, in proporzione alla distribuzione areale della serie, poco abbondanti. Questo è legato all'elevata erodibilità della roccia, particolarmente pedogenizzata e ricoperta da una pressoché uniforme cotica erbosa e vegetazione arborea pioniera.

<u>I terreni della copertura</u>
I depositi quaternari, localizzati nello sbocco vallivo e nella pianura occidentale, sono formati da una vasta ed estesa colmata alluvionale costituita da deposti grossolani indifferenziati, attribuiti alle alluvioni quaternarie (*Sacco 1931, Biancotti 1979 a,b*) ai deposti fluvio-glaciali mindeliani-rissiani, Würmiani e postwürmiani (*Carraio et al.).*
Dal punto di vista litologico i terreni quaternari sono composti da ghiaie medio-grossolane ed abbondanti ciottoli, in matrice sabbiosa-limosa con elementi litologicamente eterogenei tra i quali i più frequenti sono quelli quarzitici e granitici.

In prossimità delle propaggini collinari sono presenti terreni di colorazione rossastra (terre rosse) a composizione limoso-argillosa e sabbiosa potenti alcuni metri, che formano una *facies* di passaggio tra i depositi alluvionali grossolani della pianura orientale ed il bordo delle prime propaggini collinari. Tali depositi sono stati attribuiti ad un'età compresa tra il Villafranchiano (alto Pliocene basso Pleistocene) e la glaciazione Mindeliana (*Sacco et al.*1931). Nel territorio comunale tali affioramenti si rinvengono principalmente in corrispondenza degli interstizi collinari a nord-ovest di Caraglio.



Carta della Caratterizzazione litotecnica dei terreni Scala 1:10.000 anno 2003 dal P.R.G. Comune di Caraglio.

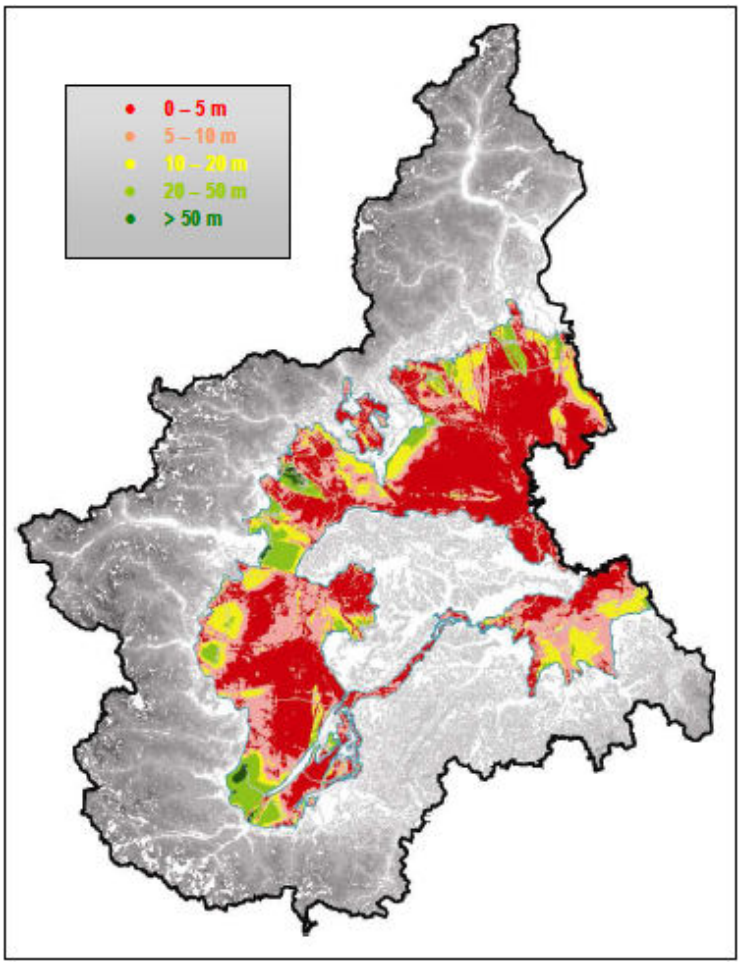
3.4 Condizioni idrogeologiche locali

Dal punto di vista idrogeologico il territorio di Caraglio può essere diviso in due sistemi:

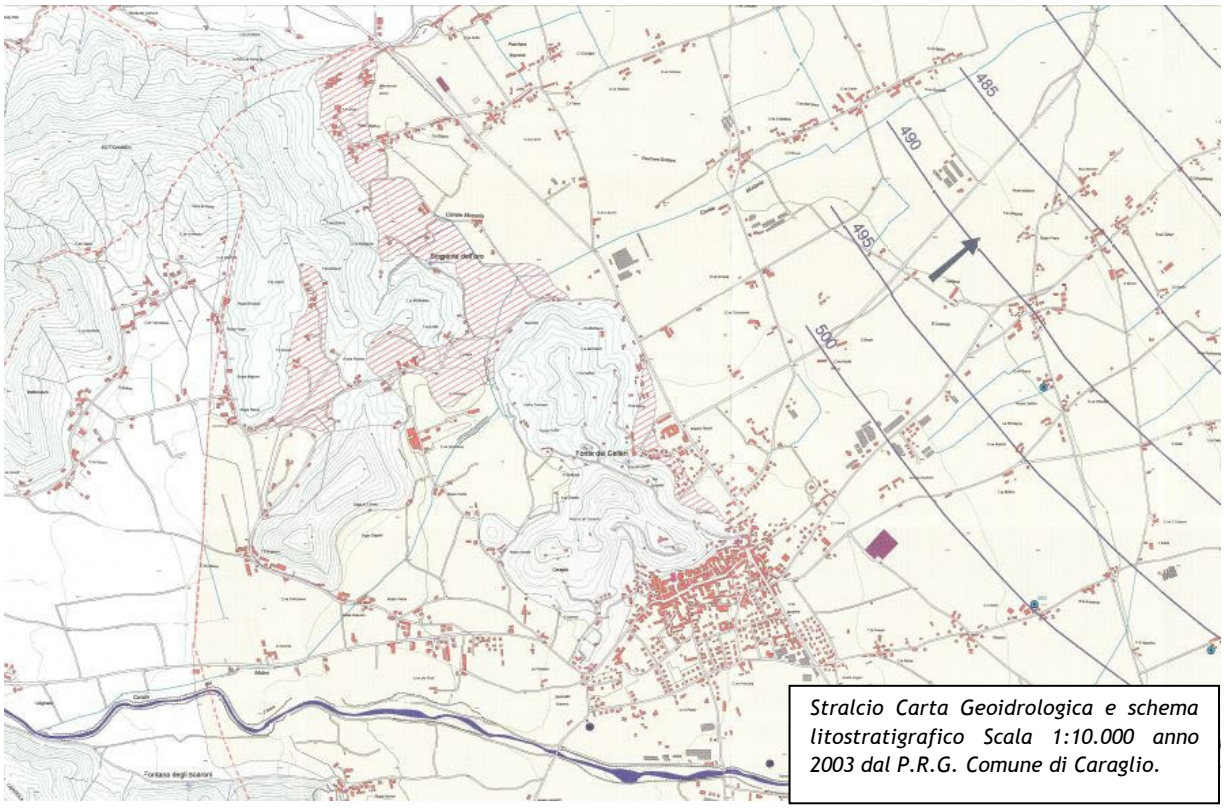
- ***Sistema di monte***, caratterizzato dal:
  - complesso dei calcescisti filladici con limitate intercalazioni di pietre verdi; si distingue generalmente per una scarsa permeabilità per porosità, ma discreta per fessurazione. Presenza di sorgenti ma poco produttive;
  - complesso dolomitico, caratterizzato da una evidente permeabilità per fessurazione con diffusi fenomeni carsici; il numero delle sorgenti è limitato ma con discreta portata.

- ***Sistema di pianura***, formato da terreni alluvionali e fluviali sciolti poco cementati e grossolani (sabbie ghiaiose, sabbie e ghiaie). La permeabilità va da media ad elevata.

Il complesso acquifero è caratterizzato dall'assenza pressoché diffusa di un vero e proprio sistema libero superficiale. La presenza del torrente Grana è causa di limitate falde sospese e di subalveo prevalentemente nei settori ai margini.
Alla profondità di 60/70 metri si trovano falde confinate semi-confinate dalle quali attinge l'acquedotto comunale.
Nella zona di pianura, la falda si attesta, come si nota dalla Carta della soggiacenza riportate di seguito, ad una profondità tra i 20 e i 50 m dal p.c. locale.



Carta della soggiacenza della falda superficiale della Regione Piemonte (2005) con indicata l'area del comune di Caraglio.



Stralcio Carta Geoidrologica e schema litostratigrafico Scala 1:10.000 anno 2003 dal P.R.G. Comune di Caraglio.

LEGENDA

LITOLOGIA: terreni alluvionali e fluviali, sciolti o poco cementati, da medio a grossolani (sabbie, sabbie ghiaiose e ghiaie con ciottoli).

PERMEABILITA': per porosità da media ad elevata.

RISORSE IDRICHE: presenza di falde sotterranee, non particolarmente produttive, sfruttabili con pozzi.

POSSIBILITA' DI INQUINAMENTO: notevole.

LITOLOGIA: terreni eluviali e colluviali profondamente alterati (terre rosse)

PERMEABILITA': pressochè nulla nei depositi più fini e scarsa per porosità nei livelli debolmente sabbiosi.

RISORSE IDRICHE: molto limitate o del tutto assenti.

POSSIBILITA' DI INQUINAMENTO: in genere molto limitata.

LITOLOGIA: calcescisti, filladi, filladi calcaree con limitate intercalazioni di pietre verdi

PERMEABILITA': per fessurazione, in genere scarsa - rocce con solubilità bassa

RISORSE IDRICHE: sorgenti numerose ma modeste, possibilità di sorgenti maggiori in zona di frattura

LITOLOGIA: calcari, calcari dolomitici, dolomie e carniole.

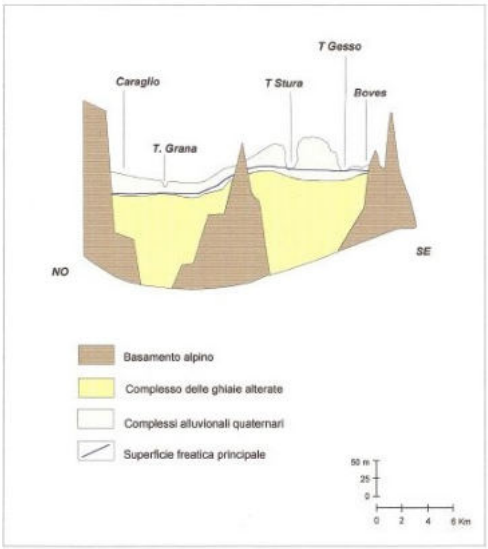
PERMEABILITA': per fessurazione da media ad elevata, rocce solubili con diffusione di fenomeni carsici.

RISORSE IDRICHE: limitate; sorgenti numerose ma modeste con possibilità di portate maggiori in zone di frattura.

POSSIBILITA' DI INQUINAMENTO: notevole; l'inquinamento si diffonde rapidamente all'interno delle fratture.

500 isopieza della falda libera con equidistanza = 5,0 m

SCHEMA LITOSTRATIGRAFICO



4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1 Inquadramento tettonico strutturale generale

Sotto il profilo tettonico-strutturale la catena alpina è un segmento del vasto sistema orogenico alpino-himalaiano, il quale, seppur coinvolgendo rocce premesozoiche, si è formato essenzialmente durante il Mesozoico e il Cenozoico, e di fatto il processo di formazione può essere considerato tuttora in corso. Le rocce premesozoiche coinvolte nella catena sono in gran parte state interessate da eventi orogenico precedenti, con il risultato di una storia complessa di deformazione e metamorfismo. L'evoluzione della catena nel suo insieme è avvenuta in contemporanea all'apertura e alla chiusura di bacini oceanici e quindi può essere ricostruita in relazione ai movimenti relativi delle placche litosferiche. In generale, la storia della parte occidentale delle catene alpino-himalaiane è connessa alla frammentazione del supercontinente tardo-paleozoico, denominato Pangea, e all'apertura dell'Oceano Atlantico, i quali hanno condizionato i movimenti relativi di Eurasia e Africa.

La catena alpina, pertanto, ha avuto origine dalla collisione fra il continente africano e il continente europeo, separati tra il periodo Cretacico e l'epoca dell'Eocene da un mare che è stato denominato Bacino Ligure-Piemontese (BLP) per l'attuale distribuzione geografica delle rocce derivanti dai suoi fondali.
Il BLP si è aperto nel periodo Giurassico ed ha iniziato a chiudersi nel Cretacico per subduzione della litosfera oceanica sotto il margine africano. Durante questo processo porzioni di tale litosfera sono state delimiate e accrezionate come scaglie tettoniche a un prisma orogenico adiacente alla zona di subduzione. Nell'Eocene il BLP si è definitivamente chiuso, si è realizzata la collisione continentale e strutturato l'arco alpino, costituito da una catena collisionale a pieghe e falde di ricoprimento che è stata interessata da diversi eventi metamorfici e che comprende tutte le unità tettoniche di origine oceanica e alcune unità provenienti dai margini continentali adiacenti (unità austroalpine sul margine africano e unità pennidiche in direzione del continente europeo).
L'attuale assetto della catena alpina è caratterizzato da una struttura crostale a doppia vergenza, composta da:

- la catena a vergenza europea, o catena alpina in senso stretto, costituita da sistemi di falde traslati, a partire dal Cretacico, verso l'avanpaese europeo; il metamorfismo polifasico alpino e le unità di origine oceanica sono presenti esclusivamente nella catena alpina;
- un sistema tettonico meridionale (alpi meridionali o sud-alpino) che a partire dal Neogene assume una vergenza africana; il mantello sud-alpino tuttavia si sovrappone al margine collisionale europeo, cosicché la struttura a doppia vergenza non si ripete a scala litosferica.

Nella catena alpina a vergenza europea si distinguono, dal basso all'alto strutturale e dall'esterno della catena (avanpaese europeo) verso l'interno (margine africano,) i seguenti domini:

- il Dominio Elvetico o Elvetico-Delfinese, che rappresenta la parte del paleomargine europeo coinvolta nell'orogenesi alpina;
- il Dominio Pennidico, il quale comprende tutte le unità ad affinità oceanica (Dominio Piemontese) e un gruppo di falde di prevalente basamento, indicate come falde pennidiche e tradizionalmente articolate in falde pennidiche inferiori (Verampio, Antigorio, Lebendun e Monte Leone in Val d'Ossola), medie (Gran San Bernardo e Ambin) e superiori (Monte Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira); le successioni permomesozoiche, che rappresentano la copertura scollata delle falde pennidiche medie, sono indicate anche come Dominio Brianzonese.
- il Dominio Austroalpino, costituito dalla parte del paleomargine africano coinvolta nella catena alpina a vergenza europea.

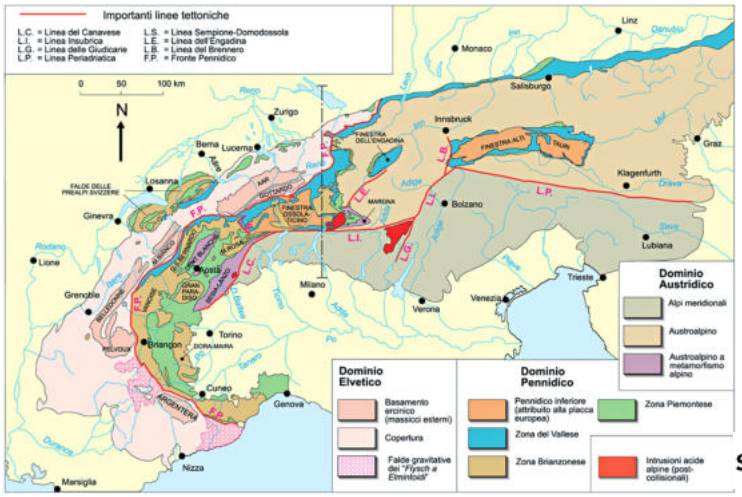
Al margine meridionale della catena il Dominio Sudalpino (o Alpi meridionali) rappresenta la parte del margine africano interessata in modo marginale e tardivo dall'orogenesi alpina e come tale priva di sovraimpronta metamorfica alpina.

In Piemonte le unità derivanti da questi domini sono strutturate in modo omogeneo lungo l'intero arco delle alpi occidentali, consentendo l'individuazione di un settore assiale della catena che corrisponde alla catena collisionale in senso stretto, in quanto comprende tutte le unità che hanno subito uno o più degli eventi metamorfici connessi alla subduzione e alla collisione: le unità oceaniche, le falde pennidiche e le unità austroalpine. Secondo questa accezione la catena collisionale costituisce un grande corpo polideformato ubicato in corrispondenza della zona di sutura tra le due placche litosferiche sai separato sia svincolato da esse tramite due grandi discontinuità crostali: il Fronte Pennidico verso l'esterno e la Linea Insubrica verso l'interno.
Nel dettaglio, il Fronte Pennidico denota l'accavallamento della zona assiale sulla porzione esterna della catena, che corrisponde al Dominio Elvetico o Elvetico-Delfinese e che passa gradualmente all'avanpaese europeo: la Linea Insubrica, in Piemonte comunemente indicata come Linea del Canavese, individua il contatto con la parte interna della catena, corrispondente al Dominio Sudalpino.
Con Dominio Pennidico si intendono tutte le successioni continentali ed oceaniche che si trovavano, durante il mesozoico, a contatto o sul margine continentale meridionale della placca europea. Si trova strutturalmente sottoposto al Dominio Austroalpino e può essere suddiviso in quattro sottodomini:

- zona ad ofioliti piemontese, che sostituisce il vecchio fondale oceanico;
- massicci pennidici interni: costituiscono il basamento continentale ed ha subito eventi metamorfici ai altissima pressione;
- Dominio Brianzonese: costituisce il vecchio continente brianzonese;
- Klippen prealpini: sono lembi relitti posti sopra la successione prealpina elvetica.

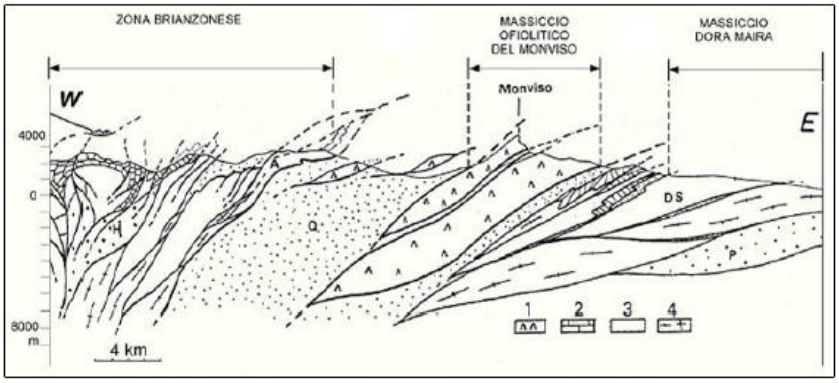
Nella zona piemontese si possono distinguere tre sequenze differenti per litologia e struttura:

- una serie prevalentemente carbonatica, di età triassica;
- una serie carbonatico-argillosa di età giurassica, rappresentata dai calcescisti;
- una sequenza eruttiva costituita dalle ofioliti (o pietre verdi), oggi per lo più intimamente associata ai calcescisti.



Schema strutturale semplificato della catena alpina

Relativamente al comune di Caraglio esso rientra nella zona piemontese del Dominio Pennidico; si tratta di un grande sistema multifalda che separa con continuità le unita Austroalpine dalle sottostanti falde Pennidiche del Monte Rosa-Gran Paradiso-Dora Maira, sulle quali essa è sovrascorsa.



Profilo geologico sintetico delle Alpi Cozie attraverso il Massiccio Ofiolitico del Monviso. MCE: Massicci cristallini esterni; FH: Flysch ad Elmintoidi; H: Carbonifero; A: Zona di Acceglio; Q: Queyras (Unità esterne della Zona dei Calcescisti, a metamorfismo scisti blu); DS: Unità Dronero-Sampeyre; P: Unità grafitica di Pinerolo. 1. Ofioliti; 2. Mesozoico; 3. Permiano; 4. Unità eclogitiche di basamento polimetamorfico (da PHILIPPOT P., 1988, modificato).

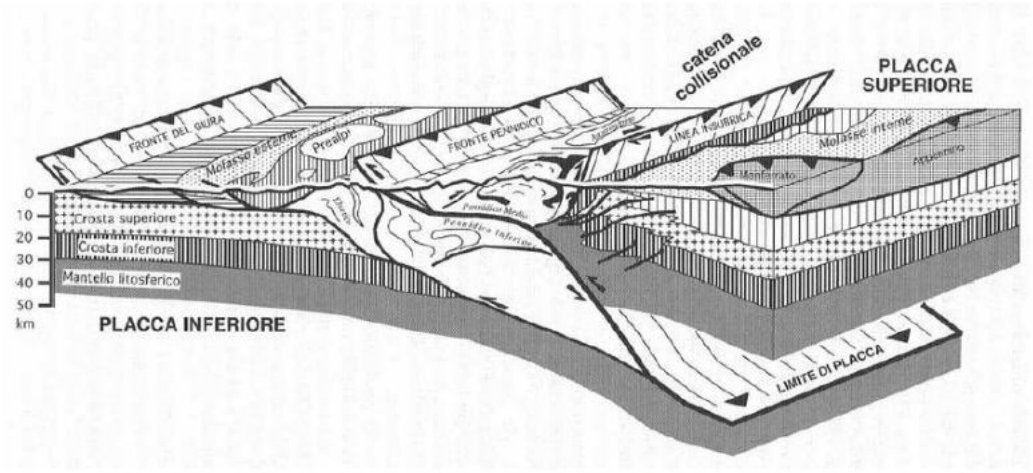
4.2 Inquadramento sismotettonico generale

Il territorio regionale piemontese è circondato a nord a ovest e a sud dal sistema alpino occidentale, catena collisionale originatasi a partire dal Cretaceo per lo scontro fra la placca Europea ed Adriatica. Il contesto tettonico ed i regimi geodinamici tutt'ora attivi portano la regione ad essere interessata da una sensibile attività sismica, generalmente modesta come intensità, ma notevole come frequenza.

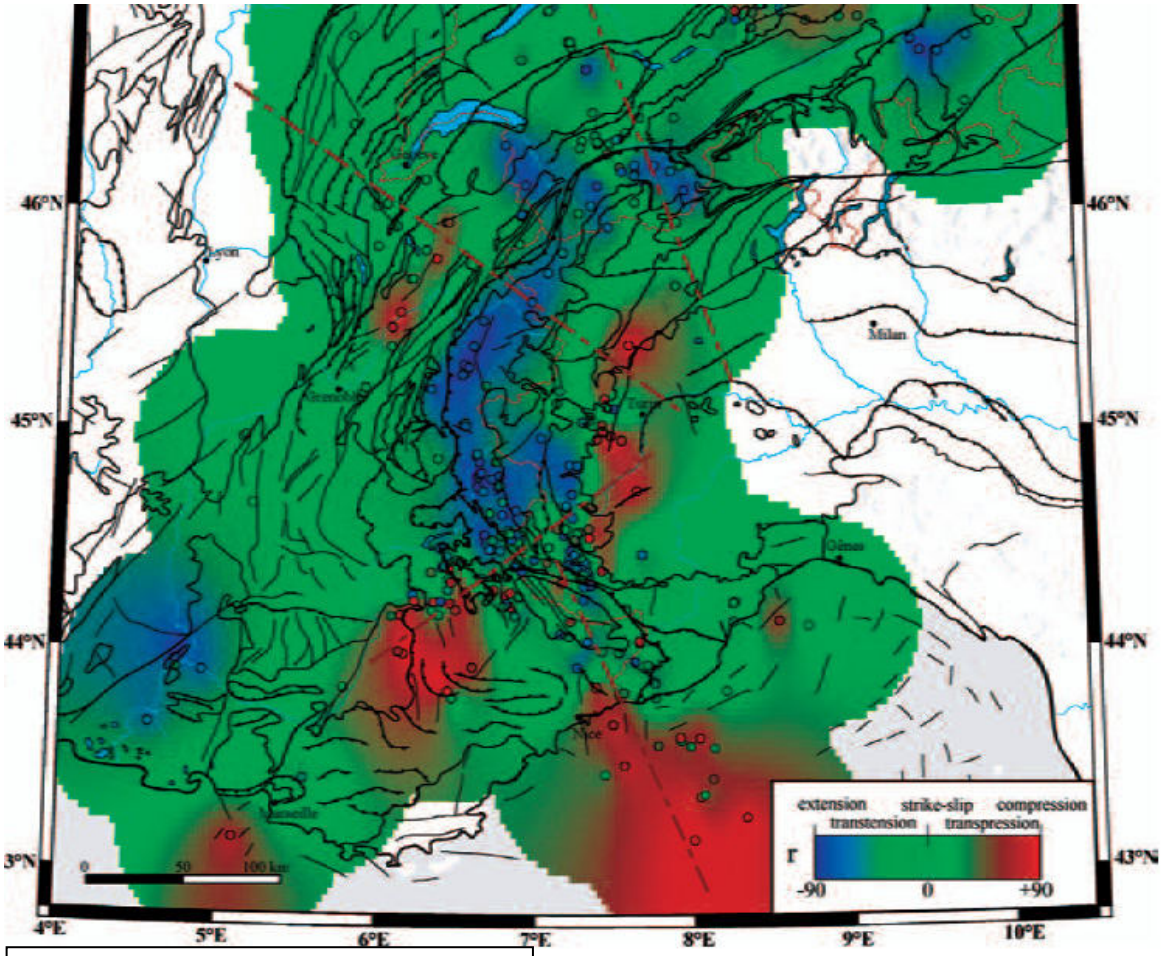
Osservando la localizzazione degli epicentri dei terremoti registrati dalla rete sismica si nota chiaramente una distribuzione lungo due direttrici principali, note storicamente come arco sismico piemontese e arco sismico brianzonese.

La prima direttrice segue l'andamento dell'arco alpino occidentale nella sua parte interna, in corrispondenza del massimo gradiente orizzontale della gravità, lungo il limite fra le unità pennidiche e la pianura padana.
La seconda direttrice è più dispersa e segue l'allineamento dei massicci cristallini esterni in corrispondenza del minimo gravimetrico delle alpi occidentali francesi, lungo il fronte Pennidico.
Le due direttrici arrivano a nord fino al territorio del Vallese, e. convergono verso sud nel Cuneese, con una maggiore dispersione verso la costa del Mar Ligure interessando il Nizzardo e l'Imperiese. Diffusa sismicità è presente anche nelle zone sud orientale della regione, lungo lo spartiacque con la Liguria, verso il Mar Ligure e nell'Appennino Settentrionale
Le alpi occidentali risultano delimitate da due grandi discontinuità crostali, il Fronte Pennidico, verso l'esterno e la linea periadriatica verso l'interno

In un contesto di deformazione prevalente trascorrente a larga scala, la porzione assiale delle alpi occidentale è caratterizzata da un regime prevalentemente distensivo/estensionale, perpendicolare all'asse della catena, legata alle forze gravitazionali interne. Le porzioni esterna (Francia, Svizzera) ed interna (Piemonte) presentano aree con attività di tipo compressivo (*da Delacou et al.*2004).



Stereogramma delle Alpi Occidentali -(tratto dalle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia - Scala 1:50.000 - F.153 Bardonecchia)



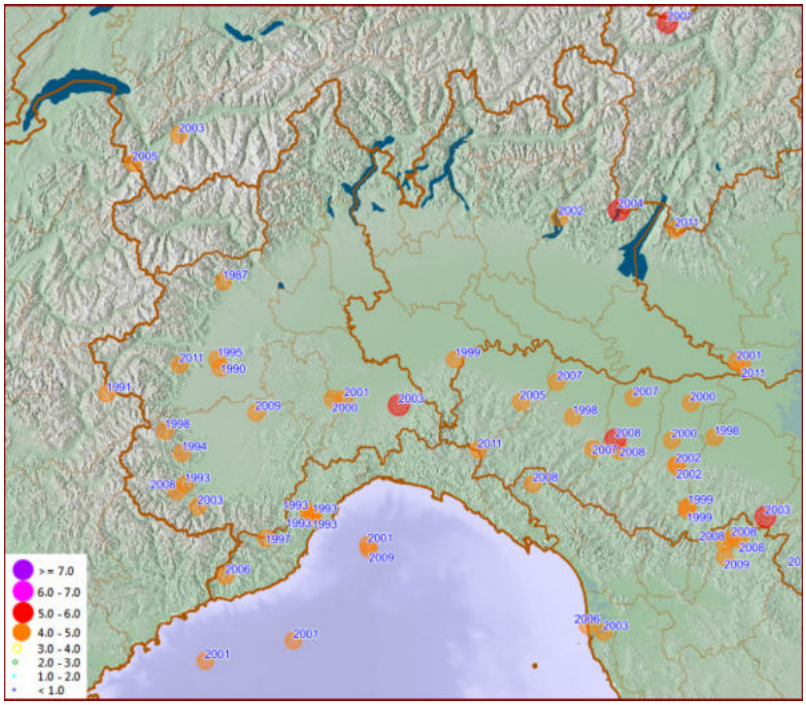
Campi di deformazione delle Alpi Occidentali. Blu: distensivo-transtensivo. Verde: trascorrente, Rosso: transpressivo-compressivo.

4.3 Sismicità storica del comune di Caraglio

Il Piemonte è una regione caratterizzata da una sismicità moderata con frequenti terremoti di bassa magnitudo.
Gli eventi recenti con più elevata magnitudo, successivamente all'ammodernamento della rete sismica, sono: il terremoto del 3 ottobre 2012 in Val Varaita (3.9 M_L, 10 km), quello del 25 luglio 2011 tra Val Sangone e Val Chisola (4.4 M_L, 20 km), quello profondo del 19 aprile 2009 nel Roero (4.2 M_L, 50 km) e il sisma del 24 ottobre 2008 in Valle Stura di Demonte (4.1 M_L, 10 km).

Gli eventi strumentali con più elevata magnitudo rilevati in Piemonte dalla rete sismica sono quelli che hanno interessato le zone sud-orientali della regione tra il 2000 e il 2003, di cui si riportano di seguito le stime di magnitudo determinate dalla rete sismica regionale (espresse in termini di magnitudo di durata M_d) e quelle indicate nel catalogo parametrico dei terremoti italiani del 2011 (espresse in termini di magnitudo momento M_w): 11 aprile 2003 nel Tortonese (5.1 M_d, 4.9 M_w, 5-10 km), 19 luglio 2001 (4.6 M_d, 4.2 M_w, 15-20 km) e 21 agosto 2000 (4.9 M_d, 4.9 M_w, 5-25 km) nel Monferrato.
Oltre a quelli rilevati negli ultimi decenni dalla rete sismica, si ricordano nell'area più di un centinaio di terremoti storici nell'arco di un millennio, con magnitudo momento stimata generalmente tra 4.5 e 6 (CPTI 2011, *Rovida et al., 2011*): in particolare i due massimi eventi sono quello del 9 ottobre 1828 tra Val Curone e Valle Staffora e quello del 2 aprile 1808 nel Pinerolese, con magnitudo stimata pari a circa 5.8 M_w. Sismi di magnitudo maggiore sono avvenuti a relativamente breve distanza dai confini regionali, tali da produrre effetti apprezzabili anche in Piemonte: si ricorda in particolare l'evento del 23 febbraio del 1887 nei pressi della costa ligure occidentale, a meno di 50 km dai confini piemontesi, di magnitudo stimata pari a 7.0 M_w.

Nelle figura seguente è riportata la distribuzione dei terremoti registrati dal INGV distinti per classi di magnitudo M_D[1] con valori maggiori di 4.



Mappa con gli epicentri dei terremoti rilevati nel territorio piemontese e nelle zone circostanti
RSNI: sismi rilevati dalla rete RSNI dal 1982 al 2011

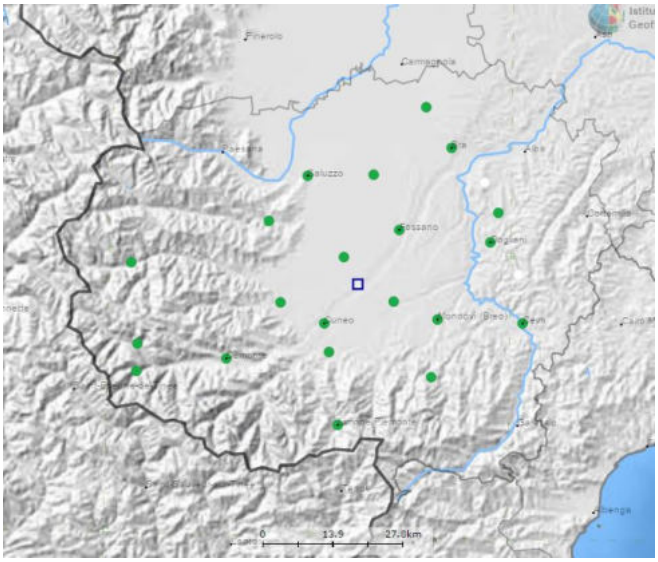
[1] La magnitudo di durata M_D è il tipo di magnitudo che si utilizza per registrare piccoli terremoti, come quelli registrati in zona vulcanica che, vicini agli strumenti, li saturano. Si basa sul logaritmo della durata dell'evento sismico.

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Caraglio è stata fatta utilizzando il Database Macrosismico Italiano DBMI11 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011): rispetto al precedente DBMI04, il DBMI11 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

Nello specifico, il comune di Caraglio appare 4 volte nel Database Macrosismico DBMI11 con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

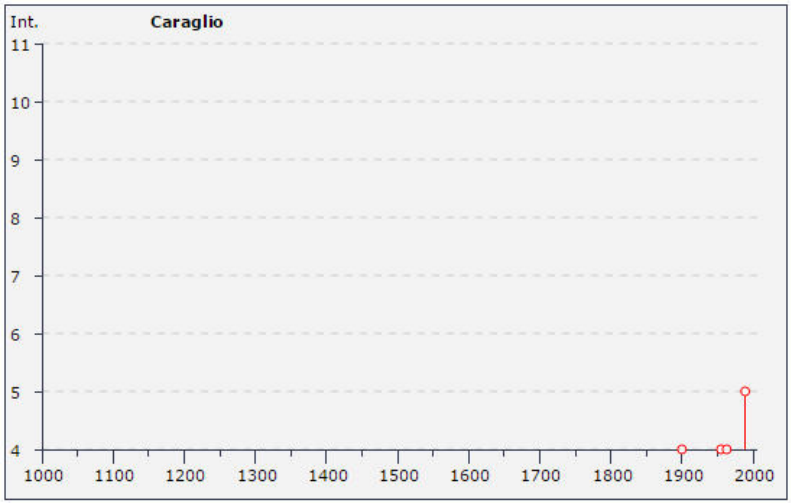
Numero di eventi: 7

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I[MCS]	Data	Ax	Np	Io	Mw
4	1900 04 05 23:40	Cuneo	24	4	4.26 ±0.29
4	1955 05 12 14:16	Alpi Cozie	39	6-7	4.80 ±0.20
4	1963 07 19 05:45	Mar Ligure	463		6.02 ±0.14
5	1989 12 26 19:59	Mar Ligure	290		4.60 ±0.22
NF	1993 07 17 10:35	Finale Ligure	336	5	4.51 ±0.10
NF	1995 04 21 08:02	Riviera di Ponente	49		4.21 ±0.22
NF	2000 08 21 17:14	Monferrato	597	6	4.86 ±0.09



Distribuzione dei terremoti (dal 1900 al 2006 INGV) di magnitudo uguale a 4 nei pressi del comune di Caraglio.

Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di Caraglio (per terremoti con intensità al sito superiore o uguale a 4) tra gli anni 1000 e fino al 2004.



4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Caraglio, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei 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.

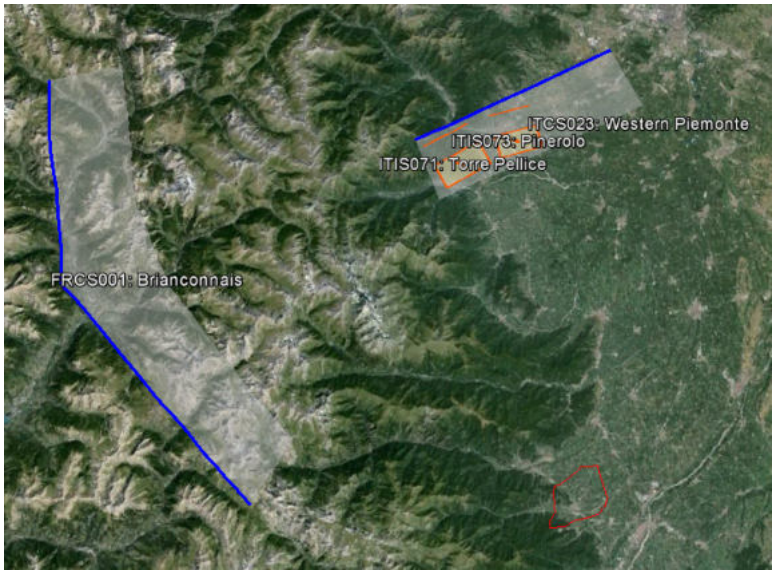
ITHACA è un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali.

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 nel territorio comunale di Caraglio (immagine estratta dal sito dell'ISPRA).

In generale, le mappe dell'INGV denominate DISS 3.2.0 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3*) mostrano tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

- **Sorgenti individuali (IS)**: per le quali viene proposta una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia. Questo tipo di sorgente esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.
- **Sorgenti composite (CS)**: sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate ad uno specifico gruppo di terremoti storici.
- **Sorgenti dibattute (DS)**: sono zone proposte in letteratura come potenziali sorgenti, ma considerate ancora non sufficientemente attendibili per entrare nel database.

La mappa del DISS posiziona il comune di Caraglio a ridosso delle zone FRCS001 "Brianconnais" e ITCS023 "Western Piemonte".



La Zona FRCS001 "Brianconnais" sintetizzata 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.

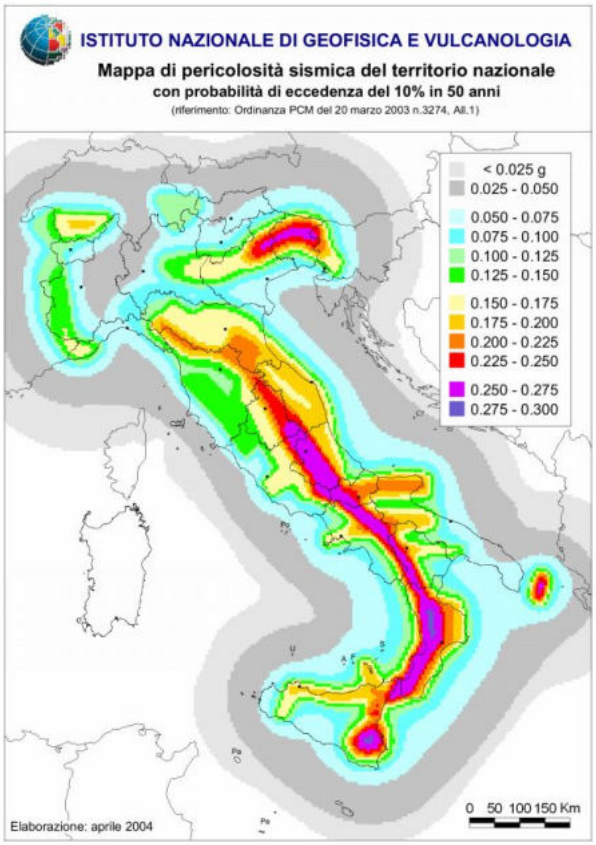
La Zona ITCS023 "Western Piemonte" (riportata nella tabella seguente), contiene due sorgenti minori allineate che sono conosciute singolarmente e sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici:

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

4.5 Zonazione sismica nazionale

In seguito all'emanazione dell'O.P.C.M. 20/03/2003, n°3274, in cui si manifestava l'esigenza di una mappa di pericolosità sismica di riferimento per l'individuazione delle zone sismiche sul territorio nazionale, è stato redatto a cura dell'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) un documento denominato "Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'O.P.C.M. 20/03/2003, n°3274. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile" (INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici), che rappresenta il punto di riferimento per le valutazioni di pericolosità sismica su tutto il territorio nazionale (figura seguente).



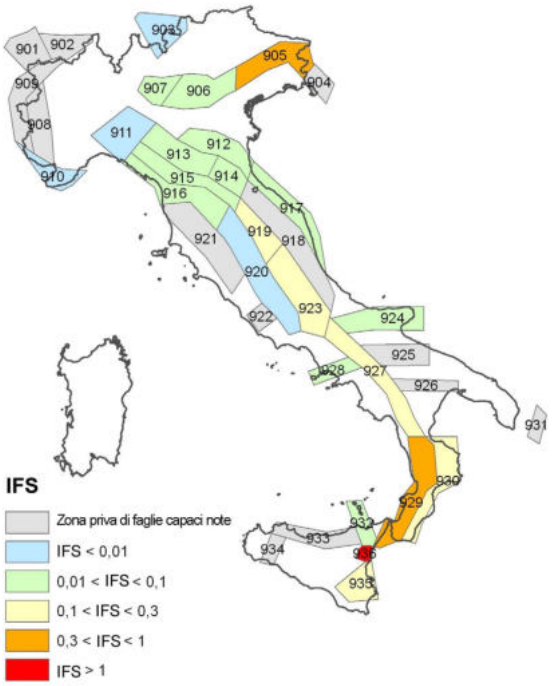
All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella 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

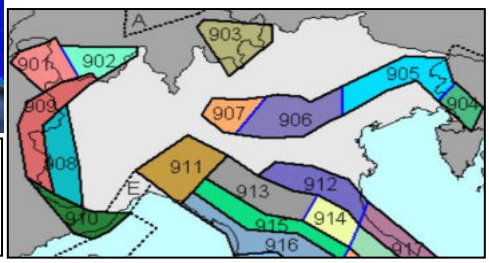
produrre terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all'epoca della redazione della mappa CPTI2, ora arrivato alla versione CPTI11). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.

Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazione stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo.

Secondo la Zonazione Sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), nel Piemonte ricadono le zone sismogenetiche **n°902 "Vallese"**, **n°908 "Piemonte"**, **n°909 "Alpi Occidentali"**, **n°910 "Nizza-Sanremo"** e la **n°911 "Tortona-Bobbio"**.

Il Comune di Caraglio è ubicato interamente all'interno della zona sismogenetica n°908, per cui si sviluppa all'interno di aree sismicamente interessanti, come del resto denota la pericolosità sismica definita per il territorio in esame.

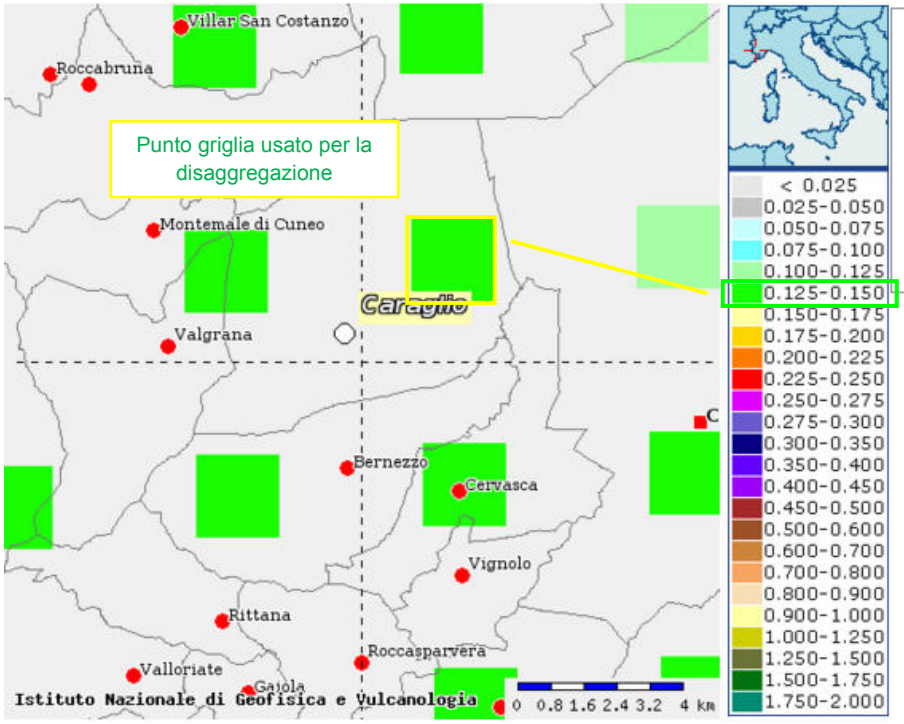




Carta delle zone sismogenetiche ZS 9 (Meletti e Valensise, marzo 2004) con indicata la posizione di Caraglio nella **Zona n° 908**

4.6 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 Caraglio, 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.



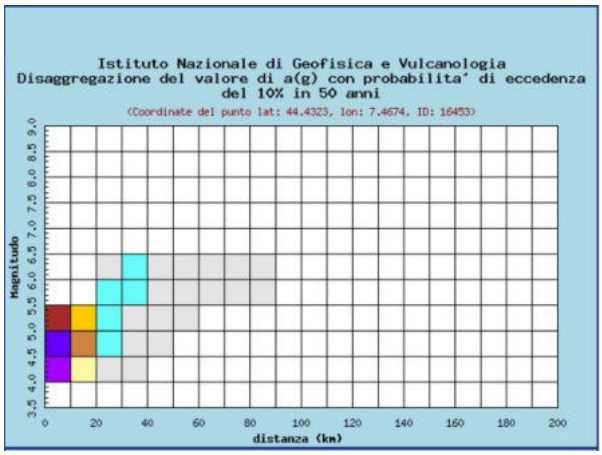
Carta di pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli di Categoria A ($V_{s,30}$ > 800 m/s) subpianeggianti (categoria topografica T1 da N.T.C. 2008)

Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n°3519 del 28/04/2006 la cui applicazione è stata definita dalla Deliberazione della Giunta Regionale 19 gennaio 2010, n. 11-13058 e considerata nell'emanazione del D.M. 14/01/2008, il territorio oggetto dello studio di MS è inseribile interamente nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi sub-pianeggianti caratterizzati da $V_{s,30}$ > 800 m/s compreso tra **0,125g** e **0,150g** (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni – mappa 50° percentile), ovvero in Zona 3, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n°3519 stessa.

a) Ciascuna zona è individuata mediante valori di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi caratterizzati da $Vs_{30} > 800\ m/s$, secondo lo schema seguente:

zona	accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni $[a_g]$	accelerazione orizzontale massima convenzionale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico $[a_g]$
1	$0,25 < a_g \leq 0,35\,g$	$0,35\,g$
2	$0,15 < a_g \leq 0,25\,g$	$0,25\,g$
3	$0,05 < a_g \leq 0,15\,g$	$0,15\,g$
4	$\leq 0,05\,g$	$0,05\,g$

In ultima, si riporta il calcolo della disaggregazione della pericolosità: questa ha lo scopo di individuare il maggior contributo alla pericolosità del sito in termini di magnitudo-distanza di un evento. I grafici riportati sotto sono stati desunti dalle Mappe Interattive di Pericolosità Sismica dell'INGV e sono relativi al punto della griglia definito nella figura precedente (Carta di Pericolosità Sismica dell'INGV).



Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 44.4323, lon: 7.4674, ID: 16453)										
	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.000	25.400	33.500	11.300	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	4.520	8.940	5.080	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.211	1.370	1.840	1.050	0.829	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.001	0.227	0.938	1.350	1.270	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.005	0.229	0.593	0.679	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.019	0.176	0.264	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.053	0.130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.064	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata con il n°908 e precedentemente descritta viene considerate omogenee ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici e, in rapporto agli epicentri noti, non esisterebbe quindi l'effetto distanza.

Secondo il paragrafo 2.8 degli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica", per alcune tipologie di verifiche si potrebbe assumere come valore di magnitudo attesa quella massima della zona sismogenetica di appartenenza, che per la zona n°908 in cui ricade il territorio comunale di Caraglio vale M_{wmax} = 6,14.

Tabella 2.8-1 – Valori di M_{wmax} per le zone sismogenetiche di ZS9 (estratto da Gruppo di lavoro, 2004)

Nome ZS	Numero ZS	M_{wmax}
Colli Albani, Etna	922, 936	5.45
Ischia-Vesuvio	928	5.91
Altre zone	901, 902, 903, 904, 907, 908, 909, 911, 912, 913, 914, 916, 917, 920, 921, 926, 932, 933, 934	6.14
Medio-Marchigiana/Abruzzese, Appennino Umbro, Nizza Sanremo	918, 919, 910	6.37
Friuli-Veneto Orientale, Garda-Veronese, Garfagnana-Mugello, Calabria Jonica	905, 906, 915, 930	6.60
Molise-Gargano, Ofanto, Canale d'Otranto	924, 925, 931	6.83
Appennino Abruzzese, Sannio – Irpinia-Basilicata	923, 927	7.06
Calabria tirrenica, Iblei	929, 935	7.29

5 MICROZONAZI0NE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1 Introduzione

I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampliamente dimostrato che la variabilità spaziale del danno rilevato trova molto spesso la sua causa principale nei cosiddetti "effetti locali" o "effetti di sito", ossia nelle differenti risposte del sito alle azioni sismiche, a causa delle diverse condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

Un'efficace cultura di difesa dai terremoti non può che presupporre una valutazione della pericolosità locale a scala urbana, più ampia di quella della singola costruzione, e deve potersi basare su un'operazione tecnico–scientifica che sia autorizzata a rientrare a pieno titolo nelle valutazioni urbanistiche di riduzione del rischio e nelle politiche di pianificazione del territorio. Tale operazione è, appunto, la Microzonazione Sismica: la MS è l'operazione di suddivisione di un dato territorio in zone omogenee sotto il profilo della risposta a un terremoto di riferimento, valutata tenendo conto delle interazioni tra le onde sismiche e le condizioni proprie di ogni zona individuata ("pericolosità sismica locale").

5.2 La natura del problema

Durante lo scuotimento sismico e immediatamente dopo il terremoto, si verificano degli effetti molto appariscenti e, spesso, più devastanti dell'onda sismica, che sono tra le cause più importanti di vittime e danni: questi sono gli "effetti di sito", che sono ormai ben conosciuti e possono amplificare notevolmente le sollecitazioni nelle strutture (di entità tale da portarle fino al collasso) o essere rappresentati da rotture del terreno, movimenti franosi, elevati cedimenti nei terreni soffici, liquefazione dei terreni incoerenti saturi. Le figure sottostanti sono un esempio di tali effetti.

Turchia, agosto 1999

Emilia, maggio 2012

L'Aquila, aprile 2009

Tatsuoka, 2006

Le osservazioni condotte nei secoli hanno dimostrato come possono verificarsi situazioni completamente differenti all'interno dello stesso territorio, anche a breve distanza; fin dagli anni '70, le ricerche scientifiche hanno evidenziato che la causa maggiore di variabilità spaziale del moto sismico sono i fenomeni legati alla propagazione delle onde S nei depositi di terreno, lungo la direzione verticale.
Da tali osservazioni è nata la necessità di iniziare degli studi per ipotizzare il comportamento del territorio in caso di terremoto e, di conseguenza, per valutare la pericolosità sismica locale e realizzare la MS, precedentemente definita.

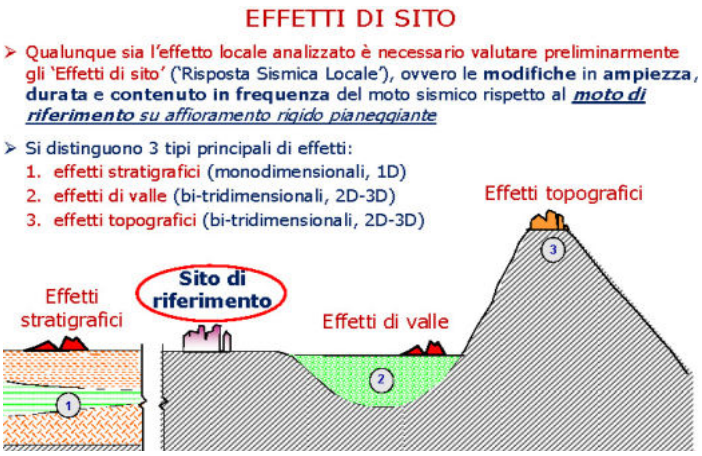
La MS può assumere forme molto diverse a seconda delle condizioni territoriali in cui si realizza ed è difficile da standardizzare anche se, grazie ad alcune procedure ormai consolidate, è possibile sintetizzare lo studio di MS in una cartografia del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante (Categoria A di sottosuolo secondo Eurocodice 8) e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti o suscettibili di attivazione fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazione, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.).

In sostanza, dal punto di vista della pericolosità, la MS distingue le seguenti aree:

- **aree sismicamente stabili**, dove possono verificarsi o meno "effetti di sito" (stratigrafici, di valle, topografici, ecc.);

- **aree sismicamente instabili**, dove possono verificarsi anche fenomeni di instabilità quali movimenti franosi, crolli di roccia, liquefazione, densificazione, subsidenza, spostamenti di faglia, crolli legati a cavità, ecc.



A tal proposito, per la mitigazione del rischio sismico a scala locale, la finalità di uno studio di MS è, pertanto, quello di pervenire alla stesura di una mappa, dove:

- siano identificati i confini delle zone con analoga risposta al terremoto di riferimento;
- vengano indicati i livelli di pericolosità delle diverse zone attraverso opportuni indicatori.

La mappa di MS diventa, quindi, una cartografia di sintesi che identifica il tipo di problemi e le gerarchie di pericolosità tra le diverse aree; nel caso di Caraglio, tali informazioni serviranno a fornire all'amministrazione comunale uno strumento utile per la futura programmazione territoriale, la pianificazione urbanistica e la gestione delle emergenze, nonché per un eventuale ricostruzione post-sismica. Si fa presente che la MS è legata alla gestione del territorio e alla pianificazione urbanistica e non al progetto delle strutture.

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

La MS ha lo scopo di riconoscere a una scala sufficientemente grande (comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso in termini di ampiezza, durata e frequenza o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture. Essa si colloca a un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento a un terreno ideale rigido e pianeggiante per il quale fornisce dei parametri indicativi della pericolosità di base, e la progettazione antisismica, che opera invece a scala di singolo manufatto.

L'obiettivo principale è, in primo luogo, quello di distinguere le zone il cui comportamento può essere instabile (aree critiche) dalle zone dove possono aversi o meno fenomeni di amplificazione del moto sismico (aree stabili suscettibili o non suscettibili), mentre il secondo obiettivo è quello di valutarne la risposta.

Le principali linee guida internazionali, tra cui gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dipartimento della Protezione Civile (2008), prevedono tre Livelli di approfondimento (1, 2, 3).

In sintesi:

- il **Livello 1**, propedeutico ai veri e propri studi di MS, si basa prevalentemente sulla raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone **qualitativamente** omogenee in prospettiva sismica;

- il **Livello 2** associa alle zone omogenee dei parametri **quantitativi** di interesse ingegneristico-strutturale, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessarie, e definisce la Carta di Microzonazione Sismica;

- il **Livello 3** quantifica numericamente l'amplificazione del moto sismico atteso in superficie tramite un'analisi monodimensionale o bidimensionale, a seconda delle condizioni geologiche/topografiche presenti nel sito d'indagine, e restituisce una Carta di Microzonazione Sismica con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Va sottolineato che l'adozione di tre livelli consente una grande flessibilità nelle applicazioni, in quanto permette di adeguare il livello di approfondimento alle risorse e ai tempi disponibili, nonché al tipo di utilizzo. Si ritiene che, soprattutto nei piccoli centri abitati o nelle fasi preliminari di stesura dei piani urbanistici, anche il Livello 1 si possa rivelare di grande efficacia ai fini della prevenzione sismica.

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS eseguito soddisfa il Livello 1 previsto dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dipartimento della Protezione Civile.

In aggiunta agli standard del Livello 1, è stato eseguito un approfondimento quantitativo della risposta sismica locale, misurando le frequenze di vibrazione del sottosuolo sull'intero territorio comunale e valutando localmente le velocità di propagazione delle onde di taglio V_s nei litotipi più rappresentativi. Inoltre, le misure geo-elettriche condotte hanno consentito di ottenere una ricostruzione elettro-stratigrafica del sottosuolo, nei pressi dei punti indagati. Tutto ciò ha permesso di realizzare delle cartografie tematiche accurate e precise nella ricostruzione del modello sismo-stratigrafico locale.

Inoltre, in alcune aree l'amplificazione caratteristica del sito è stata calcolata tramite modellizzazioni numeriche avanzate di natura bidimensionale in campo dinamico, proprie del Livello 3 di approfondimento.

6 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Le ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, del P.R.G. comunale e presso gli archivi dell'Ufficio Tecnico. In particolare, quest'ultimo non ha prodotto particolari indagini geofisiche significative per il presente lavoro, se non per quanto riguarda alcuni studi di carattere geologico eseguiti per la progettazione di opere civili: tali indagini sono state opportunamente schedate e inserite nel supporto digitale allegato al presente lavoro.
Per questo motivo, al fine di caratterizzare, dal punto di vista sismico, i terreni del comune di Caraglio, sono state condotte alcune misure geofisiche in prossimità dei punti ritenuti più significativi. In particolare, sono state effettuate:

- **n°30 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;
- **n°26 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*)** sviluppate in *array* lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S;
- **n°5 profili geoelettrici 2D in configurazione Wenner** con 16 elettrodi per misurare la resistività dei terreni al fine di valutare l'assetto stratigrafico del locale.

6.2 Metodologia di elaborazione delle nuove indagini

6.2.1 Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)

La tecnica di sismica passiva (tecnica dei rapporti spettrali o H.V.S.R., *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) è totalmente non invasiva, molto rapida, si può applicare ovunque e non richiede nessun tipo di perforazione, né stendimento di cavi, né energizzazioni esterne diverse dal rumore ambientale che in natura già esiste ovunque. I risultati che si possono ottenere da una registrazione di questo tipo sono:

- la **frequenza di risonanza del sito,** che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale. Si dovranno adottare adeguate precauzioni nel costruire edifici aventi la stessa frequenza di vibrazione del terreno, per evitare l'effetto di "doppia risonanza", estremamente pericoloso per la stabilità degli stessi;
- la **frequenza fondamentale di risonanza di un edificio**, qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso. In seguito, sarà possibile confrontarla con quella caratteristica del sito *(free field)* e capire se, in caso di sisma, la struttura potrà essere o meno a rischio;
- la **velocità media delle onde di taglio V_s** calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, ecc.) e riconoscibile nella curva H/V. Sarà quindi possibile calcolare la $V_{s,30}$ e la relativa Categoria di sottosuolo come esplicitamente richiesto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 14/01/2008;
- la **stratigrafia del sottosuolo** con un *range* di indagine compreso tra 0,5 m e 700 m di profondità anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 m. Il principio su cui si basa la presente tecnica, in termini di stratigrafia del sottosuolo, è rappresentato dalla definizione di strato inteso come unità distinta da quelle sopra e sottostante per un contrasto d'impedenza, ossia per il rapporto tra i prodotti di velocità delle onde sismiche nel mezzo e la densità del mezzo stesso.

Le basi teoriche della tecnica H.V.S.R. si rifanno in parte alla sismica tradizionale (riflessione, rifrazione, diffrazione) e in parte alla teoria dei microtremori. La forma di un'onda registrata in un sito *x* da uno strumento dipende:

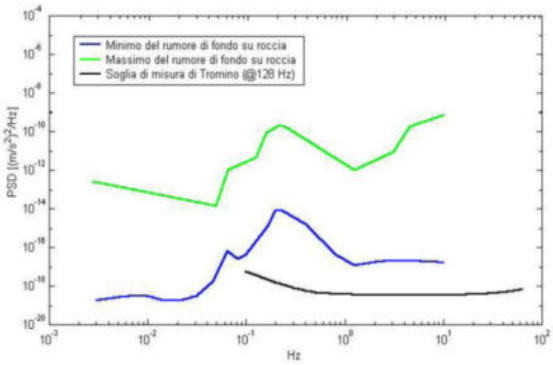
- dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente *s*;
- dal percorso dell'onda dalla sorgente *s* al sito *x* (attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, incanalamenti per guide d'onda);
- dalla risposta dello strumento.

Possiamo scrivere questo come:

segnale registrazione al sito x = sorgente * effetti di percorso * funzione trasferimento strumento

Il rumore sismico ambientale, presente ovunque sulla superficie terrestre, è generato dai fenomeni atmosferici (onde oceaniche, vento) e dall'attività antropica oltre che, ovviamente, dall'attività dinamica terrestre. Si chiama anche *microtremore* poiché riguarda oscillazioni molto piccole, molto più piccole di quelle indotte dai terremoti. I metodi che si basano sulla sua acquisizione si dicono passivi, poiché il rumore non è generato *ad hoc*, come ad esempio le esplosioni della sismica attiva. Nel tragitto dalla sorgente *s* al sito *x* le onde elastiche (sia di terremoto che microtremore) subiscono riflessioni, rifrazioni, intrappolamenti per fenomeni di guida d'onda, attenuazioni che dipendono dalla natura del sottosuolo attraversato. Questo significa che, se da un lato l'informazione riguardante la sorgente è persa e non sono più applicabili le tecniche della sismica classica, è presente comunque una parte debolmente correlata nel segnale che può essere estratta e che contiene le informazioni concernenti il percorso del segnale e, in particolare, relative alla struttura locale vicino al sensore. Dunque, anche il debole rumore sismico, che tradizionalmente costituisce la parte di segnale scartata dalla sismologia classica, contiene informazioni. Questa informazione è però sepolta all'interno del rumore casuale e può essere estratta attraverso tecniche opportune. Una di queste tecniche è la teoria dei rapporti spettrali o semplicemente H.V.S.R., che è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali del sottosuolo, informazione di notevole importanza nell'ingegneria sismica.

Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta Micromed Spa modello *Tromino® ENGY-Plus* che rappresenta la nuova generazione di strumenti ultra-leggeri e ultra-compatti in alta risoluzione adatti a tali misurazioni. Lo strumento racchiude al suo interno tre velocimetri elettrodinamici ortogonali tra loro ad alta definizione con intervallo di frequenza compreso tra 0,1 Hz e 256 Hz. Nella figura a fianco si riporta la curva di rumore di Tromino® a confronto con i modelli standard di rumore sismico massimo (in verde) e minimo (in blu) per la Terra. Gli spettri di potenza sono espressi in termini di accelerazione e sono relativi alla componente verticale del moto.



6.2.1.1 Sintesi dei risultati

Le frequenze di risonanza del terreno fanno parte degli "effetti di sito" che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico.

In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura. Analizzando la Carta delle frequenze e la Carta delle indagini successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall'incarico e come le n°30 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Caraglio: questo è stato fatto per vedere le modalità di risposta dei vari ambienti geomorfologici alle sollecitazioni sismiche.

Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. (frequenza di risonanza caratteristica con rapporto H/V massimo (f_{max})) eseguite in questa fase mediante Tromino® (T1, …, T30), mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove. Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale.

CODICE PROVA	FREQUENZA CARATTERISTICA DI RISONANZA F_{MAX}(HZ) (INTERVALLO 0,1-20 HZ)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 HZ)
T1	2,13	Si
T2	3,75	Si
T3	19,97	Si
T4	10,81	Si
T5	2,75	Si
T6	19,69	Si
T7	1,75	Si
T8	19,97	Si
T9	8,09	Si
T10	2,16	Si
T11	2,13	Si
T12	1,88	Si
T13	2,09	Si
T14	7,91	Si
T15	1,63	Si
T16	Np[1]	No
T17	Np[1]	No
T18	Np[1]	No
T19	3,66	Si
T20	Np[1]	No
T21	Np[1]	No
T22	19,97	Si
T23	19,97	Si
T24	2,78	Si
T25	6,5	Si
T26	2,31	Si
T27	4,2	Si
T28	4,5	Si
T29	-	Misura disturbata
T30	3,66	Si
Np[1]: assenza di amplificazioni significative – curva H/V pressoché piatta		

6.2.2 Indagine sismica di tipo passivo in *array* (Re.Mi.)

È noto che la propagazione delle onde, nel caso di mezzi stratificati e trasversalmente isotropi, avviene in maniera diversa rispetto al caso di mezzi omogenei; non esiste più un'unica velocità, ma ogni frequenza è caratterizzata da una diversa velocità di propagazione a sua volta legata alle varie lunghezze d'onda. Queste lunghezze d'onda interessano il terreno a diverse profondità e risultano influenzate dalle caratteristiche elastiche che sono variabili, appunto, con la profondità. Questo comportamento viene definito *dispersione in frequenza* ed è fondamentale nello sviluppo dei metodi sismici che utilizzano le onde di superficie. Ovviamente, le lunghezze d'onda più grandi corrispondono alle frequenze più basse e vanno ad interessare il terreno più in profondità; al contrario, le lunghezze d'onda più piccole, poiché sono associate alle frequenze più alte, rimangono nelle immediate vicinanze della superficie. I metodi di prospezione sismica che utilizzano le onde di superficie si basano su modelli fisico–matematici nei quali il sottosuolo viene schematizzato come una serie di strati con caratteristiche elastiche lineari.

La procedura Re.Mi. è un metodo di prospezione sismica sviluppato presso l'Università di Reno in Nevada (Louie, 2001) e viene classificata come *metodo passivo* in quanto utilizza il rumore ambientale. I vantaggi derivanti da questo metodo sono molteplici poiché è veloce e semplice da usare in fase di acquisizione, raggiunge una buona profondità e risoluzione d'indagine ma, soprattutto, permette di ottenere migliori risultati in ambienti particolarmente urbanizzati. La fase di acquisizione deve essere effettuata con una serie di accorgimenti e precauzioni da adottare in sito e nella pianificazione della registrazione. Tutto è finalizzato alla registrazione di dati contenenti la miglior informazione possibile riguardo alla propagazione delle onde di Rayleigh con buon rapporto segnale-rumore.

Il rumore incoerente, cioè di tipo casuale, rappresenta nel caso Re.Mi. la fonte del segnale utile che si vuole registrare. I microtremori generati dall'ambiente si propagano nel suolo e di questi si cerca di distinguere il modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh dai modi superiori e dall'*aliasing* spaziale: risulta quindi necessario soddisfare la condizione di *omnidirezionalità* delle sorgenti, cioè si suppone che il rumore ambientale provenga sostanzialmente da tutte le direzioni.

I tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo. La registrazione viene analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi. Sono da considerare la lunghezza dello stendimento L e la distanza intergeofonica Δx, che agisce sul segnale come una specie di filtro in frequenza; supponendo, infatti, che il segnale arrivi da tutte le direzioni, maggiore è la spaziatura, minore sarà la frequenza del segnale utile campionabile e viceversa: se la frequenza è più bassa, aumenta la profondità d'indagine.

La fase più delicata è quella del *data processing*, che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l'obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_r), che sono correlabili con le velocità V_s di propagazione delle onde S ($V_s \approx 1{,}1\ V_r$). Le varie tecniche di processing trasformano l'informazione registrata nel dominio x-t (spazio tempo), in un dominio dove l'energia associata all'evento è funzione della frequenza e di altre variabili. Tutto questo allo scopo di localizzare attraverso lo spettro la densità di energia maggiore, alla quale sono di solito associate le onde di Rayleigh. Con procedura manuale vengono selezionati dei punti sullo spettro, che andranno a formare la curva di dispersione sperimentale.

La scelta di questi valori, denominata *picking*, è condizionata da alcune indicazioni ma <u>è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interpretatore</u> anche in base ad altre conoscenze in merito al sito in esame.

Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.6.4 – 2013.

Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati n°9 o 16 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* lineari totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza. La spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 3 o 4 m in base alle condizioni logistiche presenti in sito. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.

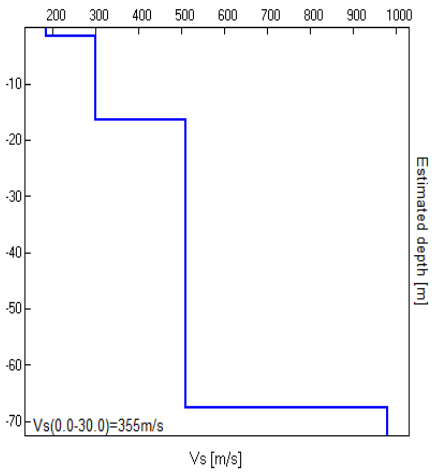
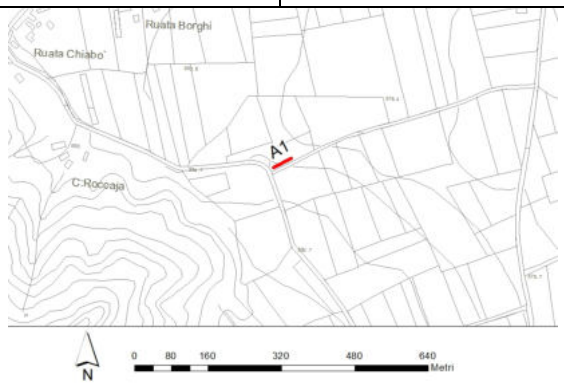
6.2.2.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

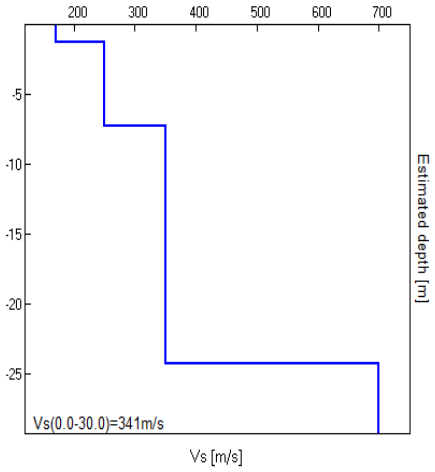
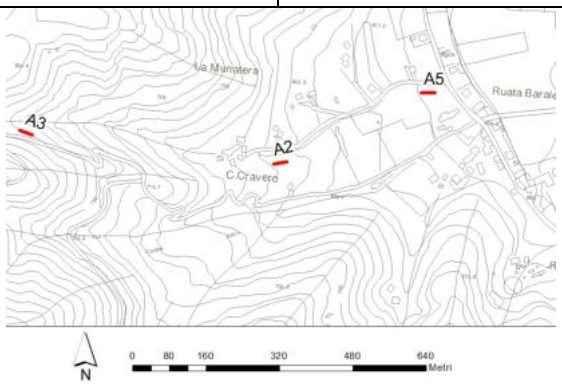
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare la velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s) dei terreni testati.

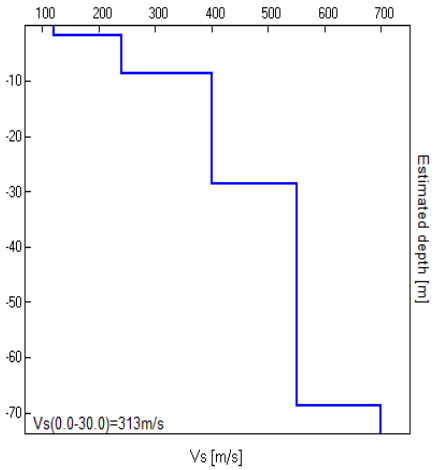
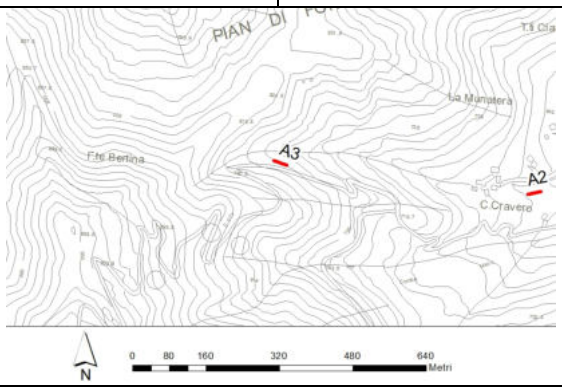
In allegato fuori testo sono riportate le schede di sintesi dei risultati di tali prove.

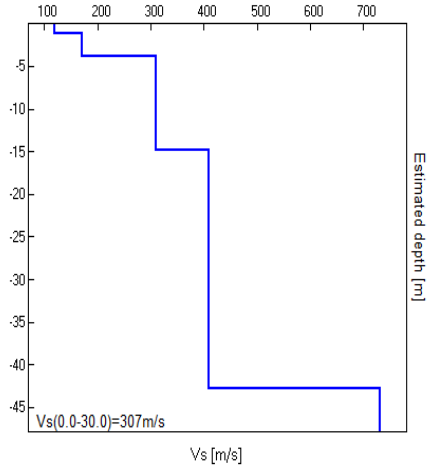
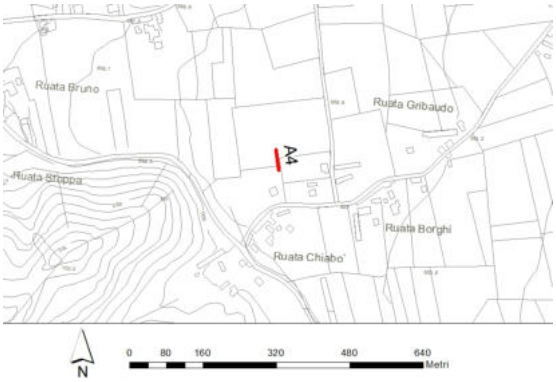
6.2.2.2 Risultati delle misure

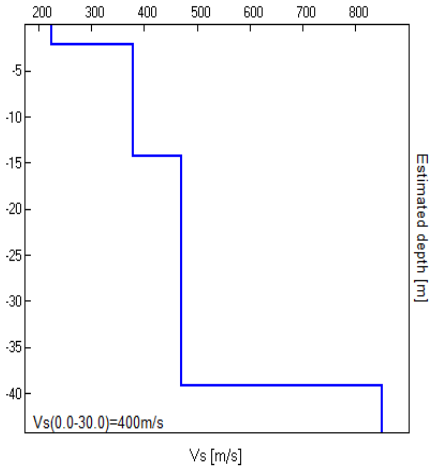
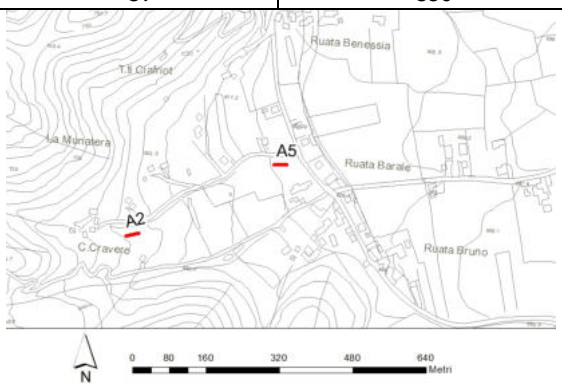
In questo paragrafo è riportata la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta degli *array* sismici e degli H.V.S.R. accoppiati ad essi.
Nelle tabelle seguenti sono riportate l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio (V_s).

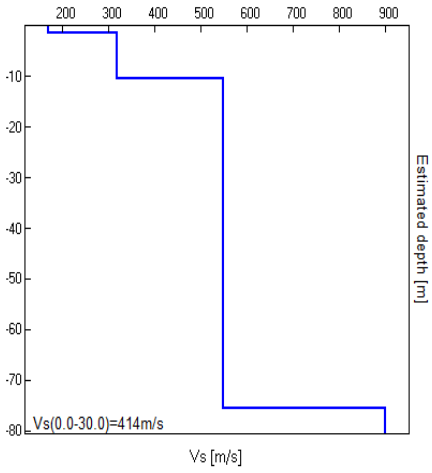
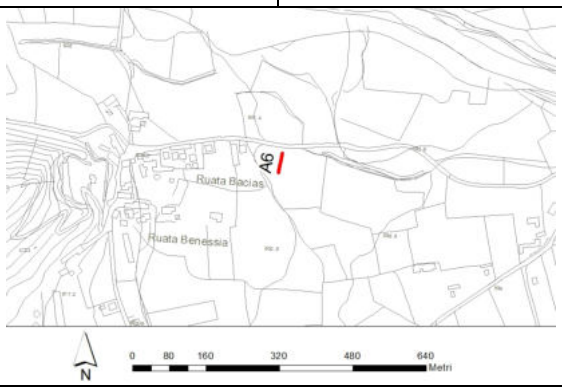
A1	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,5	185
	1,5 - 16,5	300
	16,5 - ≈67	510
	> ≈67	980
		

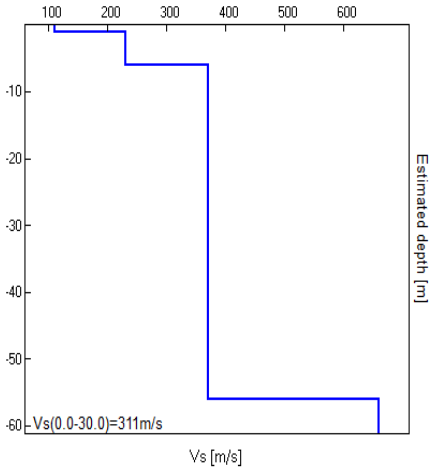
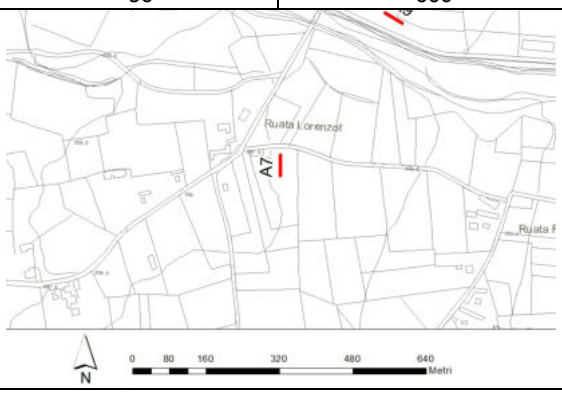
A2	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,2	170
	1,2 - 7,2	250
	7,2 - ≈25	350
	> ≈25	700
		

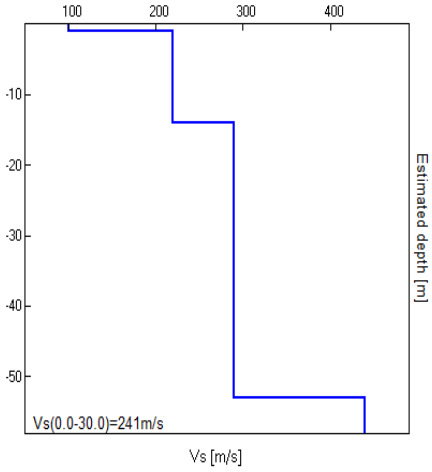
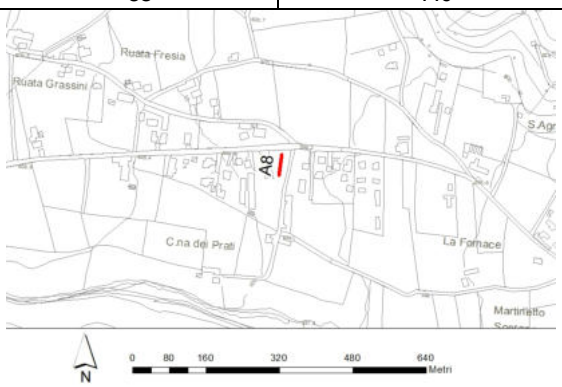
A3	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,7	120
	1,7 - 8,7	240
	8,7 - ≈69	400-550
	> ≈69	700
		

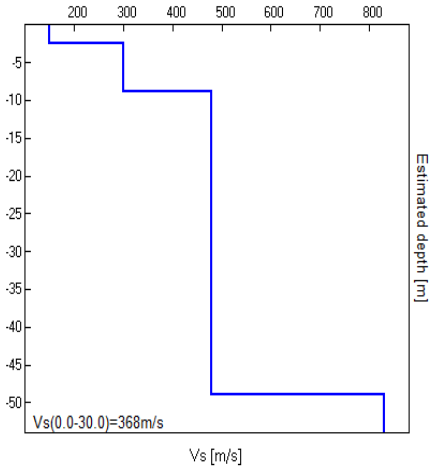
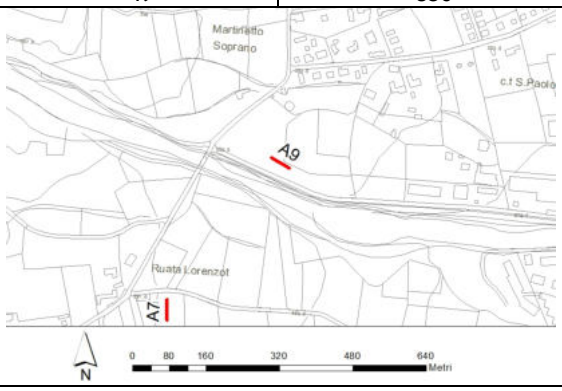
A4	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 3,8	120-170
	3,8 - ≈43	310-410
	> ≈43	730
		

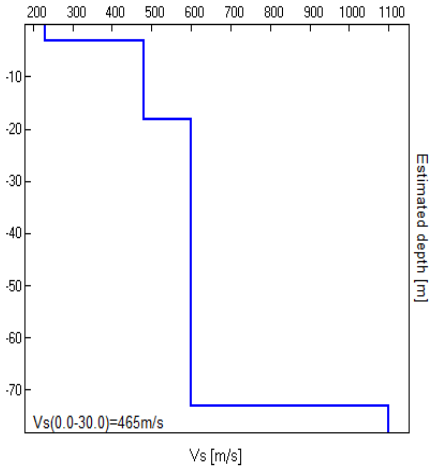
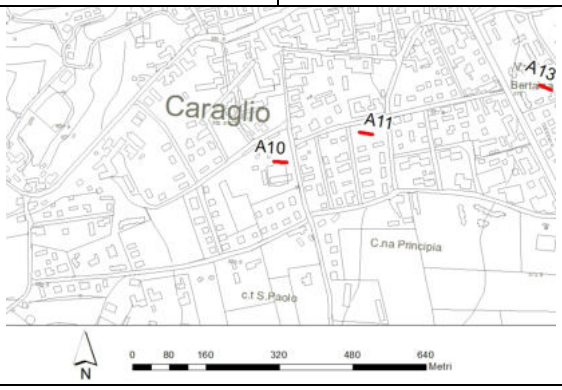
A5	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,2	225
	2,2 - ≈14	380
	≈14 - ≈39	470
	> ≈39	850
		

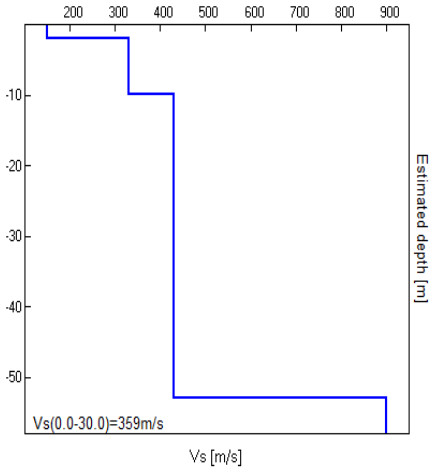
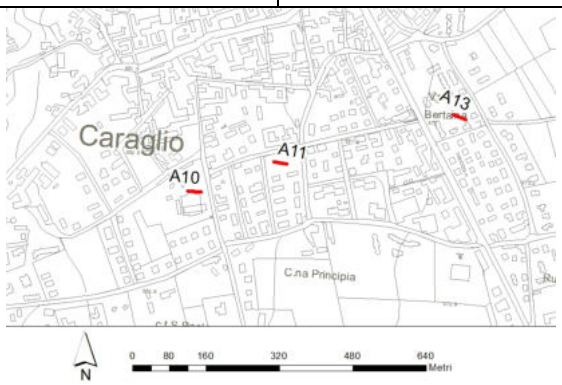
A6	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,5	170
	1,5 - 10,5	320
	10,5 - ≈75	550
	> ≈75	900
		

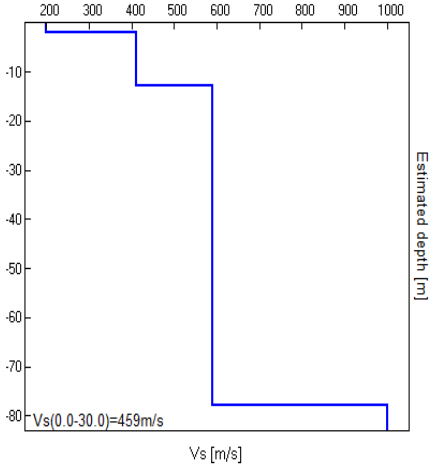
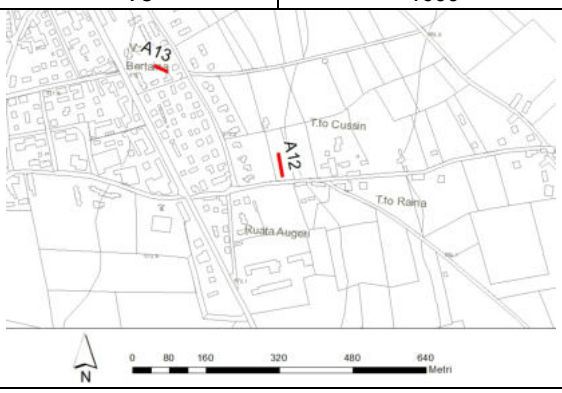
A7	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,1	110
	1,1 - 6,1	230
	6,1 - ≈56	370
	> ≈56	660
		

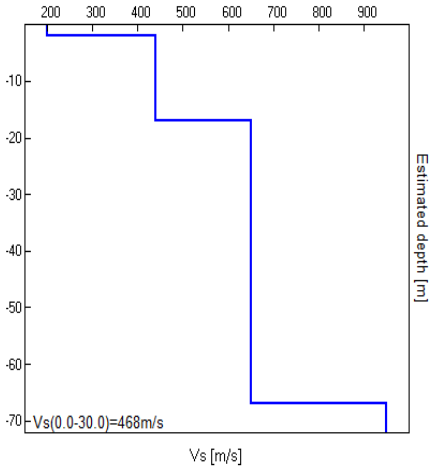
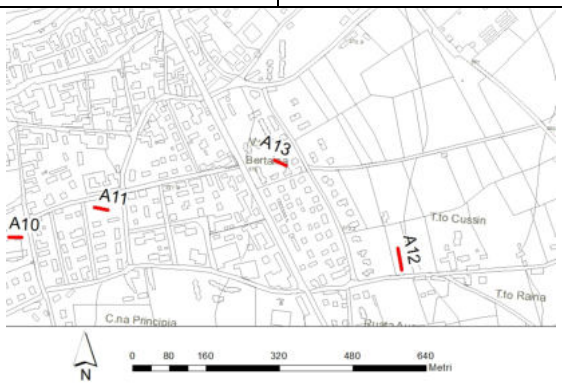
A8	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,0	100
	1,0 - ≈14	220
	≈14 - ≈53	290
	> ≈53	440
		

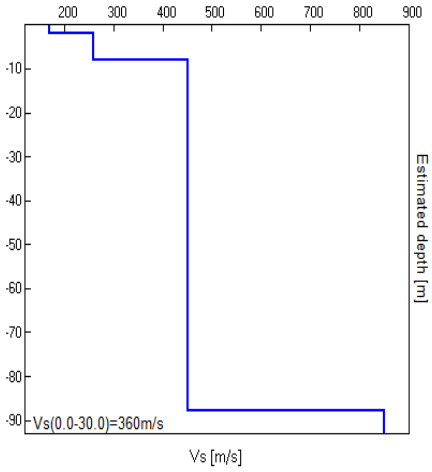
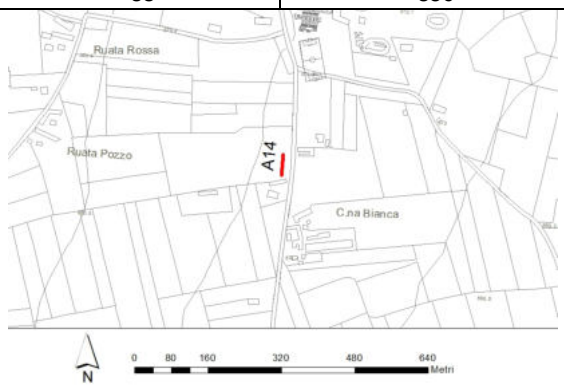
A9	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,4	150
	2,4 - ≈9	300
	≈9 - ≈49	480
	> ≈49	830
		

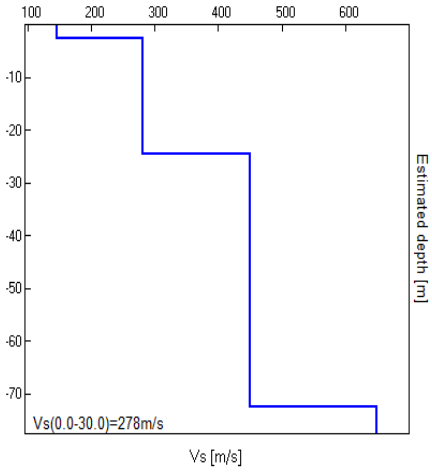
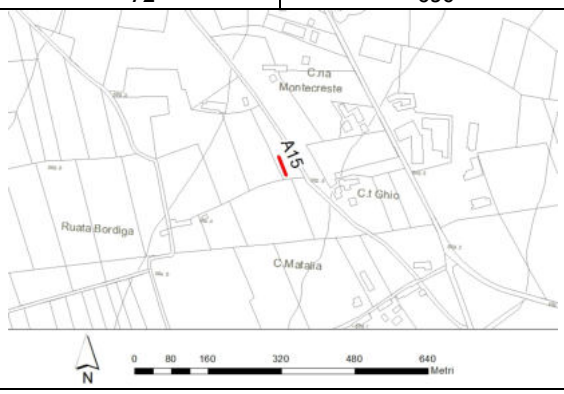
A10	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 3,1	230
	3,1 - ≈18	480
	≈18 - ≈73	600
	> ≈73	1100
		

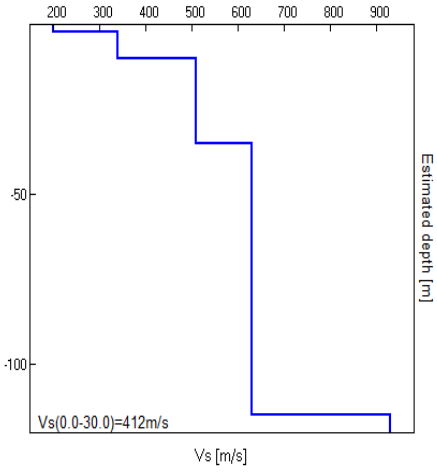
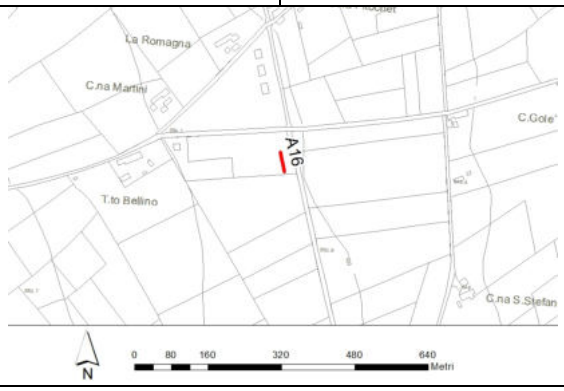
A11	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,9	150
	1,9 - ≈10	330
	≈10 - ≈53	430
	> ≈53	900
		

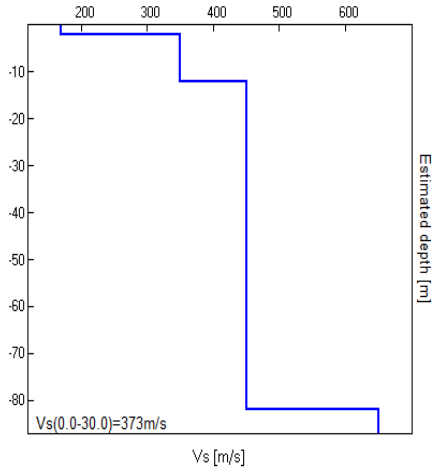
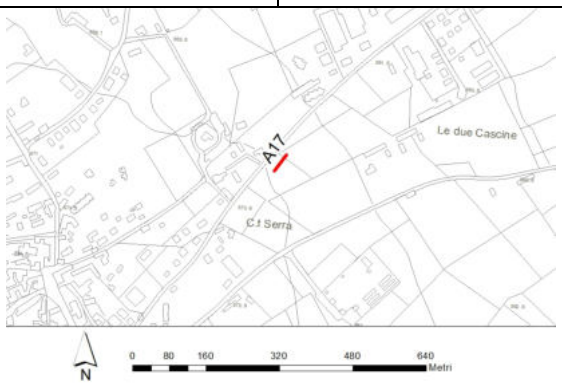
A12	Prof. da p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,9	200
	1,9 - ≈13	410
	≈13 - ≈78	590
	> ≈78	1000
		

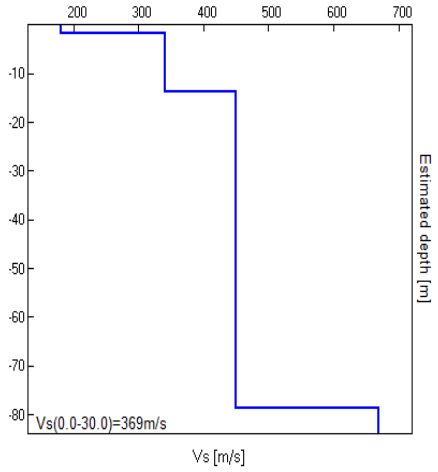
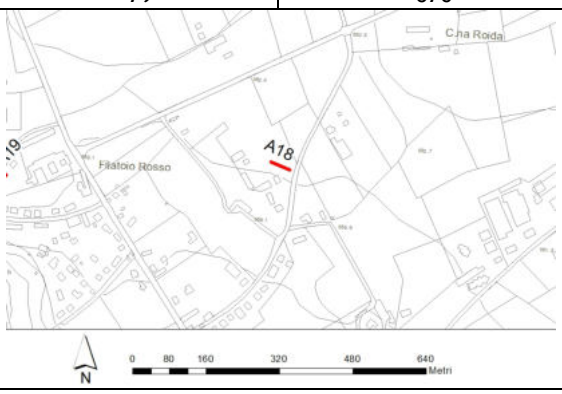
A13	Prof. da p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	200
	2,0 - ≈17	440
	≈17 - ≈67	650
	> ≈67	950
		

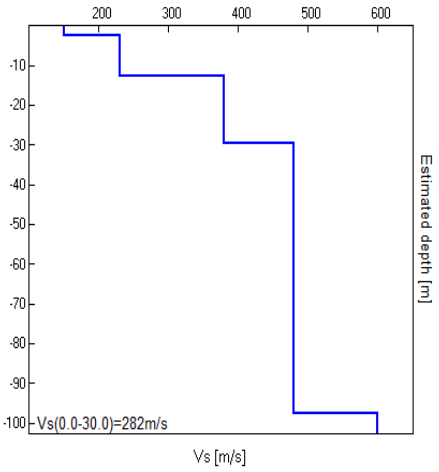
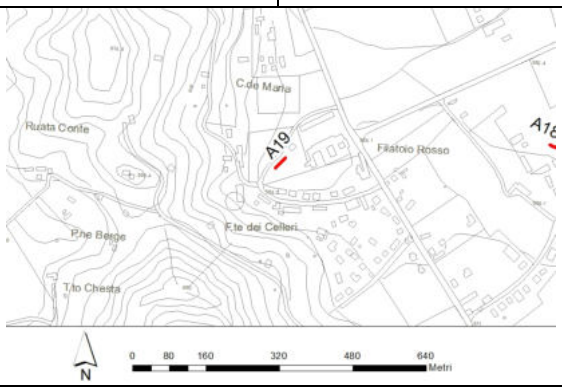
A14	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,9	170
	1,9 - ≈8	260
	≈8 - ≈88	450
	> ≈88	850
		

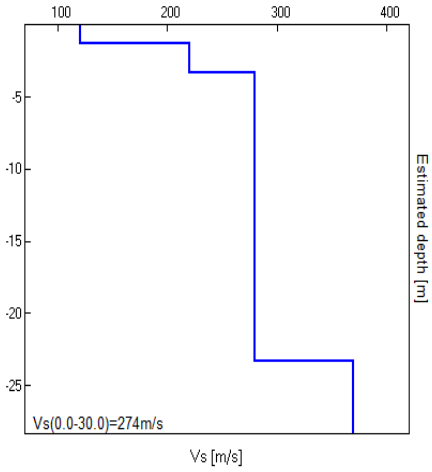
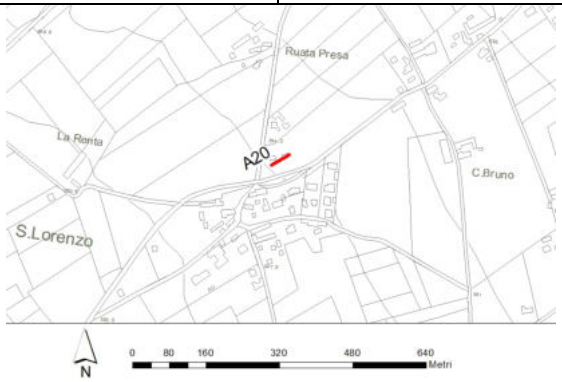
A15	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,5	145
	2,5 - ≈24	280
	≈24 - ≈72	450
	> ≈72	650
		

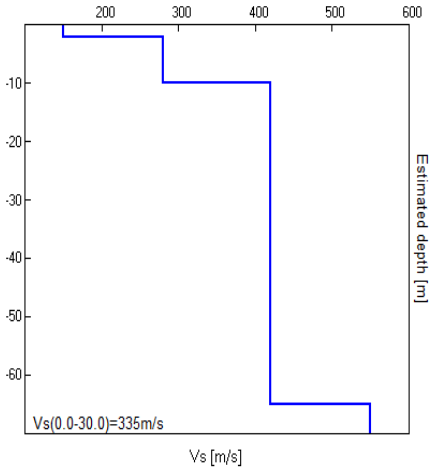
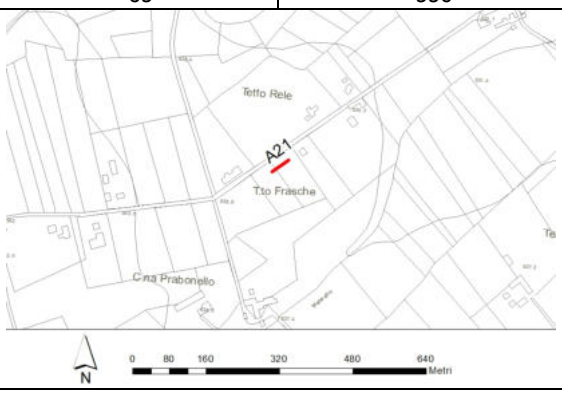
A16	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	200
	2,0 - 10,0	340
	10,0 - ≈35	510
	≈35 - ≈115	630
	> ≈115	930
		

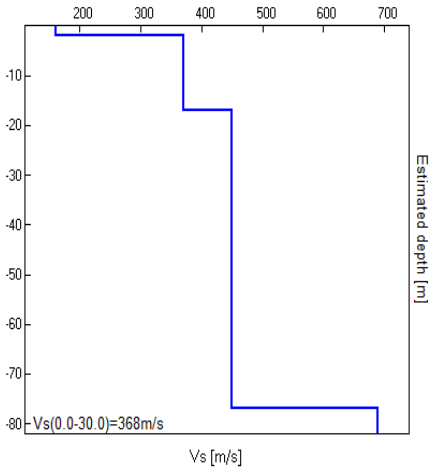
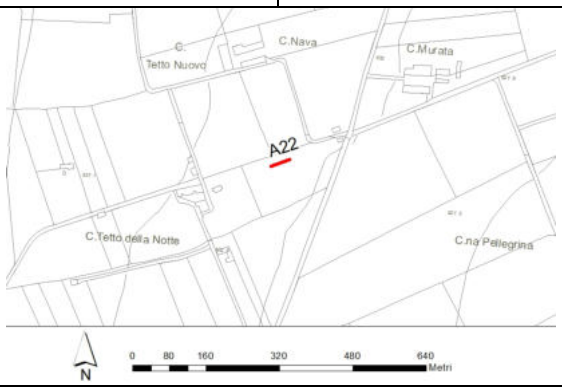
A17	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	170
	2,0 - 12,0	350
	12,0 - ≈82	450
	> ≈82	650
		

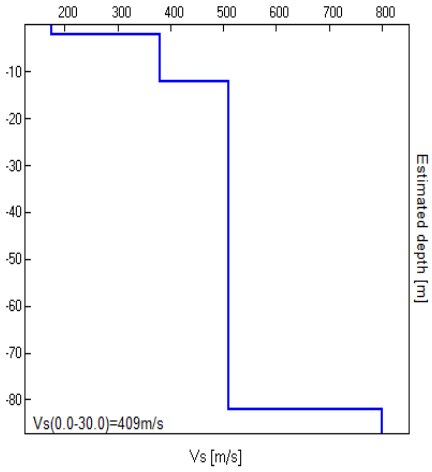
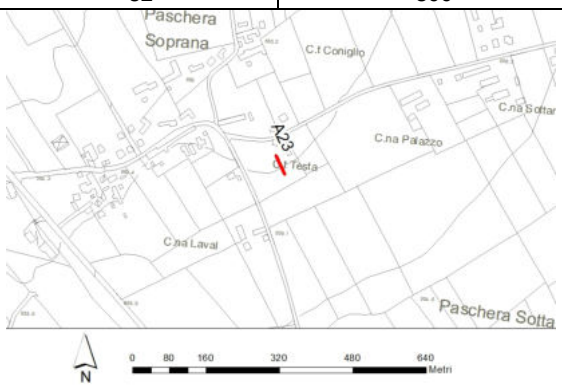
A18	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,8	180
	1,8 - ≈14	340
	≈14 - ≈79	450
	> ≈79	670
		

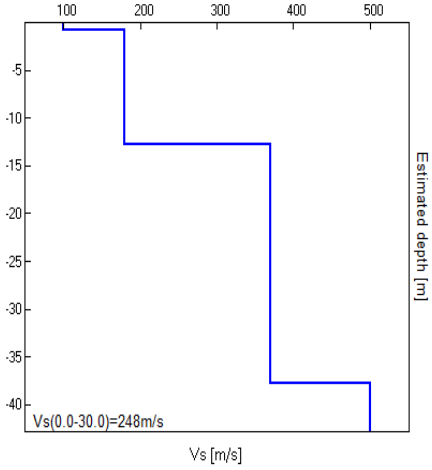
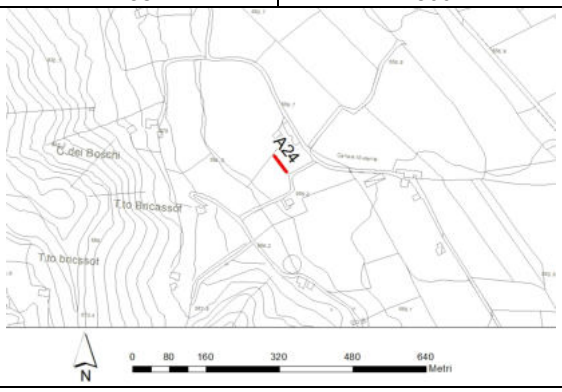
A19	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,6	150
	2,6 - ≈11	230
	≈11 - ≈98	380-480
	> ≈98	600
		

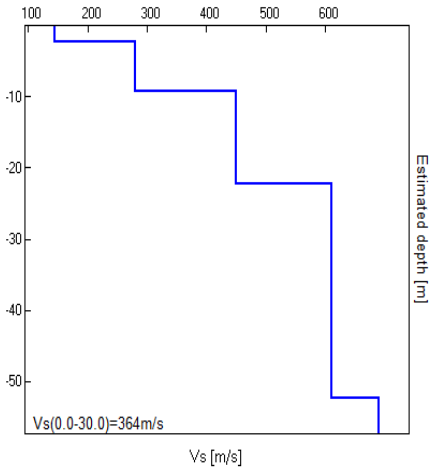
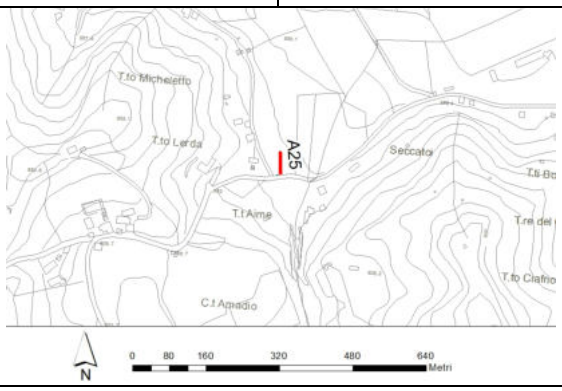
A20	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,3	120
	1,3 - ≈3	220
	≈3 - ≈23	280
	> ≈23	370
		

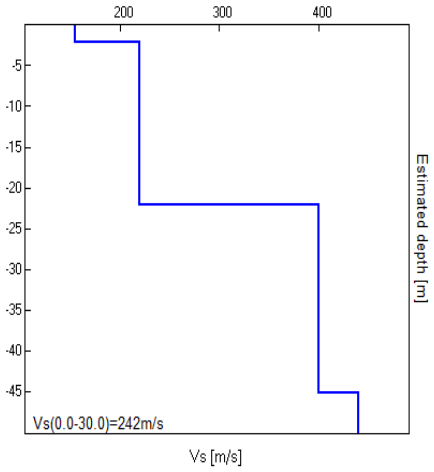
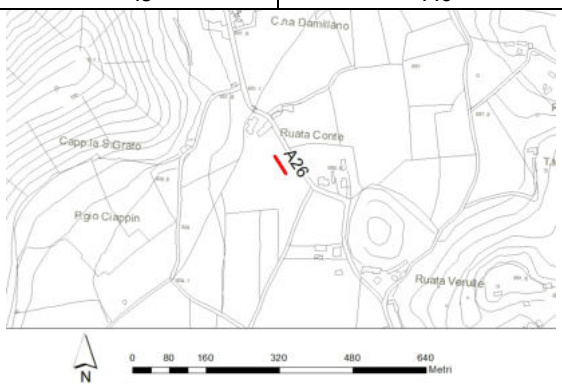
A21	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	150
	2,0 - 10,0	280
	10,0 - ≈65	420
	> ≈65	550
		

A22	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,9	160
	1,9 - ≈17	370
	≈17 - ≈77	450
	> ≈77	690
		

A23	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,1	175
	2,1 - ≈12	380
	≈12 - ≈82	510
	> ≈82	800
		

A24	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 0,8	100
	0,8 - ≈13	180
	≈13 - ≈38	370
	> ≈38	500
		

A25	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,3	145
	2,3 - ≈9	280
	≈9 - ≈52	450-610
	> ≈52	690
		

A26	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,1	155
	2,1 - ≈22	220
	≈22 - ≈45	400
	> ≈45	440
		

6.2.3 Indagine geoelettrica con inversione tomografica

La tecnica dell'*imaging* elettrico (o tomografia elettrica) adotta una procedura automatizzata sia per l'acquisizione che per l'elaborazione e consente di raccogliere dati elettrici del sottosuolo con una densità elevata impiegando cavi *multicore* con spaziatura interelettrodica variabile (generalmente da 1-2 m a 10).

L'unità di misura è costituita da un geo-resistivimetro assistito da un computer che mediante un *software* dedicato gestisce la configurazione geometrica e la sequenza del grande numero di letture che vengono effettuate. Gli elettrodi da controllare sono molte decine, spesso qualche centinaio, e i vari cavi impiegati vengono tra loro connessi e collegati all'unità di misura.

In pratica, il rilievo consiste dapprima nel posizionare gli elettrodi nel terreno secondo *arrays* 2D o 3D, quindi nell'effettuare il collegamento ai *take-out* dei cavi che portano il segnale (di *input* e *output*) all'unità di misura. Dal *software* vengono poi impostati la configurazione prescelta (Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo o polo-polo) e i relativi parametri geometrici (passo di misura, numero di misure, ecc.).

Le misure sono ciclicamente ripetute fino a un massimo di 4-6 volte qualora non si raggiunga prima una stabilizzazione della lettura (indicata da un basso scarto percentuale tra il 2-6%) e in corrente alternata con periodo di misura che può essere compreso tra 0,8s e 0,12s con cicli di alcuni secondi; i voltaggi variano da un minimo di 0,2mV a massimi di 400V mentre l'intensità di corrente varia da minimi di 0,001mA a massimi di 50mA.

Le misure non soddisfacenti, comunque salvate nel *data set*, potranno essere eliminate in sede di analisi. Per ottenere una densità di valori idonea alla costruzione di una pseudosezione di resistività è necessario che il passo di misura non superi la distanza interelettrodica.

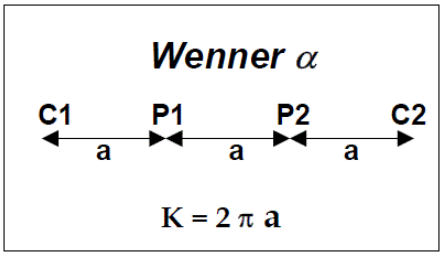
Il primo risultato dell'analisi è costituito da una pseudosezione che è solo rappresentativa della sezione reale. Ritrae, infatti, l'andamento della resistività apparente, una specie di valore mediato con la pseudoprofondità, calcolata con semplici considerazioni geometriche. Ogni misura viene posta convenzionalmente al centro del quadripolo attivo e alla pseudoprofondità che gli compete.

I dati acquisiti in campagna, quindi, sono rappresentati secondo pseudosezioni (2D) o pseudopiani (3D) e vengono successivamente elaborati per risalire alla elettro-stratigrafia reale (resistività vera) del volume indagato che si ottiene utilizzando la tecnica di inversione.

Nelle indagini geo-elettriche è possibile scegliere diversi tipi di configurazioni in base a criteri che considerano, ad esempio, il tipo di *target* da individuare, la profondità massima da raggiungere o la sensibilità delle misurazioni condotte. Le configurazioni si distinguono in base alla distribuzione geometrica della programmazione di attivazione delle coppie di elettrodi attivati per l'acquisizione.

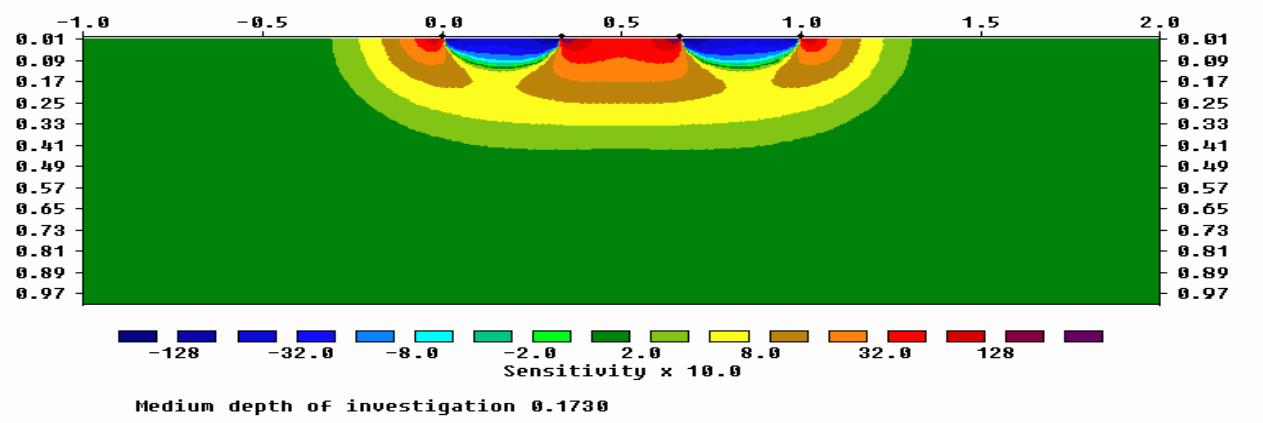
Nel caso in questione è stato utilizzato il nuovo geo-resistivimetro della Micromed Spa modello ELECTRA in configurazione Wenner e con i seguenti *array* geometrici:

Linea	Lunghezza [m]	N° elettrodi	Interdistanza degli elettrodi [m]
E1	45 m	16	3 m
E2	45 m	16	3 m
E3	45 m	16	3 m
E4	45 m	16	3 m
E5	45 m	16	3 m



Questo tipo di arrangiamento è caratterizzato dal fatto che gli elettrodi di potenziale sono posti al centro degli elettrodi di corrente e la distanza tra i vari elettrodi (distanza interelettrodica) è sempre la stessa ed è pari ad **a**.

Il valore del fattore geometrico relativo a tale dispositivo è pari a 2πa e quindi il fattore geometrico del Wenner risulta essere il più basso tra i dispositivi più comunemente utilizzati. Pertanto è il tipo di *array* che consente di ottenere la massima intensità del segnale e i dati che si misurano con questo dispositivo risultano essere poco rumorosi.
La funzione *sensitivity* per un dispositivo Wenner presenta un andamento quasi orizzontale al di sotto del centro del dispositivo (figura seguente); ne consegue che questa tipologia di *array* è relativamente sensibile ai cambiamenti verticali di resistività al di sotto del centro dello stendimento, ma è meno sensibile alle variazioni orizzontali della resistività.



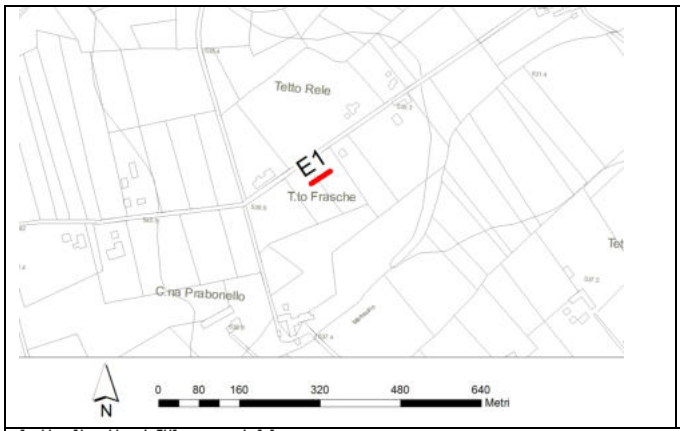
La pseudosezione di resistività (o tomografia di prima specie) fornisce un'immagine approssimativa e immediata della distribuzione di resistività lungo la sezione verticale di sottosuolo sottesa al profilo di misura; può essere quindi considerata come un'immagine sfocata della configurazione elettrica del sottosuolo. La tomografia geoelettrica vera e propria si ottiene mettendo a fuoco l'immagine di resistività apparente in modo da definire meglio le geometrie dei corpi sepolti. È possibile risolvere questo problema (cioè passare da una pseudosezione a una tomografia) applicando la tecnica d'inversione di Loke e Barker implementata nel *software* Res2Dinv v4.01 prodotto dalla Geotomo (Malesia) e impiegato nel presente lavoro.

Di seguito viene esposto il procedimento utilizzato comunemente per l'analisi.

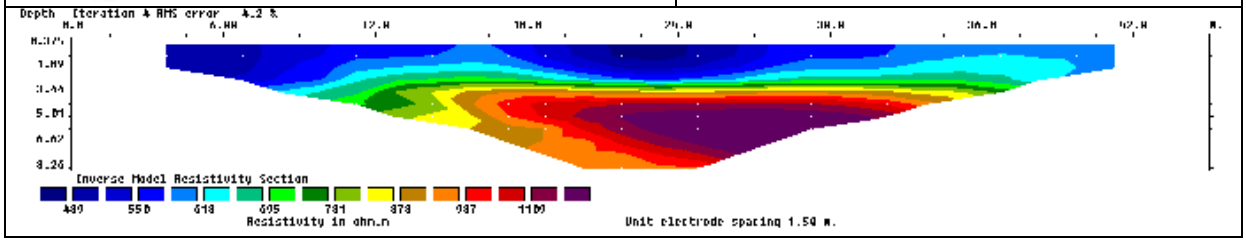
1. Il procedimento di calcolo prevede la suddivisione iniziale del volume in una griglia di regolarizzazione (analoga a quella impiegata nelle computazioni a elementi finiti). Ad ogni cella della griglia viene attribuito un valore di resistività sulla base dei dati misurati e a quelle di confine viene impostata una resistività pari alla media delle letture eseguite.
2. Il modello iniziale viene quindi sottoposto a un processo di inversione che utilizza una *routine* conosciuta con il nome di *Smoothness-constrained Least-square Method* (De Groot-Hedlin e Constable, 1990; Sasaki, 1992) implementata con una tecnica di ottimizzazione quasi-newtoniana (Loke e Barker, 1996) che la velocizza notevolmente. Le elaborazioni considerano in blocco tutti i dati acquisiti e ottimizzano un modello a celle di resistività. Questo modello è meno viziato dalla assunzione di una elettrostratigrafia piana valida per il monodimensionale e risulta, quindi, più adattabile alle complesse geometrie che si incontrano nella realtà.
3. L'inversione ha termine al momento in cui si ottiene una buona coincidenza, in senso statistico (scarto quadratico medio), tra i dati sperimentali e quelli teorici (confronto tra pseudosezioni misurate e calcolate).
4. Disponendo di una taratura (sondaggio meccanico o dati desunti da scavi) il modello geoelettrico del sottosuolo proposto al termine dell'analisi può essere ricondotto a quello geolitologico.

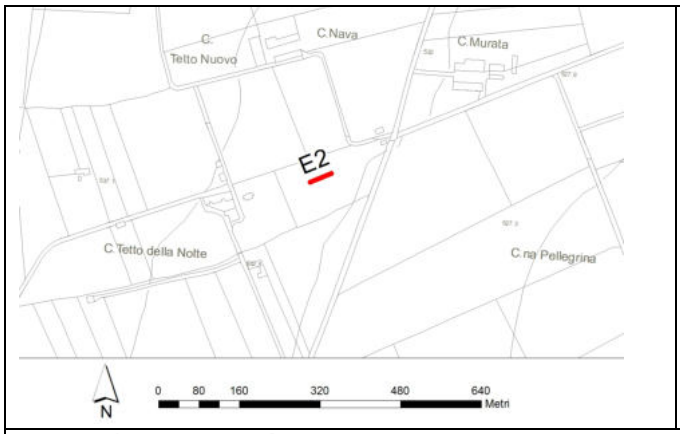
6.2.3.1 Ubicazione risultati e commenti

Le sezioni tomografiche ottenute hanno permesso di ricostruire l'andamento elettro-stratigrafico del sottosuolo. A seguire vengono riportate le ubicazioni delle misure e il relativo modello elettro-stratigrafico ottenuto.

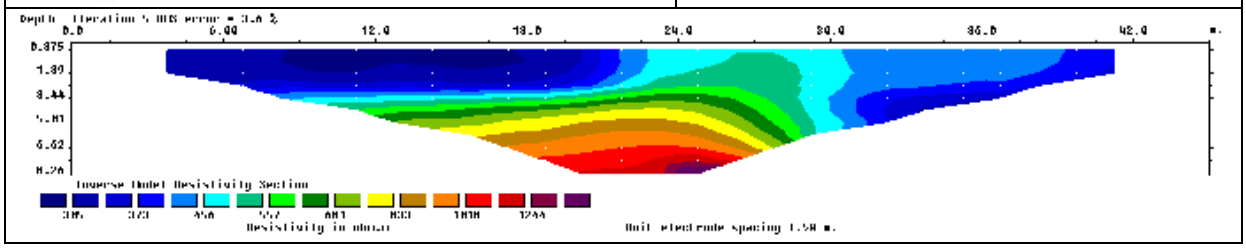


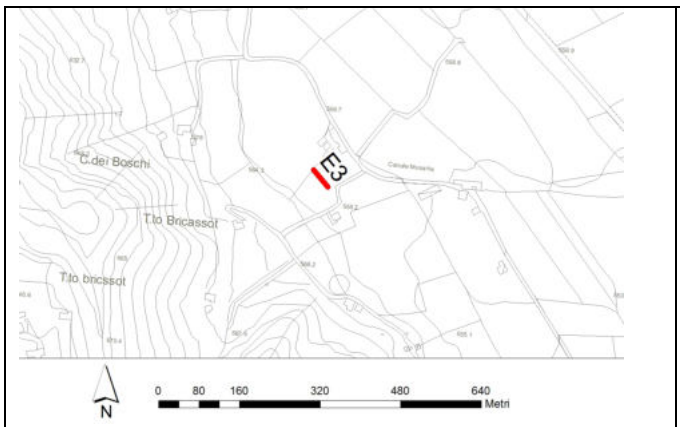
ERT n° 1



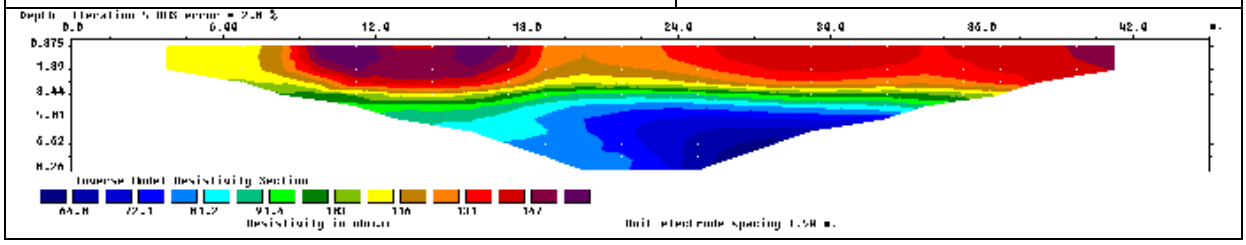

C.
Tetto Nuovo
C.Nava
C.Murata
E2
C.Tetto della Nolte
C.na Pellegrina
N
0 80 160 320 480 640
Metri

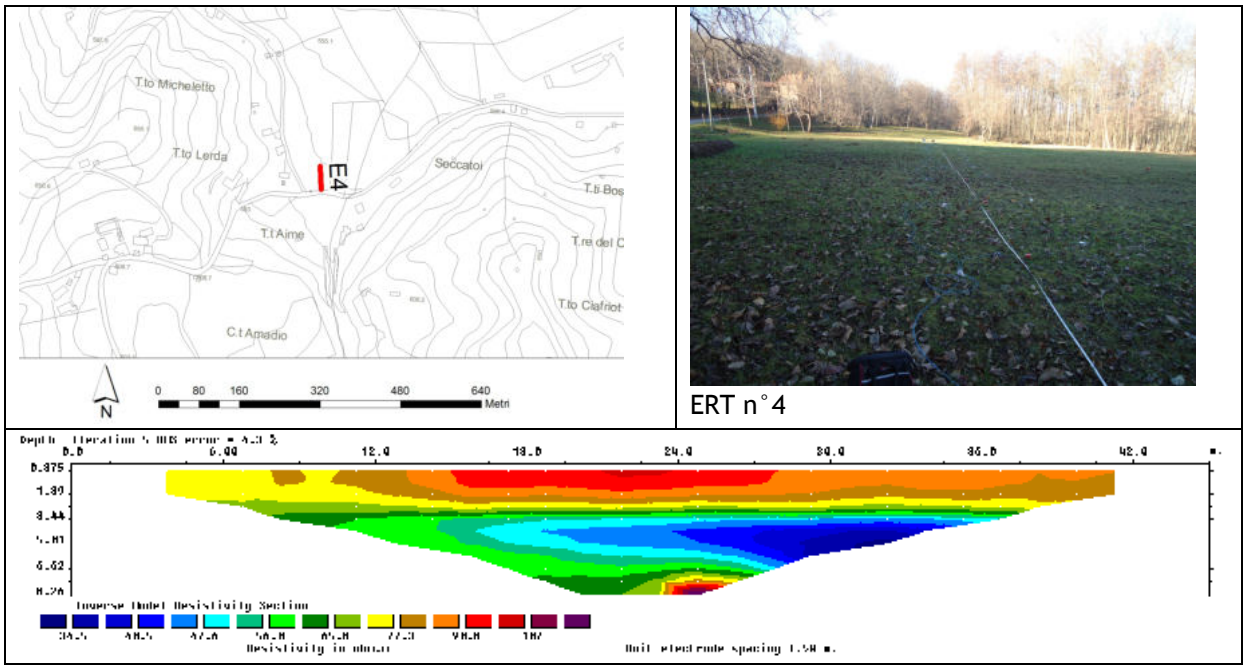
ERT n°2

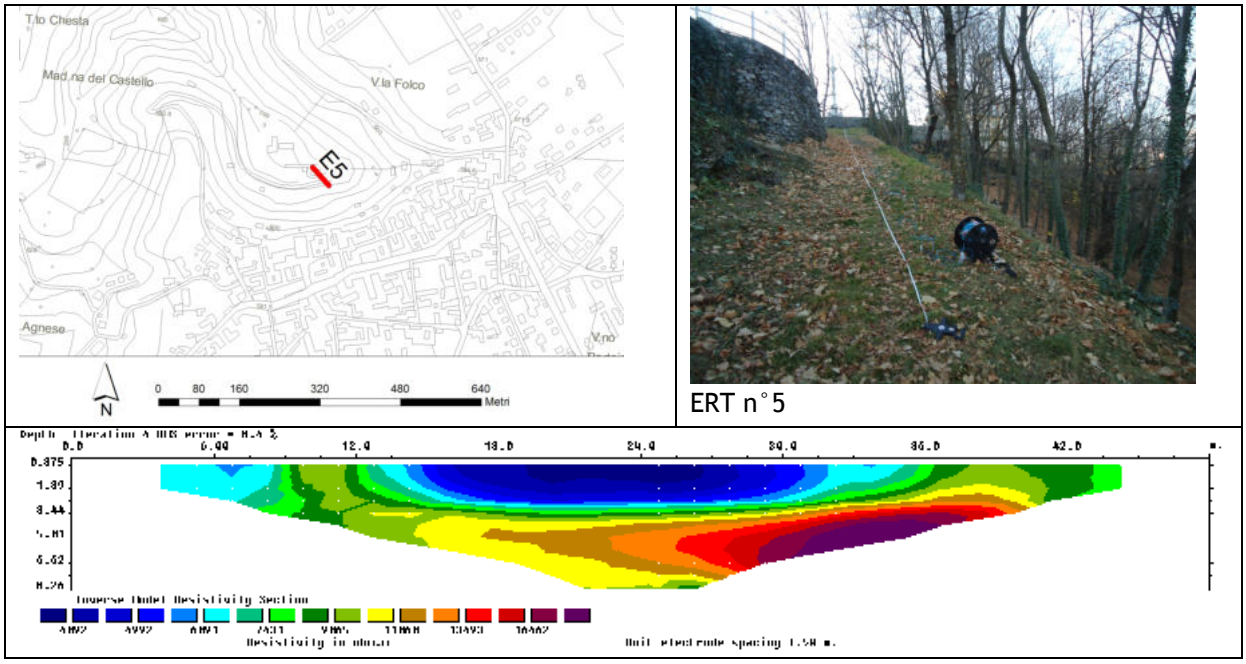

0.0
6.00
12.0
18.0
24.0
30.0
36.0
42.0
0.875
1.30
3.44
5.62
8.26
Inverse Model Resistivity Section
Resistivity in ohm.m
Unit electrode spacing 1.50 m.


C.dei Boschi
E3
T.to Bricassot
T.to bricssot
N
0 80 160 320 480 640
Metri

ERT n°3


0.0
6.00
12.0
18.0
24.0
30.0
36.0
42.0
0.875
1.30
3.44
5.62
8.26
Inverse Model Resistivity Section
Resistivity in ohm.m
Unit electrode spacing 1.50 m.





6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

La valutazione della risposta sismica locale, sia con approccio semplificato sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geo-sismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche.

Le misurazioni effettuate in *array* (Re.Mi) e a stazione singola (H.V.S.R.) hanno permesso di ricostruire modelli sismo-stratigrafici accurati e precisi, in quanto i segnali si presentano quasi sempre privi di artefatti e con una elevata coerenza sia nel modo fondamentale sia in quelli superiori. Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro alle medie-basse frequenze ha permesso di ottenere un'elevata profondità d'investigazione, anche per quanto riguarda le misure in *array*.

I risultati hanno evidenziato un modello geologico del sottosuolo abbastanza irregolare. Lo spessore della copertura come il grado di alterazione del substrato, come ben noto, contribuisce in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale, amplificando gli effetti in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismostrati.

Si ritiene importante osservare che, ad eccezione delle misure condotte in corrispondenza dei depositi alluvionali grossolani, nel settore centro orientale del territorio comunale, le misure H.V.S.R. rilevano la presenza, nel sottosuolo, di importanti contrasti di rigidità. Per quanto riguarda il valore di rigidità misurato, i depositi alluvionali presentano una Vs variabile tra circa 300 m/s e 450 m/s mentre le coperture fini infra-collinari si caratterizzano per una Vs di circa 200 – 300 m/s. Infine, il grado di rigidità misurato in corrispondenza delle formazioni rocciose filladiche è caratterizzato da valori di Vs decisamente bassi compresi tra 240 m/s e 400 m/s nei primi 20-30 m di profondità.

Ancora una volta si ribadisce l'importanza di quantificare i contrasti di rigidità tramite misure dirette, poiché qualsiasi litologia è in grado di generare amplificazione qualora ci sia un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità o un passaggio a un litotipo più massivo.

7 ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della DBTRE – 2015 alla scala 1:10.000 della Regione Piemonte, con ubicate le indagini eseguite in questa fase e quelle desunte da studi pregressi. Non essendo disponibili particolari studi specifici se non quelli contenenti nel P.R.G. comunale, sono state ubicate alcune stratigrafie reperite presso l'Ufficio Tecnico. Le indagini di nuova realizzazione sono state schedate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse sono state inserite nell'apposita cartella all'interno del supporto digitale (DVD) allegato al presente lavoro.

7.2 Carta geologico-tecnica

La Carta geologico-tecnica (CGT) serve per individuare gli elementi geologici che, in prospettiva sismica, potrebbero assumere un ruolo rilevante nell'esaltazione degli effetti di uno scuotimento.

Questa carta, elaborata sulla base della DBTRE – 2015 alla scala 1:10.000 della Regione Piemonte, riguarda l'integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica dei contenuti geolitologici, geomorfologici e idrogeologici allegati al P.R.G.C., alla cartografia del PAI nonché a quella regionale. Infatti, non sono stati eseguiti particolari rilievi geologici di superficie e, come da incarico, sono state utilizzate e mantenute le informazioni esistenti anche se, talora, ne sono stati integrati e modificati i contenuti alla luce dei risultati ottenuti dalle prove geofisiche effettuate.

Per riconoscere in via preliminare le aree soggette o non soggette ad amplificazione sismica, in questa carta sono state indicate le seguenti situazioni:

- delimitazione del substrato geologico dai terreni di copertura, considerando per questi ultimi uno spessore minimo di 3 m. Le unità litologiche individuate dalla cartografia esistente sono state riviste per uniformarle alle indicazioni delle Linee Guida della Protezione Civile;
- contatto di terreni a differente risposta sismica;
- zone di versante potenzialmente instabili;
- forme di superficie e sepolte come le irregolarità morfologiche legate alla presenza di netti cambi di pendenza (naturali ed antropici) in cui sono ritenuti possibili effetti di amplificazione topografica;
- asse di valle sepolta e asse di paleoalveo;
- zone di conoide alluvionale;
- informazioni sulla falda e sui sondaggi che hanno o meno intercettato il substrato geologico.

Per l'elaborazione della CGT, in primo luogo sono state analizzate le informazioni di carattere litologico derivanti dalle cartografie comunali e regionali. Sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei terreni, le varie unità litologiche sono state accorpate secondo classi distinte e rappresentative dei depositi costituenti il sottosuolo di Caraglio.

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti, ovvero effetti litologico-stratigrafici), sulla base delle carte litologiche esistenti, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica e, in particolare, sono stati separati i depositi prevalentemente fini intra-vallivi da quelli fluvio-glaciali grossolani. In merito a quest'ultimi, si è utilizzato un apposito retino

per delimitare la conoide della Valle Grana e quella del Vallone del Cugino, presente in corrispondenza del limite comunale con il comune di Bernezzo.

Inoltre, la presenza sia di un substrato geologico dolomitico sia filladico, all'interno del territorio comunale, ha richiesto l'assegnazione di una specifica zona ad ognuno di essi. Infine, è stata perimetrata l'area di riporto, presente nel settore centro-meridionale del territorio comunale, alla quale è stata assegnata il retino di "Riporto antropico" e dove, attualmente, viene depositato il materiale ottenuto dalle attività di cava, presenti poco più a ovest.

In sostanza, sono state create due unità principali ("Substrato geologico" e "Terreni di copertura") che contengono una serie di unità litologiche derivate dalla selezione delle litologie locali.

Terreni di copertura

ML	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità (fg = deposito fluvio glaciale)
SM	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo (fd = falda detritica)
GM	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo (fg = deposito fluvio glaciale, ca = conoide alluvionale)
RI	Terreni contenenti resti di attività antropica

Substrato geologico

LP	Substrato lapideo
LPS	Substrato lapideo stratificato

Facendo riferimento alle descrizioni litologiche del paragrafo 3.3, le unità riportate nella tabella precedente individuano e accorpano i seguenti terreni:

Litologia superficiale	*Carta geologico-tecnica per la MS*	*Simbolo riportato in carta*
Unità Piemontese: rocce calcareo dolomitiche	LP	**LP**
Unità Piemontese: rocce calcescistose filladiche	LPS	**LPS**
Terreni di natura limoso argillosa presenti in prossimità delle propaggini collinari (terre rosse)	ML fg	**ML**
Detrito di versane prevalentemente granulare in matrice fine, presente a ridosso delle colline	SM fd	**SM**
Depositi alluvionali presenti nello sbocco vallivo e nella pianura occidentale formati da ghiaie medio grossolane in matrice sabbiosa limosa	GM fg-ca	**GM**
Riporti antropici derivanti da attività estrattive di cava	RI	RI

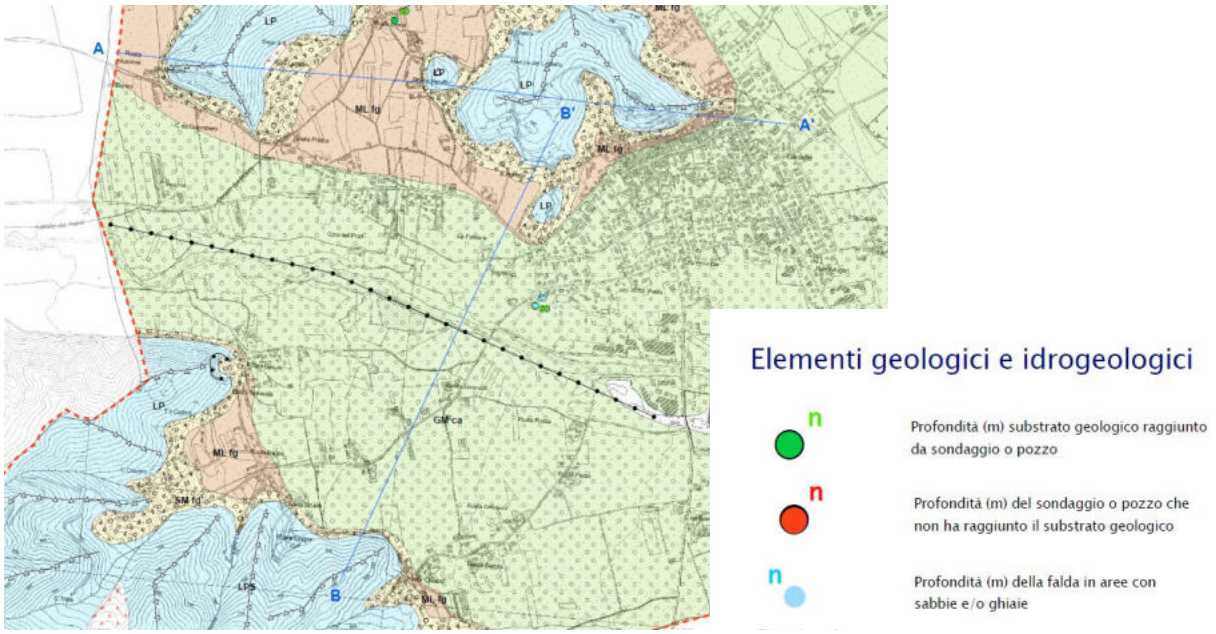
Per quanto riguarda le zone di versante potenzialmente instabili, sono state inserite tutte le aree soggette a fenomeni gravitativi individuate e descritte nella cartografia pianificatoria comunale e negli studi pianificatori di livello superiore come il P.A.I.

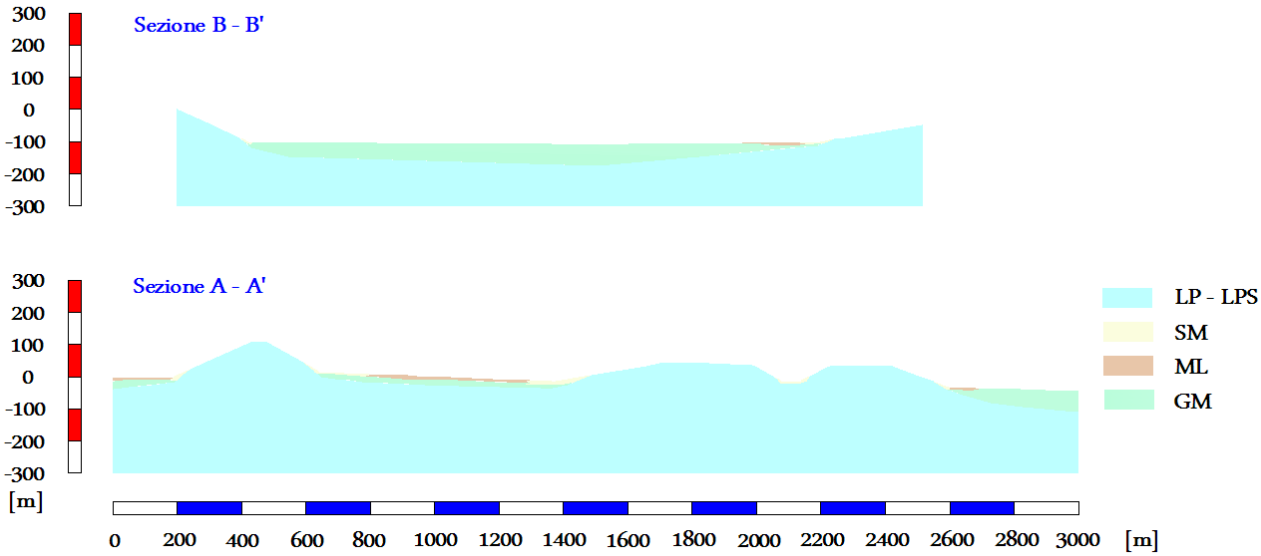
La focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza di creste, cime o cigli di scarpata è il fenomeno che sta alla base dell'amplificazione topografica. Nella carta prodotta sono state evidenziate le irregolarità morfologiche più marcate che potrebbero produrre effetti sismici amplificativi di carattere bidimensionale e tridimensionale: sono state inserite le informazioni derivanti dal rilievo geomorfologico condotto in particolare sugli orli di scarpata morfologica, le linee di cresta, le forme di natura isolata (picchi isolati) e gli assi di paleoalvei individuati tramite l'interpretazione di alcune foto aeree, come evidenziato nella figura sottostante.

Vista la morfologia delle valli locali, nei siti intra-vallivi posti sui terreni di copertura è possibile riscontrare, oltre a quelle stratigrafiche, la presenza di amplificazioni dovute agli "effetti di valle" legati alle riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche (P ed S) all'interno dei depositi di riempimento stessi. Nella Carta geologico-tecnica sono state indicate le zone più importanti in cui si ritiene che possano verificarsi tali fenomeni, ovvero nei pressi della località "Roata Conte" e in corrispondenza della Valle Grana; entrambe sono state considerate come una "valle sepolta larga C < 0,25".

Effetti stratigrafici associati ad amplificazioni di carattere topografico sono invece possibili per i depositi posti a ridosso e lungo i versanti, condizione che può contemporaneamente verificarsi anche per il substrato geologico, vista la sua variabilità verticale.

Sono state riportate le stratigrafie di alcune indagini e pozzi del P.R.G. e di alcune indagini eseguite da altri professionisti, nonché quelle derivate dalla bibliografia reperita. Nella CGT sono state specificate le profondità dei pozzi/sondaggi in relazione al substrato geologico; inoltre, è stato indicato l'eventuale livello della falda nei punti dove tale informazione è presente. A seguire vengono riportate le sezioni geologiche rappresentative del modello del sottosuolo con la relativa ubicazione.


A
A'
B
B'
LP
ML fg
GM Ca
SM fg
LPS
Elementi geologici e idrogeologici
n
Profondità (m) substrato geologico raggiunto da sondaggio o pozzo
n
Profondità (m) del sondaggio o pozzo che non ha raggiunto il substrato geologico
n
Profondità (m) della falda in aree con sabbie e/o ghiaie


Sezione B - B'
300
200
100
0
-100
-200
-300
Sezione A - A'
[m]
0
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
1800
2000
2200
2400
2600
2800
3000
LP - LPS
SM
ML
GM

7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1)

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) ha come finalità la suddivisione del territorio comunale nelle seguenti aree:

1. Zone stabili
2. Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali
3. Zone di attenzione per instabilità

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

- morfologie di superficie e morfologie sepolte;
- misure di rumore sismico ambientale H.V.S.R. con il valore f0 (frequenza fondamentale di risonanza).

La MOPS è stata ricostruita alla scala 1:10.000 a partire dalla Carta geologico-tecnica precedentemente esposta, integrandone e rivedendone i contenuti.

1. Zone stabili

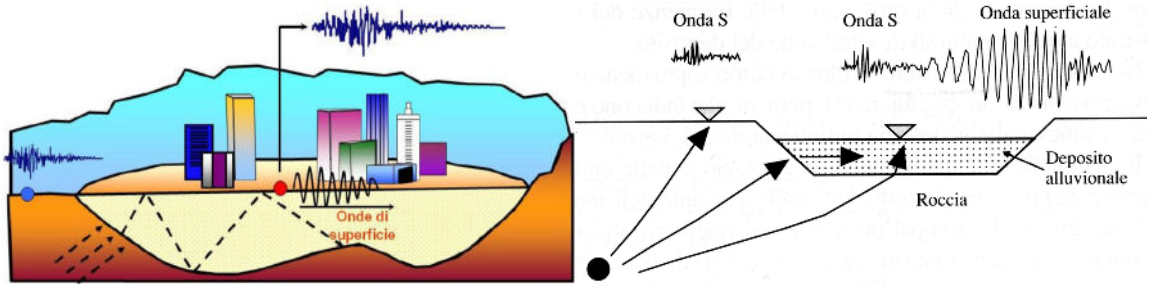
Nel comune di Caraglio non sono state individuate Zone stabili. In sostanza, si noti che il territorio si può considerare come stabile suscettibile di amplificazione sismica ad eccezione delle poche aree soggette ad attenzione per instabilità di versante. Infatti, è stato verificato che il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche locali (vedi approfondimenti di Livello 3 nel capitolo 9)

2. Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

Il comune di Caraglio risulta stabile suscettibile di amplificazioni locali per i seguenti motivi.

- *Stratigrafia e caratteristiche dei litotipi*. Come evidenziano la Carta CGT e le considerazioni finora esposte, è stato accertato che, oltre ad esserci risposte sismiche variabili in relazione ai diversi ambienti geomorfologici (materiale fluvio-glaciale, falda detritica, roccia) e al contatto tra le coperture e il substrato geologico, sono possibili amplificazioni all'interno dello stesso ammasso roccioso o nella copertura quaternaria.

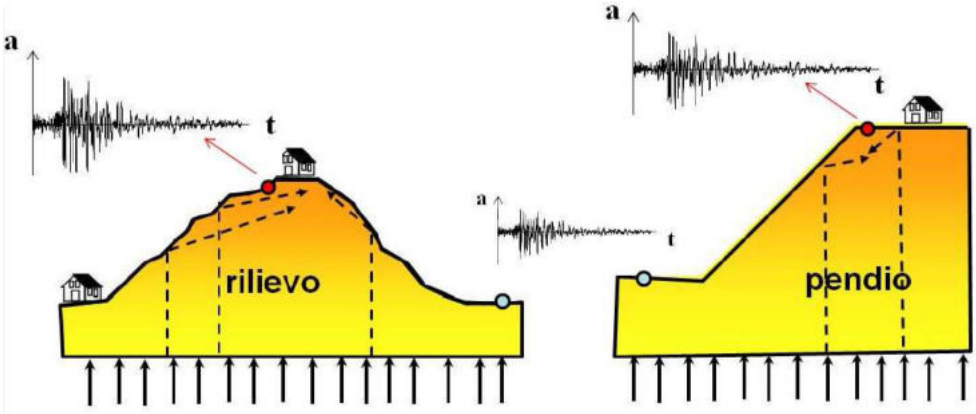
- *Forme sepolte ed effetti morfologici*. Nei fondivalle e allo sbocco della Valle Grana sono possibili sia "effetti di valle" associati alle riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche (P e S) all'interno dei depositi, sia amplificazioni stratigrafiche causate dal contrasto di impedenza tra mezzi geologici diversi (per la presenza di alluvioni poggianti su substrato geologico).



Effetti di bordo (2D o 3D)

Effetti legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia sepolta con effetti di focalizzazione delle onde sismiche e generazione di onde di superficie in prossimità dei bordi

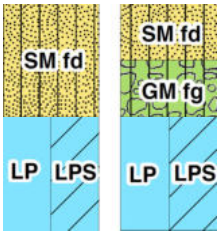
- *Amplificazione topografica*. Per quanto riguarda l'amplificazione topografica, è stato qualitativamente coinvolto l'intero territorio collinare, senza fare particolari distinzioni: le colline di Caraglio presentano una morfologia generalmente irregolare e tali da indurre amplificazioni sismiche di tipo topografico. Si ricorda che nell'ambito collinare l'amplificazione sismica può essere legata, oltre che alle condizioni topografiche dei luoghi, anche a motivi di tipo stratigrafico (detrito su roccia, roccia meno competente su roccia compatta) e, spesso, tali effetti sono associabili tra loro.



Pertanto, sulla base di quanto finora esposto ed escludendo la presenza di Zone stabili, le Zone stabili suscettibili di amplificazione sono state così suddivise.

Zona 1	Substrato geologico (rocce dolomitiche)	Zona 1
Zona 2	Substrato geologico (rocce calcescistose filladiche)	Zona 2
Zona 3	Detrito di versante prevalentemente granulare	Zona 3
Zona 4	Terreni di natura limoso argillosa	Zona 4
Zona 5	Depositi alluvionali e fluvio-glaciali grossolani recenti, presenti allo sbocco della Valle Grana e del Vallone Cugino	Zona 5
Zona 6	Depositi fluvio-glaciali grossolani, presenti nella porzione centro-orientale del territorio comunale	Zona 6

Le zone sono state create considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della Carta geologico-tecnica e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico.

Zona 1 - LP. Substrato geologico composto da rocce dolomitiche dell'Unità Piemonte	
Zona 2 - LPS. Substrato geologico composto da rocce calcescistose filladiche dell'Unità Piemonte	
Zona 3 - SMfd. Detrito di versante prevalentemente granulare in matrice fine di spessore metrico. Appoggia sulla Zona 1, 2 e 6 ed è localizzato a ridosso delle propaggini collinari.	
Zona 4 - MLfg. Terreni da natura limoso argillosa presenti nelle aree intra-vallive di spessore massimo 10 m; appoggia sulla Zona 6.	
Zona 5 - GMca. Depositi di conoide alluvionale recenti del torrente Grana e della valle del Cugino con spessori decimatrici (ghiaie grossolane in matrice sabbiosa limosa); si colloca allo sbocco della valle a appoggia sulla Zona 6.	
Zona 6 - GMfg. Depositi alluvionali di origine fluvio-glaciale formati da ghiaie grossolane in matrice sabbiosa limosa. La zona è localizzata nel settore centrale e orientale del territorio comunale; presenta uno spessore considerevole a volte maggiore di 100 m e appoggia sulle Zone 1 e 2.	

3. <u>Zone di attenzione per instabilità</u>

Per quanto riguarda le Zone di attenzione per instabilità, esse sono state così individuate:

- aree di frana attive;
- aree di frana quiescenti.

Le aree di frana e gli elementi topografici riportati in questa carta coincidono con quelli cartografati nella Carta geologico-tecnica per la MS.

Zone di attenzione per instabilità

ZA FR_A– Zona di Attenzione per instabilità di versante attiva

ZA FR_Q– Zona di Attenzione per instabilità di versante quiescente

7.4 Carta delle frequenze

La misura delle vibrazioni ambientali (note anche come rumore sismico ambientale o microtremori) o della sismicità di fondo (*weak motion*) consentono di analizzare la variazione della risposta sismica di un sito al variare delle condizioni litostratigrafiche.

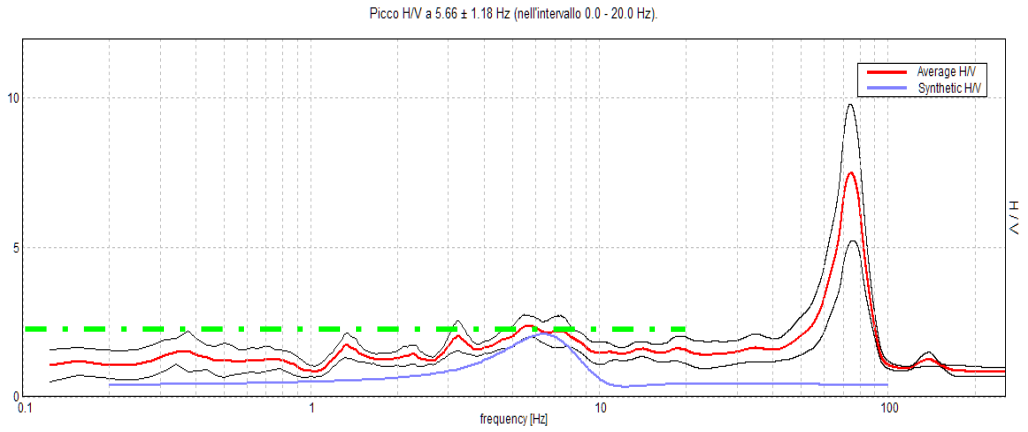
Durante le indagini di MS dell'area aquilana dopo il terremoto del 6 aprile 2009, i risultati di tali analisi si sono rilevati estremamente utili sin dalle prime fasi di elaborazione delle carte di Livello 1.

L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenze di risonanza del terreno). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza f) - anche se l'ampiezza del picco H.V.S.R. è una grandezza da interpretare con cautela - e di fornire una stima indicativa sulla profondità del contrasto di impedenza che causa la risonanza sismica. I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la Carta delle frequenze e hanno fornito informazioni utili a definire e delineare la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS), hanno inoltre dato informazioni su locali criticità e sono stati utili nella pianificazione delle indagini lineari.

I siti selezionati per le indagini sismologiche sono stati distribuiti in corrispondenza delle differenti unità litologiche affioranti nell'area, al fine di verificare e valutare l'influenza dei litotipi e delle loro geometrie, sulla risposta sismica locale. In allegato fuori testo sono riportate le schede di sintesi dei risultati di tali prove.

Dal punto di vista ingegneristico–strutturale il valore di risonanza del sottosuolo rappresenta un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture. È ormai consolidata, sia a livello accademico sia professionale, l'ipotesi che le strutture subiscano le sollecitazioni sismiche maggiori quando c'è coincidenza tra la frequenza di vibrazione naturale del terreno investito da un'onda sismica e quella naturale dell'edificio. Si dovrà quindi porre estrema attenzione nell'edificare strutture aventi gli stessi periodi di vibrazione del terreno. Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra

frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto tali frequenze risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H/V sono state quelle con un rapporto superiore o uguale a 2: infatti, in base al progetto SESAME, che di fatto fornisce le linee guida per misure sismiche H.V.S.R., il rapporto sotto il quale non si devono considerare le amplificazioni sismiche dovute ad effetti locali è fissato a 2 (linea tratteggiata nella figura sotto).



Sono attribuite condizioni di amplificazione stratigrafica per quei siti in cui la curva mediana di interpolazione del grafico presenta picchi con ampiezza H/V superiore a 2 (criterio SESAME, 2004; Albarello e Castellaro, 2011) all'interno del campo di frequenze compreso tra 0,1 e 20 Hz

Nell'ambito del presente studio, le frequenze di risonanza sono state ottenute utilizzando il *software* applicativo Grilla in dotazione a Tromino®, secondo la procedura descritta in Castellaro et al. (2005) e Albarello e Castellaro (2011), che prevede quanto segue:

- larghezza delle finestre di analisi pari a 20 s;
- lisciamento secondo una finestra triangolare con ampiezza pari al 10% della frequenza centrale;
- rimozione delle finestre con rapporto STA/LTA (media a breve termine/media a lungo termine) superiore a 2;
- rimozione manuale di eventuali transienti ancora presenti;
- verifica dell'affidabilità delle curve H/V secondo i criteri di qualità SESAME (2004).

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della DBTRE – 2015 alla scala 1:10.000 della Regione Piemonte, evidenzia come la frequenza caratteristica di risonanza di un sito sia molto variabile e condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità. Inoltre, si è ritenuto opportuno inserire i valori fondamentali di risonanza (f_0 = risonanza con il valore di frequenza più bassa) come richiesto dalle linee guida nazionali.

Osservando la Carta delle frequenze, realizzata interamente tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Caraglio presenta un ampio *range* di frequenze di risonanza con valori H/V, a volte, abbastanza elevati, per cui risulta possibile ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie;

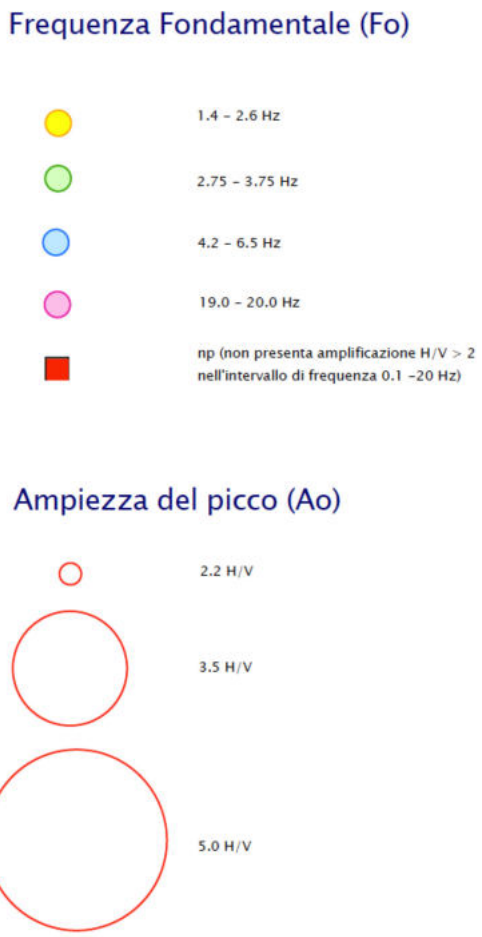
- i contrasti sismici più elevati sono localizzati nella porzione centro occidentale del territorio comunale in corrispondenza dello sbocco del torrente Grana e delle propaggini collinari mentre il restante territorio presenta amplificazioni sismiche di modesta entità.

- per quanto riguarda la zona di pianura, risulta interessante notare come, in corrispondenza della conoide recente del torrente Grana (centro abitato), le amplificazioni sismiche sono notevoli e caratterizzate da una frequenza di circa 1,4-2,6 Hz mentre i restanti terreni alluvionali, costituiti dalla stessa litologia, non presentano significativi contrasti di rigidità. Tale differenza è dovuta sia ad una diversa velocità di propagazione delle onde sismiche sia ad una minore profondità del substrato geologico in corrispondenza della porzione centro-occidentale del territorio;

- nella zona collinare l'amplificazione sismica è da imputarsi al deciso contrasto di rigidità tra le coperture e la sottostante formazione rocciosa e, a volte, da un miglioramento delle proprietà meccaniche dell'ammasso roccioso con la profondità. Le frequenze registrate variano, in questa zona, da 2,75 Hz a 6,5 Hz.

Si fa presente che le misure H.V.S.R. quantificano l'amplificazione sismica locale in termini di frequenza e ampiezza in base al solo contributo stratigrafico. Non viene considerata l'amplificazione dovuta agli effetti topografici e alle morfologie complesse sepolte.

In conclusione, i risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza f_0 (4 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco.

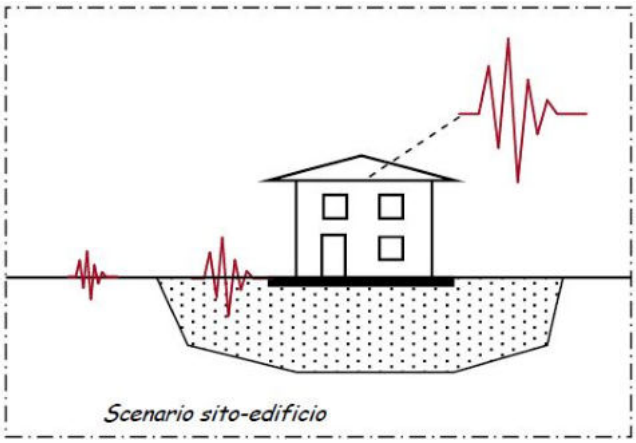


8 METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI

Il metodo geofisico-strumentale mira a identificare la presenza, in un edificio, di comportamenti ritenuti critici in termini di risposta sismica, attraverso l'interpretazione di misure dirette di tremore ambientale effettuate all'interno dell'edificio e nel sito che lo ospita.

Per interpretare il comportamento del sito in termini di frequenze principali di oscillazione, viene applicata la tecnica H.V.S.R. (rapporto tra le componenti spettrali orizzontali e verticale), mentre per poter meglio individuare il comportamento dell'edificio è preferibile usare la tecnica S.S.R. (*Standard Spectral Ratio*). Quest'ultima procedura consiste nel calcolare il rapporto tra gli spettri misurati all'interno dell'edificio ai vari piani, in modo tale da riconoscere al meglio le frequenze proprie dei modi di vibrare dell'edificio stesso.

Il metodo parte dall'assunto che, per un'adeguata valutazione della propensione al danneggiamento di una struttura, si deve tenere conto sia del comportamento sismico dell'edificio, sia del comportamento del sito su cui esso è ubicato (figura seguente).



Le misure di tremore sono utilizzate, in particolare, per riconoscere strumentalmente alcuni indicatori di vulnerabilità del sistema unitario sito-edificio.

Nello specifico, le misure di tremore sul sito consentono di:

- definire la presenza di un significativo contrasto di impedenza che può causare l'incremento dell'azione sismica in superficie (tecnica H.V.S.R.);
- valutare la frequenza naturale del sito (tecnica H.V.S.R.);
- identificare la presenza di variabilità laterale della geometria del *bedrock* (rotazione delle componenti spettrali).

Le misure di tremore effettuate all'interno di un edificio consentono invece di:

- risalire alle frequenze naturali delle strutture (tecnica S.S.R.);
- stimare e individuare la propensione a subire effetti torsionali (tecnica S.S.R.).

<u>Conoscendo le frequenze naturali del sito e dell'edificio è possibile, quindi, valutare la propensione alla "doppia risonanza" tra sito e struttura.</u>

La frequenza naturale di un edificio è considerata il parametro fondamentale per valutare l'azione sismica a partire dallo spettro di progetto; generalmente, essa viene stimata attraverso formule empiriche, anche se molteplici studi hanno dimostrato che i valori così ottenuti non sono sempre in buon accordo con quelli rilevabili con misure dirette (si veda ad esempio *Gallipoli et al., 2009*). La

frequenza naturale può essere direttamente stimata individuando i picchi presenti nei rapporti tra gli spettri dell'edificio e quelli del sito.

La verifica dell'eventuale effetto della "doppia risonanza" tra sito ed edificio è altrettanto importante, nonostante non sia espressamente contemplata nelle norme tecniche, poiché può causare un incremento dell'azione sismica sulla struttura.

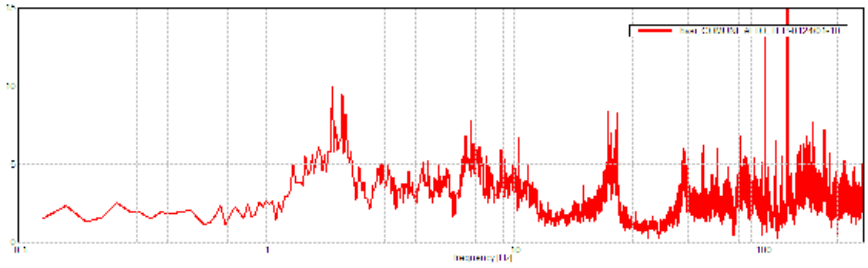
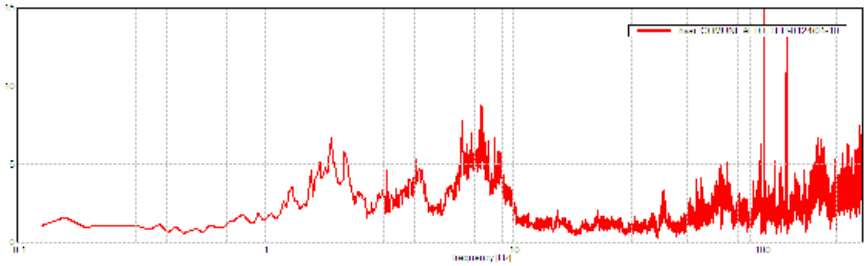
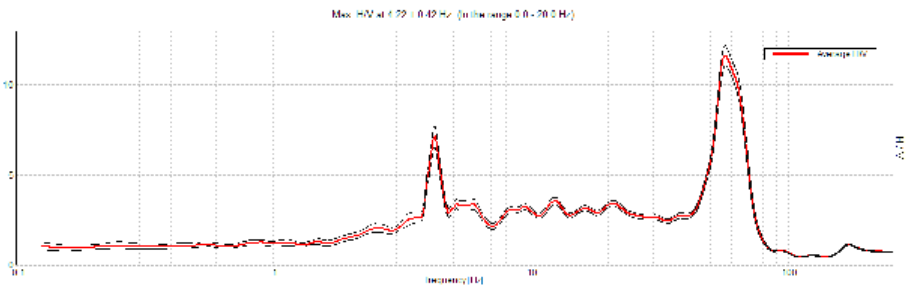
Tale possibile sincronizzazione si valuta semplicemente comparando la frequenza naturale del sito con quella dell'edificio. Le misure geofisiche di tremore sull'edificio consentono anche di individuare la propensione a subire effetti torsionali; la loro eventuale presenza può incrementare le sollecitazioni su alcuni elementi strutturali, aumentando, di conseguenza, la vulnerabilità dell'edificio.

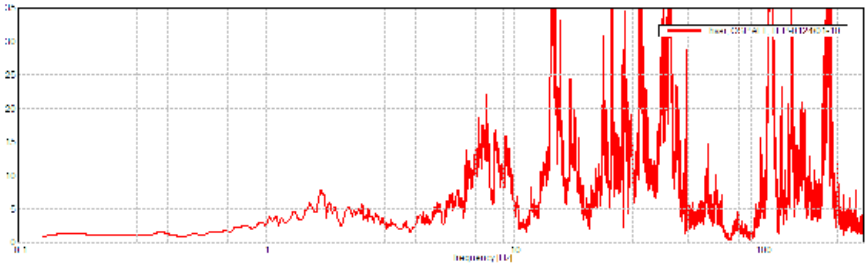
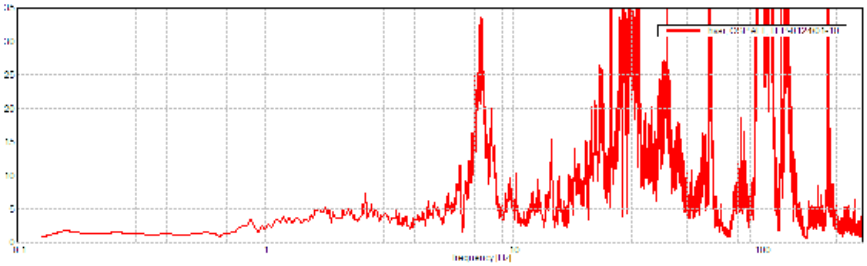
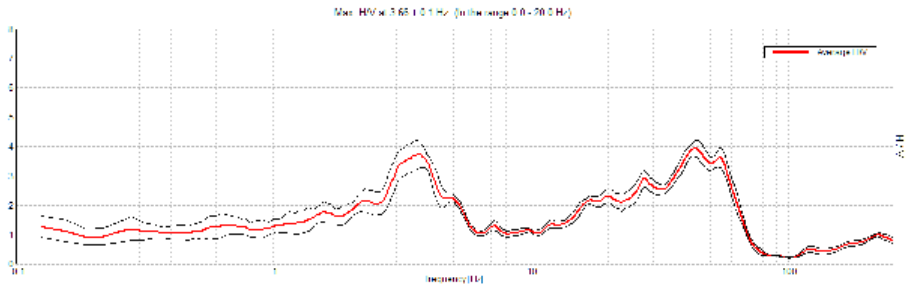
Si riportano a seguire le misure condotte su alcune strutture presenti nel territorio comunale di Caraglio.

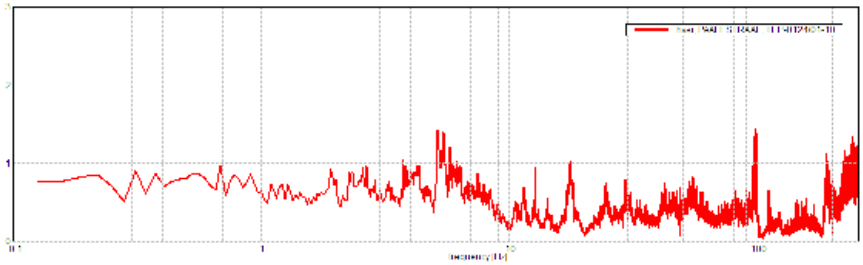
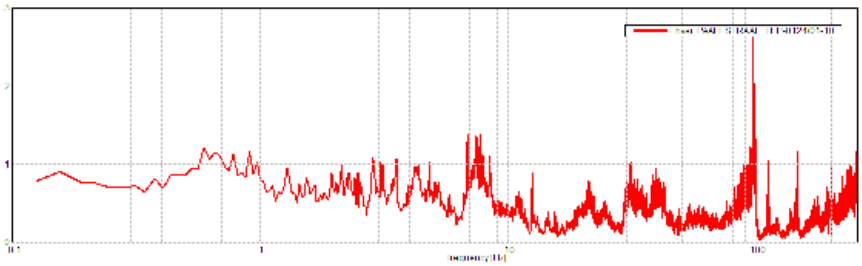
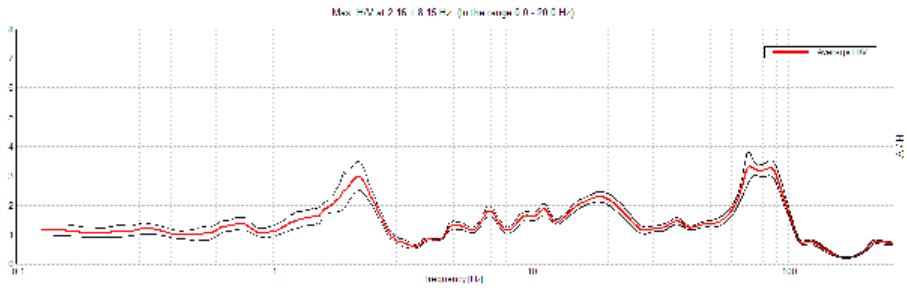
I risultati ottenuti, evidenziano che la metodologia proposta consente una valutazione rapida ed economica degli indicatori collegati alla danneggiabilità degli edifici ed è adatta a definire delle strategie di mitigazione di rischio sismico, anche su vasti territori. A differenza di altre metodologie di stima indiretta, quali ad esempio formulazioni empiriche o modellazioni FEM, il metodo consente di ottenere degli indicatori di vulnerabilità misurati direttamente sulla struttura che, pertanto, sono soggetti al solo errore di misura e non a tutte le incertezze che caratterizzano i metodi indiretti.

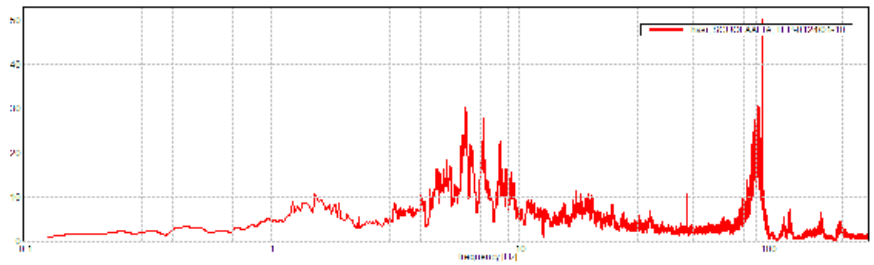
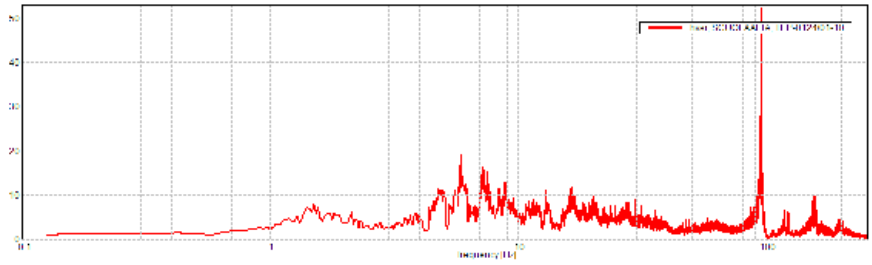
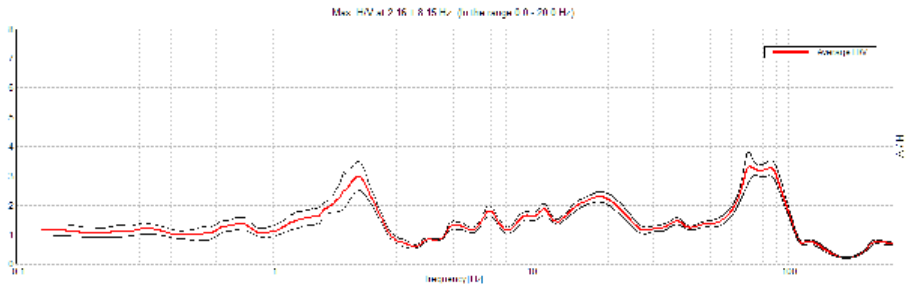
Si deve tuttavia sottolineare che il metodo geofisico-strumentale non può e non deve sostituirsi a valutazioni e calcoli strutturali o a prove dinamiche attive, né tanto meno è in grado di identificare direttamente quali siano le eventuali carenze strutturali di un edificio in termini di risposta sismica.

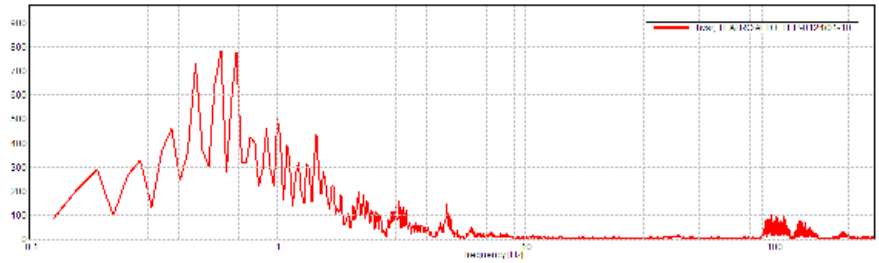
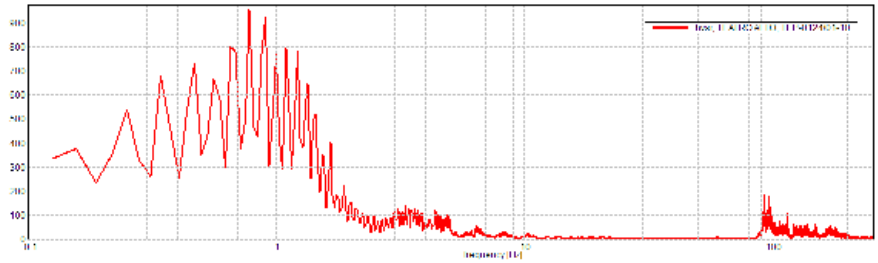
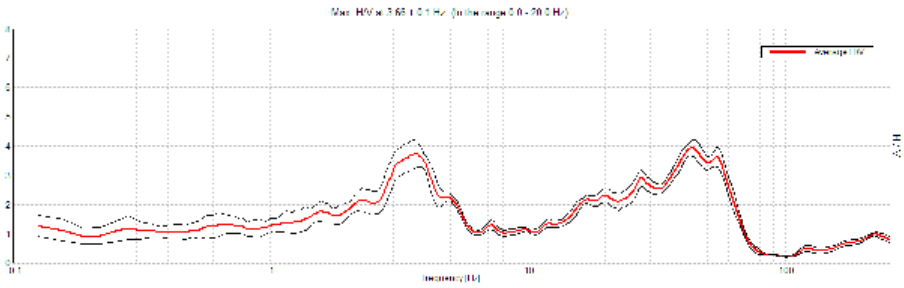
Alla luce di quanto appena esposto, si auspica che tale metodologia venga utilizzata su altre strutture e infrastrutture presenti nel territorio comunale di Caraglio, per valutarne la loro predisposizione a subire danni in caso di terremoto.

	Sede comunale
	*Componente nord-sud del moto sismico.* *Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 1,8 Hz.*
	*Componente est-ovest del moto sismico.* *Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 1,8 Hz.*
	*Andamento H.V.S.R. registrato nelle vicinanze della struttura.* *Assenza di contrasti sismici nel sottosuolo tali da generare amplificazioni del moto alle frequenze della struttura analizzata.*

	Ospedale
	*Componente nord-sud del moto sismico.* *Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 7,9 Hz.*
	*Componente est-ovest del moto sismico.* *Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 7,6 Hz.*
	*Andamento H.V.S.R. registrato nelle vicinanze della struttura.* *Assenza di contrasti sismici nel sottosuolo tali da generare amplificazioni del moto alle frequenze della struttura analizzata.*

	Palasport
	*Componente nord-sud del moto sismico.* *Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 5,0 Hz.*
	*Componente est-ovest del moto sismico.* *Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 7,0 - 7,8 Hz.*
	*Andamento H.V.S.R. registrato nelle vicinanze della struttura.* *Assenza di contrasti sismici nel sottosuolo tali da generare amplificazioni del moto alle frequenze della struttura analizzata.*

	Scuola
	*Componente nord-sud del moto sismico.* *Amplificazione del moto sismico per frequenze superiori a 6 Hz*
	*Componente est-ovest del moto sismico.* *Amplificazione del moto sismico per frequenze superiori a 6 Hz*
	*Andamento H.V.S.R. registrato nelle vicinanze della struttura.* *Assenza di contrasti sismici nel sottosuolo tali da generare amplificazioni del moto alle frequenze della struttura analizzata.*

	Teatro
	*Componente nord-sud del moto sismico.* *Misura disturbata* *Deriva strumentale*
	*Componente est-ovest del moto sismico.* *Misura disturbata* *Deriva strumentale*
	*Andamento H.V.S.R. registrato nelle vicinanze della struttura.* -

9 MODELLIZZAZIONI NUMERICHE - LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO

Per quantificare correttamente la risposta sismica di sito sono state effettuate due modellazioni bidimensionali lungo due sezioni rappresentative del territorio comunale di Caraglio.

In particolare, la prima simulazione è stata condotta per quantificare l'amplificazione topografica che, in caso di evento sismico, potrebbe verificarsi nelle zone collinari mentre la seconda, realizzata trasversalmente allo sbocco della Valle Grana, per valutare gli effetti di amplificazione stratigrafica e di valle, dovuti a morfologie complesse sepolte.

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo FLAC 7.0 (Itasca, 2011), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

Il risultato finale è rappresentato da due sezioni sismo-stratigrafiche lungo le quali sono state calcolate le storie accelerometriche orizzontali attese al sito e plottate negli spettri di risposta.

9.1 Descrizione del metodo

Il codice di calcolo FLAC 2D v.7.0 (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) della Itasca (2011) è basato sul metodo delle differenze finite con un procedimento di tipo esplicito. La flessibilità nella modellazione della geometria del problema, la disponibilità di elementi strutturali, l'elevato numero di modelli costitutivi implementati e la possibilità di svilupparne anche di nuovi, rendono FLAC idoneo allo studio di tutti i problemi riguardanti il comportamento meccanico di mezzi continui (terreni, rocce, ecc.) e di strutture interagenti. Sviluppato inizialmente per le applicazioni di ingegneria geotecnica e ingegneria mineraria in campo statico, esso ha trovato successivamente, con l'introduzione del modulo dinamico, largo impiego anche per la soluzione di problemi di risposta sismica locale. Il codice di calcolo FLAC, anche per i problemi in campo statico, risolve le equazioni di equilibrio dinamico di un mezzo continuo:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} + \rho g_i \qquad (9.1)$$

dove:

- ρ è la densità
- x_j la componente i-esima del vettore posizione
- $\mathring{u}_i$ la componente i-esima del vettore velocità
- g_i la componente dell'accelerazione di gravità (forze di volume) lungo la direzione i
- τ_{ji} la generica componente del tensore degli sforzi.

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

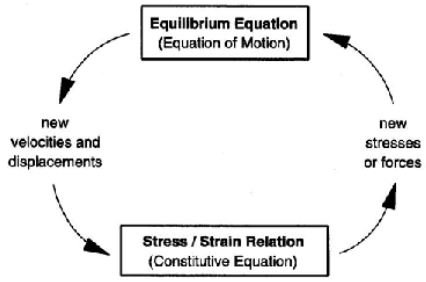
$$\tau_{ji} = M\left(\tau_{ji}\,;\,\dot{e}_{ij}\,;\,k\right) \qquad (9.2)$$

dove k è un parametro che tiene conto della storia di carico, M un funzionale ed $\dot{e}_{ij}$ il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

$$\dot{e}_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i}\right) \qquad (9.3)$$

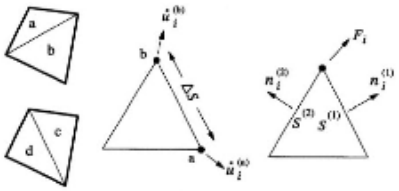
I materiali vengono rappresentati da elementi quadrilateri, o zone, che formano una griglia (*mesh*) che può essere configurata dall'utente in modo da modellare contatti stratigrafici e morfologie superficiali, anche complesse e irregolari. A ciascuna zona si assegnano le proprietà fisiche e meccaniche che ne caratterizzano il comportamento nell'analisi. I vertici di ogni zona costituiscono i nodi della griglia.

I metodi alle differenze finite come quelli agli elementi finiti traducono un sistema di equazioni differenziali come la (9.1) in un sistema di equazioni algebriche. Se i metodi agli elementi finiti hanno come punto centrale la definizione delle funzioni di forma, che descrivono la variazione delle grandezze che interessano il problema (tensioni, deformazioni) attraverso ciascun elemento, nei metodi alle differenze finite si prescinde da questa definizione della funzione di forma, e le equazioni algebriche vengono scritte direttamente in termini di variabili di campo (tensioni, spostamenti) definite nei nodi della *mesh*.
In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.



Ad ogni nuovo passo di calcolo (*step*), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente, dalle velocità di deformazione e attraverso le equazioni dei legami costituivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, attraverso le leggi costitutive, i valori delle velocità di deformazione sono considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni: in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico, poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia, se l'intervallo di tempo Δ_t (*timestep*) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo.

Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il Δ_t richiesto generalmente molto piccolo, sono necessari un gran numero di passi di integrazione cui corrispondono tempi di calcolo molto elevati.



Gli elementi quadrangolari della griglia vengono automaticamente suddivisi dal programma in due set sovrapposti di triangoli a deformazioni costanti.

Le equazioni alle differenze finite per ogni triangolo si ottengono dalla forma generalizzata del teorema della divergenza di Gauss:

$$\int_S f \cdot \hat{n} \cdot ds = \int_A \operatorname{div} f \cdot dA \qquad (9.4)$$

in cui:

- n è il versore normale al contorno S del dominio triangolare
- f la funzione generica (scalare, vettore o tensore)
- A la superficie del dominio triangolare di contorno S
- d_s la lunghezza incrementale lungo il contorno S.

Sostituendo a f un valore medio del vettore velocità, la relazione precedente consente di scrivere:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_i} \cong \frac{1}{2A} \sum_s \left(\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)} \right) n_j \, \Delta s \qquad (9.5)$$

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (9.3) e la (9.5) è, quindi, possibile calcolare tutte le componenti del tensore velocità di deformazione. La legge costitutiva è poi utilizzata per calcolare un nuovo valore del tensore delle tensioni. Calcolate le tensioni, vengono calcolate le forze equivalenti applicate ai nodi. Le tensioni agiscono in ciascun triangolo come trazioni sui lati del triangolo stesso; ogni trazione è considerata equivalente a due forze agenti sui due nodi all'estremità del lato. Su ogni nodo del triangolo agiscono, quindi, due forze relative ai due lati convergenti nel nodo stesso:

$$F_i = \frac{1}{2} \tau_{ji} \left(n_i^{(1)} S^{(1)} + n_i^{(2)} S^{(2)} \right) \qquad (9.6)$$

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta ΣF_i; se $\Sigma F_i = 0$, il nodo è in equilibrio, altrimenti subirà un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (9.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i^{\left(t+\frac{\Delta t}{2}\right)} = \dot{u}_i^{\left(t-\frac{\Delta t}{2}\right)} + \left[\sum F_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \qquad (9.7)$$

dove l'apice indica il tempo in corrispondenza del quale è valutata la variabile e m è la massa associata a ciascun nodo pari alla somma di un terzo delle masse dei triangoli convergenti nel nodo. Dalla relazione precedente si determinano nuovi valori della velocità e, quindi, del tensore velocità di deformazione per un nuovo ciclo.

Come detto, condizione essenziale dell'algoritmo descritto è che il *time step* Δt, corrispondente al singolo ciclo di calcolo, sia sufficientemente piccolo da rendere accettabile l'approssimazione di

tensioni e velocità costanti sul singolo *step* di calcolo. In particolare, Δt deve essere inferiore a un *time step* critico Δt_{cr} definito dalla:

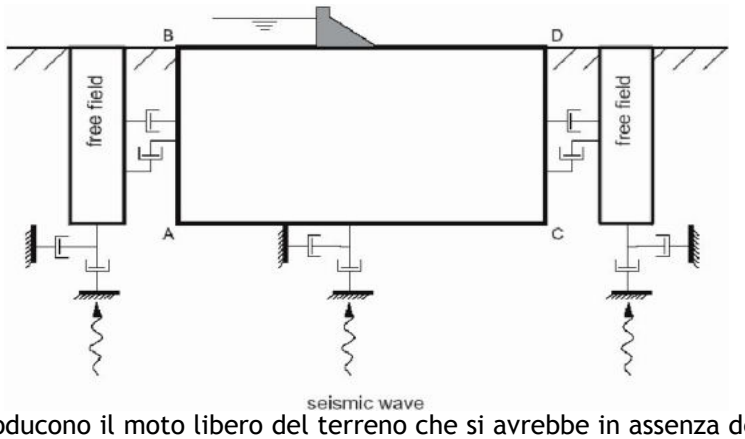
$$\Delta t_{cr} = \min\left\{\frac{A}{V_p \Delta x_{max}}\right\} \qquad (9.8)$$

dove A è la superficie del subelemento triangolare, Δx_{max} la dimensione massima della zona (in genere la diagonale) e V_P la velocità delle onde di compressione. La funzione minimo è presa su tutte le zone. Il *time step* critico è tanto più piccolo (e i tempi di calcolo quindi tanto più elevati) quanto più la rigidezza del materiale è elevata e quanto più piccolo è l'elemento. Il Δt di calcolo viene determinato internamente da FLAC, applicando un coefficiente di sicurezza pari a 2 al valore fornito dalla (9.8). Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della *mesh,* in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per un'accurata modellazione viene consigliato di scegliere una altezza degli elementi h almeno pari ad un valore compreso tra un decimo e un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min}:

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \qquad (9.9)$$

La λ_{min} è la lunghezza d'onda che corrisponde alla massima frequenza di interesse ed è legata ad essa dalla velocità di propagazione delle onde di taglio. I metodi alle differenze finite, così come quelli agli elementi finiti, si basano sulla discretizzazione, tramite una *mesh* di nodi, di una porzione finita dello spazio, per cui appropriate condizioni al contorno vanno imposte ai confini artificiali di tale regione. In ogni problema di propagazione di onde sismiche, parte dell'energia si allontana indefinitamente dalla regione di interesse verso il semispazio circostante per fenomeni di diffrazione e riflessione, dando luogo ad una perdita di energia indicata come *smorzamento di radiazione*. Al fine di modellare correttamente questo fenomeno, FLAC consente di minimizzare la riflessione delle onde sui contorni della *mesh,* imponendo su questi condizioni di campo libero (*free field boundaries*) o viscose (*quiet boundaries*). La definizione delle condizioni al contorno è strettamente correlata all'applicazione della sollecitazione dinamica, come discusso in seguito.

I contorni *free-field* consistono sostanzialmente in colonne monodimensionali di larghezza unitaria, situate ai lati del modello, che simulano il comportamento di un mezzo infinitamente esteso (figura seguente).



In pratica, essi riproducono il moto libero del terreno che si avrebbe in assenza della configurazione bidimensionale e allo stesso tempo impediscono la riflessione ai bordi della *mesh* delle onde

diffratte verso l'esterno. Come illustrato, i singoli nodi dei contorni laterali della griglia principale vengono accoppiati alla griglia *free-field* attraverso smorzatori viscosi che materialmente assorbono l'energia delle onde incidenti sui contorni, applicando delle forze viscose proporzionali alla differenza tra il campo di velocità esistente al bordo e quello in condizioni *free-field*. Prima dell'applicazione delle condizioni *free-field* durante l'analisi dinamica, il modello deve essere in condizioni di equilibrio statico, per cui è necessario eseguire una analisi statica preliminare per determinare lo stato tensionale e deformativo all'interno del modello. All'atto dell'applicazione delle condizioni *free-field,* tutte le variabili di stato determinate dall'equilibrio statico vengono quindi applicate alle colonne monodimensionali ai bordi del modello.

I contorni *free-field* sono di notevole utilità, in quanto consentono di evitare l'allontanamento dei confini laterali, altrimenti necessario in assenza di confini assorbenti, per la minimizzazione delle onde riflesse dai contorni.

I contorni *quiet* sono invece costituiti, secondo la formulazione di Lysmer e Kuhlemeyer (1969), da smorzatori viscosi attaccati alla griglia e agenti in direzione normale e tangenziale al contorno stesso; essi consentono un pressoché completo assorbimento delle onde di volume che incidono sul contorno. I contorni *quiet* possono essere applicati su contorni verticali, orizzontali o inclinati. Essi vanno applicati al confine inferiore della *mesh* per simulare la base elastica, mentre ai bordi del modello, come detto, è preferibile l'utilizzo dei contorni *free-field*.

Le sollecitazioni dinamiche possono essere applicate sia ai bordi della *mesh* sia ai suoi nodi interni in una delle seguenti forme:

- storia temporale di accelerazioni;
- storia temporale di velocità;
- storia temporale di tensioni;
- storia temporale di forze.

Nell'applicare la sollecitazione dinamica, bisogna però tenere conto di alcune limitazioni che derivano da particolari incompatibilità tra forme di applicazione dell'*input* e delle condizioni al contorno. Se, ad esempio, queste sono rappresentate da *quiet boundaries* (come avviene solitamente per il bordo inferiore della *mesh*), il loro effetto viene annullato se si applica un accelerogramma o una storia di velocità.

Quindi, in questo caso, la base è modellata come rigida, cioè perfettamente riflettente, dando luogo a irrealistiche sovrastime del moto sismico. Per simulare correttamente una base elastica occorre applicare ai *quiet boundaries,* alla base della *mesh,* una storia temporale di tensioni. A tal fine, un accelerogramma di *input* deve essere integrato per ottenere una storia temporale di velocità e questa viene infine convertita in tensioni tramite le seguenti relazioni:

$$\sigma_n = 2(\rho V_P)v_n \qquad \sigma_s = 2(\rho V_S)v_s \qquad (9.10)$$

dove:

- ρ è la densità;
- σ_n, σ_s rispettivamente tensione applicata in direzione normale e tangenziale al contorno;
- V_P, V_S rispettivamente velocità delle onde di compressione e di taglio del materiale che viene simulato al di sotto del contorno inferiore (costituente la base elastica);
- v_n, v_s rispettivamente la velocità di *input* normale e tangente al contorno.

In definitiva, un *input* costituito da onde S sarà quindi applicato come una storia temporale di tensioni tangenziali, mentre le onde P tramite una storia temporale di tensioni normali al contorno. Entrambe le sollecitazioni sono applicate con incidenza verticale.

La non linearità e le proprietà dissipative dei terreni possono essere modellate in FLAC secondo differenti modalità: attraverso l'adozione di un legame costitutivo propriamente non lineare o, a partire dalla versione 5.0 (Itasca, 2005), tramite semplici modelli di *smorzamento isteretico*. Le proprietà dissipative possono altresì essere modellate attraverso la formulazione di Rayleigh.

L'adozione di una legge sforzi-deformazione non lineare rappresenta, teoricamente, il modo più efficace per tenere conto della degradazione di rigidezza al procedere della deformazione e della dissipazione di energia per isteresi. Questi modelli possono essere accoppiati con modelli di filtrazione per simulare la generazione e dissipazione di eccessi di pressioni neutre e/o fenomeni di liquefazione e consentono, inoltre, la valutazione delle deformazioni permanenti. Però, dal punto di vista pratico, i modelli non lineari sono spesso complessi e richiedono la definizione di molti parametri e lunghi processi di calibrazione.

La complessità dei modelli non lineari e la comodità di un utilizzo diretto delle curve di tipo G/G0 e D/D0, generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche, ha portato all'introduzione di semplici modelli di *smorzamento isteretico* (*hysteretic damping*) nella recente versione 5.0 del codice.

Durante ciascuno *step* di calcolo, in funzione del valore medio del tensore di velocità di deformazione, viene restituito un fattore moltiplicativo da usarsi nel legame costitutivo, in modo da correggere il valore del modulo tangente di taglio associato a ciascun elemento. Il modello isteretico implementato utilizza solo curve continue che esprimono la variazione del modulo di taglio con la deformazione tangenziale; pertanto, i parametri da fornire in *input* che definiscono la forma di tali curve vanno ricavati attraverso regressione dei dati sperimentali. Analisi di calibrazione dello smorzamento isteretico sono necessarie prima di un suo uso nella pratica corrente.

Nel caso di analisi lineari, o per modellare comunque lo smorzamento a basse deformazioni che spesso i legami costitutivi non lineari non riescono a cogliere, si può utilizzare la formulazione di Rayleigh. Essa conduce a uno smorzamento dipendente dalla frequenza, in contrasto con le evidenze sperimentali sul comportamento dei terreni. Il suo impiego richiede, pertanto, una oculata scelta dei parametri che lo definiscono, per limitare la variazione dello smorzamento con la frequenza (Lanzo et al., 2003 e 2004). Lo smorzamento di Rayleigh è stato originariamente formulato per le analisi strutturali ed è espresso in forma matriciale attraverso la definizione di una matrice di smorzamento **C** proporzionale alla matrice di massa **M** e a quella di rigidezza **K**:

$$\mathbf{C} = \alpha_R \mathbf{M} + \beta_R \mathbf{K} \qquad (9.11)$$

dove α_R e β_R sono i coefficienti di Rayleigh che hanno dimensione rispettivamente di s^{-1} e s. È possibile dimostrare (Chopra, 1995) che lo smorzamento ξ_j associato al j-esimo modo di vibrazione del deposito è espresso dalla:

$$\xi_j = \frac{1}{2}\left(\frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j\right) \qquad (9.12)$$

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j.

I coefficienti di Rayleigh vengono comunemente determinati attraverso due procedure, a seconda che si fissi il valore dello smorzamento modale in corrispondenza di una o due frequenze naturali opportunamente selezionate (dette *frequenze di controllo*). Il codice FLAC adotta la prima procedura in accordo alla quale i coefficienti di Rayleigh sono espressi dalle:

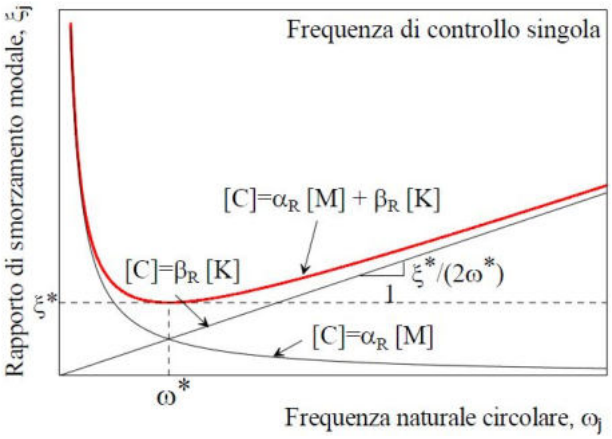
$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \qquad (9.13)$$

avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω.

Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ* del materiale e la frequenza ω*. A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ* e frequenza ω* costante per tutto il deposito, è possibile dimostrare che un'analisi lineare eseguita con FLAC fornisce gli stessi risultati di un'analisi modale, con rapporto di smorzamento modale dell'intero sistema variabile con la frequenza circolare naturale ω_j secondo la:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2}\left(\frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*}\right) \qquad (9.14)$$

riportata nella figura seguente, nella quale si nota come ξ_j assuma un minimo (pari al valore imposto ξ*) in corrispondenza della frequenza di controllo ω*, mentre sia sovrastimato nel campo dei valori maggiori e minori di ω*.



La formulazione di Rayleigh viene applicata a livello del singolo elemento della *mesh* per cui, tra i dati di *input*, occorre specificare per ciascun elemento il valore del rapporto di smorzamento del materiale che lo costituisce ξ* e la frequenza di controllo ω* (o meglio il valore f*). La scelta di f* è cruciale per fissare il campo di frequenza in corrispondenza del quale lo smorzamento mostra variazioni contenute rispetto a ξ*.

In generale, f* deve essere scelta nel campo di frequenza significativo per il problema in esame sia in termini di frequenze naturali del sistema che di frequenze predominati dell'*input*. In prima approssimazione, si può collocare f* tra la frequenza fondamentale del sistema e la frequenza predominate dell'*input* (frequenza corrispondente al massimo dello spettro di Fourier o di risposta). Se questi valori sono distanti è comunque opportuno esaminare con analisi parametriche l'influenza sui risultati delle diverse scelte di f*.

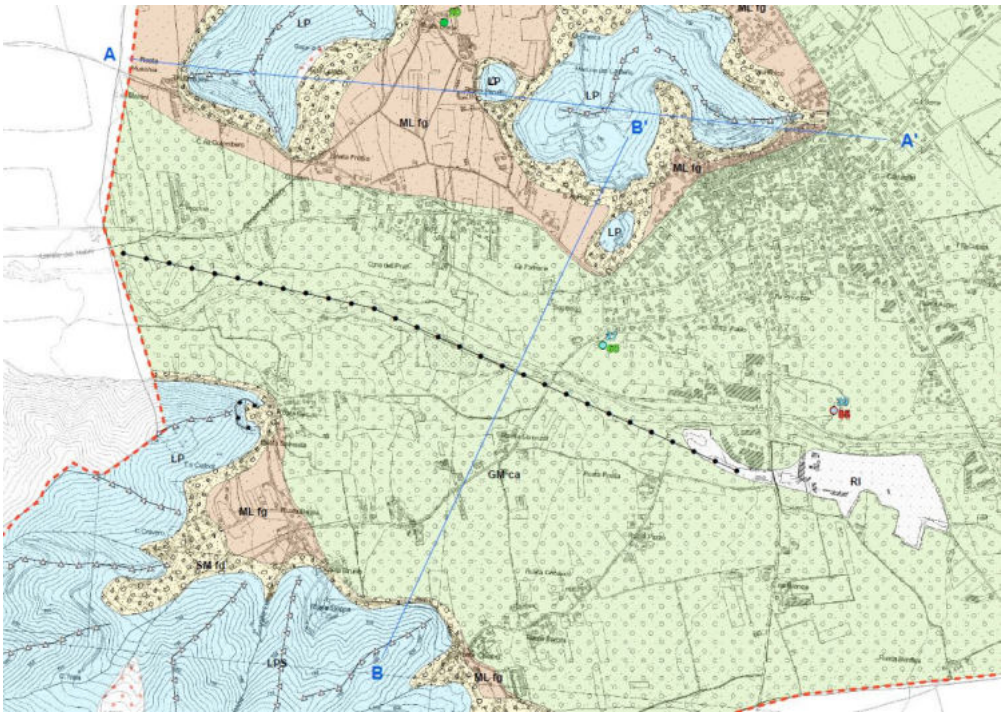
In definitiva, per ciascun materiale occorre fornire i seguenti parametri di *input*:

- peso dell'unità di volume;
- nel caso di analisi lineari modulo di taglio (G_0) e di elasticità volumetrico (k), o, in alternativa modulo di Young (E) e coefficiente di Poisson (v);
- nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato;
- rapporto di smorzamento (ξ*) e frequenza di controllo (f*) se si adotta la formulazione di Rayleigh.

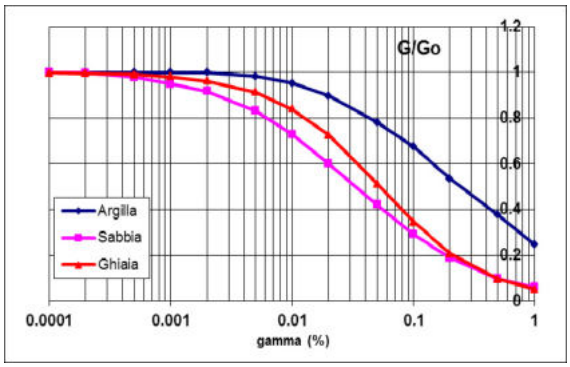
Il codice offre notevoli potenzialità di dati in *output*, potendo restituire la storia temporale di tutte le grandezze di interesse: spostamenti, velocità, accelerazioni, deformazioni e tensioni. L'interfaccia grafica consente, inoltre, di costruire ed esportare i grafici delle sopraccitate grandezze, in funzione della profondità o lungo un generico profilo.

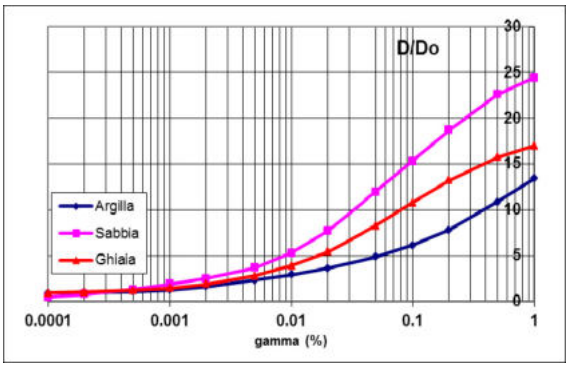
9.2 Casi applicativi nel comune di Caraglio

Per quantificare l'azione sismica in superficie sono state realizzate n°2 sezioni bidimensionali sulle quali è stata successivamente condotta la modellazione numerica, come precedentemente spiegato. L'ubicazione di tali modellazioni viene riportata nella figura seguente.



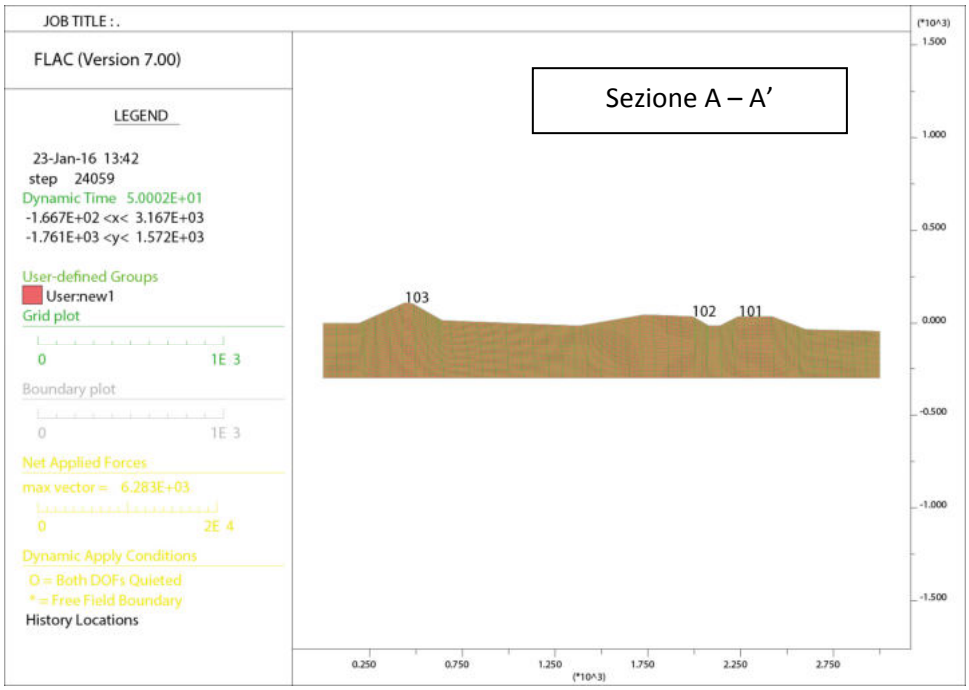
Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente e precedentemente descritte. Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free-field boundaries*) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer e Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free-field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale (2D). Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *bedrock geofisico* (smorzamento 0,02%); per i materiali di copertura è stato utilizzato lo *smorzamento isteretico* tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica e sotto riportate.



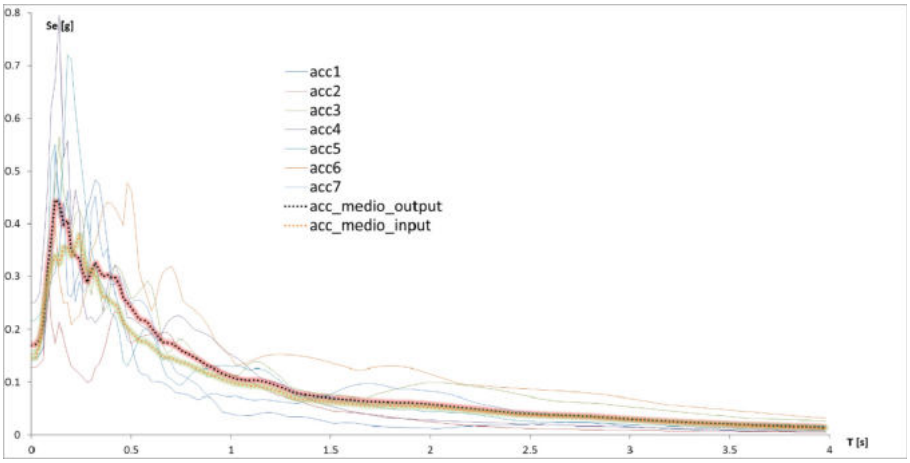


Nel rispetto della normativa vigente – D.M. 14/01/2008 – è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento (P) e con il periodo di ritorno (T_r) relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 anni, un coefficiente d'uso (C_u) pari a II e quindi una vita di riferimento V_r = 50 anni. A partire da queste indicazioni, si è determinato un periodo di ritorno dell'azione sismica di 475 anni corrispondente ad una probabilità di superamento del 10% allo stato limite ultimo di salvaguardia della vita (SLV).
L'*input* sismico utilizzato è rappresentato da una settupla di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spettri di normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. *Dynamic Analysis* della Itasca, 2011). In particolare, i sette accelerogrammi sono stati ricavati tramite l'utilizzo del portale SEISM-HOME creato dall'Eucentre di Pavia, che seleziona gli *input* con il massimo rigore da parte di operatori esperti, evitando in particolare di inserire più di una registrazione proveniente dallo stesso evento o dalla stessa stazione. Tramite una procedura ottimizzata (Corigliano et al., 2012) è stato selezionato l'insieme migliore di accelerogrammi spettro-compatibili registrati su sottosuolo roccioso di Categoria A e disponibili nelle principali banche dati accelerometriche mondiali accreditate.

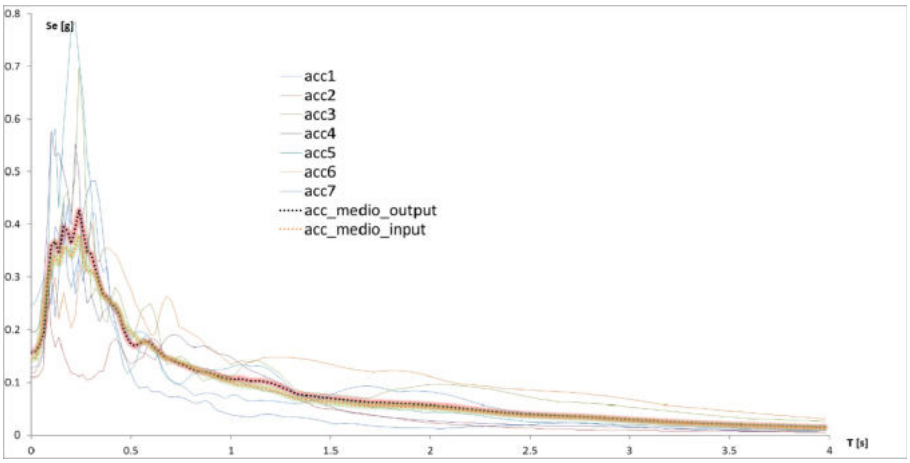
Le *history* (storia temporale) ricavate al tetto del modello (per ogni *input* sismico applicato) rappresentano le storie accelerometriche orizzontali attese nel sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa.



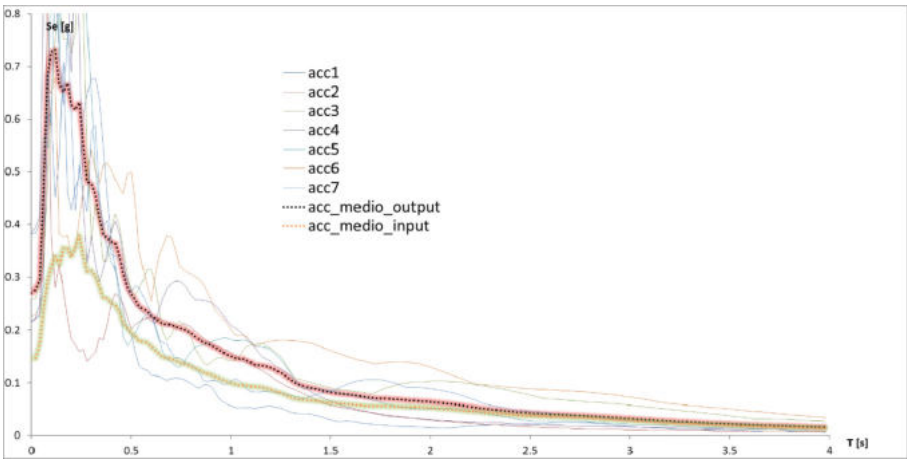
101

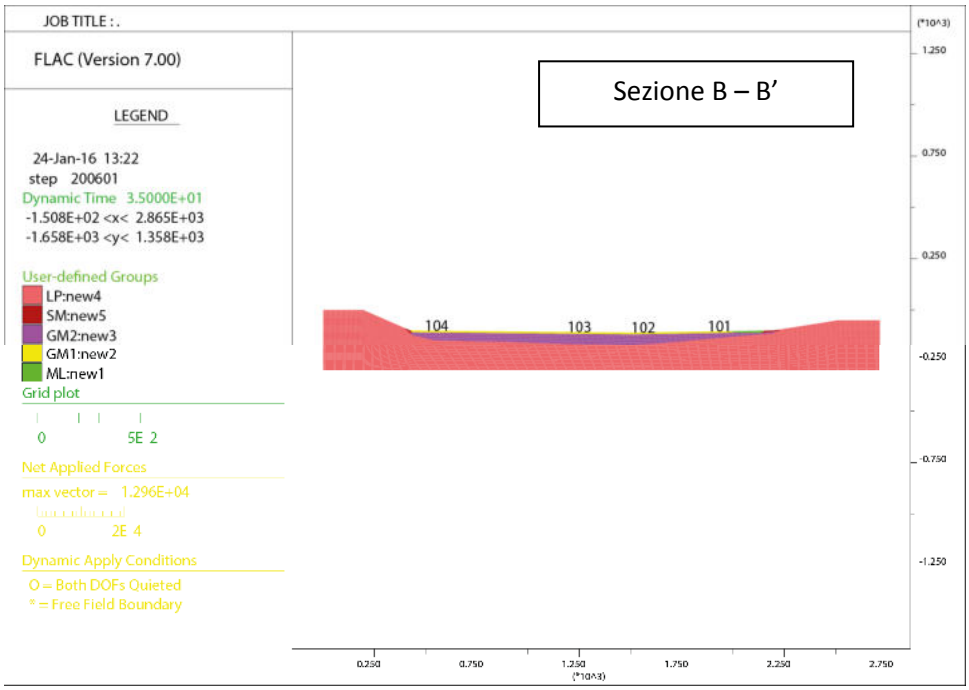

Se [g]
T [s]
acc1
acc2
acc3
acc4
acc5
acc6
acc7
acc_medio_output
acc_medio_input

102

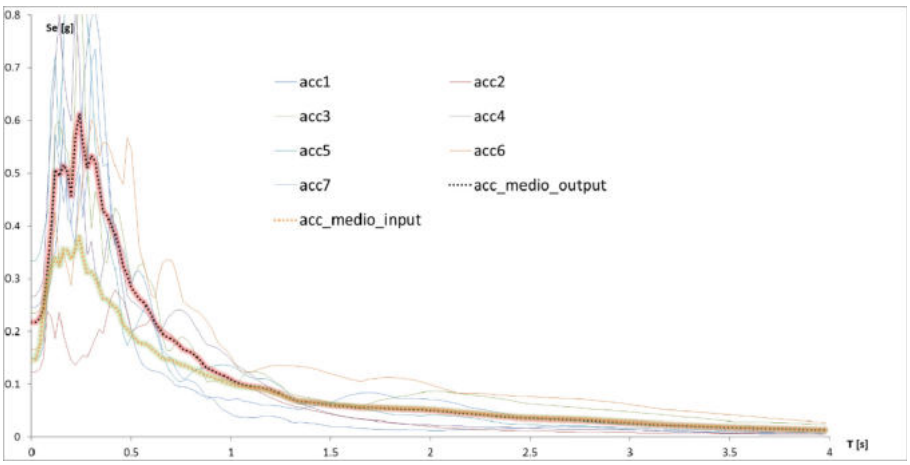

Se [g]
T [s]
acc1
acc2
acc3
acc4
acc5
acc6
acc7
acc_medio_output
acc_medio_input

103

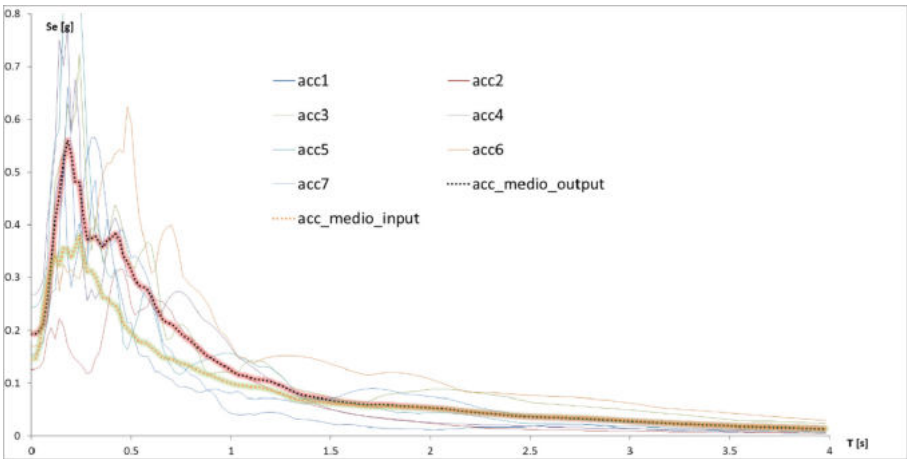

Se [g]
T [s]
acc1
acc2
acc3
acc4
acc5
acc6
acc7
acc_medio_output
acc_medio_input



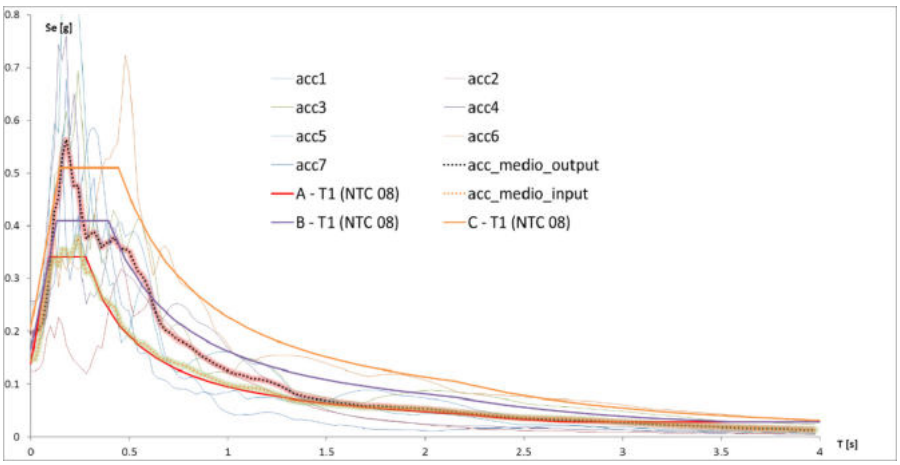
101 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 1.35



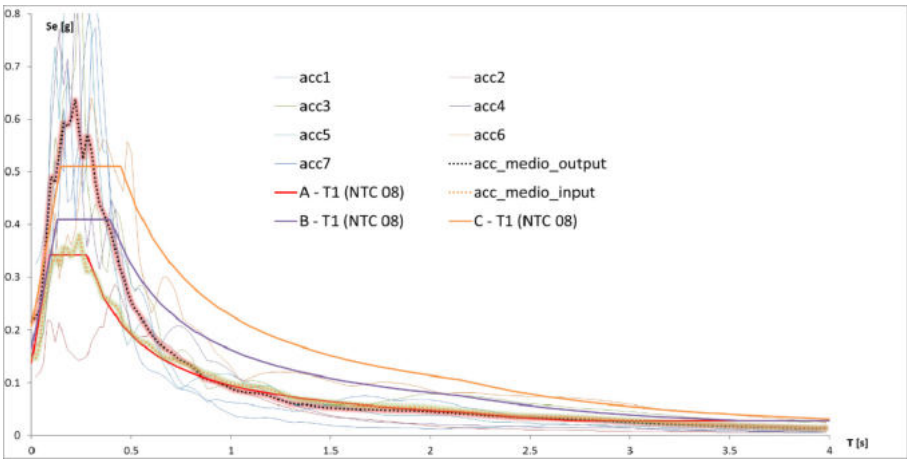
102 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 1.20



103 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 1.21



104 – Fattore Amplificazione intervallo 0,1-0,5s = 1.38



I risultati ottenuti lungo la sezione A-A', nella quale è stata analizzata l'amplificazione di natura puramente topografica avendo utilizzato un modello costitutivo di natura elastica con Vs = 800 m/s, hanno rilevato un aumento dell'*input* sismico nei tre punti analizzati, con una particolare severità nei pressi del punto 103. Per questo, come visibile nelle cartografie prodotte e precedentemente illustrate, nel territorio comunale di Caraglio si escludono Zone stabili non soggette ad amplificazioni sismiche.

La sezione B-B', realizzata tramite l'utilizzo di un modello lineare equivalente e caratterizzata da valori di rigidità compatibili con i risultati delle prove condotte, ha evidenziato una maggiore amplificazione nei pressi del raccordo pianura-collina (effetto di bordo), dove si concentrano maggiormente i fenomeni di intrappolamento delle onde sismiche. Infatti, il fattore di amplificazione nei punti 101 e 104, in termini di pseudo-accelerazione nell'intervallo 0,1-0,5 s, è di 1,4 a differenza di quelli calcolati nel centro della valle che si attestano su di un valore di circa 1,2.

10 COMMENTI FINALI E CRITICITÀ

I capitoli precedenti hanno evidenziato chiaramente sia la complessità geologica del comune di Caraglio, che denota una risposta sismica locale fortemente variabile, sia la presenza di una alcune aree potenzialmente instabili per instabilità di versante.

In tal senso, visto che le indagini hanno coperto gran parte del territorio comunale coinvolgendo tutte le litologie riscontrate, si ritiene che i livelli successivi di approfondimento debbano essere concentrati solo nelle aree ritenute importanti per la comunità.

Del resto, l'adeguamento del livello di approfondimento va misurato con le risorse e con i tempi disponibili, nonché con la destinazione d'uso del territorio.

Perciò, lo studio di MS eseguito si presta a essere aggiornato e integrato per rendere sempre più basso il rischio sismico. Per ottimizzare i costi degli eventuali approfondimenti successivi e, quindi, per inquadrare al meglio le zone individuate nonché per una eventuale integrazione del P.R.G.C. vigente, si propone di realizzare gli studi futuri come segue:

1. individuare e perimetrare le aree più abitate, i centri di futura urbanizzazione e le zone che comprendono gli edifici ritenuti strategici o importanti ai fini della Protezione Civile;
2. eseguire un'analisi geologica–geomorfologica di dettaglio per ogni area individuata, prendendo in considerazione le caratteristiche morfologiche, litostratigrafiche e geotecniche delle diverse zone, integrandole con i dati pregressi già raccolti e interpretandoli appositamente;
3. definire eventuali indagini dirette per determinare le caratteristiche geotecniche locali e verificare la necessità di integrare le indagini geofisiche già eseguite;
4. porre particolare attenzione all'analisi sismica locale in corrispondenza della zona di raccordo pianura-collina e dello sbocco della Valle Grana dove possono verificarsi amplificazioni del moto sismico in superficie per la presenza di morfologie sepolte e quindi dar luogo ad effetti di sito bi – tridimensionali;
5. le aree potenzialmente instabili già individuate in questa fase (aree di frana) dovranno essere analizzate in maniera approfondita (Livello 3), una volta verificata la *pericolosità* in relazione alla *vulnerabilità* del sito in cui sviluppano.

L'utilizzo di abachi regionalizzati per la realizzazione del Livello 2 dovrà essere subordinata alla presenza di <u>assetti stratigrafici rigorosamente monodimensionali</u>. Qualora tale condizione non fosse verificata (condizione prevalente a Caraglio come evidenziato dalle analisi condotte di Livello 3), sarà necessario utilizzare un'analisi bidimensionale e, quindi, passare di fatto ad un livello di approfondimento maggiore (Livello 3), nel quale dovranno essere stimati i fattori di amplificazione (FA) in termini di P.G.A. e intensità spettrale in pseudo–velocità e pseudo-accelerazione, nell'intervallo $0,1 < T_o < 0,5$ s e $0,5 < T_o < 1,0$ s.

Eventuali abachi impiegati per stimare quantitativamente l'amplificazione sismica dovranno essere quelli che verranno predisposti dalla Regione Piemonte, avendone naturalmente valutata l'applicabilità al proprio contesto territoriale, per cui l'adozione del Livello 2 dipenderà dalla verifica di tali rispondenze.

In generale, gli studi di MS hanno lo scopo di razionalizzare la conoscenza del territorio per chi deve pianificare gli interventi: invece, per la progettazione delle opere è importante eseguire indagini specifiche, come del resto previsto dalle vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14/01/2008).

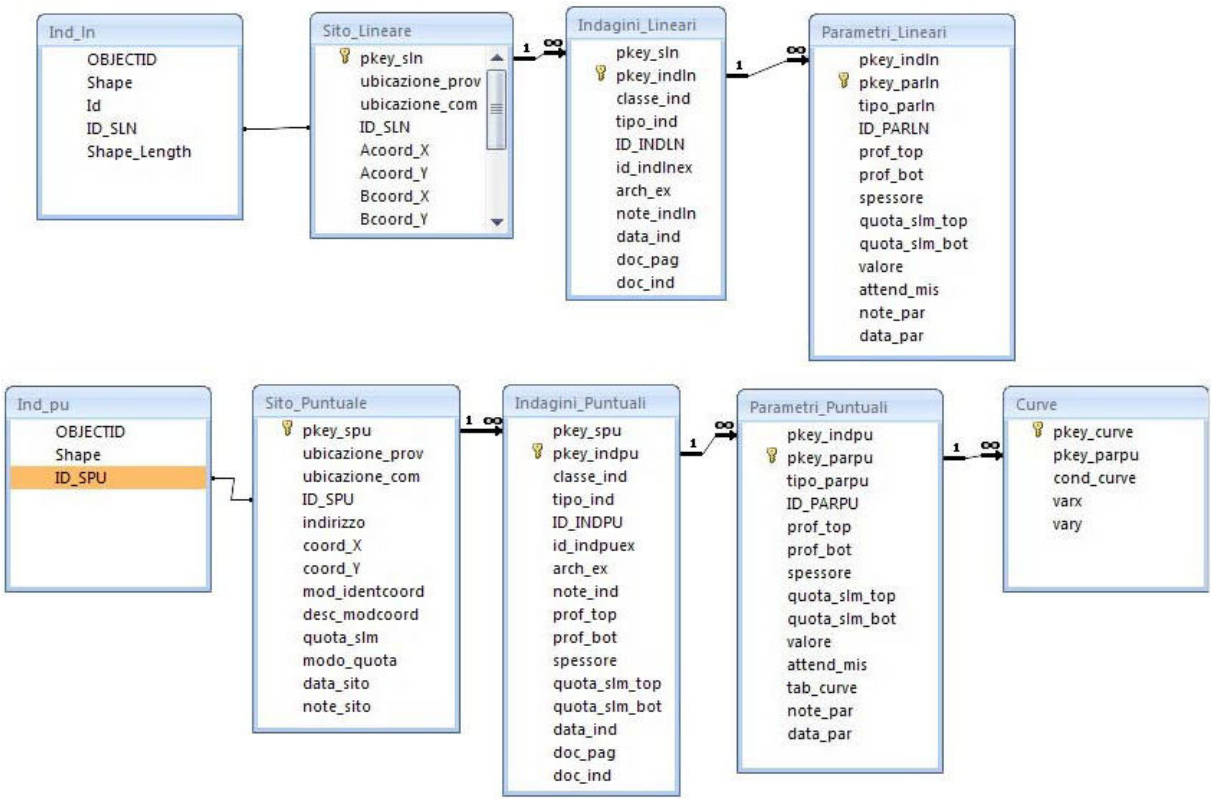
11 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di MS ha prodotto informazioni che sono state cartografate secondo le indicazioni previste dalle Linee Guida emanate dalla Protezione Civile Nazionale.

I *layers* informativi prodotti sono stati organizzati secondo la banca dati geografica definita dagli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica (versione 3.0), emanati dalla Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di microzonazione simica nell'ottobre 2013. Gli Standard sopraccitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica, anch'essa è stata realizzata utilizzando le vestiture previste dagli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica (versione 3.0).

Il contenuto informativo della Carta delle indagini si esplica attraverso la relazione tra gli *shapefiles* (Ind_pu e Ind_ln) e le tabelle ad essi collegate, appositamente strutturate per archiviare i dati alfanumerici dei siti, delle indagini e dei parametri delle indagini.



Relazione fra tabelle e shapefiles
(Figura 2.1-1 "Standard di Rappresentazione e archiviazione informatica" - versione 3.0)

Lo *shapefile* Ind_pu rappresenta la primitiva puntuale che posiziona spazialmente il relativo punto d'indagine, identificato univocamente nel campo ID_SPU; quest'ultimo costituisce la chiave di collegamento (*join*) alla tabella **Sito_Puntuale**, destinata all'archiviazione dei parametri di georeferenziazione dei punti d'indagine. La tabella **Indagini_Puntuali** descrive le tipologie d'indagine eseguite e le informazioni necessarie alla tracciabilità, mediante collegamento esterno con la relativa documentazione in formato pdf. Infine, nella tabella **Parametri_Puntuali** sono archiviati i parametri associati alle prove descritte nella tabella Indagini_Puntuali. Lo *shapefile* Ind_ln costituisce la primitiva lineare che posiziona spazialmente le indagini lineari, identificati univocamente nel campo ID_SLN; quest'ultimo rappresenta la chiave di collegamento alla tabella

Sito_Lineare, nella quale vengono archiviate le codifiche del tracciato. La tabella **Indagini_Lineari** definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf. Infine, la tabella **Parametri_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella **Indagini_Lineari**.

Il contenuto informativo riportato nella Carta MOPS, per quanto riguarda le misure H.V.S.R, è definito dal campo VALORE della tabella **Parametri_Puntuali**, dove viene specificato il valore della frequenza fondamentale di risonanza espresso in Hertz (Hz) nell'intervallo compreso tra 0,1 Hz e 20,0 Hz.

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **CdI_tabelle.mdb**.

La Carta geologico-tecnica è stata realizzata in formato vettoriale e contiene i seguenti *layers* informativi, inseriti all'interno della cartella **GeoTec**.

Nome file	Tipo *shapefile*	Descrizione
Forme	Poligonale	Forme di superficie sepolte
Elineari	Lineare	Elementi lineari (escluse le isobate)
Geoidr	Puntuale	Elementi puntuali geologici e idrogeologici
Geotec	Poligonale	Unità geologico tecniche

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica contiene i seguenti *layers* informativi, inseriti all'interno della cartella che definisce i parametri di MS di Livello 1 (**MS 1**).

Nome file	Tipo *shapefile*	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili e zone stabili suscettibili di amplificazione
Instab	Poligonale	Zone instabili

La cartografia di base utilizzata per l'elaborazione dello studio è DBTRE della Regione Piemonte alla scala 1:10.000, le cui coordinate piane sono state convertite in WGS84 UTM33N.

Le coordinate delle tabelle (.mdb) e gli *shapefiles* allegati al progetto sono nel formato **WGS84 UTM33N**.

12 BIBLIOGRAFIA

- Barchi M., Galadini F., Lavecchia G., Messina P., Michetti A.M., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E., Vittori E. - Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica. CNR-GNDT, Roma 2000, 62pp.
- Boccaletti M, Coli M. - Carta Strutturale dell'Appennino Settentrionale. Progetto Finalizzato Geodinamica, pubblicazione n. 429, SELCA, Firenze 1982.
- Bramerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) – Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica – Parti I e II – Gruppo di lavoro "Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica" del Dipartimento della Protezione Civile
- Castellarin A., Eva C., Giglia G. & Vai G.B. con contributo di Robbi E., Pini G.A. & Crestone (1985) – Analisi strutturale del fronte appenninico padano. Giorn. Geol. Sez. 3, 47 (1/2): 47-76, 14 f..
- Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 – 62
- Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica & ambiente, pp. 77 – 102
- Cenni N., Viti M., Baldi P., Mantovani E., Ferrini M., D' Intinosante V., Babbucci D. & Albarello D. (2008) - Short-term (geodetic) and longterm (geological) velocity fields in the Northern Apennines. Bollettino della Societa Geologica Italiana, 127: 93-104.
- CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) – La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
- Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice – Hall
- CONSOLE R., DI GIOVAMBATTISTA P., FAVALI P., PRESGRAVE B.W, MATTIETTI G., SMRIGLIO G., 1993. Seismicity of the Adriatic microplate. Tectonophysics, 218, 343-354.
- CONSOLE R., DI GIOVAMBATTISTA P., FAVALI P., SMRIGLIO G., 1992. Seismogenic structures activated during the 1987 seismic sequences along the Adriatic coast. Geophys. J. Int., 108, 379-386.
- Cooper J.C. (1988) – The geology of the central Apennines and floreand basin, Italy. Ph. D. Thesis, Rice Univ. Houston, Texas
- Dolce M., Albarello D., Castellaro S., Castenetto S., Colombi A., Compagnoni M., Di Filippo M., Di Nezza M., Eva C., Foti S., Martini G., Naso G., Pergalani F., Santucci de Magistris F., Scarascia G., Silvestri F. (2011) – Supplemento alla rivista trimestrale "Ingegneria Sismica" n°2/2011 - Bologna
- Facciorusso J. et al. (2012) – Microzonazione Sismica – Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio – L'esperienza della Regione Emilia – Romagna – a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia – Romagna
- GASPARINI C., IANNACCONE G., SCARPA R., 1985. Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula. Tectonophysics, 117, 59-78.
- Geotomo Software, Res2DinvX64 ver. 4.01 (2012) – Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method
- Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. Soil Dyn. Earthquake Eng., 23(8), 691–704
- GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. ING, GNDT, SGH, SSN. Bologna, 92 pp.
- Gruppo di lavoro MPS (2004) – Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano – Roma
- Iervolino I., Galasso C., Cosenza E. (2009) - REXEL: computer aided record selection for code - based seismic structural analysis – Bulletin of Earthquake Engineering, 8: 339 - 362
- Itasca (2011). FLAC Fast Lagrangian Analysis of Continua. v.7.0. User's Manual
- Locati M., Camassi R. e Stucchi M., 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11
- Loke M.H., Barker R.D. (1996) – Rapid lest-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method., Geophysical Prospecting, 44, pp. 131-152
- Loke M.H. and Barker R.D. (1996) – Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting, 44, pp. 499-523
- Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini & Brebbia (eds), Earthquake Resistant Engineering Structures, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
- Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2004a). Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta sismica locale. Atti XI Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia", Genova, Italia, 25 - 29 Gennaio
- Lanzo G., Silvestri F. (1999) – Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
- Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347–364
- Mantovani E. (2005) - Evolutionary reconstruction of the Mediterranean region: extrusion tectonics driven by plate convergence. In "CROP, Deep seismic exploration of the Mediterranean region" . I.R.Finetti (Ed.), Elsevier, Amsterdam,32: 705-746.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D. & Albarello D. (2007) - Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. Annals of Geophysics (Annali di Geofisica), 50: 311-336.
- Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., Cenni N. & Vannucchi A. (2008a) – Longterm earthquake triggering in the Southern and Northern Apennines. Journal of Seismology.
- MELETTI C., PATACCA E., SCANDONE P., 2000. Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. Pageoph, 157, 11-35.

- Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) – A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique – Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, P. 255 – 266
- Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) – Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy – Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
- Mucciarelli M (2011) – Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici – Progetto ricerca 2007PTRC4C – Aracne editrice
- Patacca E., Scandone P. - Identificazione e valutazione di strutture sismogenetiche, Convenzione di Ricerca tra ENEA e Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, 2001.
- Pieri L. & Groppi G. (1981) – Subsurface geological structure of thr Po Plain. *P.F. Geodinamica-C.N.R.*, pubbl. 414.
- Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) – "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul Bulletin of Earthquake Engineering
- SESAME Project (2005) – "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
- Silvester P.P. and Ferrari R.L. (1990) – Finite elements for electrical engineers (2 nd ed.) Cambridge University Press.
- Spallarossa D. e Barani S. (2007) – Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R - ε – Progetto DPC-INGV S1, http://esse1.mi.ingv.it/d14.html
- Viti M., D' Onza F., Mantovani E., Albarello D. & Cenni N. (2003) - Post-seismic relaxation and earthquake triggering in the southern Adriatic region. Geophysical Journal International, 153: 645-657.

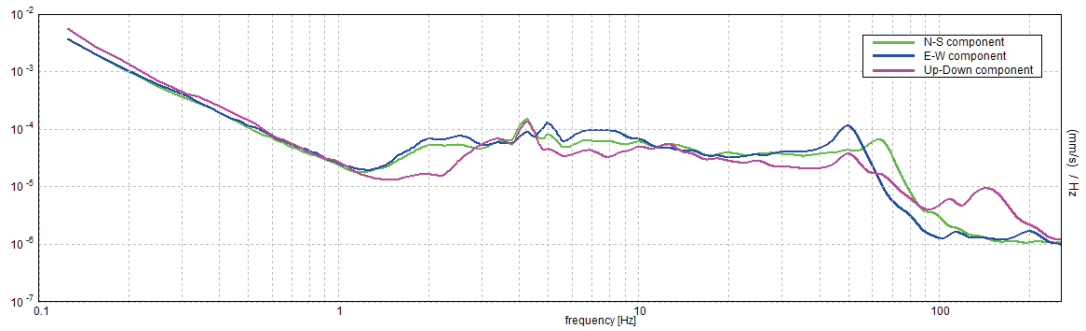
13 ALLEGATI FUORI TESTO

1. Carta delle indagini — scala 1:10.000
2. Carta geologico-tecnica — scala 1:10.000
3. Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica — scala 1:10.000
4. Carta delle frequenze — scala 1:10.000
5. Schede delle indagini
6. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative

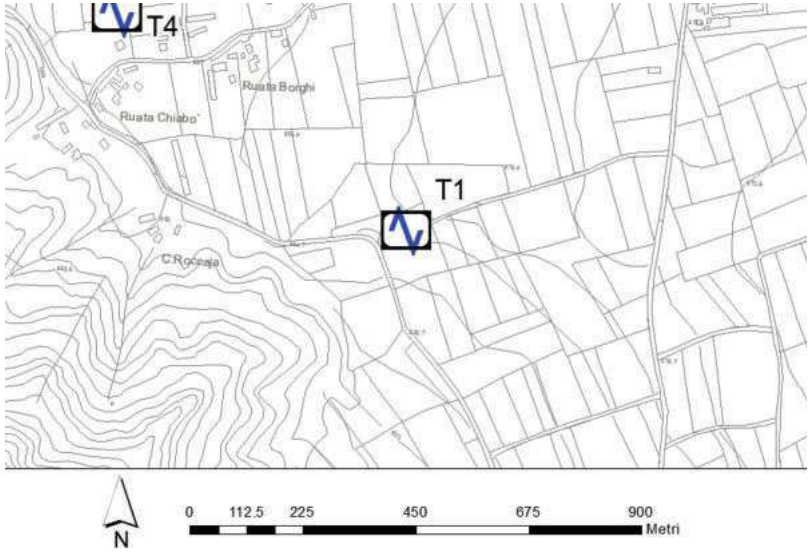
SCHEDE DELLE INDAGINI

Misura sismica H.V.S.R.

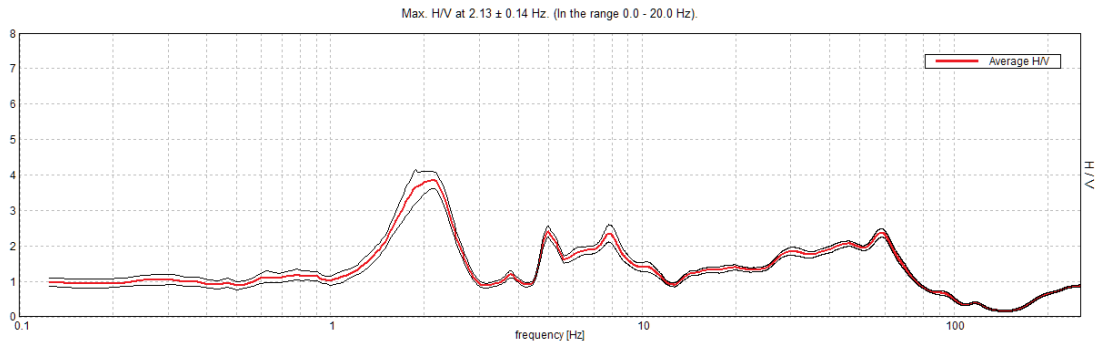
Progressivo	**T1**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944109	-103239
Quota p.c. s.l.m. [m]	581	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	2.13	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

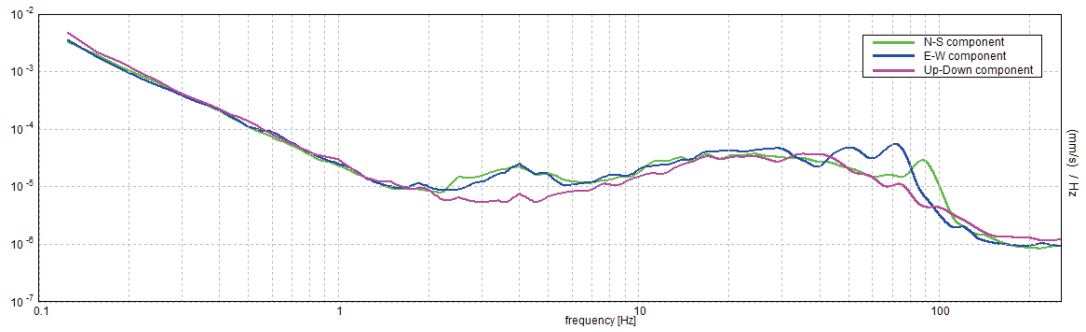


Andamento della curva H/V

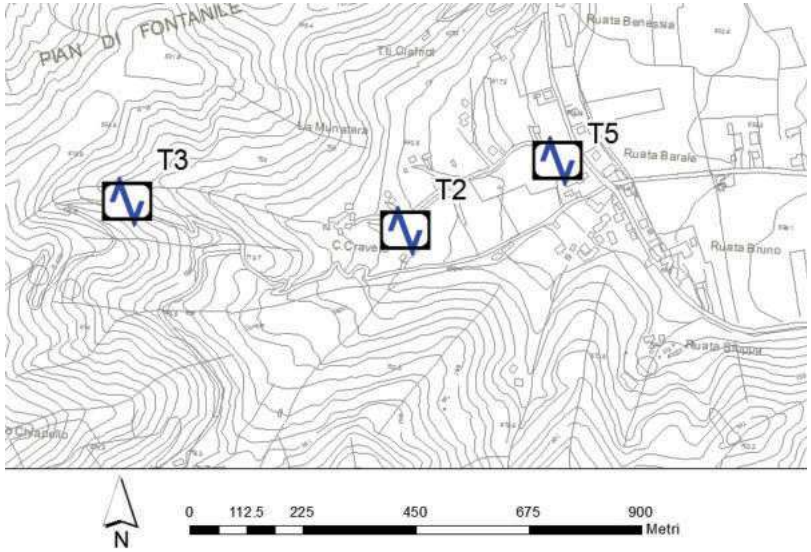
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

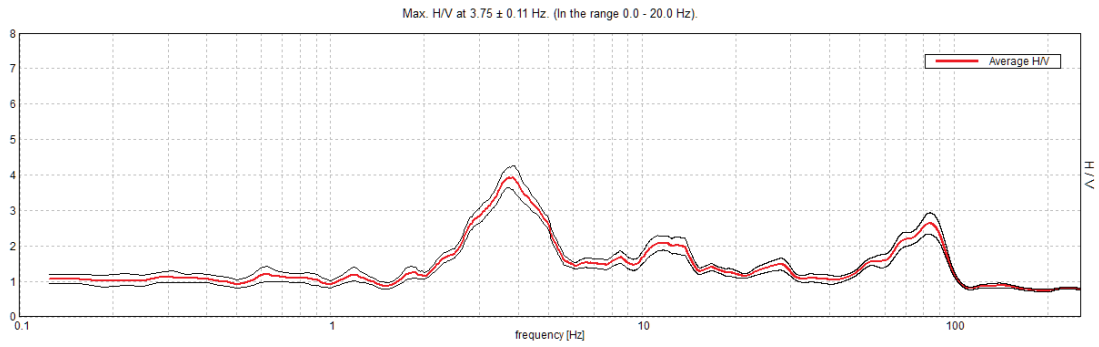
Progressivo	T2	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944741	-104939
Quota p.c. s.l.m. [m]	650	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	3.75	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

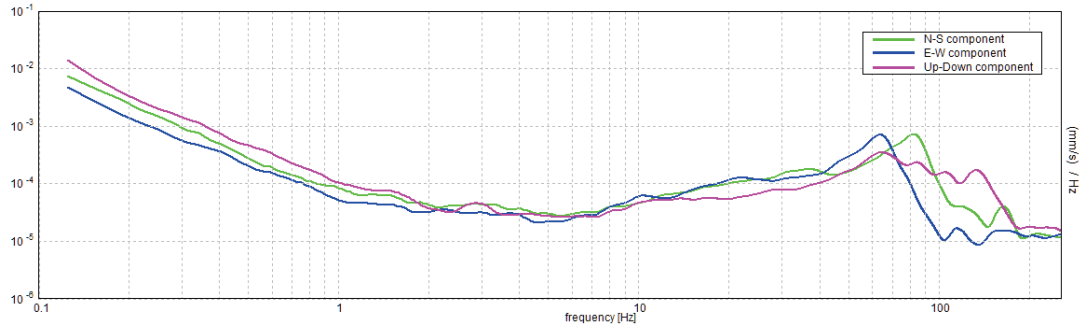


Andamento della curva H/V

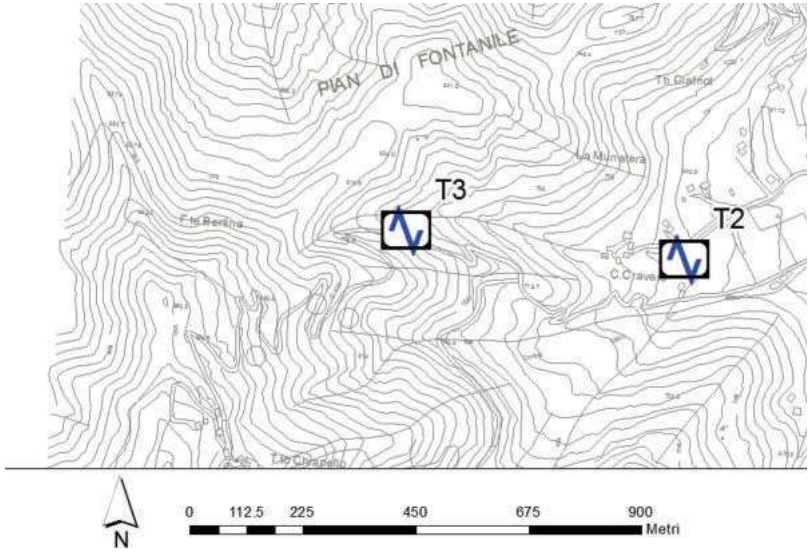
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

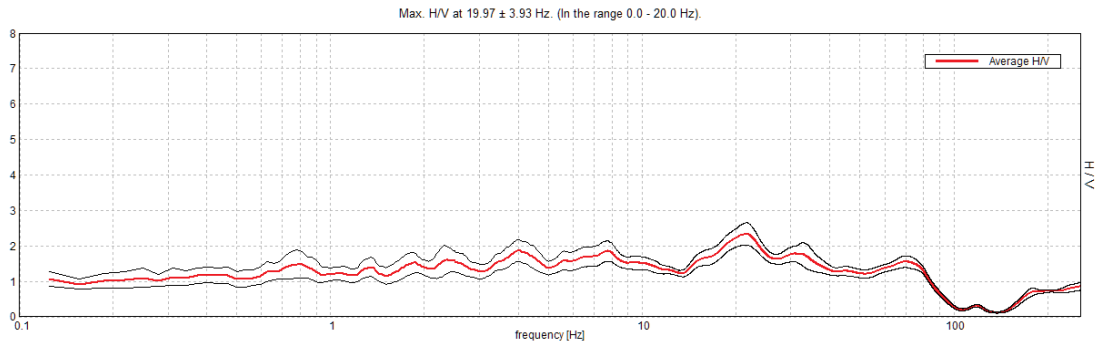
Progressivo	**T3**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944799	-105494
Quota p.c. s.l.m. [m]	770	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	19.97	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

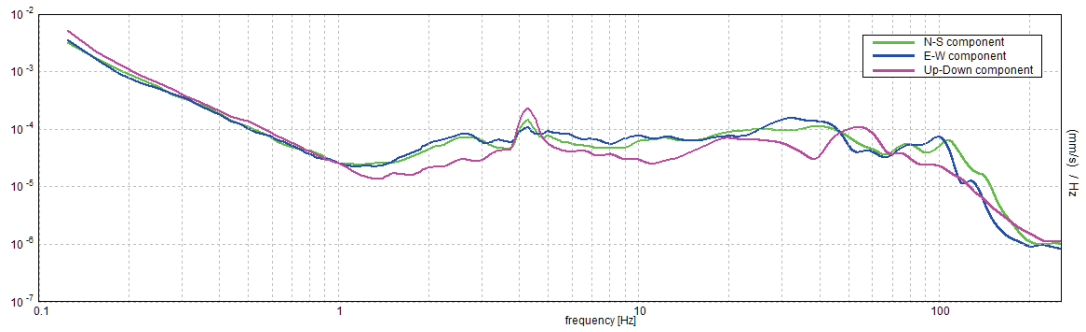


Andamento della curva H/V

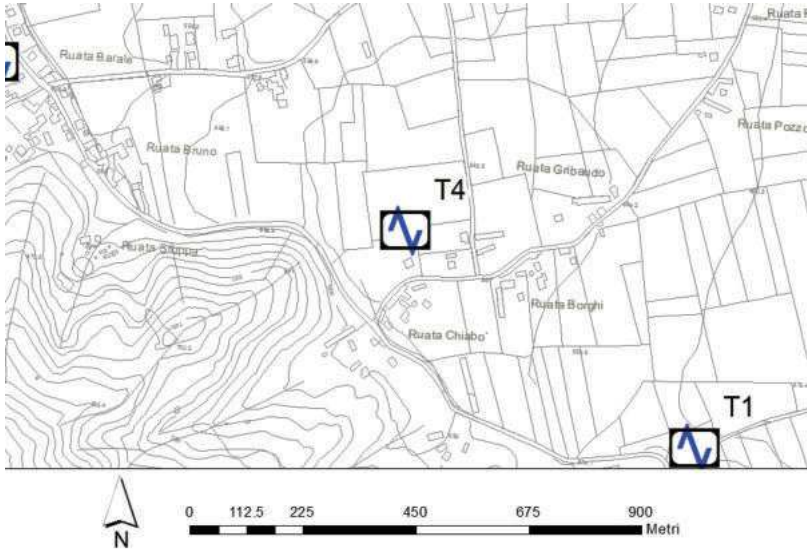
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

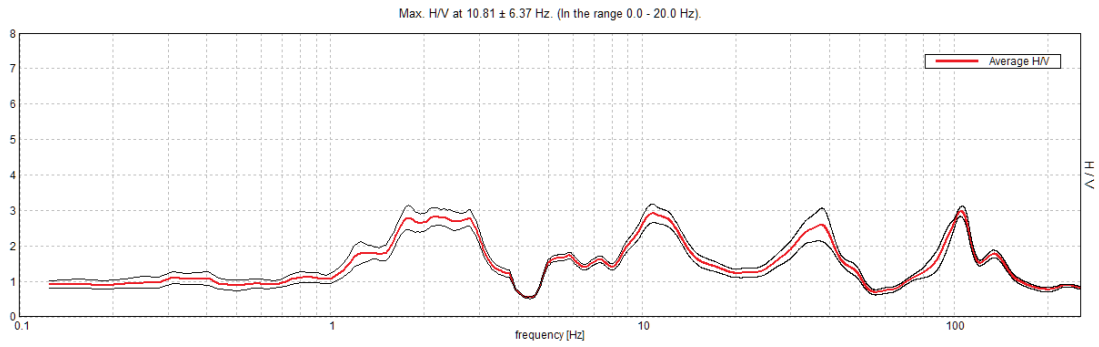
Progressivo	**T4**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944544	-103814
Quota p.c. s.l.m. [m]	590	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	10.81	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

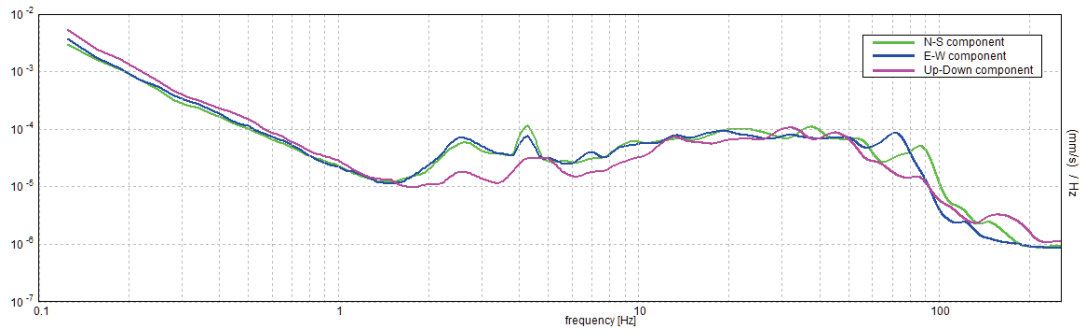


Andamento della curva H/V

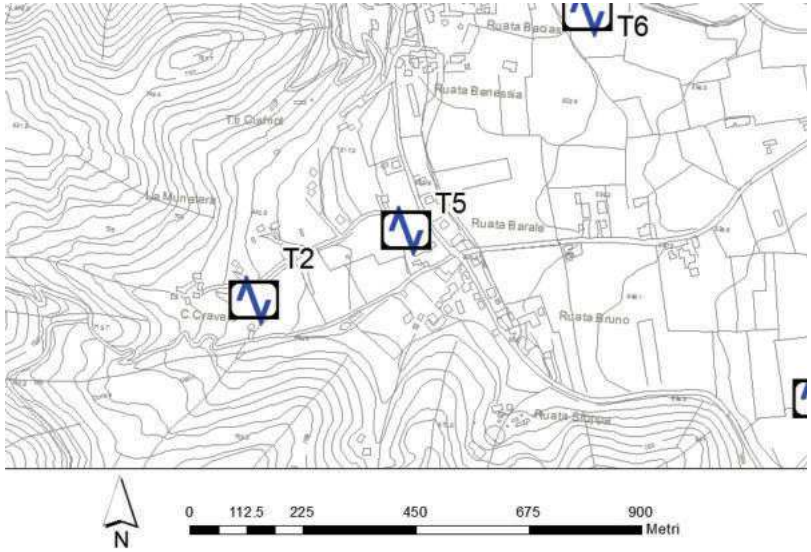
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

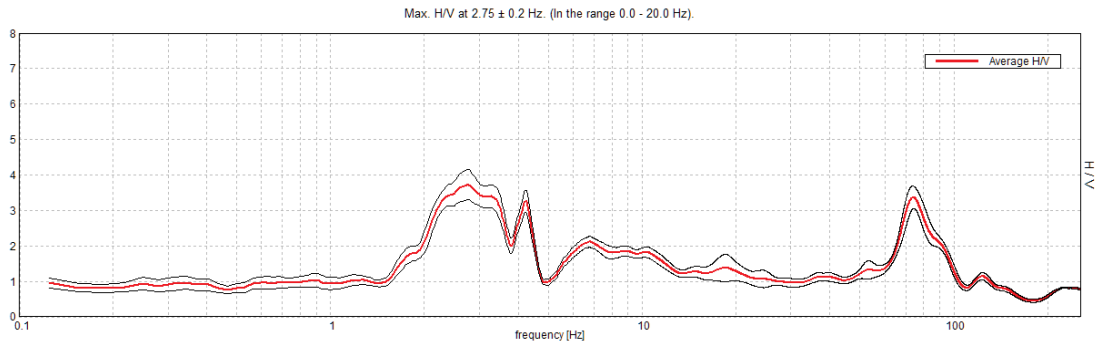
Progressivo	**T5**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944879	-104635
Quota p.c. s.l.m. [m]	610	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	2.75	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	Si	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

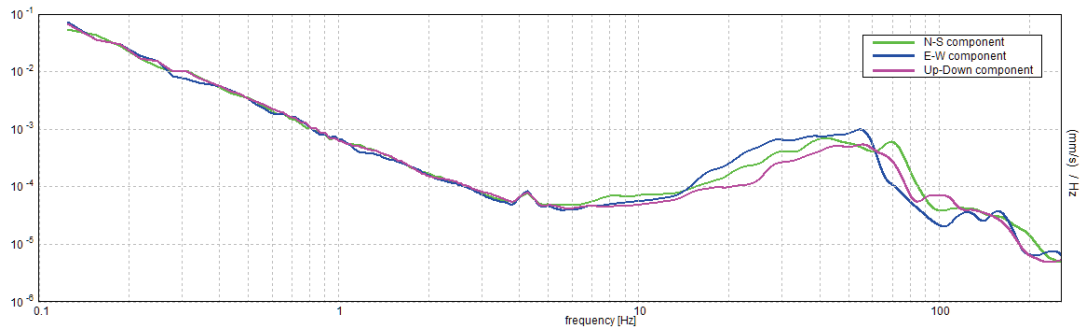


Andamento della curva H/V

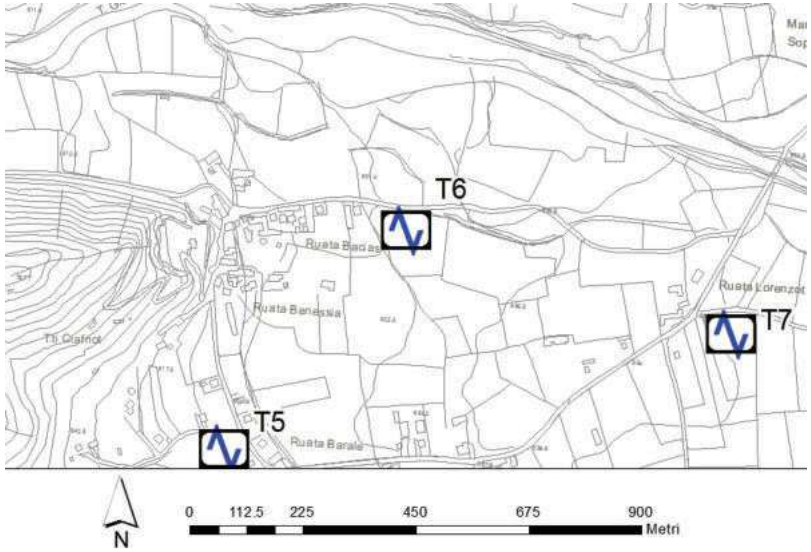
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

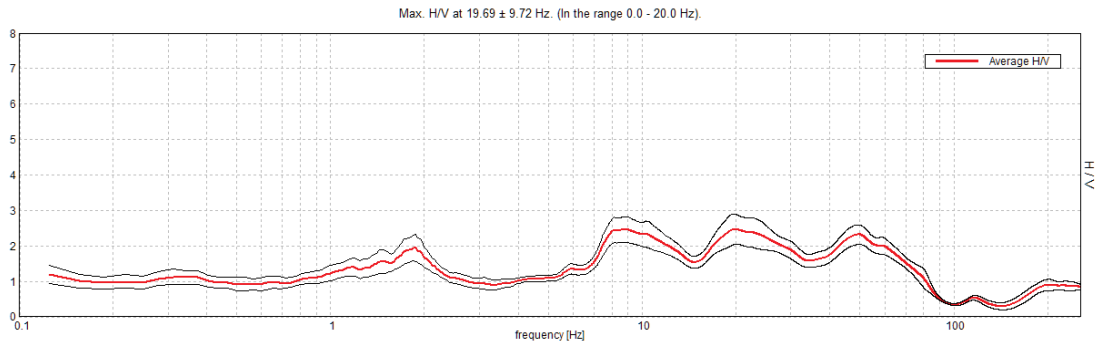
Progressivo	**T6**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4945316	-104273
Quota p.c. s.l.m. [m]	600	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	19.69	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

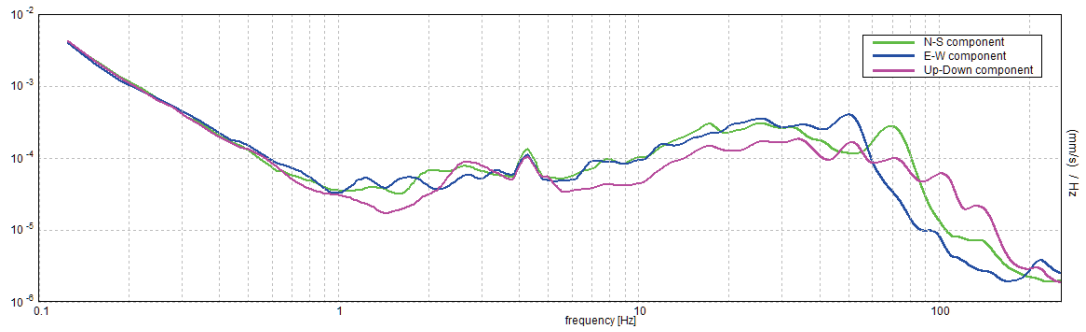


Andamento della curva H/V

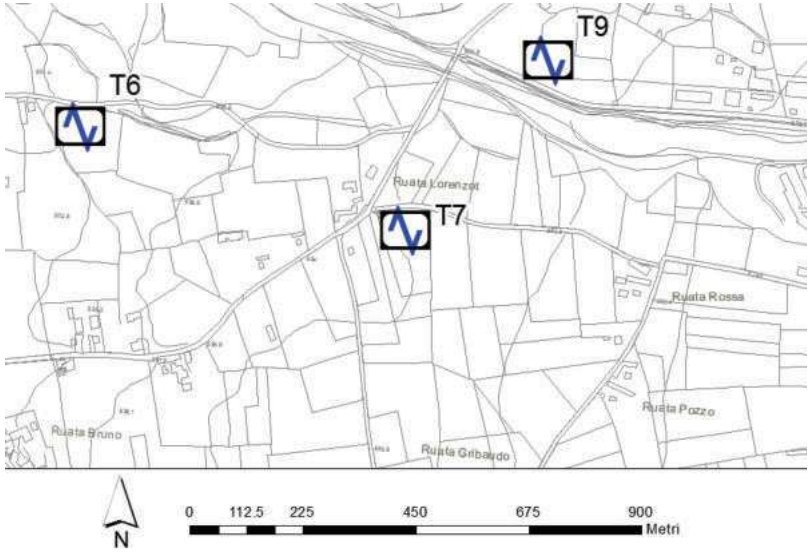
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

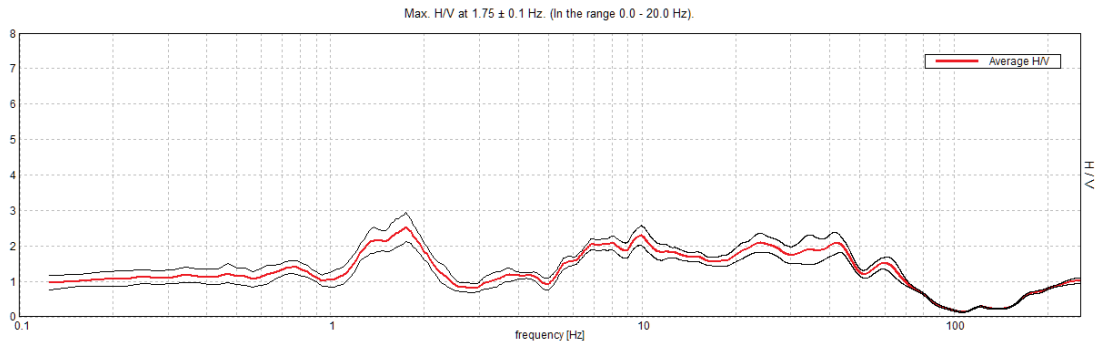
Progressivo	**T7**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4945109	-103624
Quota p.c. s.l.m. [m]	592	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	1.75	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

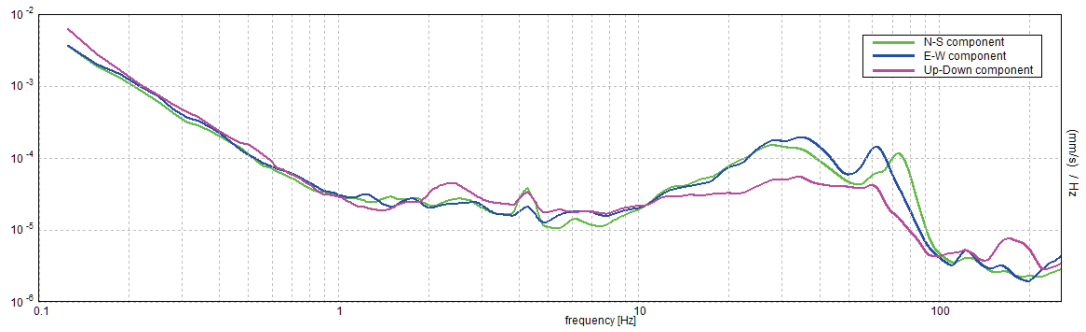


Andamento della curva H/V

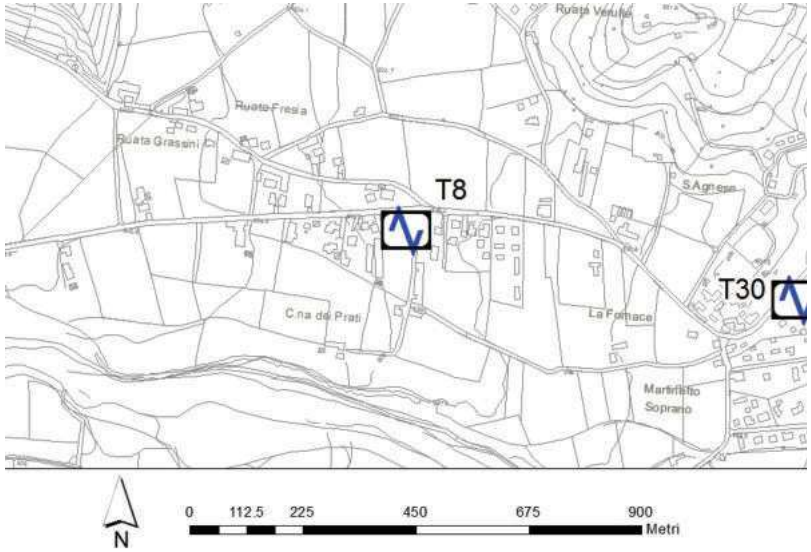
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

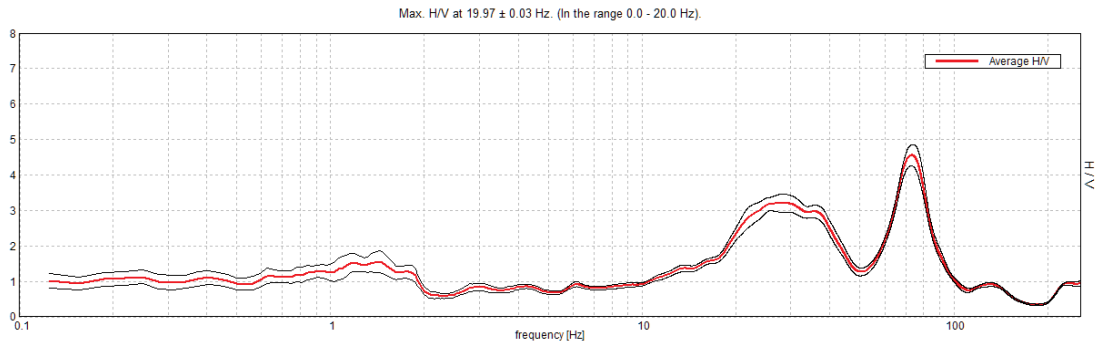
Progressivo	**T8**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946044	-103988
Quota p.c. s.l.m. [m]	600	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	19.97	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

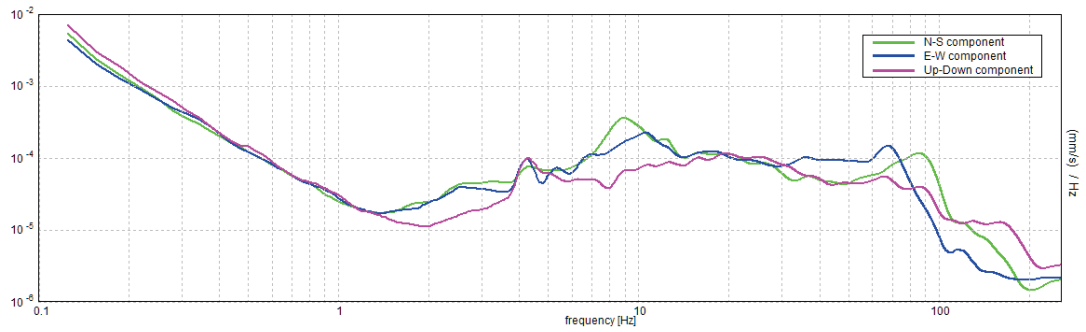


Andamento della curva H/V

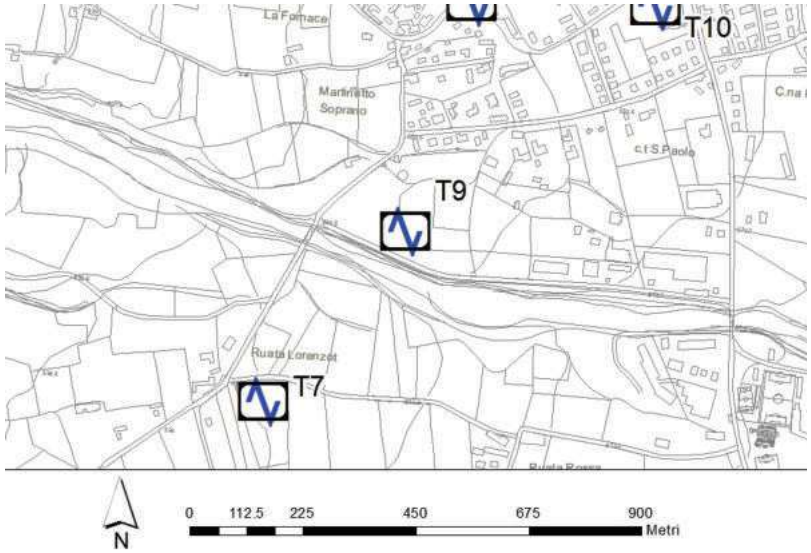
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

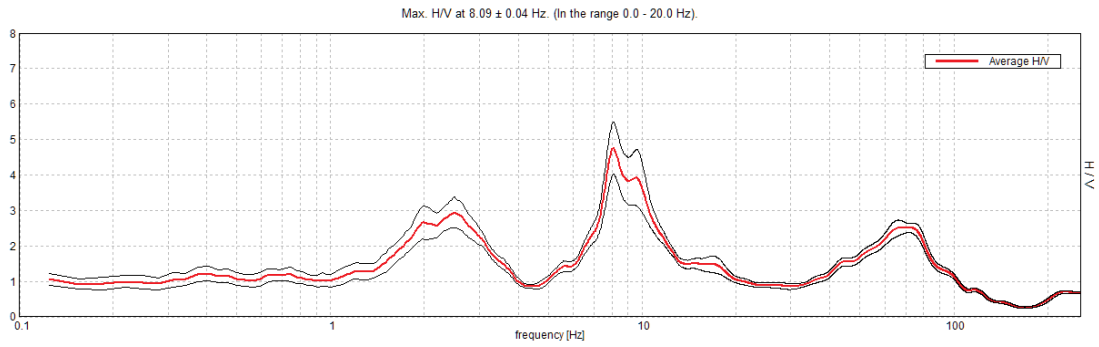
Progressivo	**T9**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4945448	-103340
Quota p.c. s.l.m. [m]	588	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	8.09	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

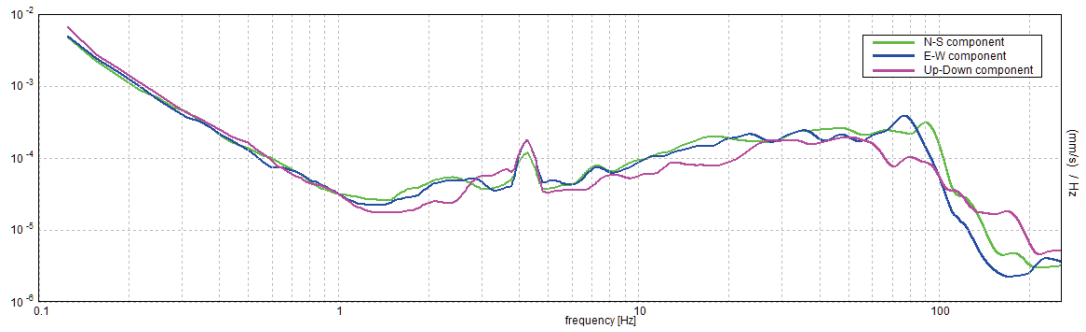


Andamento della curva H/V

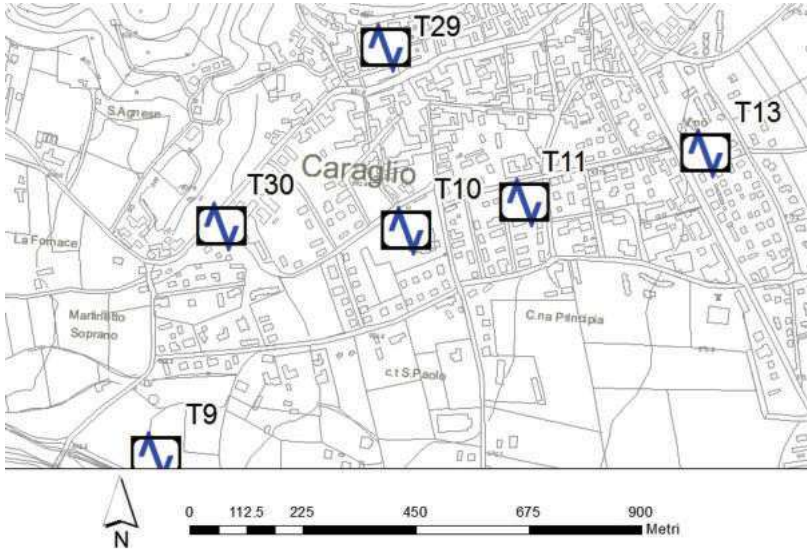
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

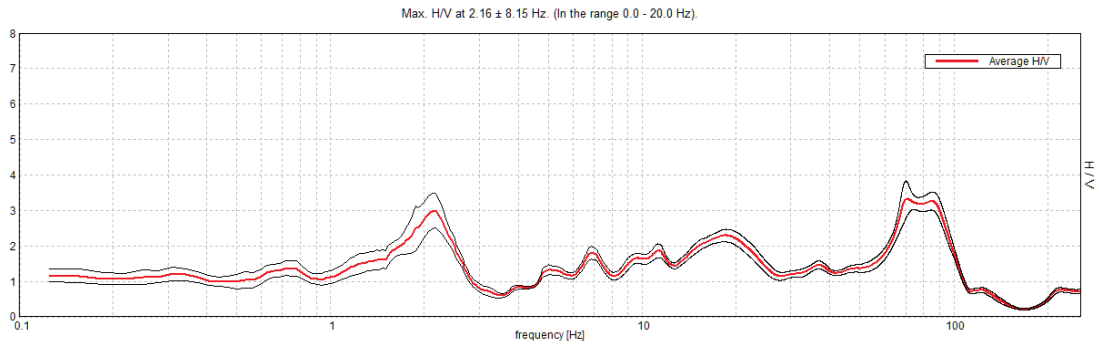
Progressivo	**T10**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4945896	-102842
Quota p.c. s.l.m. [m]	581	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	2.16	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

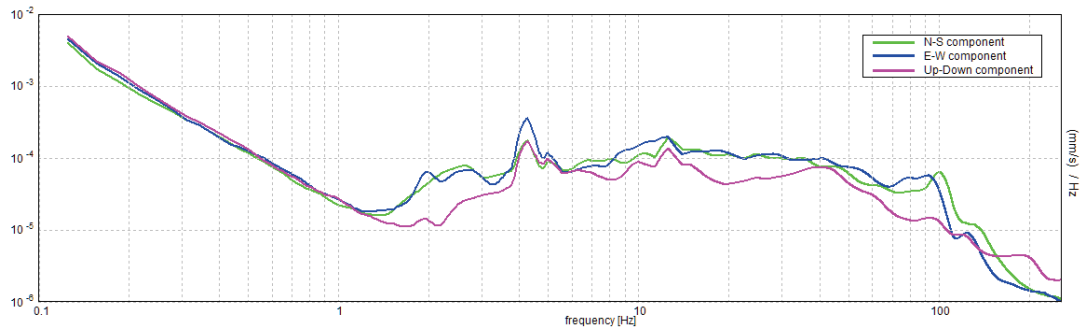


Andamento della curva H/V

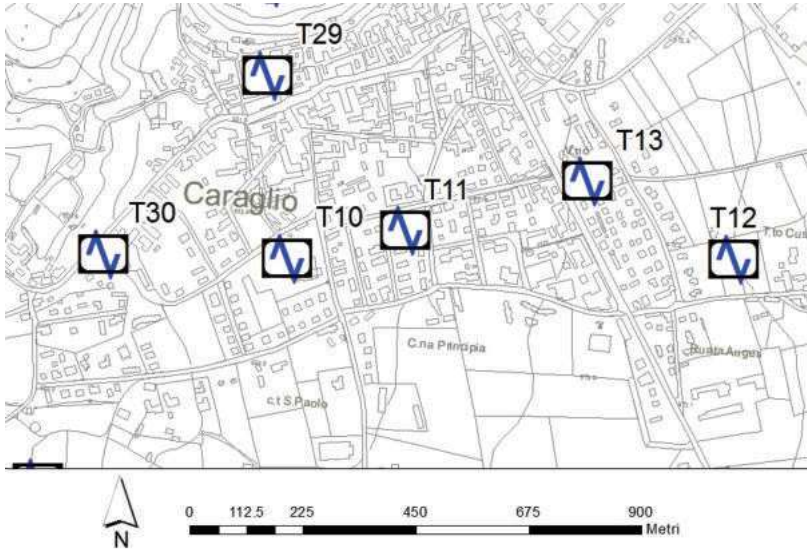
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

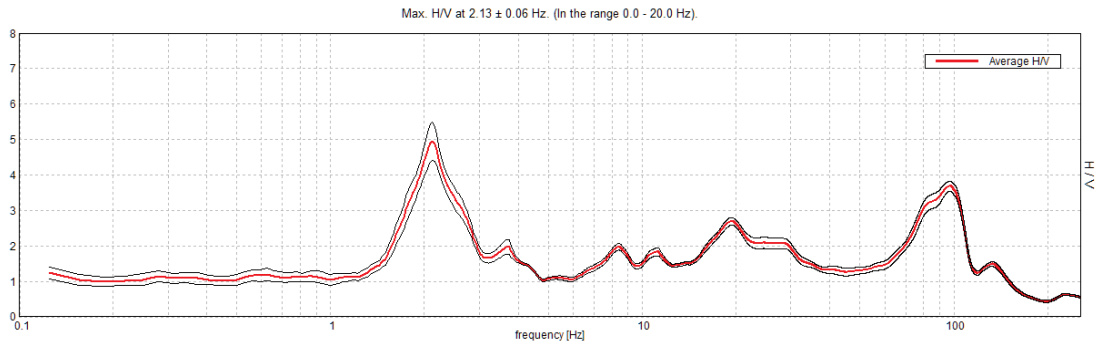
Progressivo	**T11**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4945952	-102606
Quota p.c. s.l.m. [m]	580	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	2.13	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

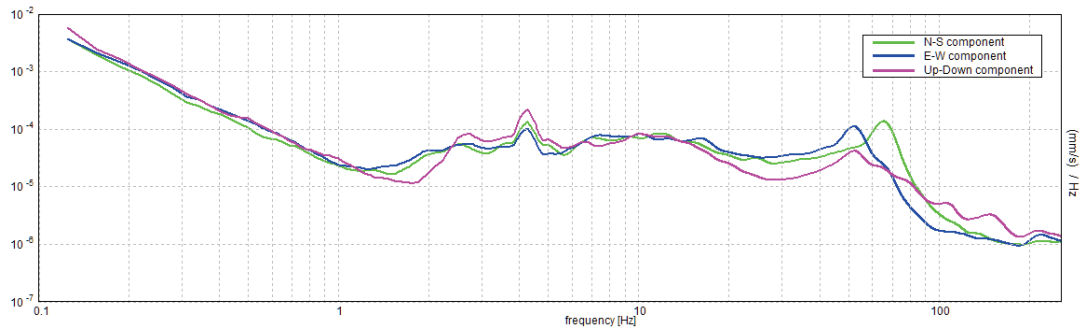


Andamento della curva H/V

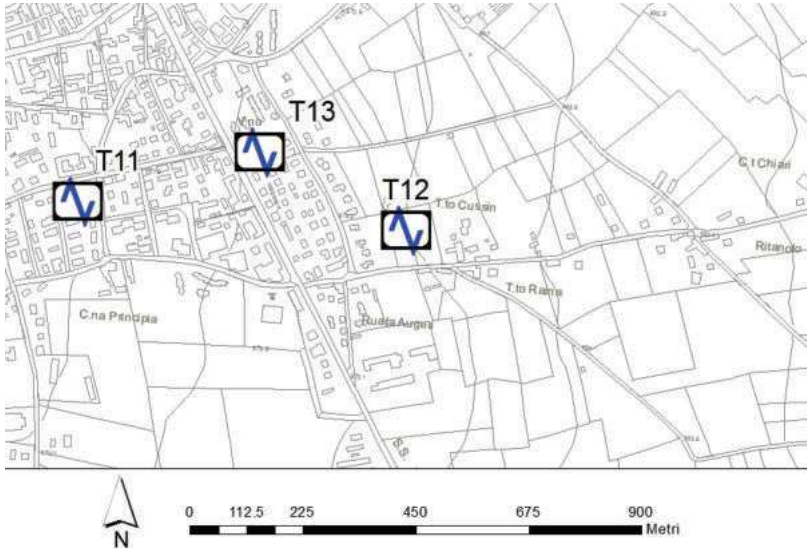
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

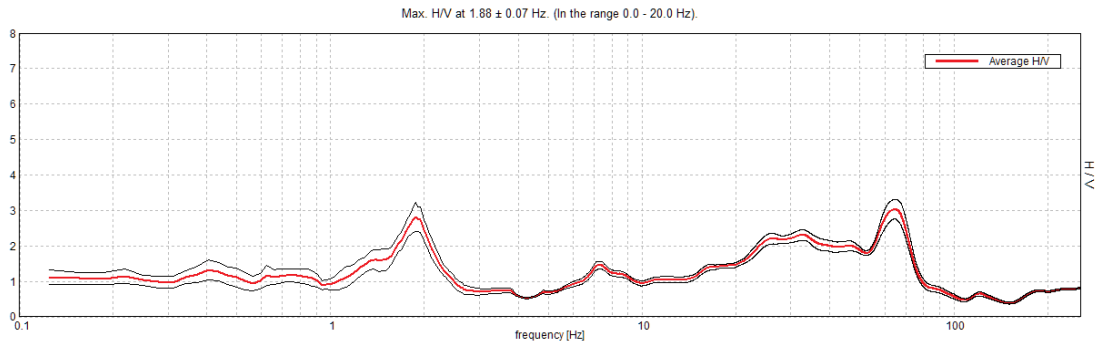
Progressivo	T12	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4945895	-101952
Quota p.c. s.l.m. [m]	573	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	1.88	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

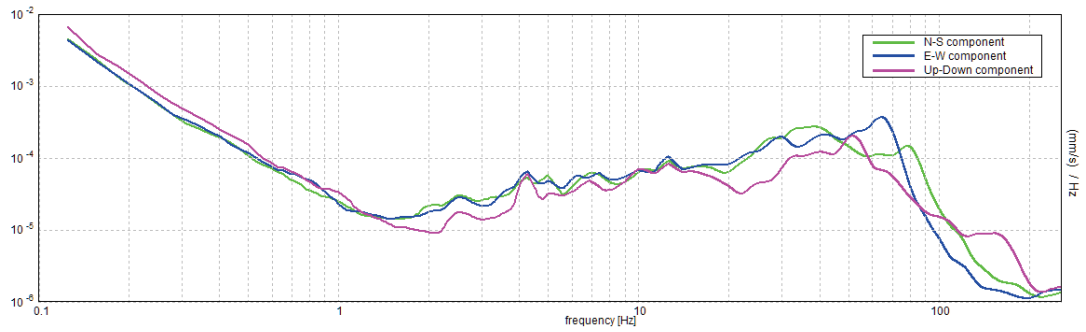


Andamento della curva H/V

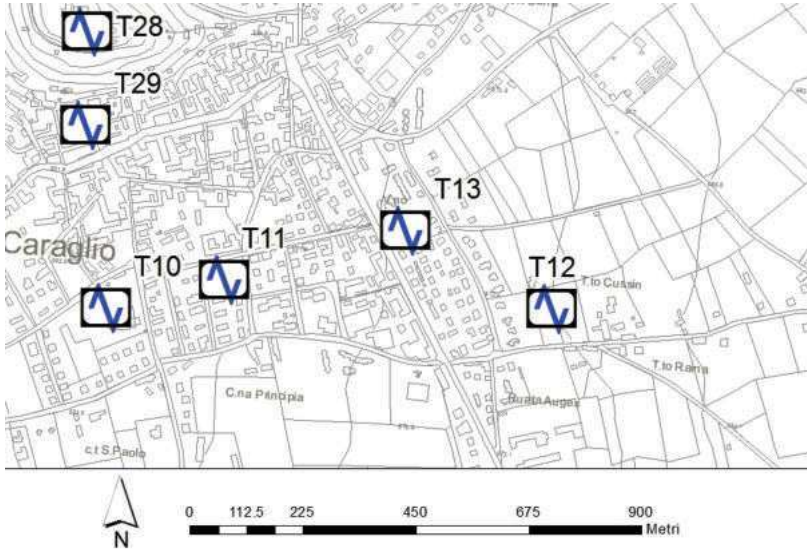
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

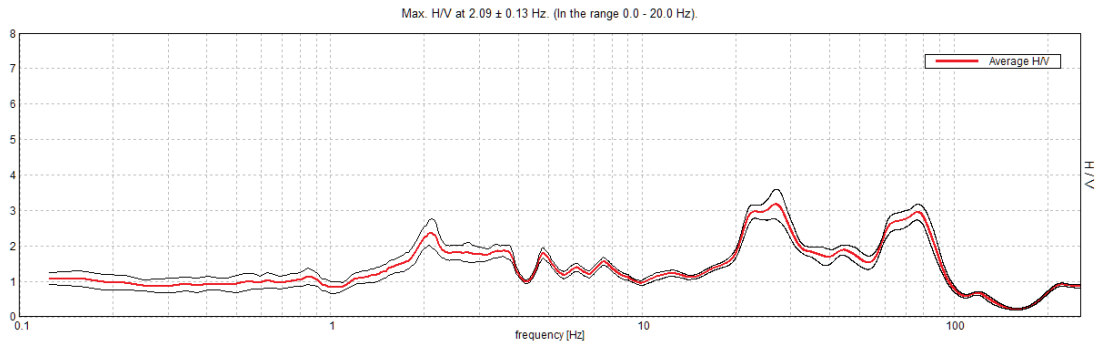
Progressivo	**T13**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946050	-102243
Quota p.c. s.l.m. [m]	575	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	2.09	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

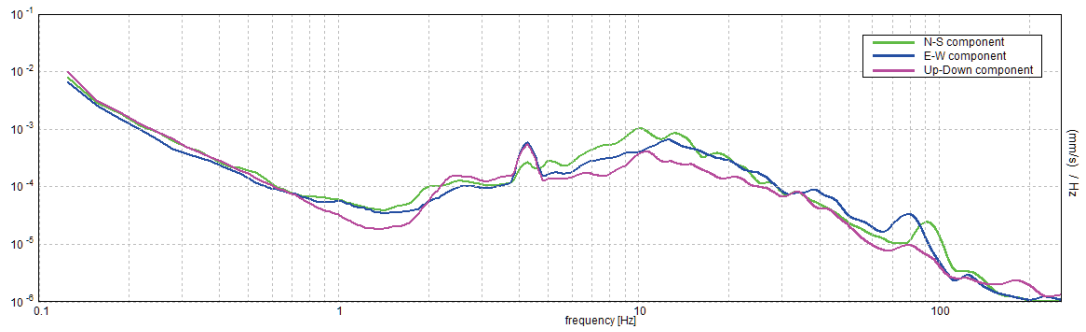


Andamento della curva H/V

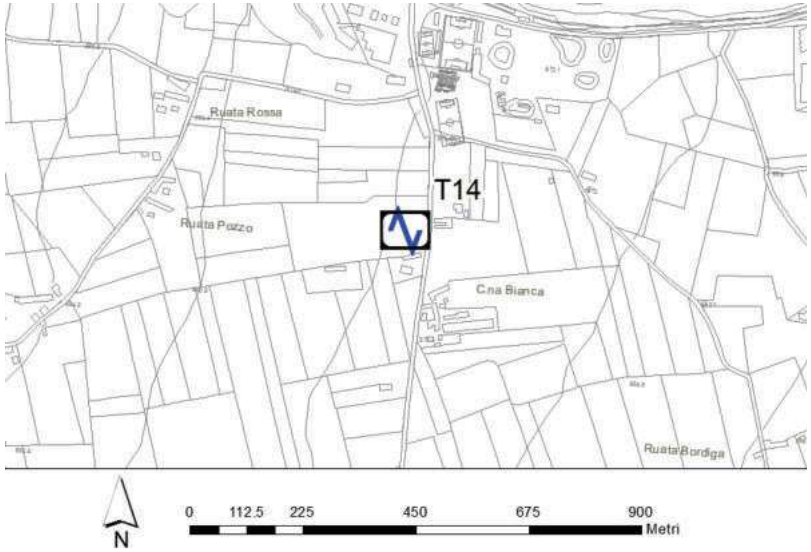
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

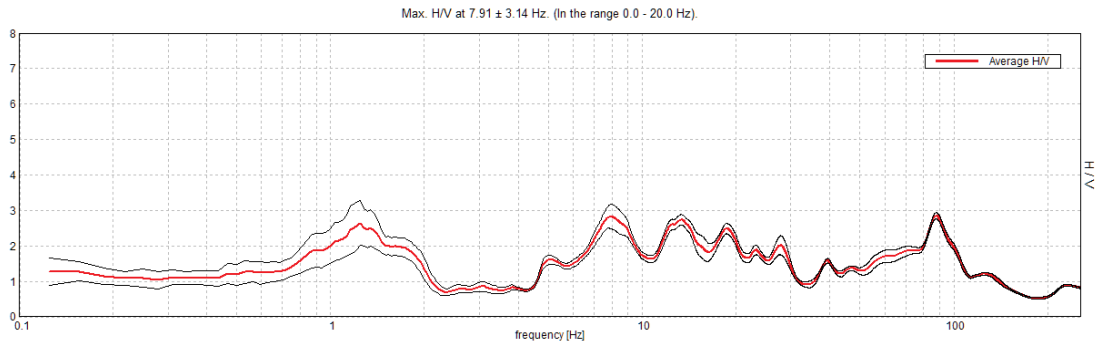
Progressivo	**T14**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944741	-102703
Quota p.c. s.l.m. [m]	574	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	7.91	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

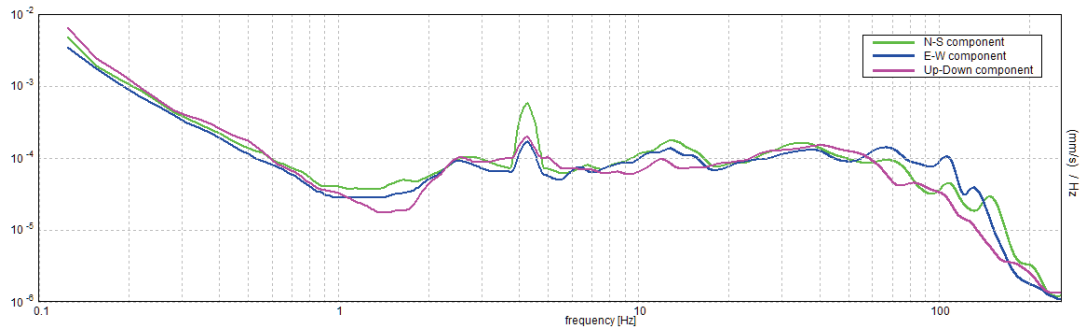


Andamento della curva H/V

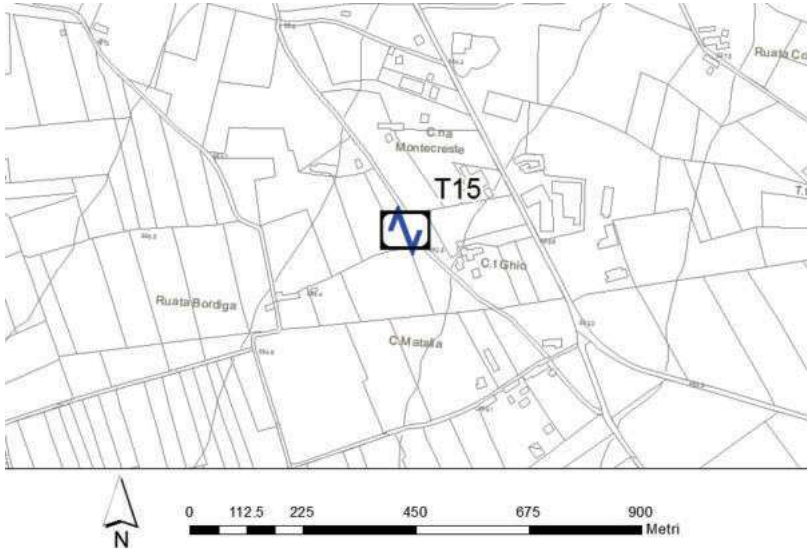
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

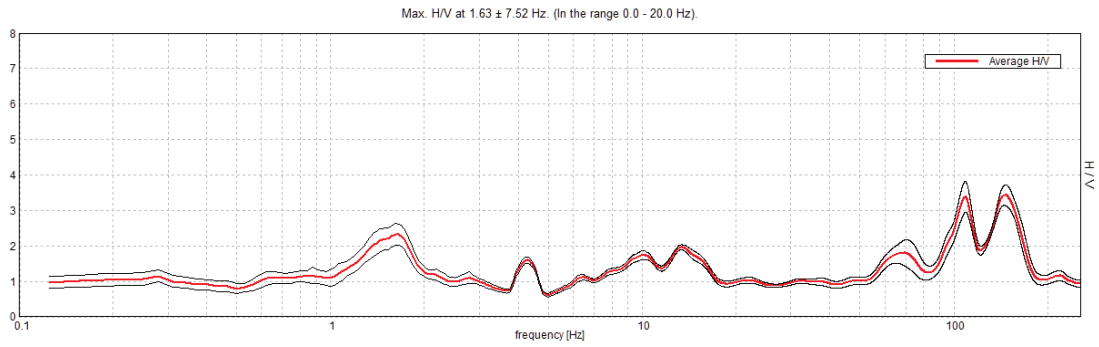
Progressivo	**T15**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944446	-101729
Quota p.c. s.l.m. [m]	563	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	1.63	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

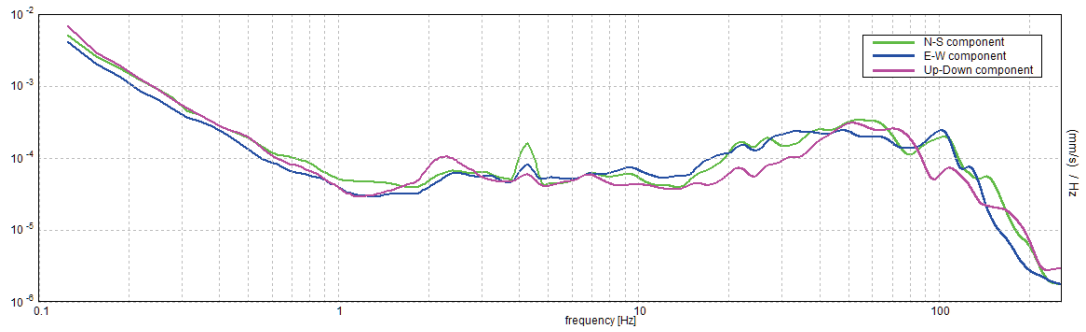


Andamento della curva H/V

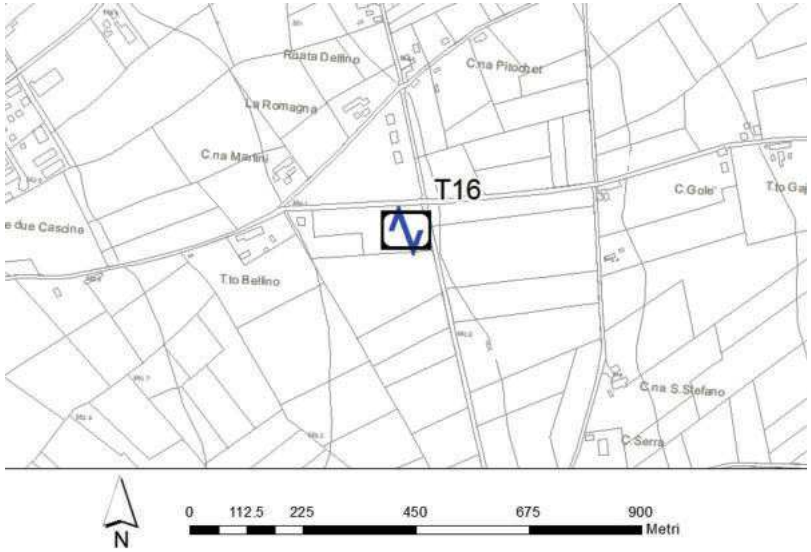
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

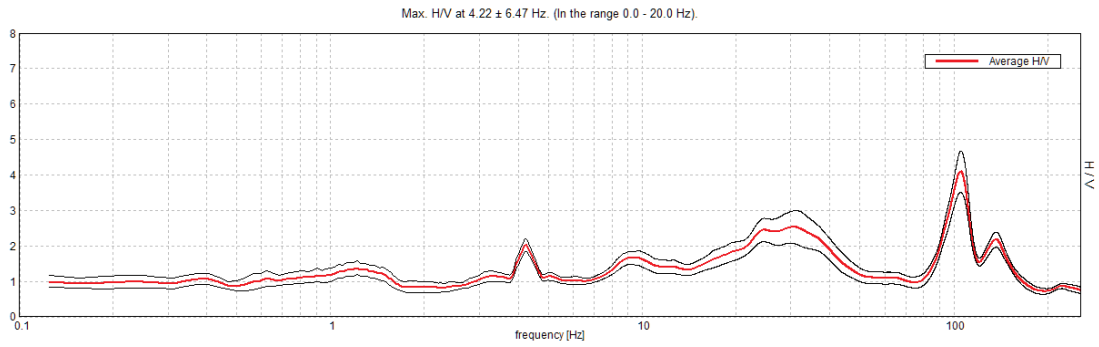
Progressivo	**T16**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946700	-100807
Quota p.c. s.l.m. [m]	550	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	-	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	No	
Presenza di artefatti	Si	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

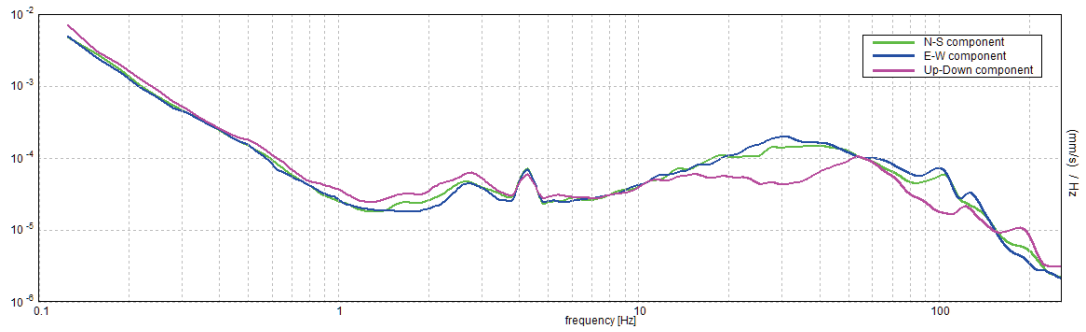


Andamento della curva H/V

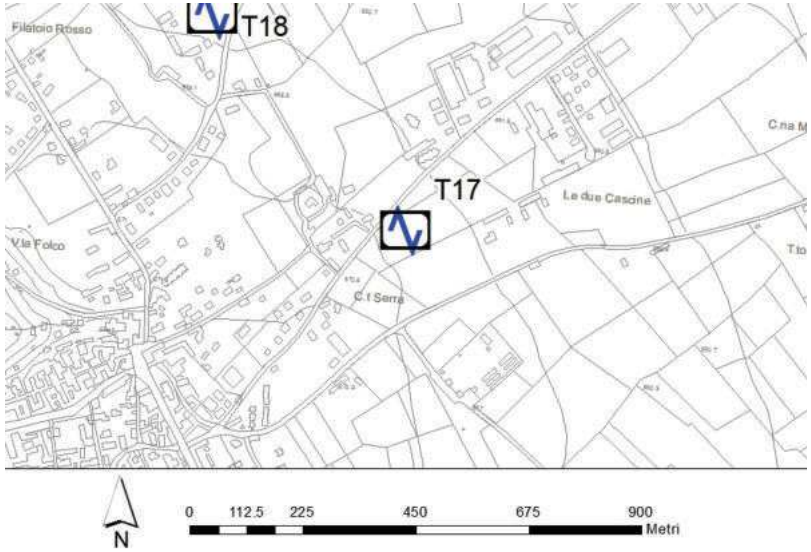
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

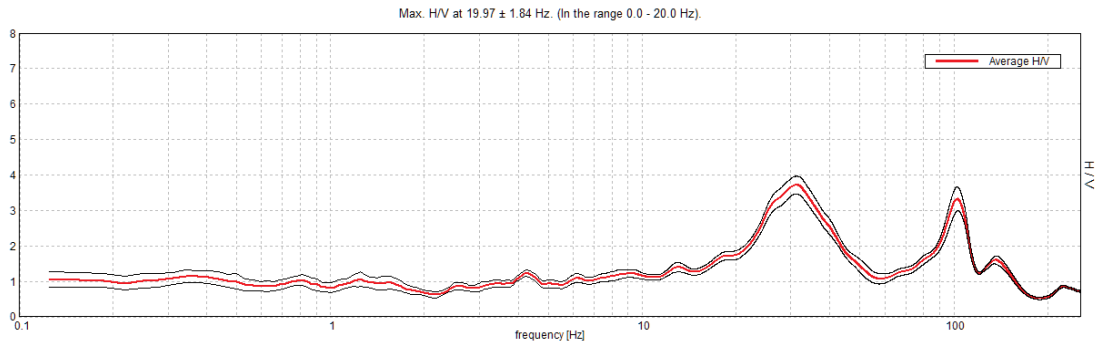
Progressivo	**T17**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946642	-101937
Quota p.c. s.l.m. [m]	570	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	-	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	No	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

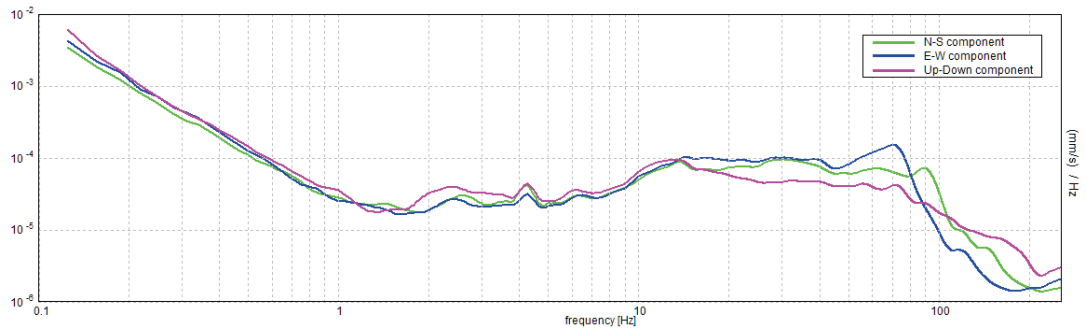


Andamento della curva H/V

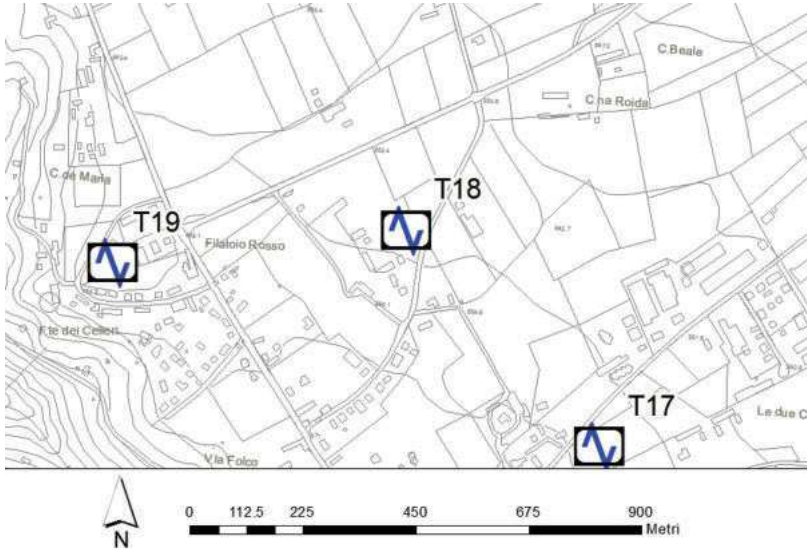
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

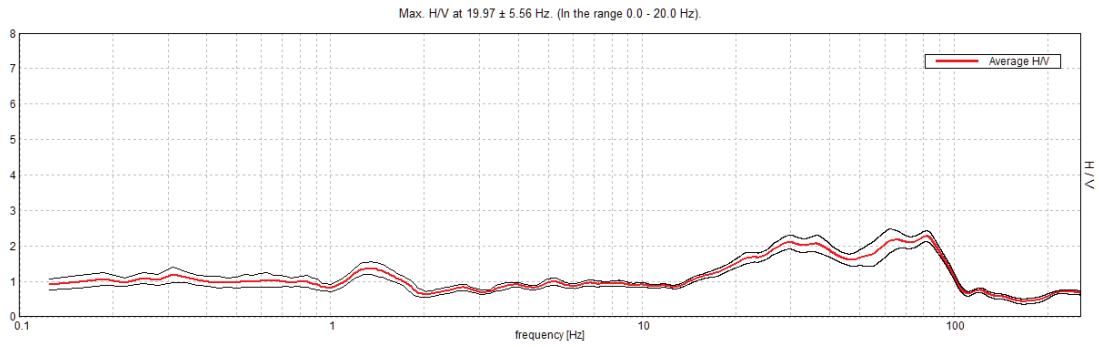
Progressivo	**T18**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4947073	-102323
Quota p.c. s.l.m. [m]	565	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	-	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	No	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

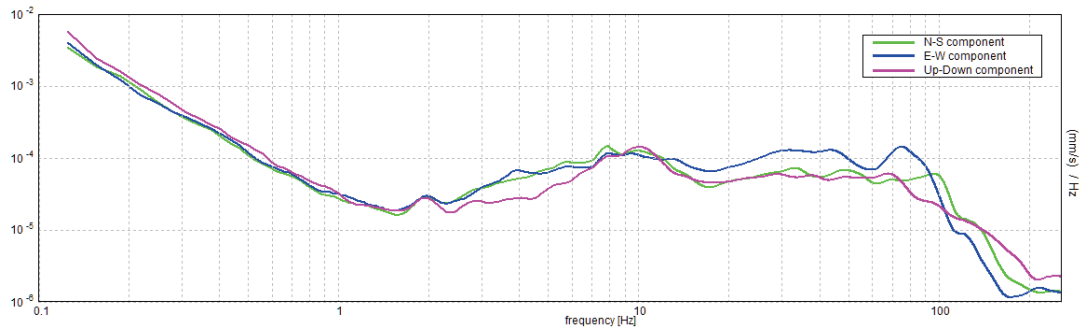


Andamento della curva H/V

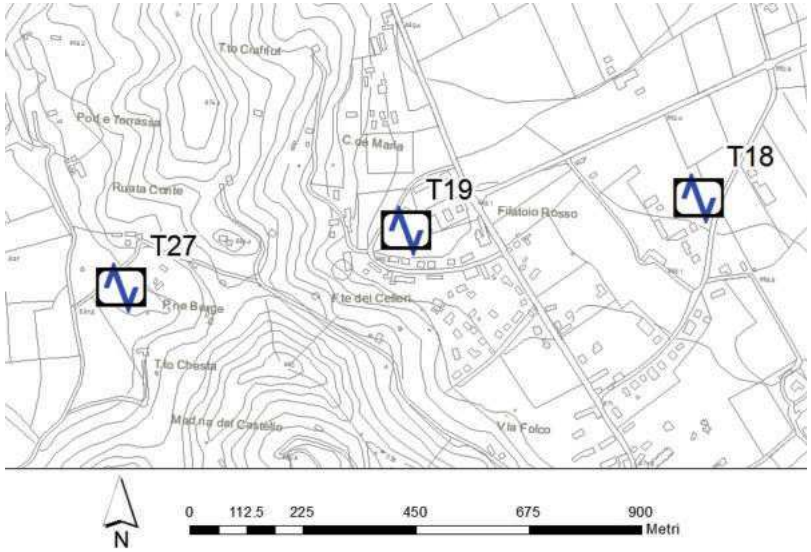
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

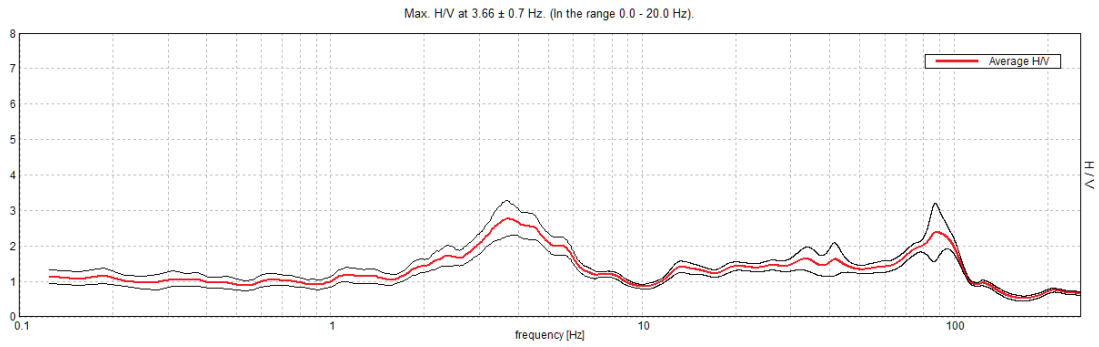
Progressivo	**T19**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4947008	-102907
Quota p.c. s.l.m. [m]	565	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	3.66	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

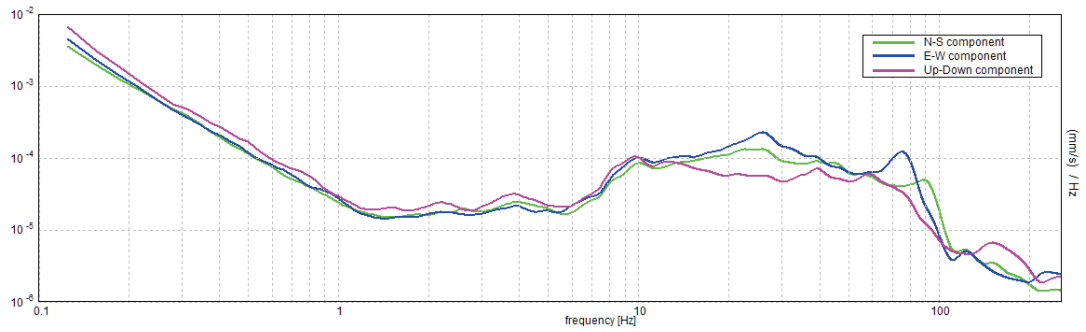


Andamento della curva H/V

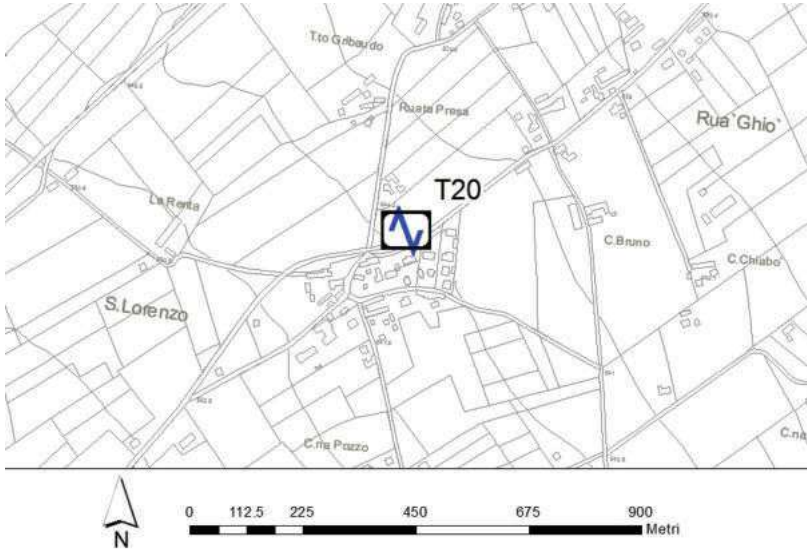
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

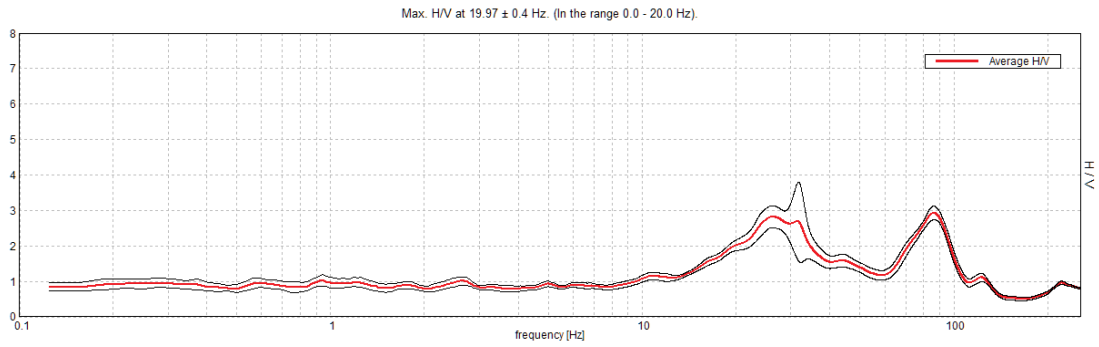
Progressivo	**T20**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4947642	-100851
Quota p.c. s.l.m. [m]	545	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	-	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	No	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

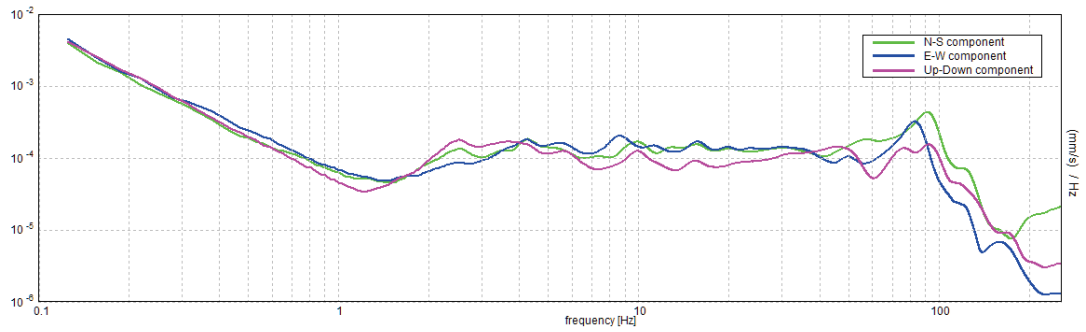


Andamento della curva H/V

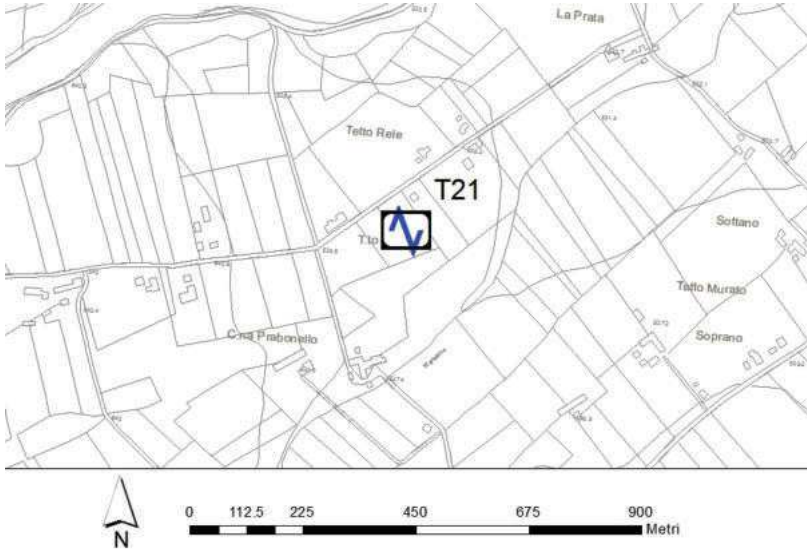
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

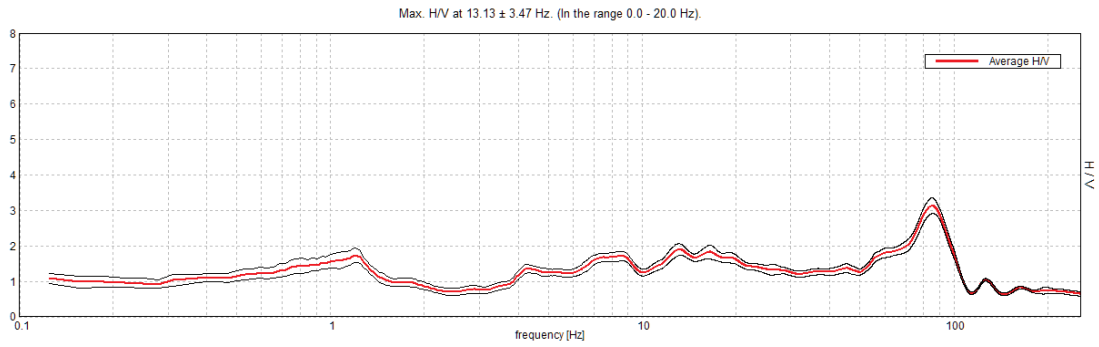
Progressivo	**T21**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4944946	-99279
Quota p.c. s.l.m. [m]	537	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	-	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	No	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

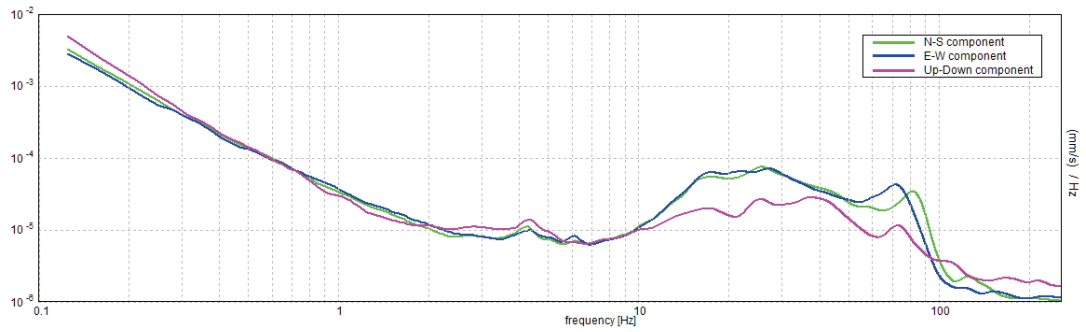


Andamento della curva H/V

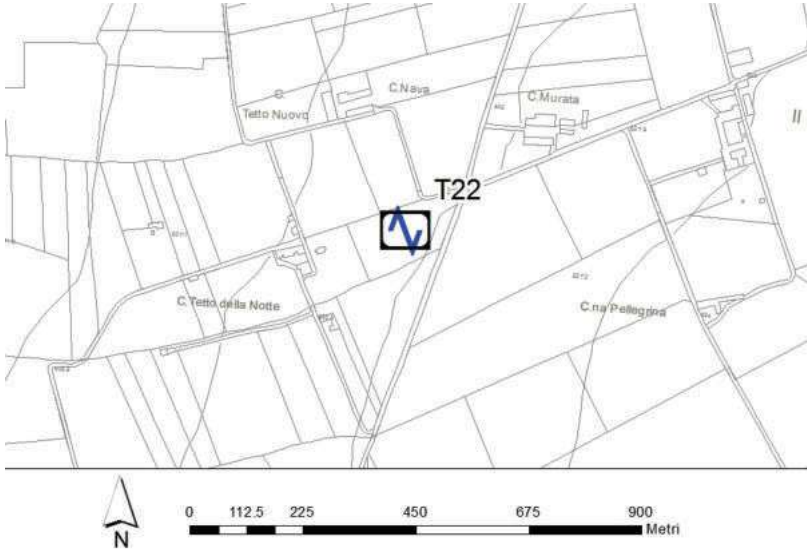
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

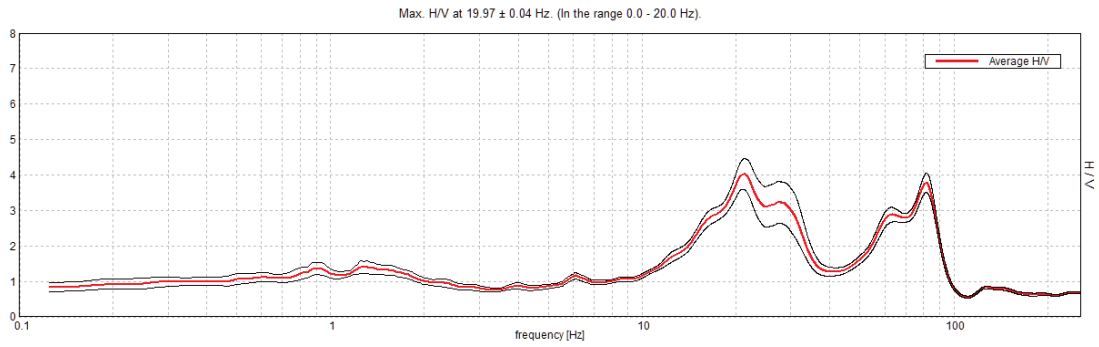
Progressivo	**T22**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4949436	-100421
Quota p.c. s.l.m. [m]	533	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	19.97	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

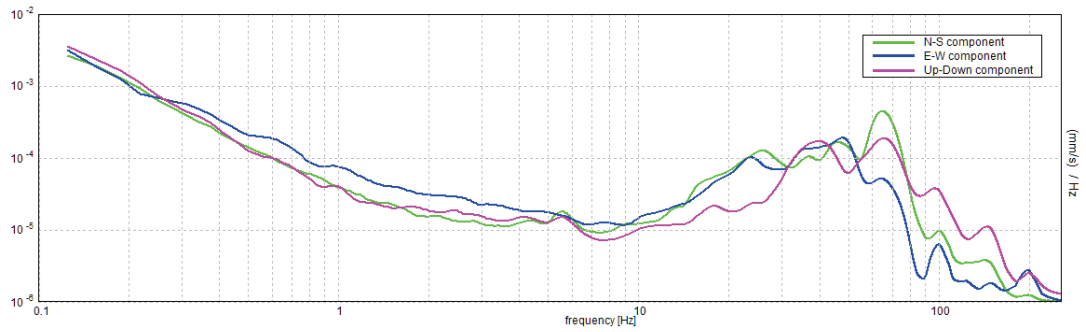


Andamento della curva H/V

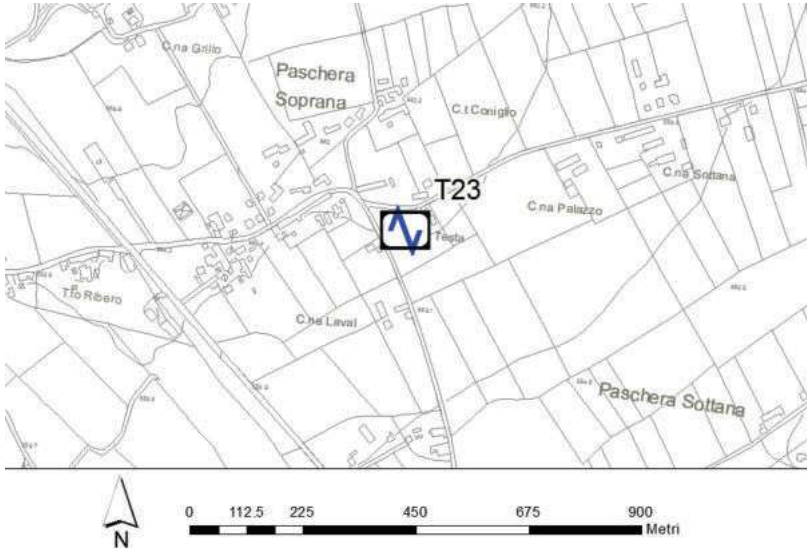
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

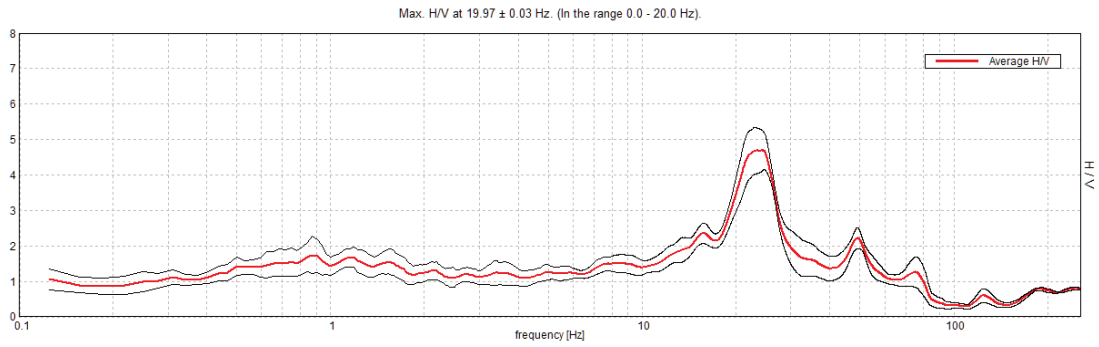
Progressivo	**T23**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4948767	-103250
Quota p.c. s.l.m. [m]	561	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	19.97	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

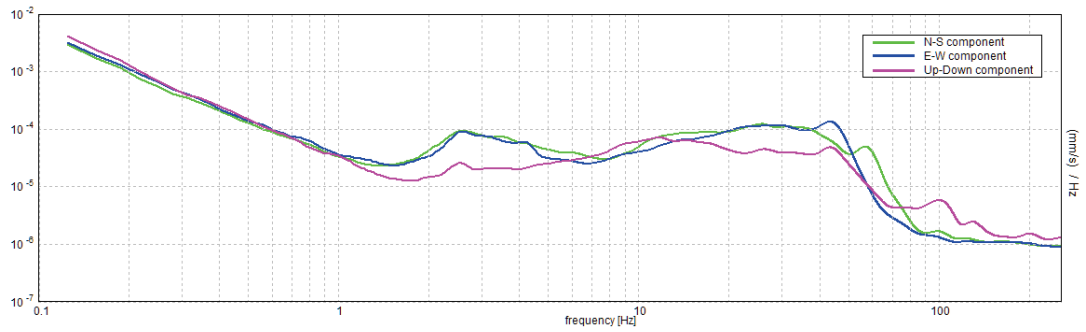


Andamento della curva H/V

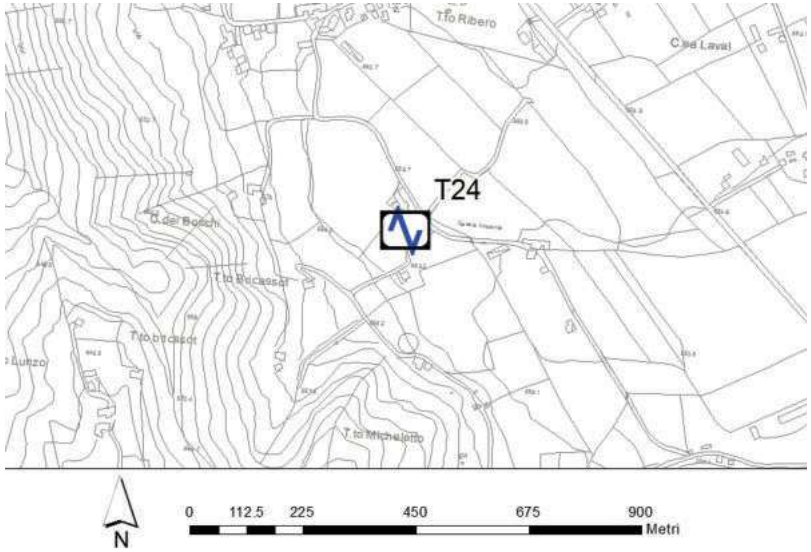
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

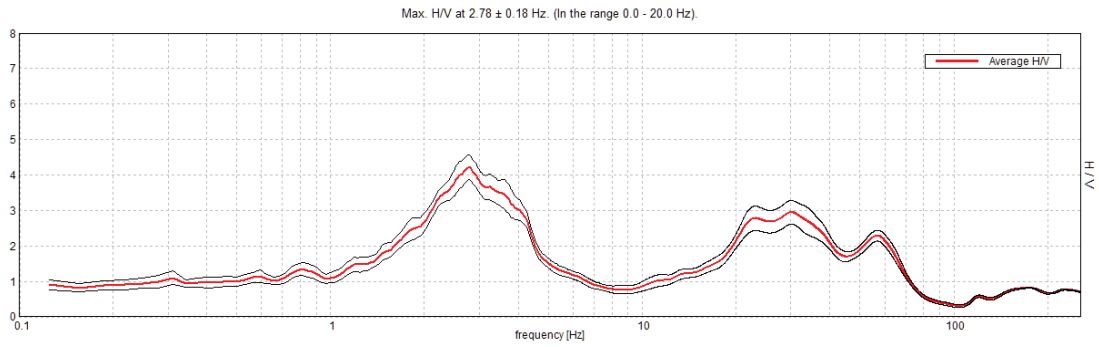
Progressivo	**T24**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4948216	-103996
Quota p.c. s.l.m. [m]	560	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	2.78	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

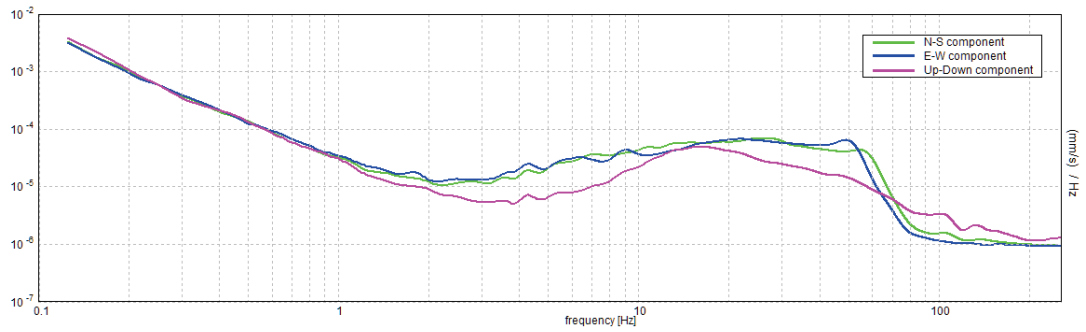


Andamento della curva H/V

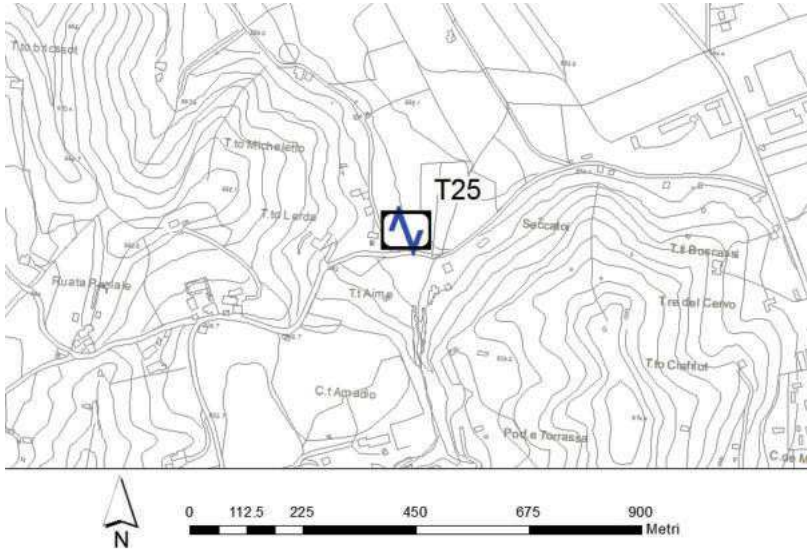
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

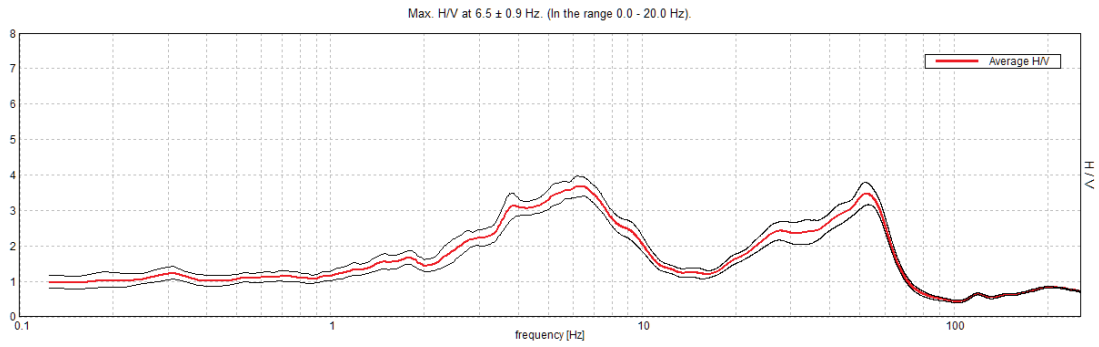
Progressivo	**T25**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4947637	-103758
Quota p.c. s.l.m. [m]	583	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	6.5	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

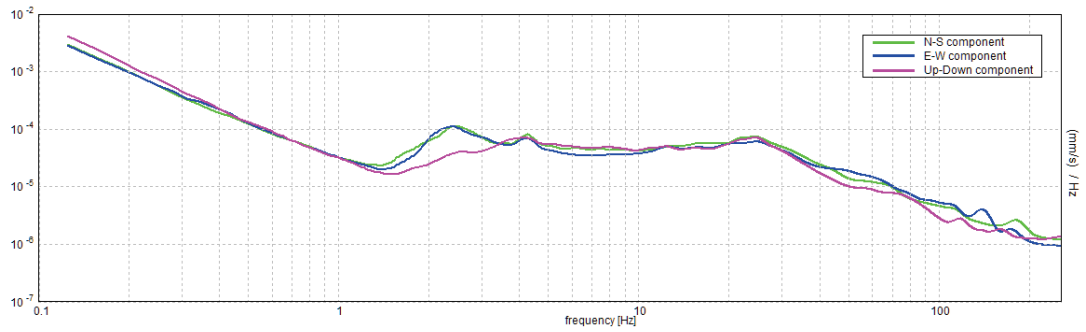


Andamento della curva H/V

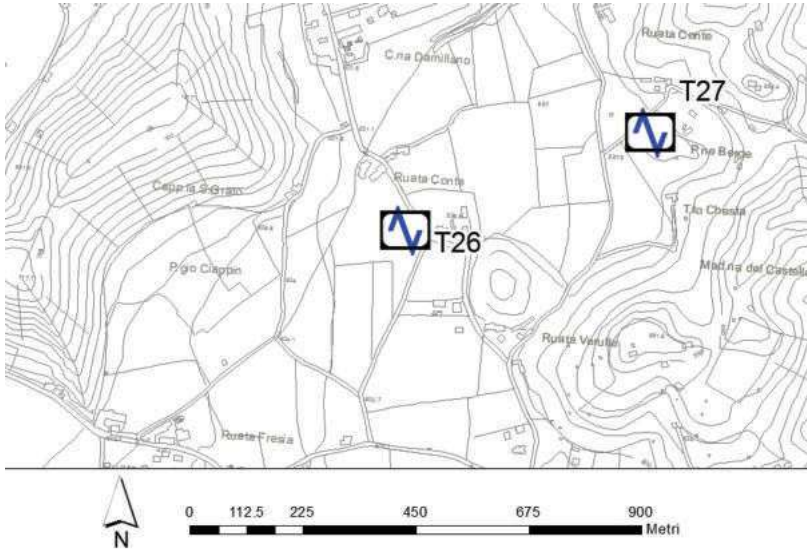
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

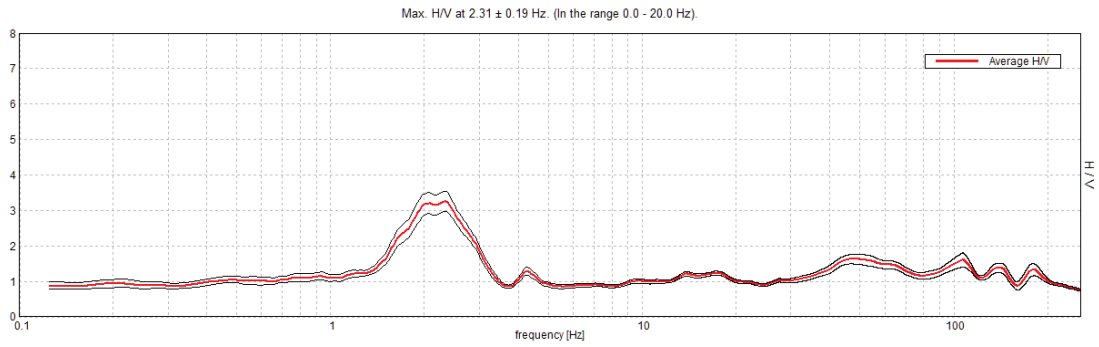
Progressivo	**T26**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946700	-103962
Quota p.c. s.l.m. [m]	600	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	2.31	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

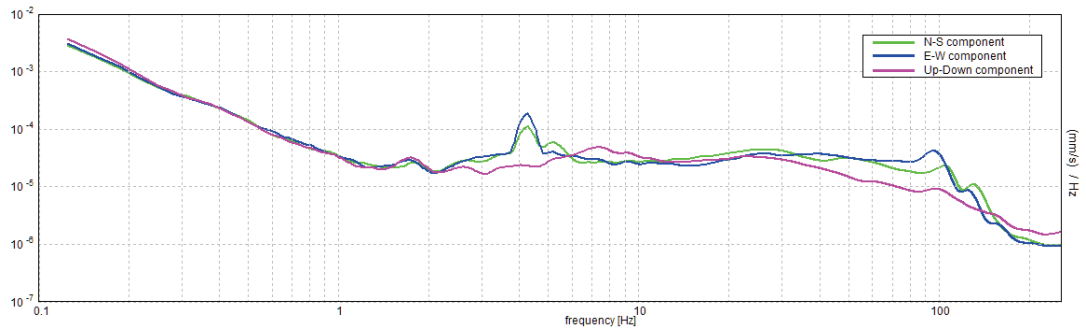


Andamento della curva H/V

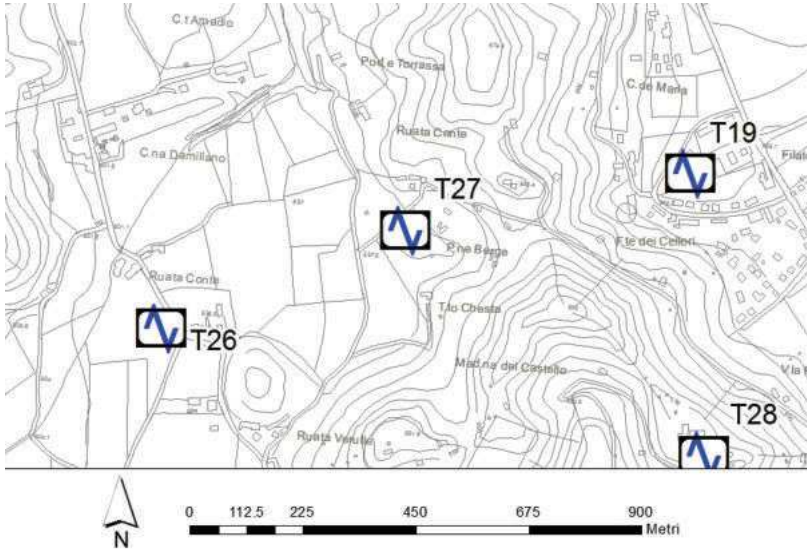
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

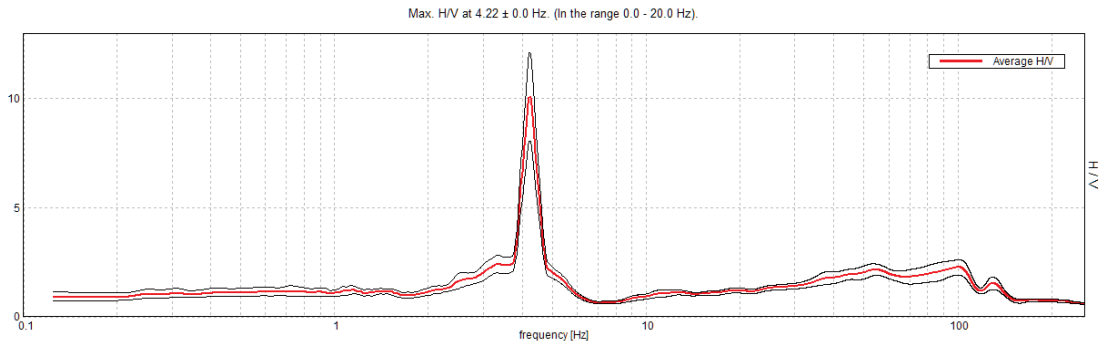
Progressivo	**T27**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946895	-103473
Quota p.c. s.l.m. [m]	598	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	4.2	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	Si	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

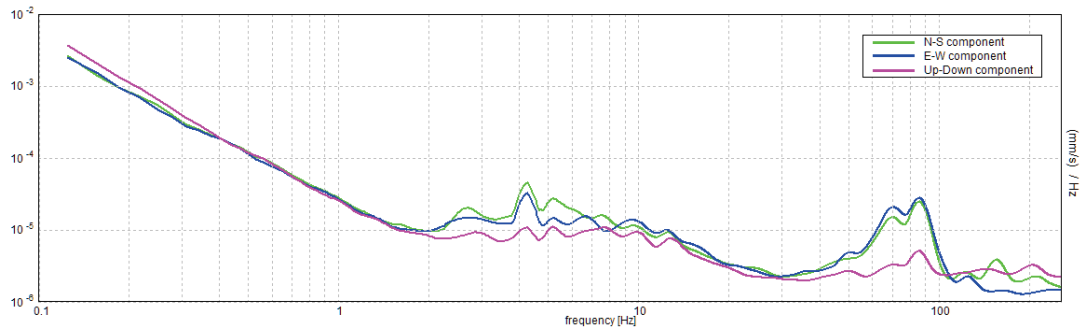


Andamento della curva H/V

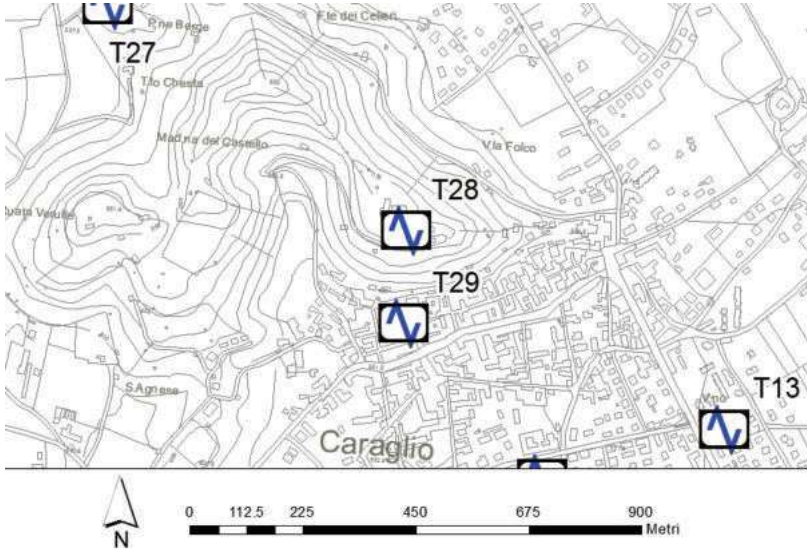
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

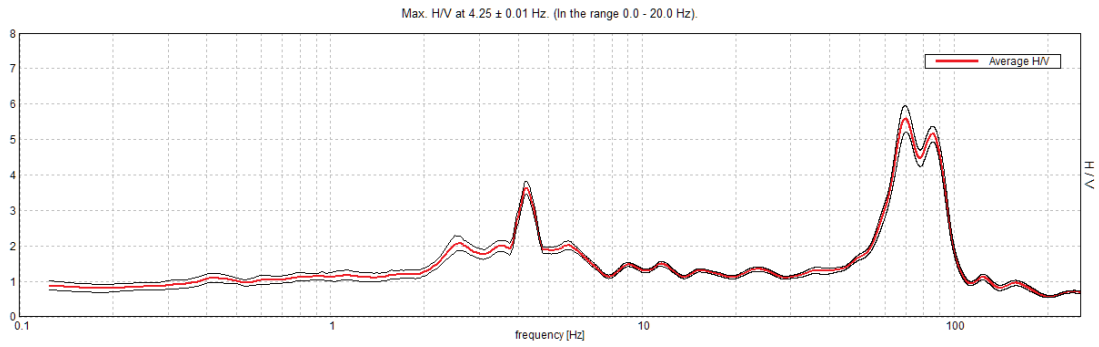
Progressivo	**T28**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946446	-102878
Quota p.c. s.l.m. [m]	673	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	4.5	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	Si	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

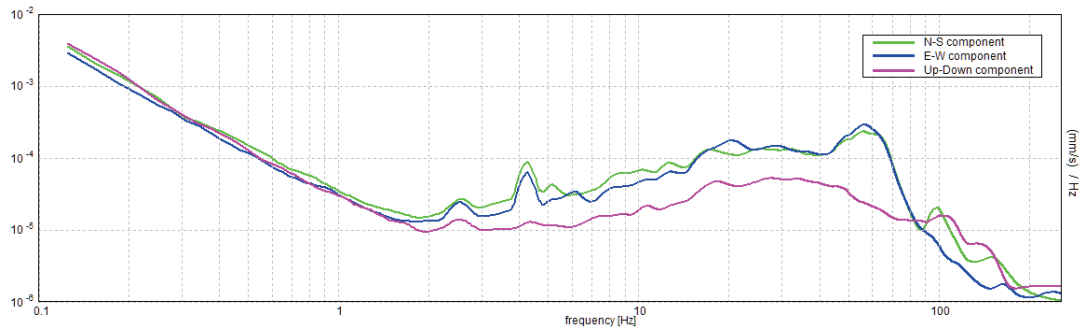


Andamento della curva H/V

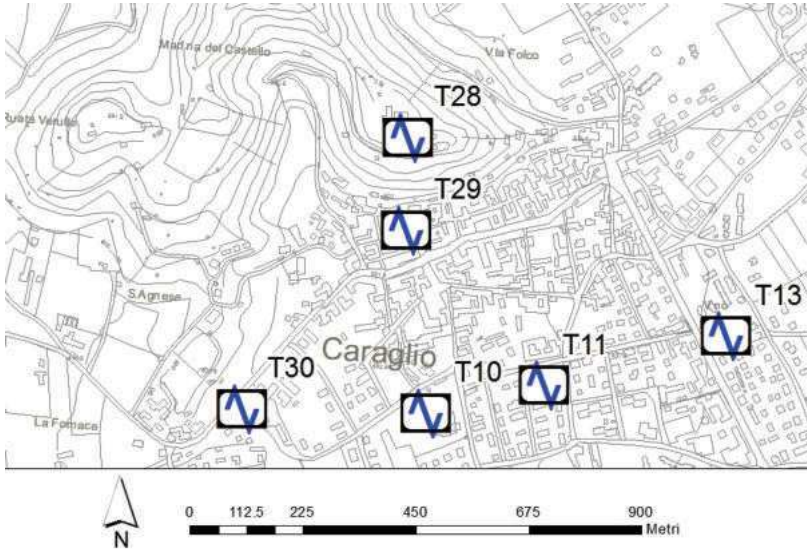
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

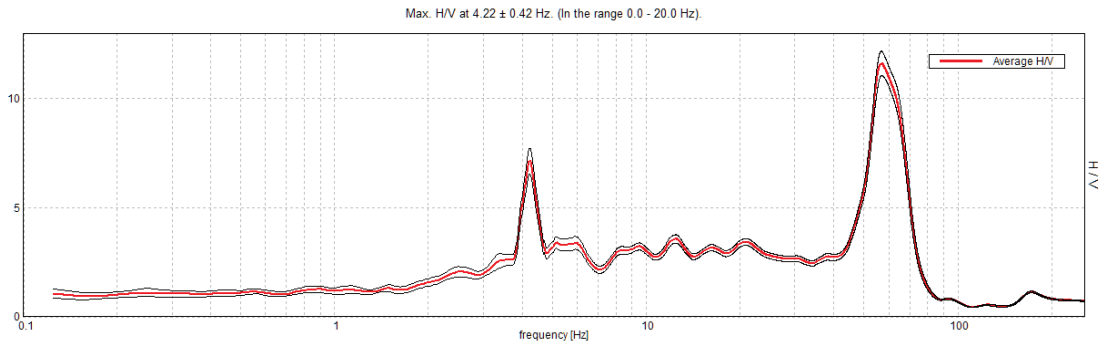
Progressivo	**T29**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4946261	-102883
Quota p.c. s.l.m. [m]	600	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	-	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Misura disturbata	
Presenza di artefatti	Si	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

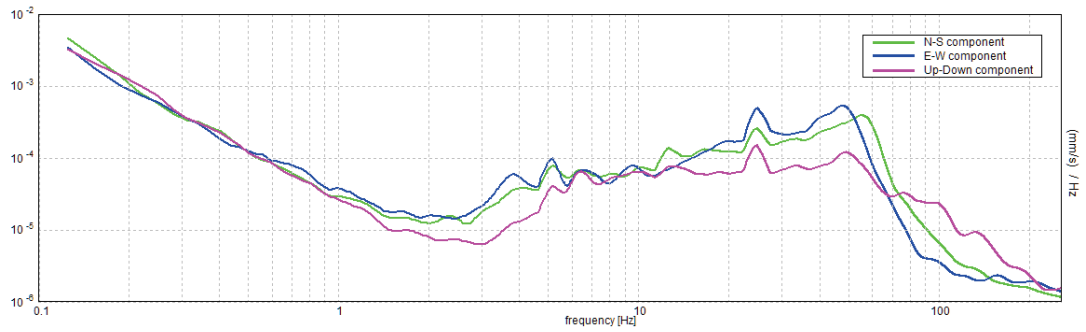


Andamento della curva H/V

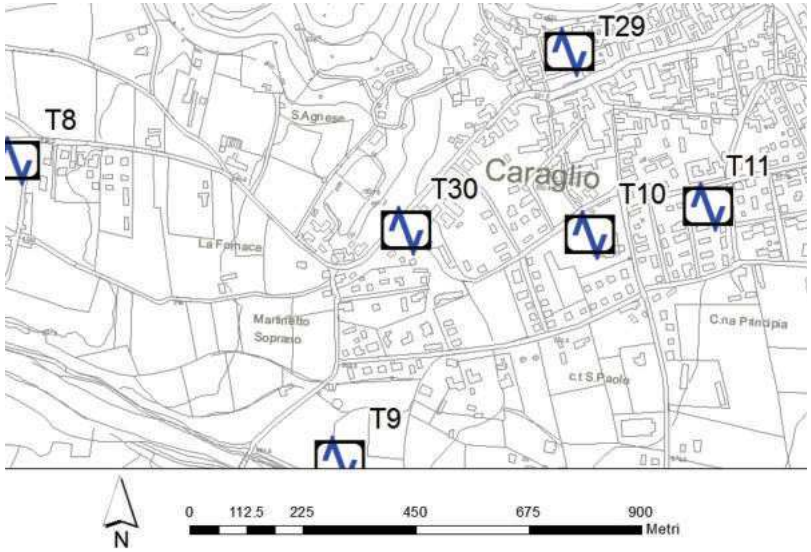
Foto

Misura sismica H.V.S.R.

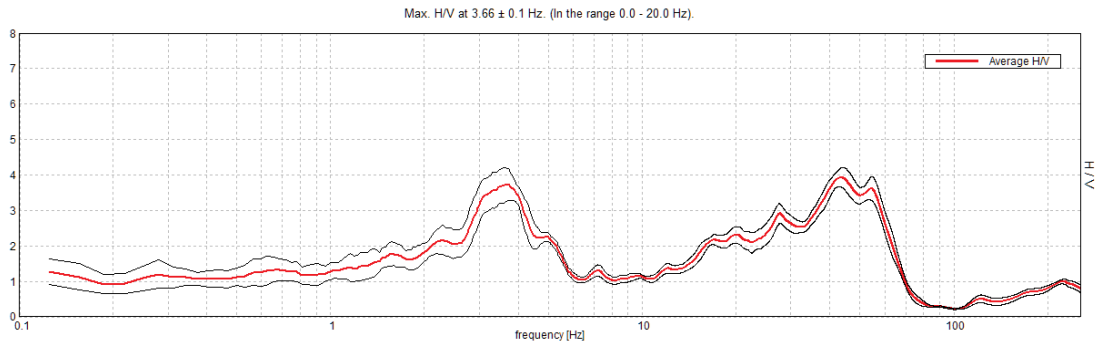
Progressivo	**T30**	
Latitudine e Longitudine WGS84 - 33N [°]	4945905	-103209
Quota p.c. s.l.m. [m]	600	
Frequenza di risonanza tra 0,1 e 20,0 Hz [Hz]	3.66	
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si	
Presenza di artefatti	No	



Andamento delle tre componenti del moto sismico



Ubicazione

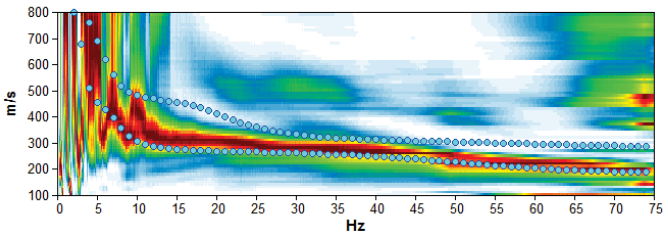


Andamento della curva H/V

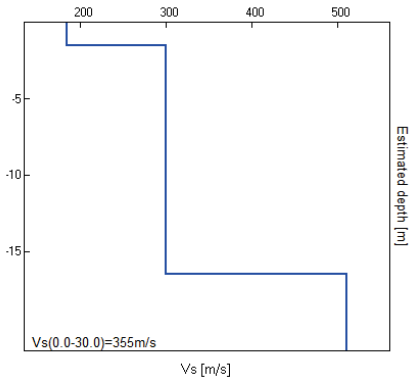
Foto

Misura in array di tipo Re.Mi.

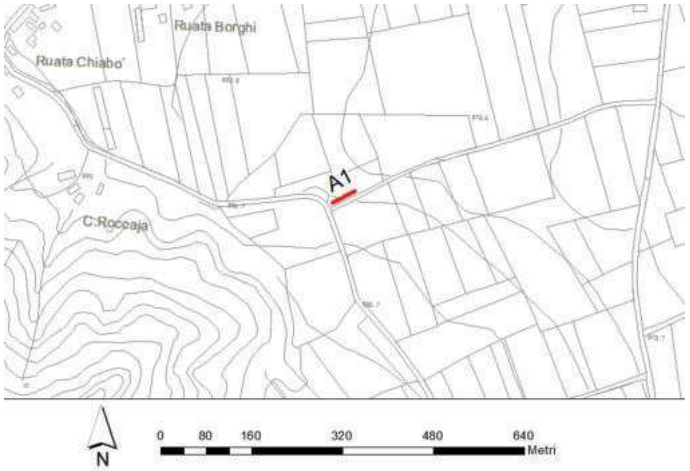
Progressivo	**A1**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944086
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103285
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944106
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103245
Quota p.c. s.l.m. [m]	581
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



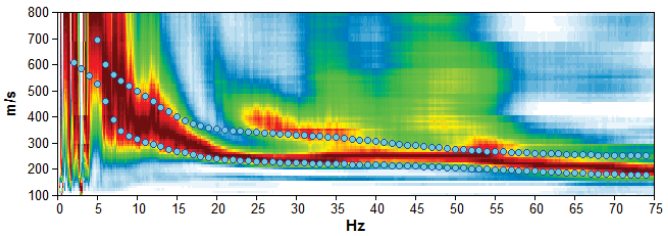
Profilo Vs



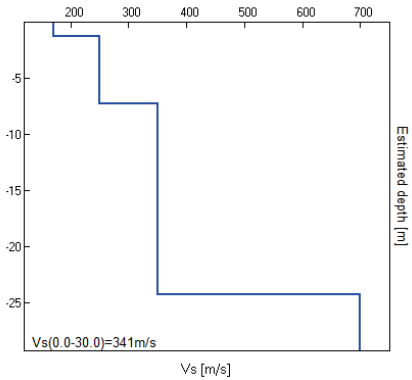
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

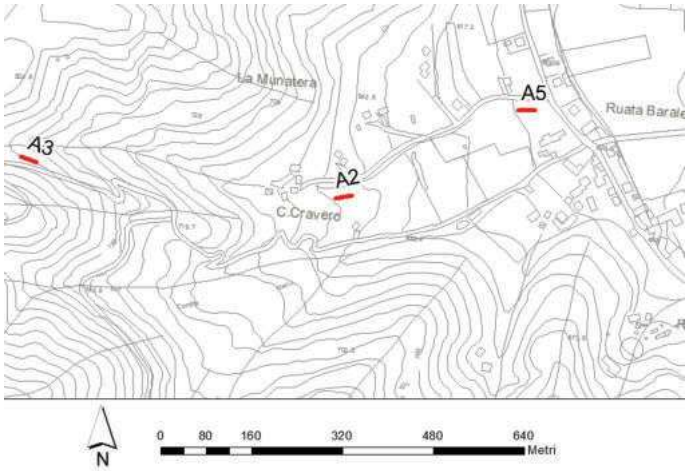
Progressivo	**A2**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944735
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-104980
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944741
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-104951
Quota p.c. s.l.m. [m]	650
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



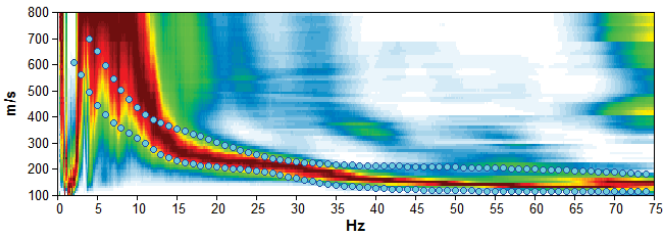
Profilo Vs



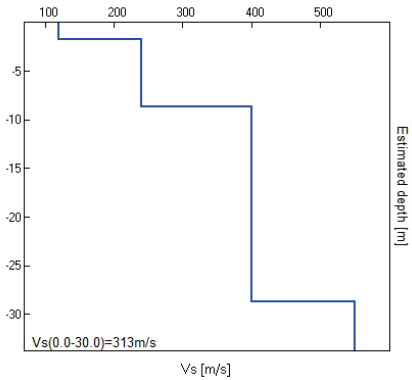
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

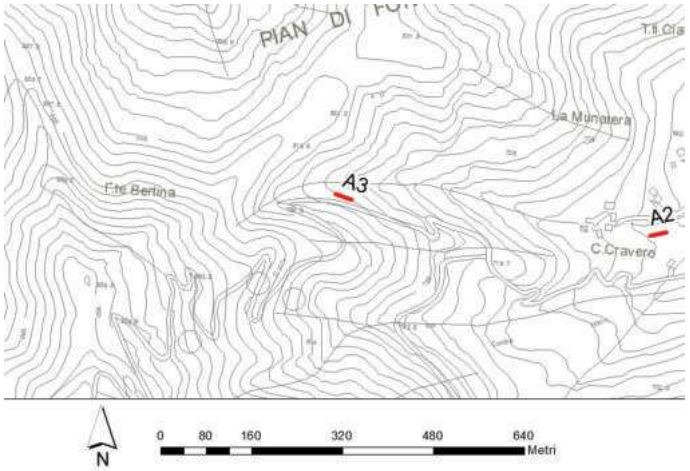
Progressivo	**A3**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944809
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-105534
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944799
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-105506
Quota p.c. s.l.m. [m]	770
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



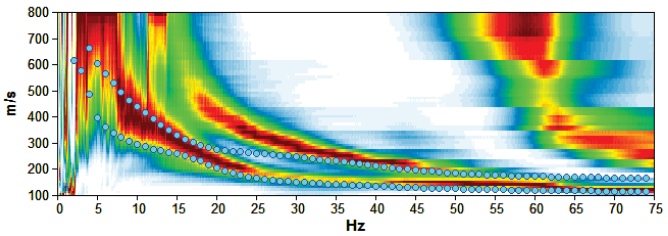
Profilo Vs



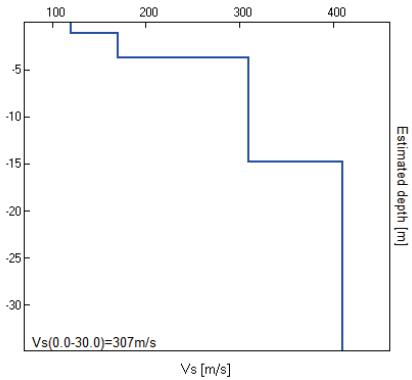
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

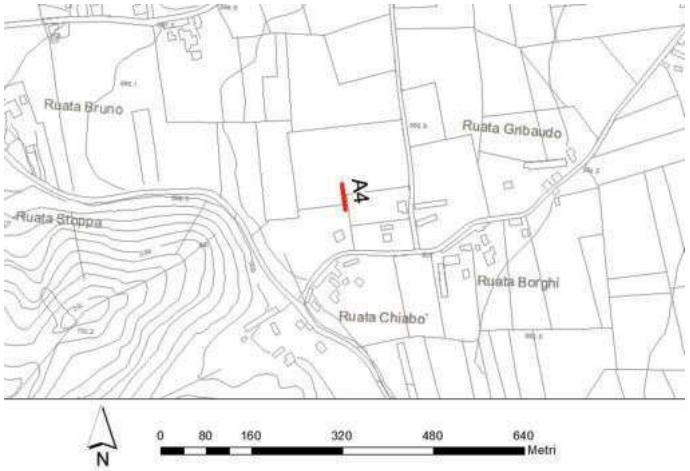
Progressivo	**A4**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944524
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103797
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944569
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103803
Quota p.c. s.l.m. [m]	590
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



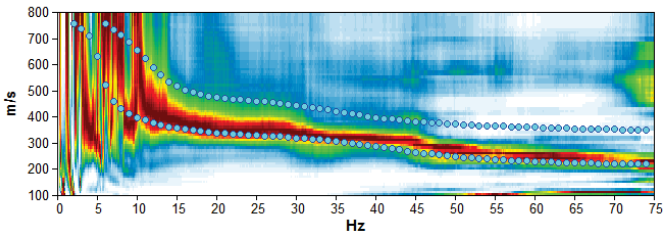
Profilo Vs



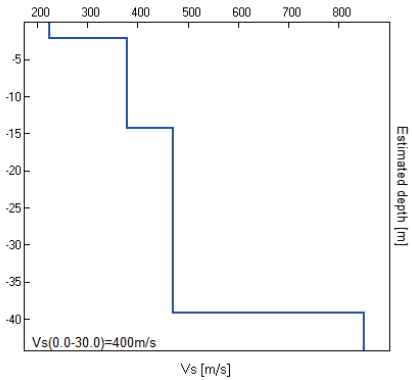
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

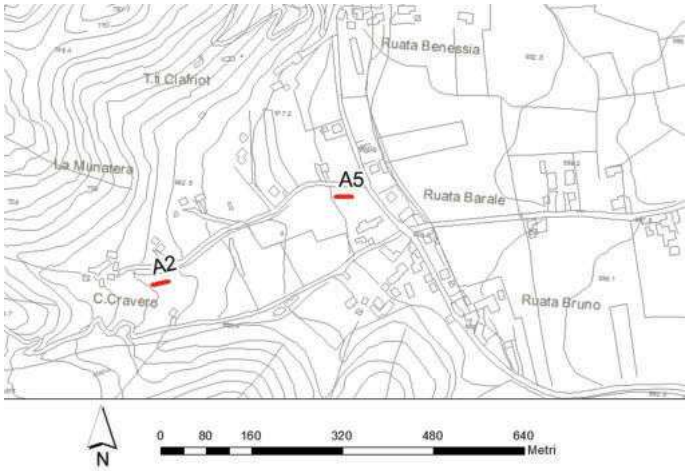
Progressivo	**A5**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944891
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-104658
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944891
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-104628
Quota p.c. s.l.m. [m]	610
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



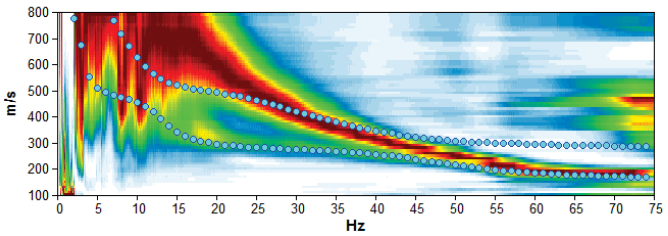
Profilo Vs



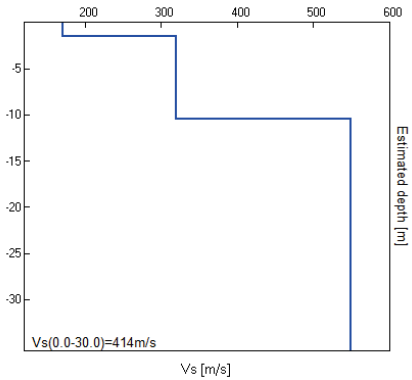
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

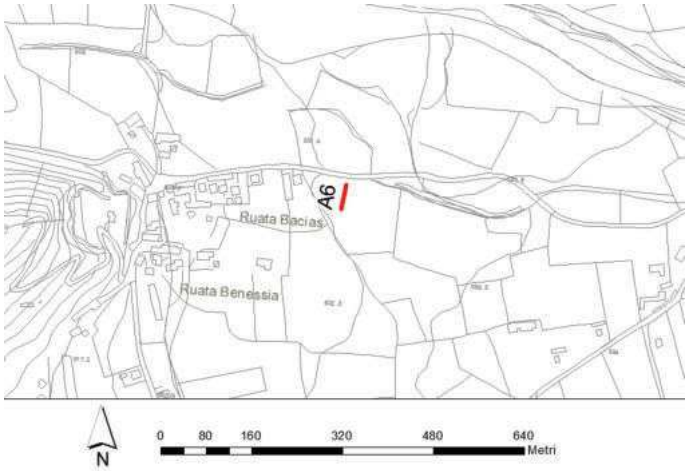
Progressivo	**A6**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4945347
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-104284
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4945303
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-104292
Quota p.c. s.l.m. [m]	600
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



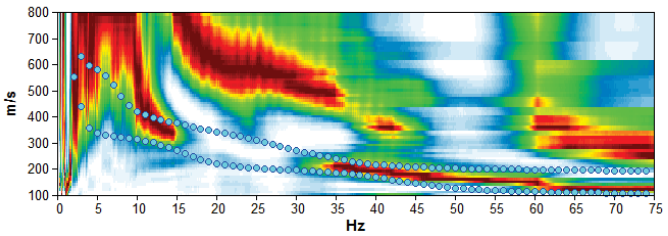
Profilo Vs



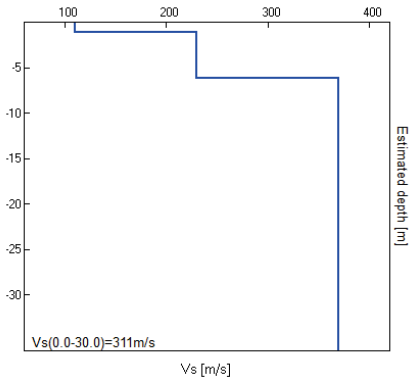
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

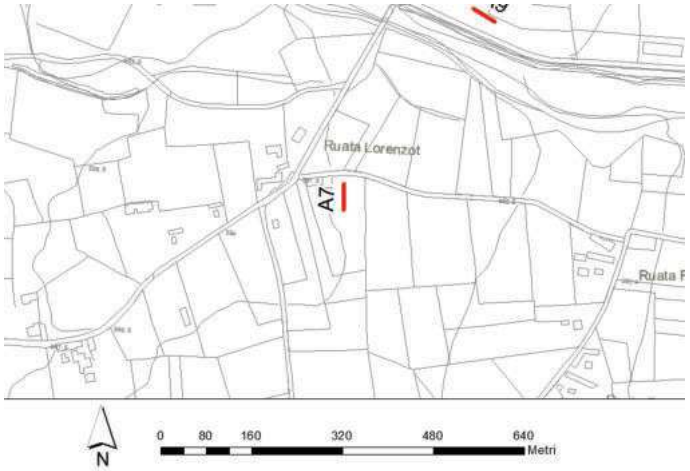
Progressivo	**A7**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4945138
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103612
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4945093
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103613
Quota p.c. s.l.m. [m]	592
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



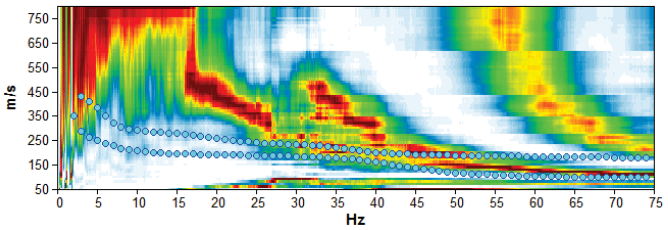
Profilo Vs



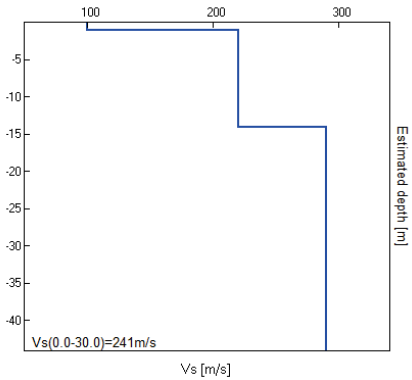
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

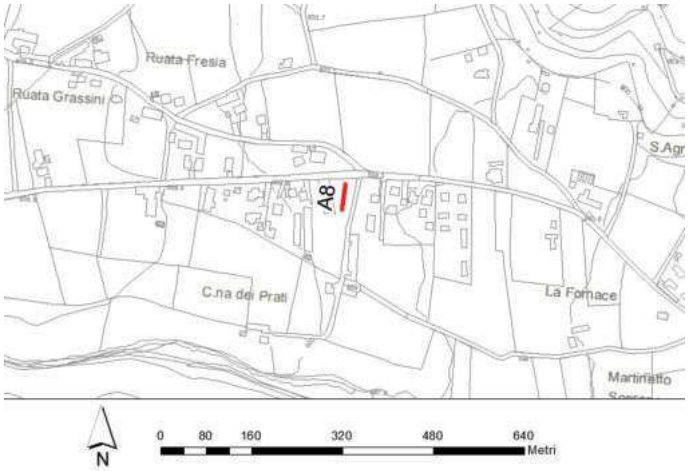
Progressivo	**A8**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4946068
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103975
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4946023
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103981
Quota p.c. s.l.m. [m]	600
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



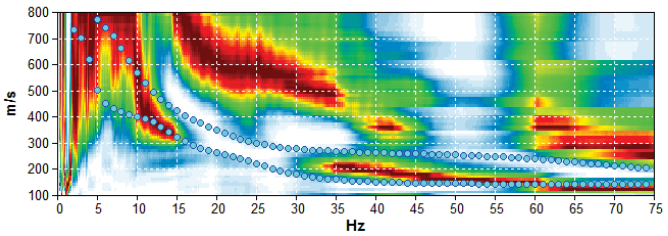
Profilo Vs



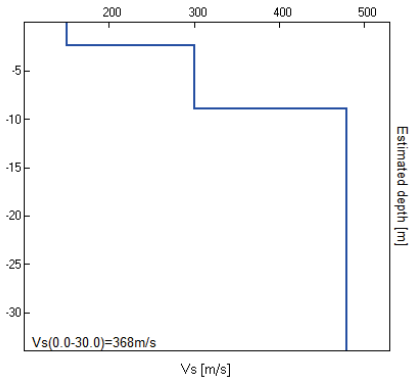
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

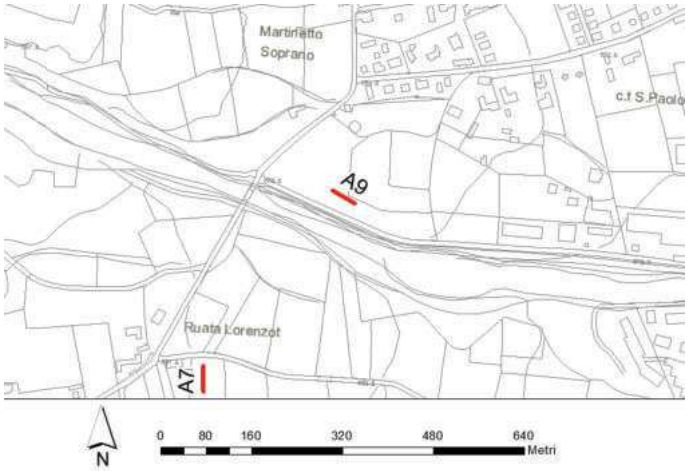
Progressivo	**A9**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4945447
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103384
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4945424
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103345
Quota p.c. s.l.m. [m]	588
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



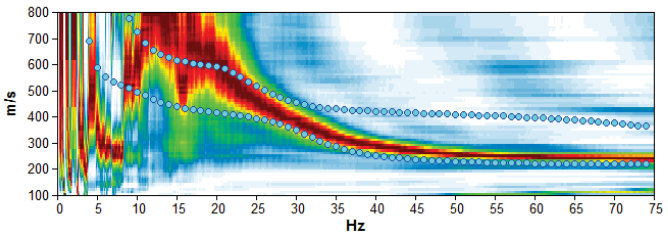
Profilo Vs



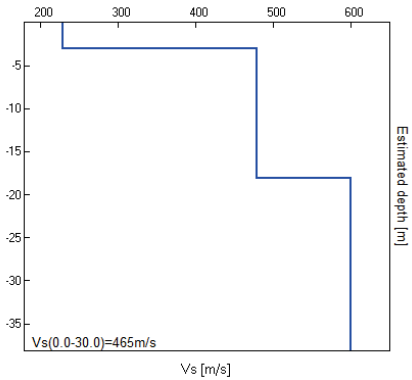
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

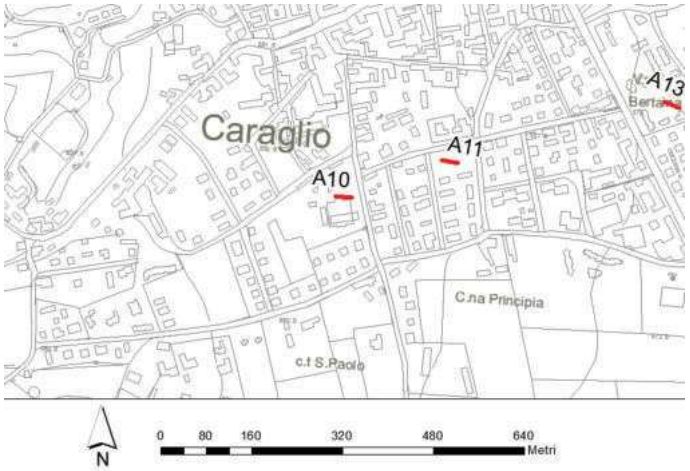
Progressivo	**A10**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4945903
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-102784
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4945905
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-102814
Quota p.c. s.l.m. [m]	581
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



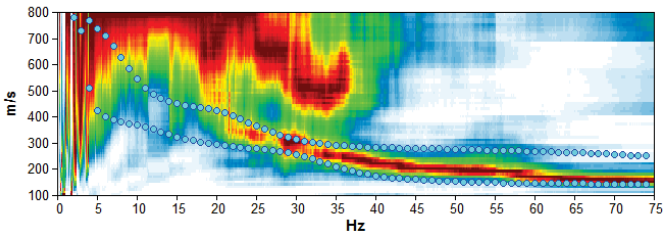
Profilo Vs



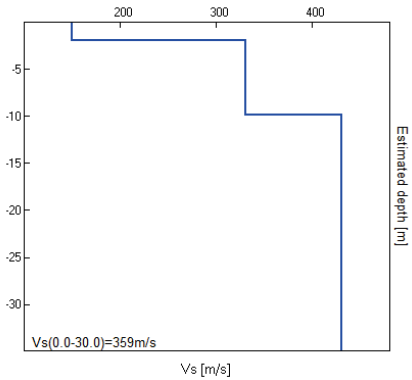
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

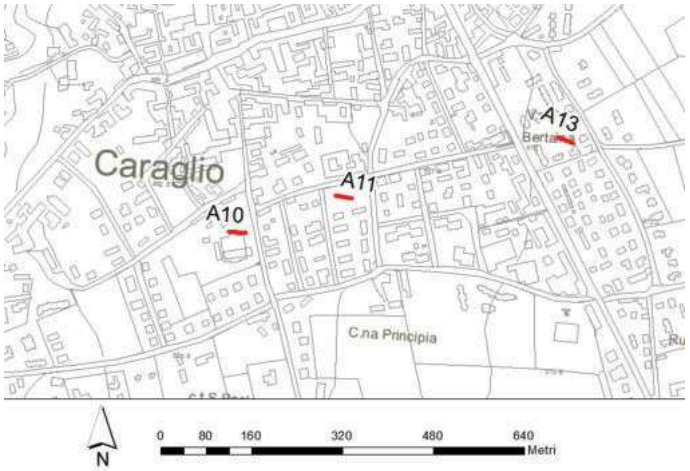
Progressivo	**A11**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4945969
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-102626
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4945964
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-102597
Quota p.c. s.l.m. [m]	580
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



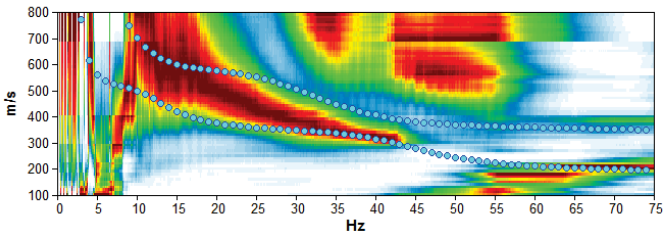
Profilo Vs



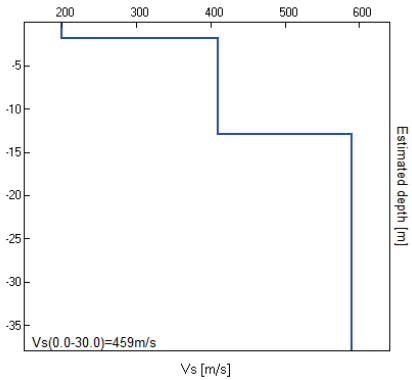
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

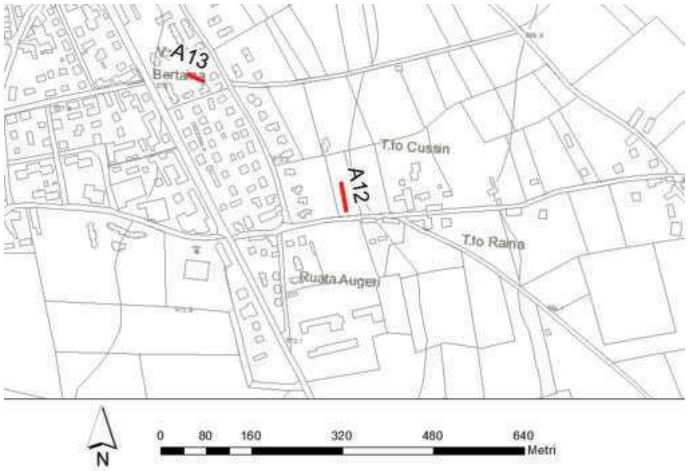
Progressivo	**A12**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4945833
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-101954
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4945880
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-101964
Quota p.c. s.l.m. [m]	573
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



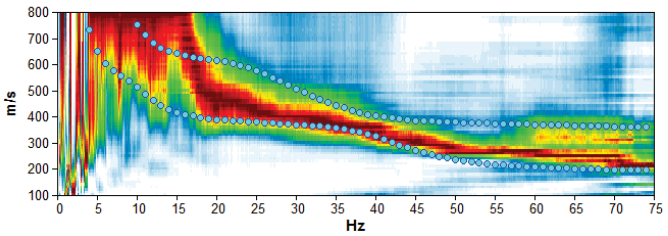
Profilo Vs



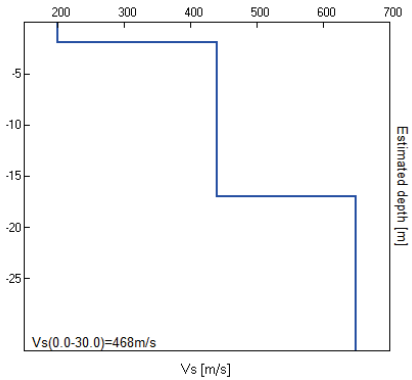
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

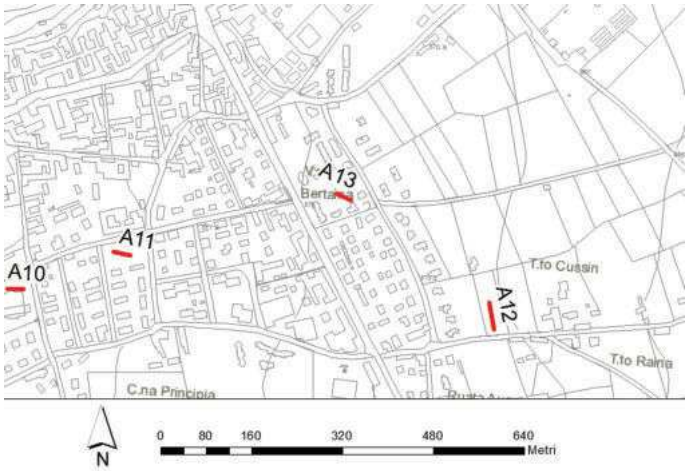
Progressivo	**A13**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4946061
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-102206
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4946072
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-102234
Quota p.c. s.l.m. [m]	575
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



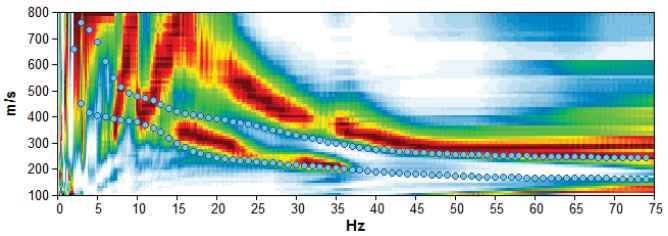
Profilo Vs



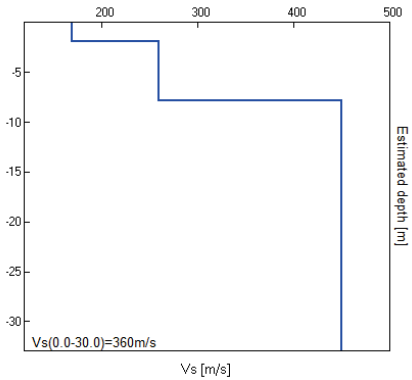
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

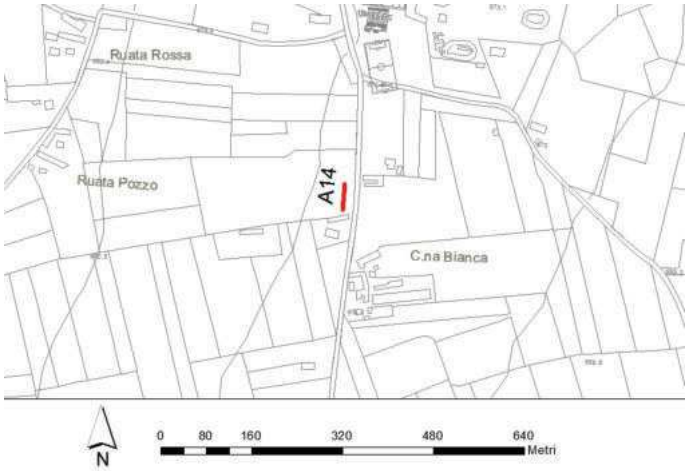
Progressivo	**A14**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944704
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-102682
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944749
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-102677
Quota p.c. s.l.m. [m]	574
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



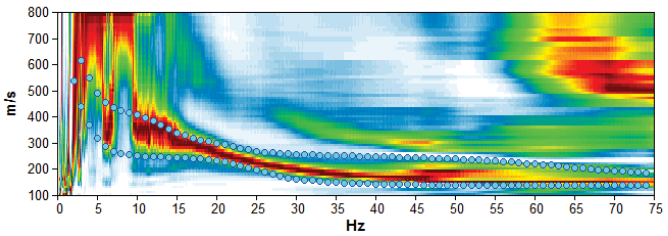
Profilo Vs



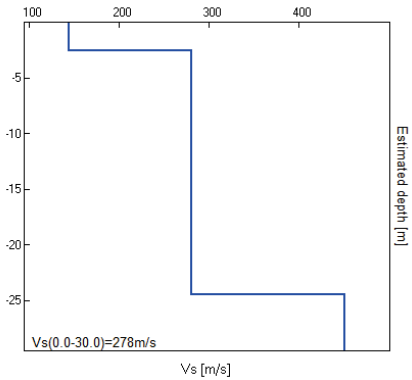
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

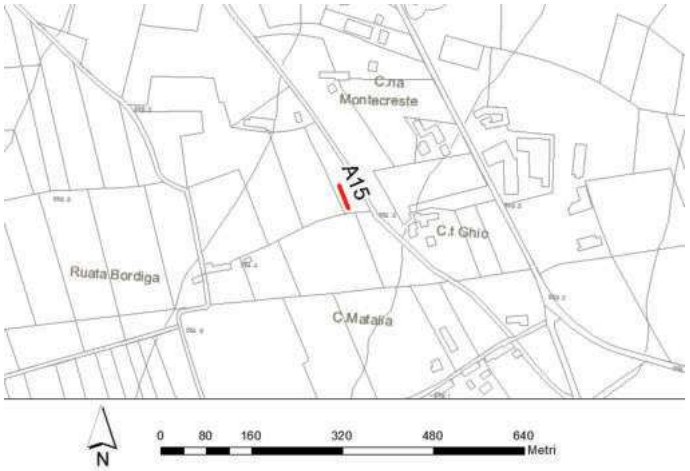
Progressivo	**A15**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944418
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-101733
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944460
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-101751
Quota p.c. s.l.m. [m]	563
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



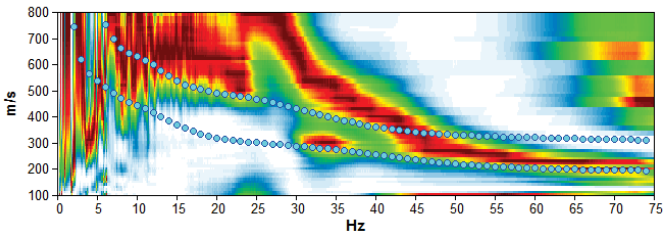
Profilo Vs



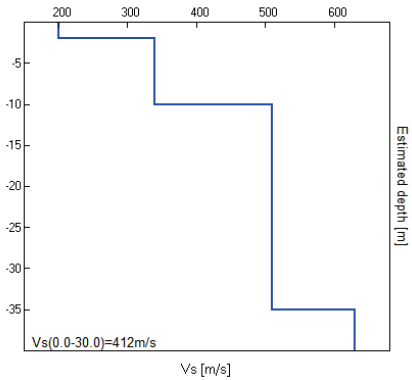
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

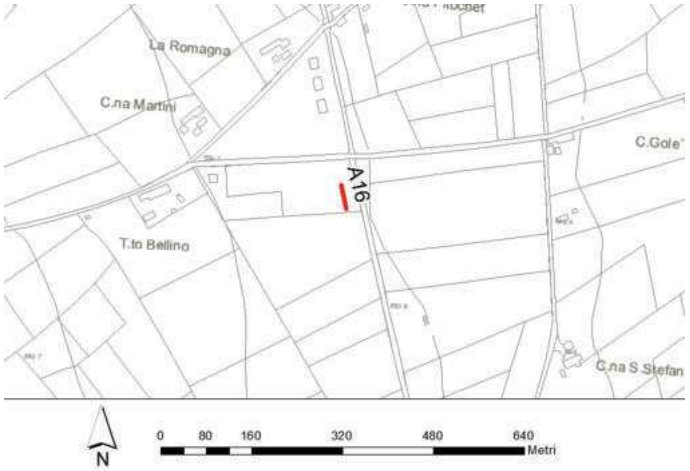
Progressivo	**A16**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4946664
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-100779
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4946708
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-100789
Quota p.c. s.l.m. [m]	550
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



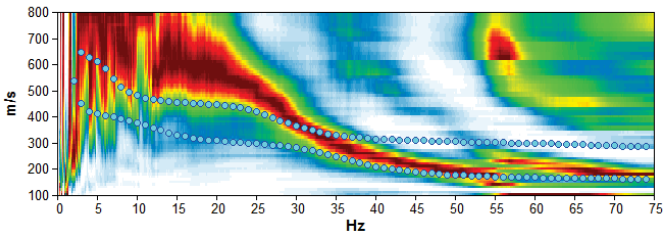
Profilo Vs



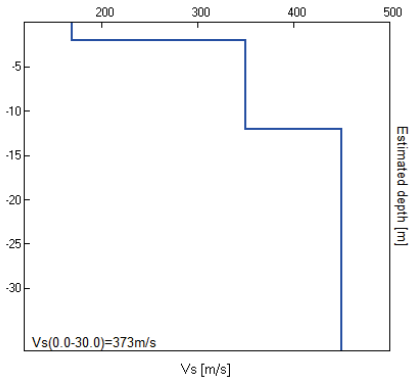
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

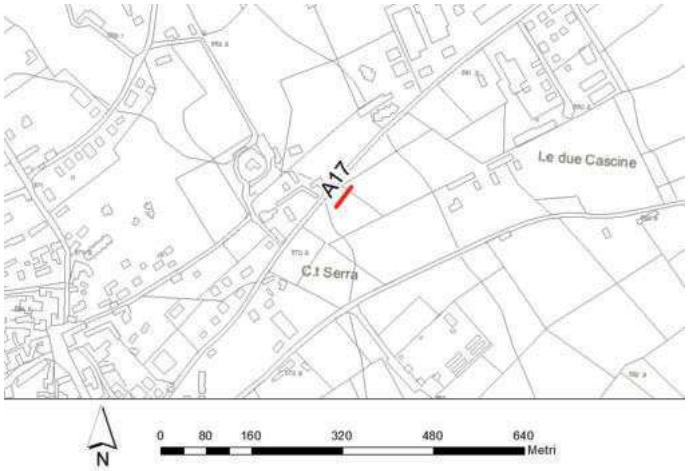
Progressivo	**A17**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4946623
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-101978
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4946660
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-101952
Quota p.c. s.l.m. [m]	570
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



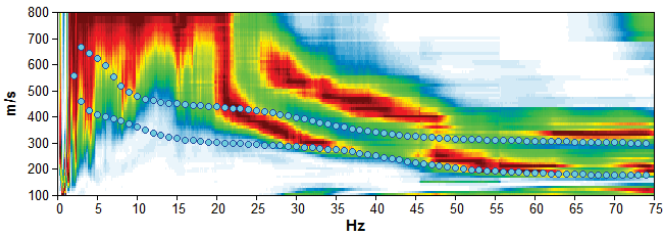
Profilo Vs



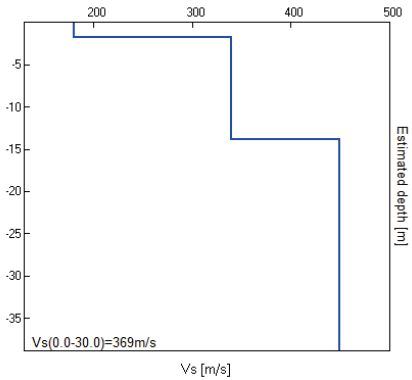
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

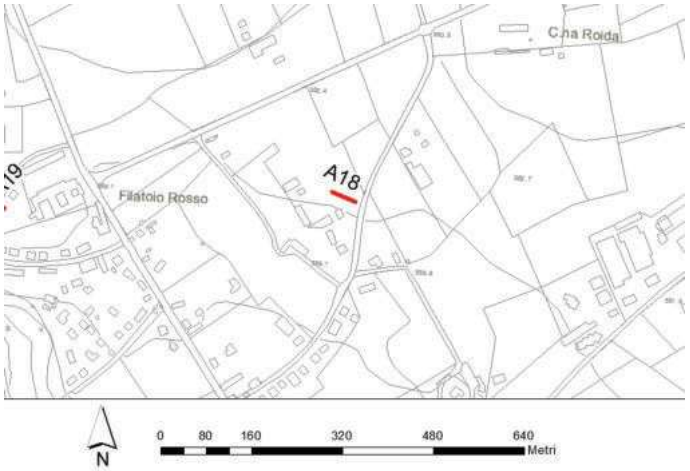
Progressivo	**A18**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4947035
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-102304
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4947054
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-102345
Quota p.c. s.l.m. [m]	565
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



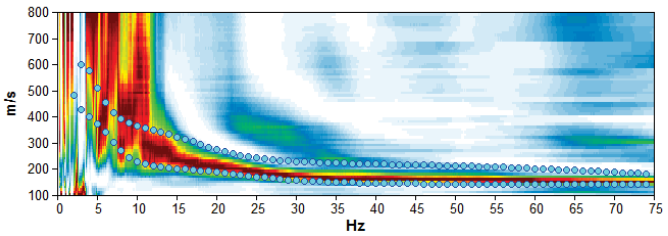
Profilo Vs



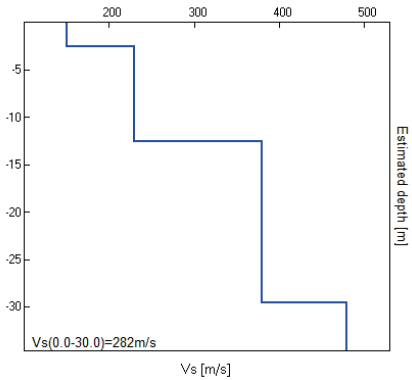
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

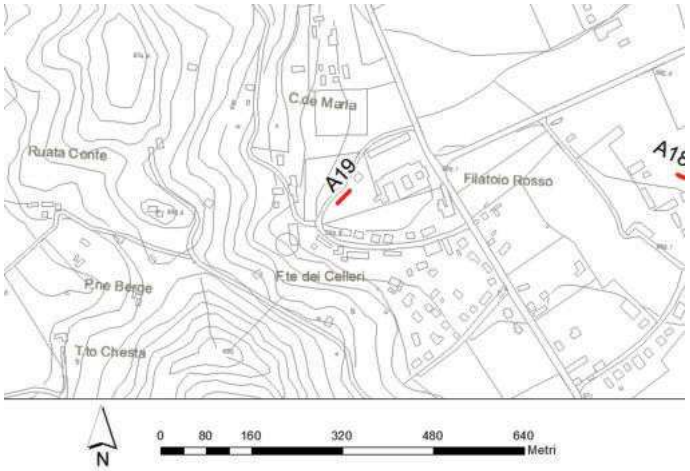
Progressivo	**A19**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4947003
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-102944
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4947025
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-102923
Quota p.c. s.l.m. [m]	565
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



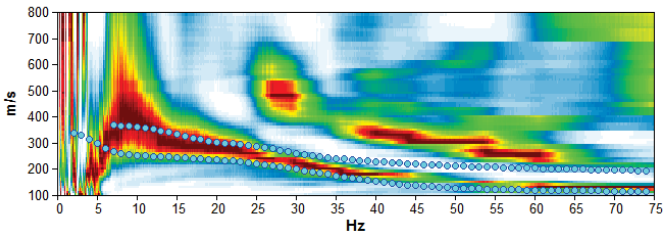
Profilo Vs



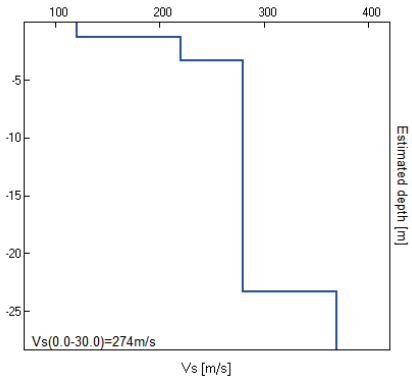
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

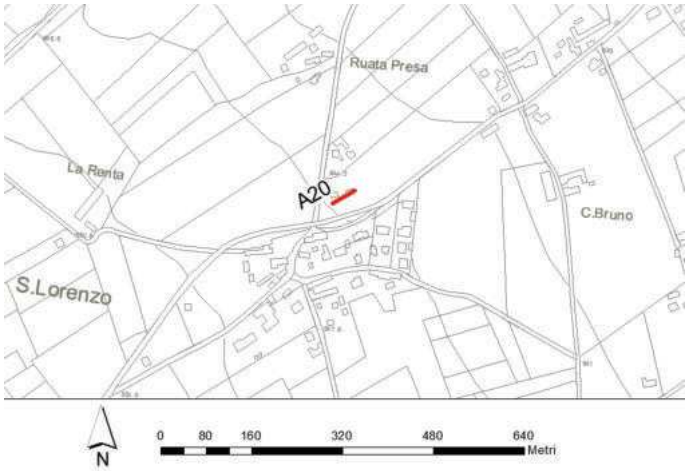
Progressivo	**A20**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4947639
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-100894
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4947662
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-100855
Quota p.c. s.l.m. [m]	545
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



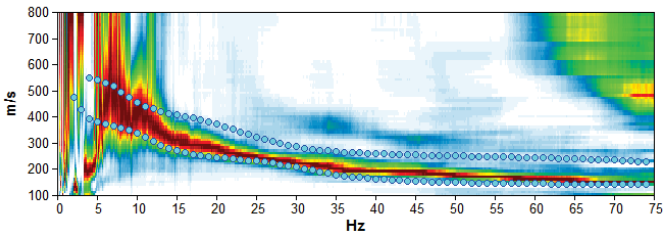
Profilo Vs



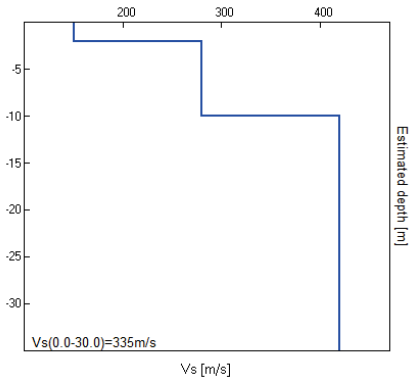
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

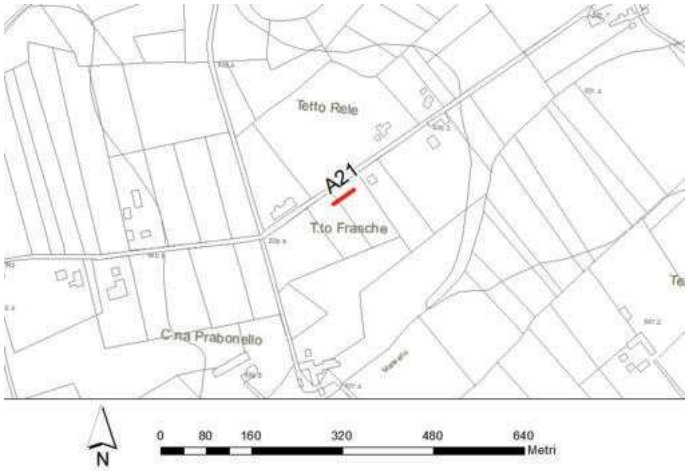
Progressivo	**A21**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944969
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-99330
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944996
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-99294
Quota p.c. s.l.m. [m]	537
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



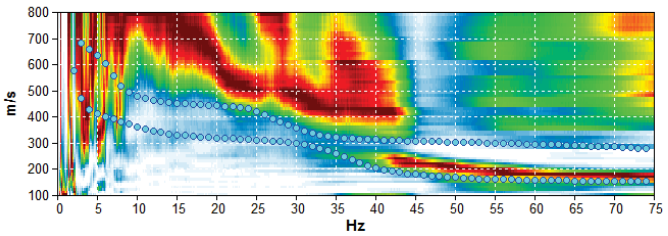
Profilo Vs



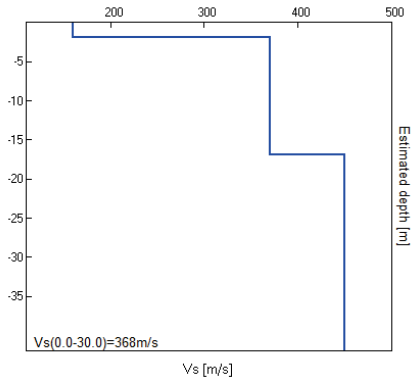
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

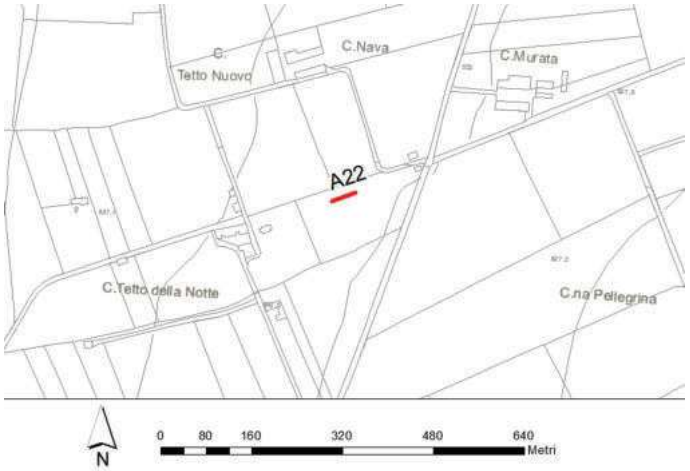
Progressivo	**A22**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4949447
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-100474
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4949461
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-100432
Quota p.c. s.l.m. [m]	533
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



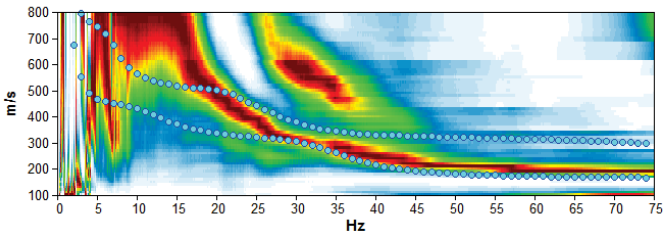
Profilo Vs



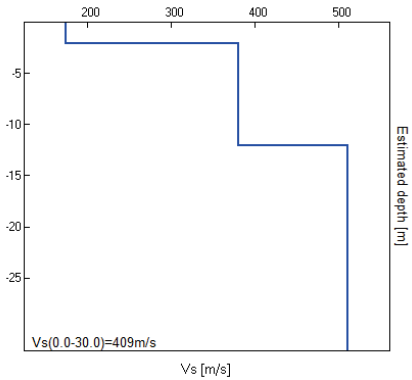
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

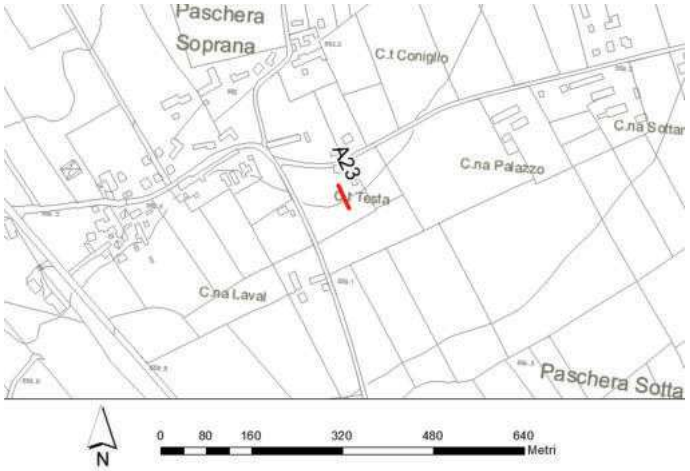
Progressivo	**A23**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4948778
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103222
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4948737
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103203
Quota p.c. s.l.m. [m]	561
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



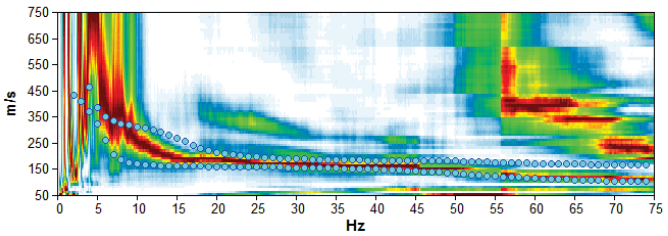
Profilo Vs



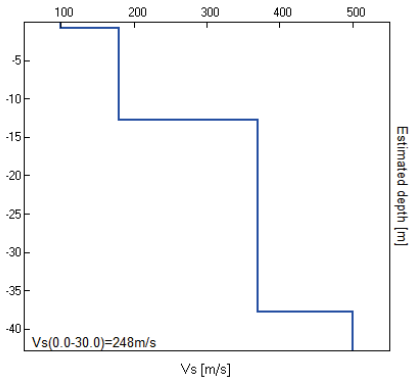
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

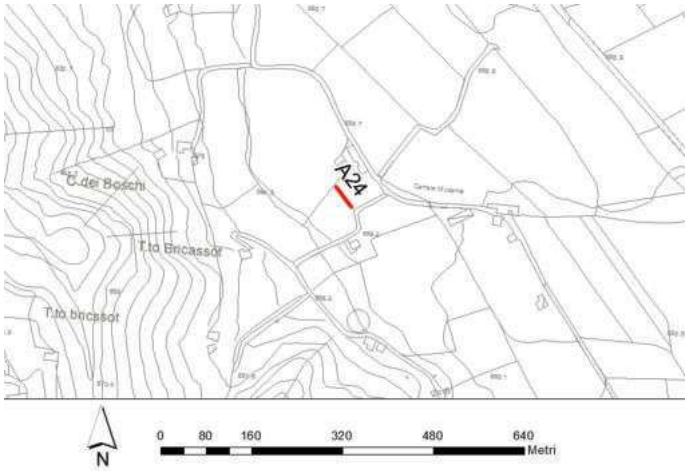
Progressivo	**A24**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4948192
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-104002
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4948227
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-104030
Quota p.c. s.l.m. [m]	560
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



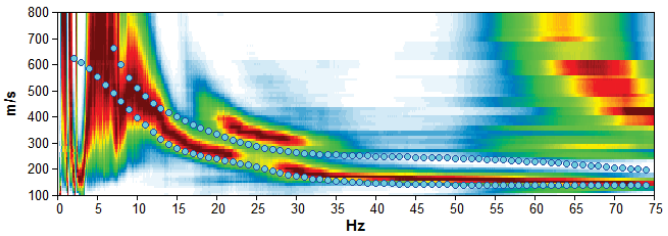
Profilo Vs



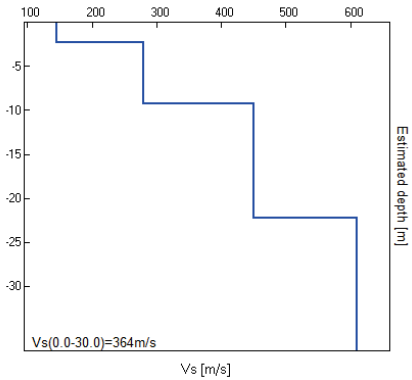
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

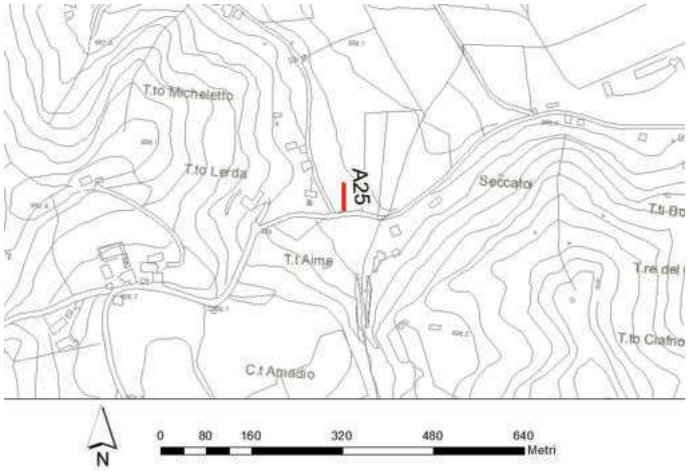
Progressivo	**A25**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4947600
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103764
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4947645
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103766
Quota p.c. s.l.m. [m]	583
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



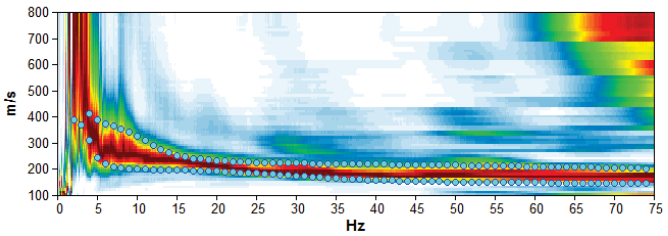
Profilo Vs



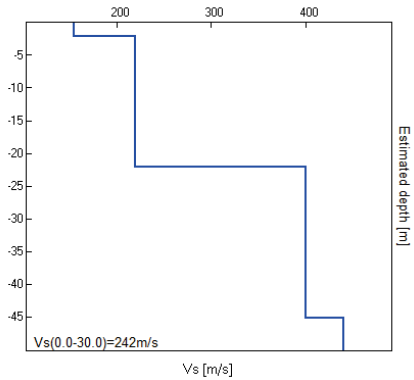
Ubicazione

Misura in array di tipo Re.Mi.

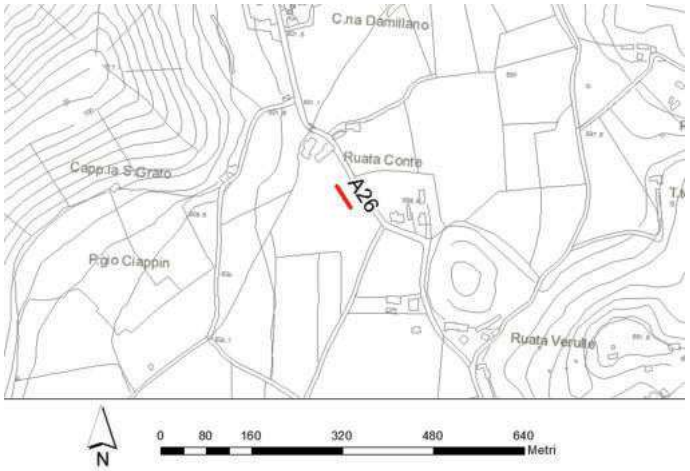
Progressivo	**A26**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4946754
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103995
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4946717
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103970
Quota p.c. s.l.m. [m]	560
Anno di misura	2015



Modelled rayleigh wave phase velocity



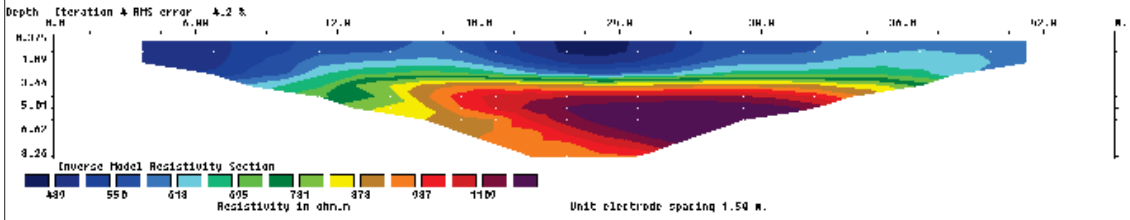
Profilo Vs

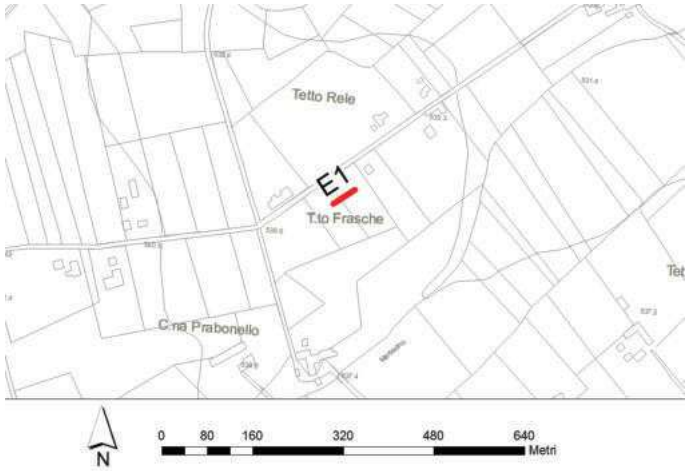


Ubicazione

Misura in array di tipo Geo - Elettrico

Progressivo	E1
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4944952
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-99324
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4944977
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-99287
Quota p.c. s.l.m. [m]	537
Anno di misura	2015

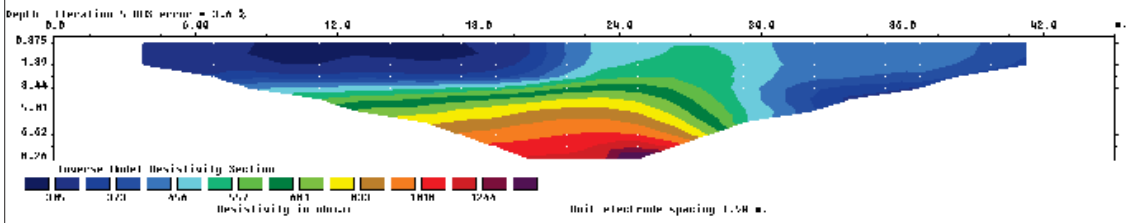


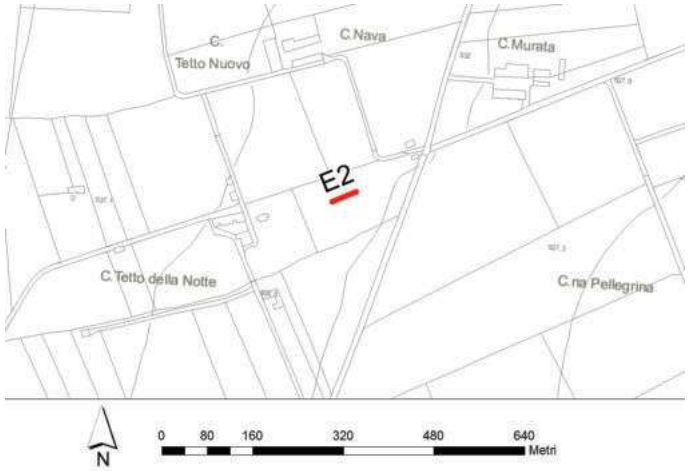


Modelled rayleigh wave phase velocity | *Profilo Vs* | *Ubicazione*

Misura in array di tipo Geo - Elettrico

Progressivo	**E2**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4949425
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-100468
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4949442
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-100427
Quota p.c. s.l.m. [m]	533
Anno di misura	2015

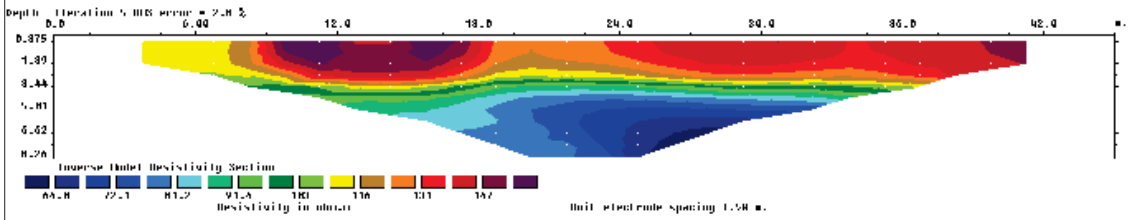


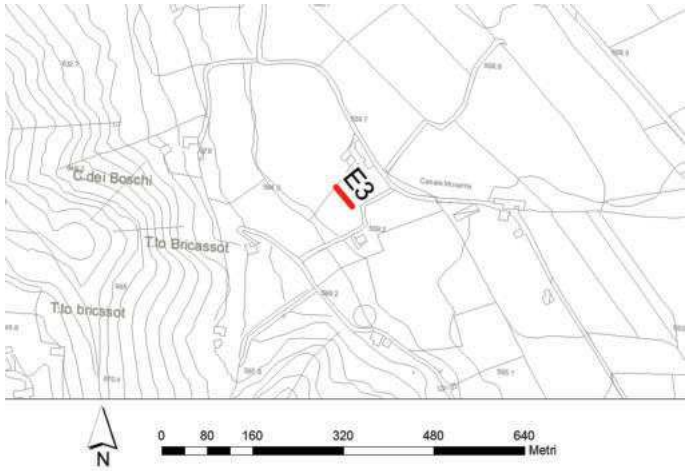


Modelled rayleigh wave phase velocity | *Profilo Vs* | *Ubicazione*

Misura in array di tipo Geo - Elettrico

Progressivo	**E3**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4948184
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-104012
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4948219
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-104041
Quota p.c. s.l.m. [m]	560
Anno di misura	2015

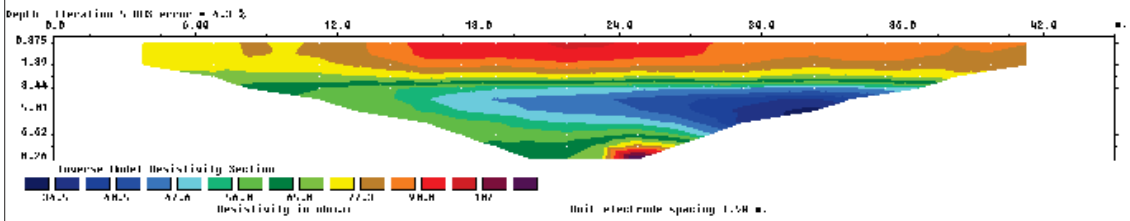


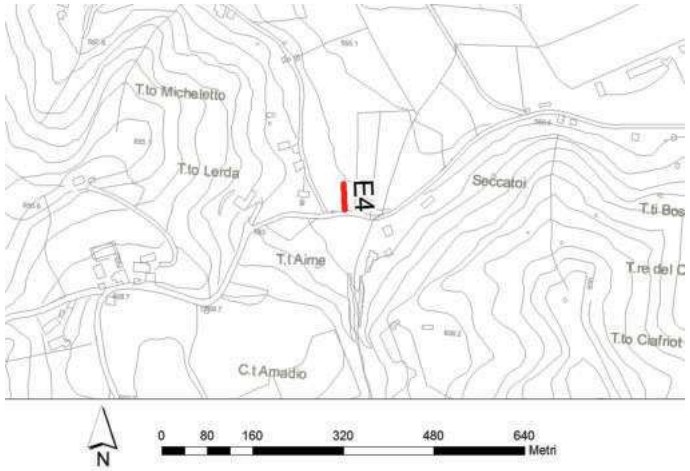


Modelled rayleigh wave phase velocity | *Profilo Vs* | *Ubicazione*

Misura in array di tipo Geo - Elettrico

Progressivo	**E4**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4947600
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-103750
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4947645
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-103752
Quota p.c. s.l.m. [m]	583
Anno di misura	2015

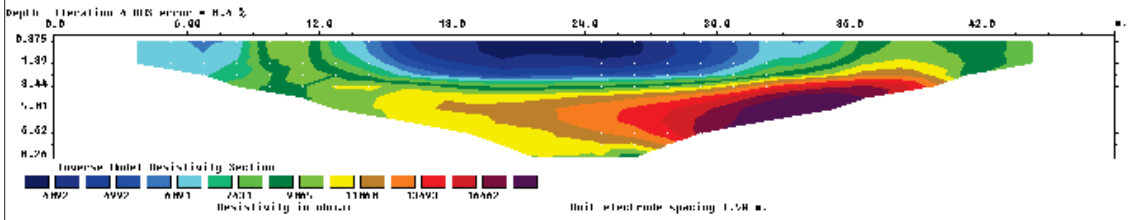


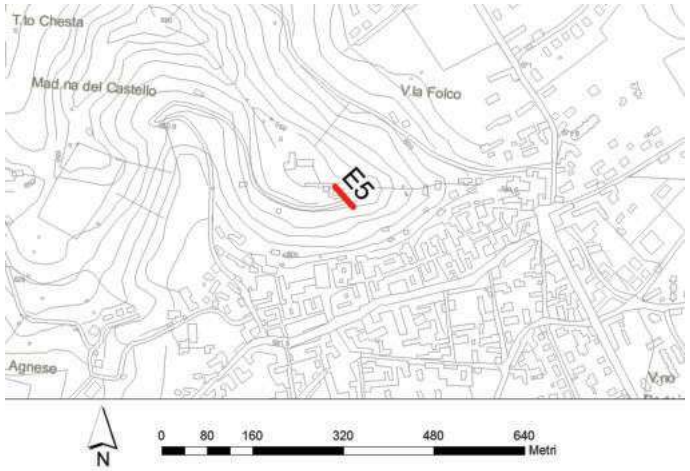


Modelled rayleigh wave phase velocity | *Profilo Vs* | *Ubicazione*

Misura in array di tipo Geo - Elettrico

Progressivo	**E5**
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	4946448
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa) [°]	-102840
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	4946413
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa) [°]	-102808
Quota p.c. s.l.m. [m]	673
Anno di misura	2015





Modelled rayleigh wave phase velocity | *Profilo Vs* | *Ubicazione*