



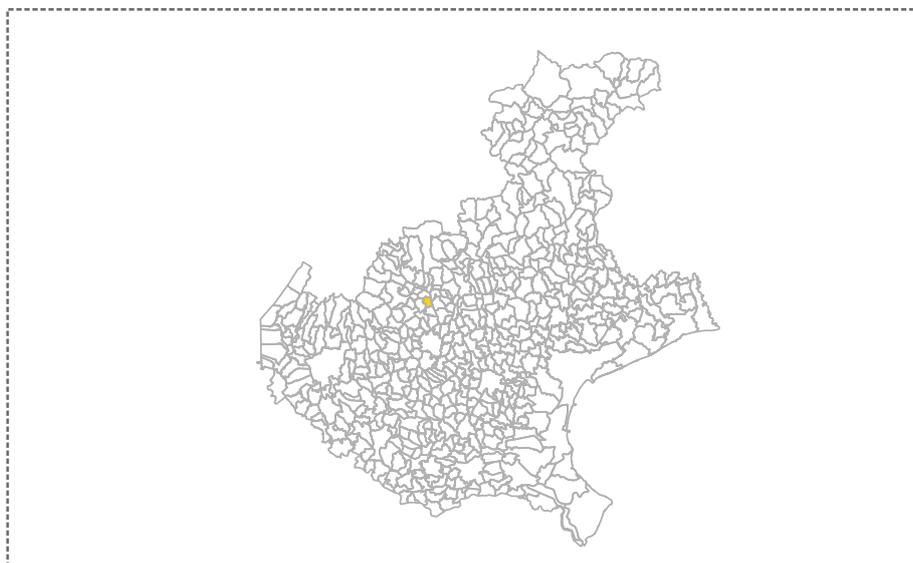
REGIONE DEL VENETO

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Veneto

Comune di Sarcedo



Regione
REGIONE VENETO

Segreteria Regionale per
l'Ambiente

Soggetto realizzatore
COMUNE DI SARCEDO

Progettista:
Dr. Geol. Matteo Collareda

Collaboratore:
Dr.ssa Geol. Claudia Tomassoli
Dr.ssa Geol. Laura Guerra

Data
Ottobre 2022



Livello 3

INDICE

1	INTRODUZIONE	2
2	GENERALITÀ	3
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	5
3.1.	Inquadramento generale	5
3.2.	Inquadramento geomorfologico	6
3.3.	Inquadramento geologico.....	8
3.4.	Inquadramento idrogeologico.....	11
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	13
4.1	Inquadramento sismotettonico generale.....	13
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale.....	15
4.3	Sismicità storica	18
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	20
4.5	Zonazione sismica nazionale	23
4.6	Pericolosità sismica di riferimento.....	24
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	27
5.1	Introduzione.....	27
5.2	La natura del problema	27
5.3	Finalità e livelli di approfondimento	29
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE	30
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione	30
6.1.1	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	30
6.1.2	Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)	33
6.2	Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze	35
7	ELABORATI CARTOGRAFICI.....	37
7.1	Carta delle indagini	37
7.2	Carta geologico-tecnica	38
7.3	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	40
7.4	Carta delle frequenze	43
7.5	Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)	46
8	APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3	47
8.1	Descrizione del metodo.....	48
8.2	Casi applicativi nel Comune di Sarcedo.....	55
8.3	Modellazione numerica relativa alle faglie attive a capaci	63
9	PROPOSTA PER LE NORME TECNICHE OPERATIVE (NTO).....	67
Art.X	Riduzione del rischio sismico	67
10	REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	68
11	BIBLIOGRAFIA	71
12	ALLEGATI FUORI TESTO	72

1 INTRODUZIONE

La pianificazione e programmazione di 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, sono tra i principali compiti che la Regione Veneto svolge in materia ambientale e di governo del territorio.

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, operare in modo preventivo riduce i costi di gestione in fase di emergenza, poiché agire sulla mitigazione del rischio diminuisce alla fonte il loro "peso" economico e sociale sull'ambiente e sulla popolazione.

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

La Regione Veneto, 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 (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, delle caratteristiche morfologiche del sito e, inoltre, è 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 e 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, inoltre, 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 Microzonazione Sismica (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 subcomunale) 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 e 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 riguarda il livello 1 e livello 3, sviluppato su tutto il territorio Comunale, secondo le modalità richieste dalle Linee Guida Regionali approvate con D.G.R.V. 1572 del 03/09/2013 e D.G.R. 1381/2021.

Infine, si evidenzia che sono state effettuate delle indagini geognostiche su tutto il territorio comunale, al fine di aumentare la densità dei dati a disposizione e permettere una copertura più omogenea delle informazioni geologiche.

Ad ogni modo, i risultati di tale lavoro, 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, litologico-stratigrafiche ed idrogeologiche del territorio oggetto di analisi; tutte le informazioni derivano dall'analisi dei principali studi pregressi realizzati sul territorio, primi tra tutti gli strumenti pianificatori comunali (PRG e PATI).

Tali informazioni, controllate con i dati delle indagini geognostiche reperite ed eventualmente integrate con un rilievo geologico e geomorfologico sul campo, hanno costituito la base per la definizione del modello geologico - tecnico del sottosuolo e delle microzone omogenee in prospettiva sismica.

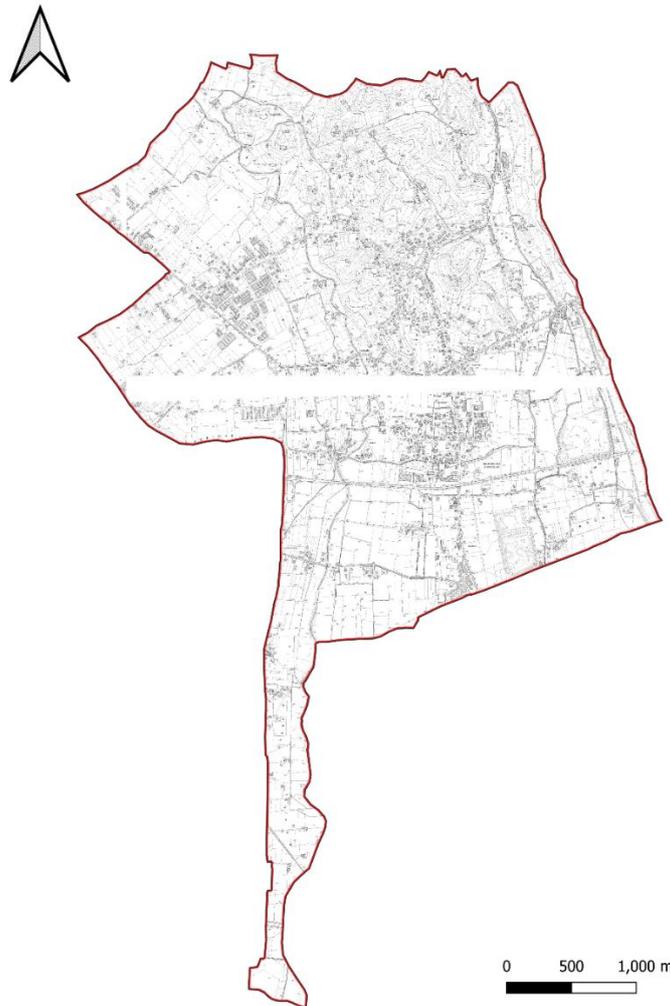
3.1. Inquadramento generale

Il comune di Sarcedo si inserisce nel settore centro-settentrionale della provincia di Vicenza. Esso copre una superficie di circa 13,85 kmq. Confina a nord con i comuni di Zugliano e Fara Vicentino, ad est con i comuni di Breganze e Fara Vicentino, a sud con i comuni di Montecchio Precalcino e Villaverla, ed a ovest con il comune di Thiene.



Inquadramento generale del territorio comunale di Sarcedo, rappresentato dal poligono rosso, su base Google Earth

Per quanto attiene alla cartografia tecnica regionale (C.T.R.) alla scala 1:10.000 il comune Sarcedo ricade in corrispondenza degli elementi n. 103060, 103070, 103110.



Inquadramento del territorio comunale di Sarcedo (poligono rosso) su Carta Tecnica Regionale

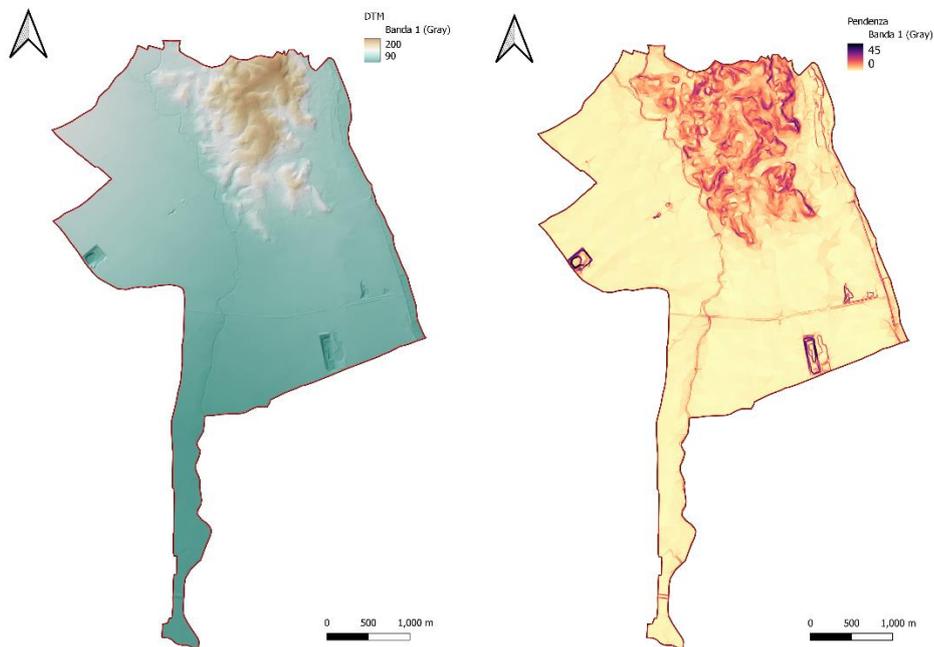
Le informazioni riportate di seguito riguardanti l'assetto geologico, geomorfologico e idrogeologico dell'area sono desunte principalmente dalla relazione del P.A.T.I. "Terre di Pedemontana", redatta nel gennaio 2007 dal dott. Andra Massagrande e dal dott. Bernardino Zavagnin. Inoltre, sono state consultate le pubblicazioni di natura geologica realizzate nei comuni limitrofi che presentano caratteristiche geologiche analoghe.

3.2. Inquadramento geomorfologico

Il territorio è attraversato dal fiume Astico nella parte a Est, mentre a Ovest dal torrente Igna. Con un territorio variegato di cocuzzoli, valli e vallette presenta un aspetto collinare e montano, l'uno di natura prevalentemente vulcanica, l'altro calcareo-glaciale, separati fra loro lungo l'asse Est-Ovest dalle due profonde valli della Mare e della Mortisa. Le colline sono ancora oggi, in piccola parte, coltivate, favorite da un clima mite che consentirebbe lo sviluppo della vite e dell'ulivo, dei ciliegi e ancora importanti i boschi di castagno. I tratti boscosi si fanno via via più estesi con l'altitudine: in basso la roverella, poi salendo il carpino nero, la robinia e il castagno; sulla montagna il faggio e l'abete si alternano ai pascoli. A quota 1060 metri s.l.m. in zona Vanzo località Casare del Broca c'è il più grande e maestoso faggio del Veneto, alto 26 metri e con una circonferenza di metri 5,45. Splendido il colle di Lonedo con le sue ville e parchi sono bene mondiale dell'Umanità UNESCO, molto conosciuto anche per i giacimenti di minerali preziosi come rubini e zirconi.

Le quote topografiche variano tra un minimo di circa 80 m s.l.m. ad un massimo di 203 m s.l.m. verso nord.

Le aree pianeggianti, o comunque a minor pendenza, si concentrano per tutto il territorio comunale.



A) Modello Digitale del terreno (DTM); B) Modello delle pendenze del terreno

Settore collinare e montuoso

Nella parte a nord, il territorio comunale è occupato dai rilievi collinari caratterizzati da una morfologia in larga misura dolce ed ondulata, determinata dalla estesa presenza di rocce vulcaniche di vario tipo, spesso superficialmente alterate/fratturate; dove tali litologie sono sostituite in affioramento dalla parte di substrato poco erodibile costituito da vulcaniti compatte o rocce calcaree integre, si determinano ristrette fasce di versante con pendenze maggiori e ripide scarpate.

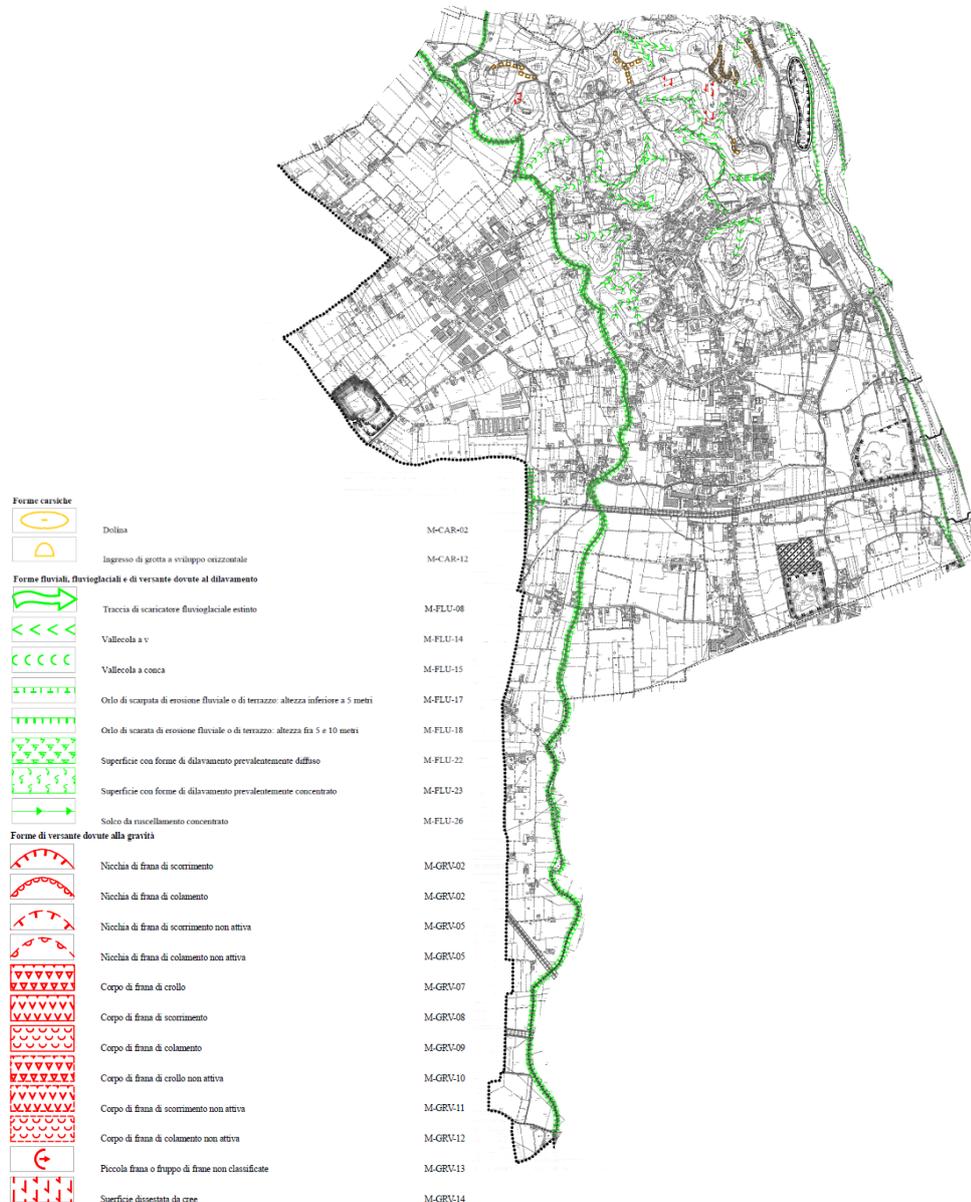
L'analisi della carta geomorfologica del Piano di Assetto del Territorio Intercomunale (P.A.T.I.) "Terre di Pedemontana", permette di definire che i rilievi collinari sono prevalentemente modellati da parte dei processi di dilavamento operati dalle acque che caratterizzano il deflusso idrico superficiale. Le morfologie maggiormente diffuse sono: (i) vallecole a V, e (ii) vallecole a conca. Queste rappresentano vie di deflusso idrico concentrato. Al termine delle vallecole, localmente, si segnala la presenza di coni alluvionali con pendenza compresa fra il 2% e il 10% e coni alluvionali con pendenza maggiore del 10%. Tra i fenomeni gravitativi che interessano le aree collinari i più diffusi sono collegati alla presenza di superfici dissestate da creep e da corpi di frana di colamento. Localmente si rinviene la presenza di nicchie di frane di scorrimento.

All'interno della relazione del P.A.T.I. dell'Area Colceresa - Marostica Ovest, che presenta caratteristiche geologiche confrontabili con quelle che caratterizzano il settore collinare del Comune di Sarcedo, viene indicato come principale fattore scatenante i dissesti, l'azione delle acque di ruscellamento superficiale, che, inibendo il terreno, aumentano il carico sul versante riducendo le proprietà meccaniche dei materiali e la resistenza al taglio lungo le superfici di discontinuità o lungo i piani di scivolamento; negli ultimi anni l'aumento delle superfici impermeabilizzate (strade, piazzali, cortili delle case ecc..) ha provocato un aumento delle acque ruscellanti e, in alcuni casi, un incremento del fenomeno erosivo nei tratti di versante dove queste acque confluiscono.

Aree di fondovalle

Come precedentemente indicato, il Comune di Sarcedo è caratterizzato da aree a bassa pendenza/pianeggianti che si concentrano nella parte centro meridionale del territorio.

Le morfologie delle aree di fondovalle sono riconducibili alle dinamiche fluviali esercitate dai corpi idrici che scorrono al loro interno. Si segnala infatti, come riportato nella carta geomorfologica del P.A.T.I. “Terre di Pedemontana”, la presenza di orlo di scarpata di erosione fluviale o di terrazzo con altezza compresa tra 5 e 10 m. Tali morfologie sono maggiormente diffuse nella valle del T. Astico.



Estratto della Carta Geomorfologica del PATI Terre di Pedemontana riguardante una porzione del territorio comunale di Sarcedo

3.3. Inquadramento geologico

Per quanto riguarda l'analisi dell'assetto geolitologico del comune di Sarcedo, è opportuno distinguere le caratteristiche del settore collinare dall'area di pianura/fondovalle, in quanto originati da processi geologici differenti.

La litologia del territorio montano si presenta, nel complesso, abbastanza semplice con la prevalenza di litotipi di carattere carbonatico sui versanti e sulle aree sommitali e la presenza di depositi sciolti legati all'attività glaciale e concentrati soprattutto sul fondovalle. La sequenza stratigrafica degli

affioramenti del substrato, partendo dalle formazioni più antiche, rinvenute nei dintorni del territorio, sino alle più recenti, viene descritta nei paragrafi seguenti.

La base della serie è costituita dalla Dolomia Principale: dolomie grigie, bianche e rosate che si depositarono su una bassa e piatta area costiera tra 220 e 205 milioni di anni fa (Trias superiore). In seguito, le condizioni mutarono e la piana costiera venne stabilmente ricoperta da un mare basso o da laguna. Tali condizioni ambientali favorirono la formazione dei Calcari Grigi con spessori tra 300-600 metri (205-180 milioni di anni fa, Giurese inferiore). Tra il Giurese medio e il Cretaceo l'area continuò ad abbassarsi raggiungendo una profondità fino a mille metri al di sotto del livello del mare. In questo contesto si depositarono i sedimenti carbonatici tipici di ambiente marino profondo quali il Rosso Ammonitico (Giurese Medio-Superiore).

Dalla fine del Giurese e per tutto il Cretaceo si depositarono i calcari bianchi della Formazione della Maiolica (attuale nome del Binacone) con frequenti intercalazioni marnose e argillose nerastre a forte componente organica che testimoniano un ambiente di sedimentazione anossico.

Successivamente tra circa 95 e 55 milioni di anni fa in ambienti marini profondi e ossigenati si formò la Formazione della Scaglia Rossa.

L'area collinare (su cui si colloca prevalentemente il comune in esame) è caratterizzata da una prevalenza di rocce eruttive a composizione basaltica derivanti da una attività vulcanica iniziata nell'Oligocene e sviluppata in tre fasi separate da periodi di stasi nei quali si sono depositati sedimenti di mare basso, ricchi di fossili, che oggi costituiscono le rocce calcaree e calcareo-marnose affioranti in vari punti.

L'attività magmatica si è verificata prevalentemente in ambiente sottomarino non molto profondo; tuttavia, alcune lave scoriacee ed ossidate, si sono depositate in ambiente subaereo.

Nelle aree di fondovalle sono presenti depositi sciolti tipici del settore dell'alta pianura veneta, depositati dai corsi idrici che hanno portato alla formazione delle valli stesse. Tali depositi sono a composizione prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa ed in questo settore costituiscono la parte apicale dei sistemi di conoidi deposizionali che hanno portato alla formazione della pianura veneta. I principali conoidi alluvionali-fluvioglaciali sono associati ai fiumi Adige, Leogra, Astico, Brenta e Piave. Essi sono interdigitati e parzialmente sovrapposti fra loro. La zona di alta pianura, caratterizzata da depositi ghiaiosi e sabbiosi, si estende vero sud dalle aree pedemontane, costituendo una fascia di larghezza variabile e compresa tra 5 e 15 km.

Queste ampie conoidi si sono formate a seguito dello scioglimento dei ghiacciai quando il trasporto solido dei fiumi, proveniente soprattutto dalla distruzione degli apparati morenici, era di molto superiore a quello attuale. Questa ingente quantità di materiale solido è stata poi depositata allo sbocco dei corsi d'acqua in pianura.

Si rinvengono quindi depositi di origine fluviale e fluvioglaciale, composti da ghiaie, ghiaie limose sabbiose, sabbie ghiaiose; gli strati più superficiali di tali depositi presentano sedimenti più fini, argilloso limosi, argilloso ghiaiosi, limoso argillosi, con spessori, nell'area in studio, non molto elevati.

Aree di fondovalle

Secondo quanto indicato nella carta geolitologica del P.A.T.I. Terre di Pedemontana, l'area di fondovalle, occupata dal torrente Astico, è caratterizzata da materiali sciolti di deposito recente ed attuale dell'alveo mobile e delle aree di esondazione recente, posti in corrispondenza dell'asta fluviale. Le aree limitrofe, poste tra il corso del torrente e la zona collinare, sono costituite da materiali granulari più o meno addensati dei terrazzi fluviali e/o fluvioglaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa.

Area collinare e montuoso

L'assetto geologico caratterizzante il settore collinare e montuoso è stato definito mediante la consultazione congiunta della carta geolitologica del P.A.T.I. Terre di Pedemontana e della carta geologica del Marosticano occidentale fra Thiene e la valle del Torrente Laverda nel Vicentino (Piccoli, 1967).

Rocce compatte prevalenti alternate a strati o interposizioni tenere - SUB05

Queste sono costituite da conglomerati, arenarie, marne e argille in alternanza ripetuta (formazione di Salcedo), e sono presenti nel settore centrale del territorio comunale.

Esse rappresentano la base della serie oligocenica e, nell'area delle colline del Marosticano, aumentano di spessore da ovest verso est. Tali rocce sedimentarie sono anteriori all'inizio dell'attività vulcanica oligocenica.

Rocce compatte per cementazione - SUB02

A questo gruppo appartengono i calcari a litotamni, nummuliti e coralli. Sono presenti in piccola parte, a nord del territorio comunale di Sarcedo, circa in corrispondenza del limite amministrativo con il comune di Zugliano. Tale formazione calcarea, di età compresa tra l'Oligocene inferiore e l'Oligocene medio, è posta alla base del principale orizzonte di rocce vulcano detritiche.

Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto - SUB04

Tale raggruppamento copre la maggior parte del territorio comunale. Secondo quanto riportato nella carta geologica del Marosticano occidentale fra Thiene e la valle del Torrente Laverda nel Vicentino (Piccoli, 1967), in questo gruppo si inseriscono le seguenti formazioni rocciose:

- Argille bentonitiche derivanti da vulcaniti;
- Breccie e tufi subaerei, ossidati, rosso-violacei, in grossi banchi o privi di stratificazione;
- Ialoclastiti stratificate e rimaneggiate;
- Ialoclastiti a stratificazione poco pronunciata;
- Lave vetrose "protoclastiche";
- Lave subaeree, talora scoriacee, grigie o rossastre, spesso con alterazione argillosa;
- Lave a fessurazione colonnare;
- Lave massicce, talora con alterazione argillosa;

Tali formazioni rocciose, che costituiscono il gruppo delle rocce superficialmente alterate e con substrato alterato, possono essere accorpate in 4 classi:

10

a) le vulcanoclastiti

La loro distribuzione è limitata rispetto alle lave basaltiche. Gli affioramenti sono spesso continui ed hanno una potenza di 30-35 m. Tali rocce hanno un contenuto più o meno abbondante di frammenti vulcanici di dimensioni variabili da 1 mm ad alcuni cm. La colorazione tipica è grigia con tonalità scure. La stratificazione è netta e resa ancor più evidente dall'alternanza di strati a tonalità diversa tra loro. Lo spessore medio degli strati si aggira sui 2-5 cm con rari strati di 20-25 cm di potenza.

b) le breccie vulcaniche d'esplosione intradiatremiche ed extradiatremiche

Con questo termine si vuole indicare una roccia la cui origine è legata alle varie fasi esplosive dell'attività vulcanica. La breccia vulcanica si presenta come una roccia composta da numerosi frammenti basaltici eterometrici angolosi contenuti in una matrice, sempre di origine vulcanica, di colore bruno-vinaccia, spesso alterata.

c) i basalti di colate laviche subacquee

Sono i più diffusi. Si tratta di basalti compatti, di colore nero e grigio scuro che assumono i toni del bruno-rosso se alterati. Spesso sono fratturati in blocchi delle dimensioni variabili da pochi cm al metro a seguito della contrazione della lava per raffreddamento. A volte sono visibili strutture particolari come le lave a cuscini (pillows lava); in tal caso si presentano come blocchi rotondeggianti, con dimensioni che variano da pochi centimetri fino a qualche metro. I pillow sono caratterizzati da una superficie liscia e vetrosa e da fratture concentriche e radiali; la loro frantumazione origina ialoclastiti.

d) i basalti di colate laviche subaeree

Hanno un aspetto granulare poco compatto. Le parti sommitali delle singole colate appaiono spesso bollose e vacuolari e, in alcuni punti, scoriacee. Sono particolarmente alterabili e si presentano spesso ossidate. Il colore varia dal bruno-rosso al grigio scuro.

Rocce tenere a prevalente attrito interno - SUB08

In tale gruppo si inseriscono le rocce di origine vulcanica costituite da breccie e tufi stratificati, rocce vulcano-sedimentarie e vulcano-terrigene stratificate, spesso fossilifere.

Materiali della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limo-argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbiose-ghiaiose e/o blocchi lapidei

Sono i terreni di alterazione del sottostante substrato vulcanico costituiti da una matrice argilloso-limosa che ingloba frammenti e blocchi prevalentemente basaltici. Compaiono sui versanti collinari, e all'interno delle valli intracollinari.

Materiali alluvionali, morenici, fluvioglaciali, lacustri, palustri e litorali

Sono materiali granulari più o meno addensati, provenienti dai terrazzi fluviali e/o fluvioglaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa.

3.4. Inquadramento idrogeologico

La rete idrografica superficiale è ben sviluppata e vede come elemento idrico principale il T. Astico.

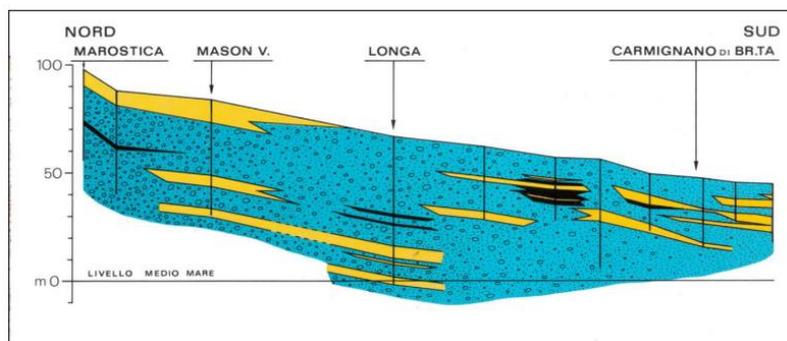
Il territorio collinare vulcanico è caratterizzato dalla presenza di un'estesa rete idrografica. La percentuale d'acqua defluita rispetto a quella precipitata è piuttosto alta.

Avendo i corsi d'acqua spiccato carattere torrentizio, le portate sono in stretta relazione all'andamento delle precipitazioni, con brevi periodi di morbida primaverili ed autunnali, seguiti da prolungati periodi di magra. In generale le acque tendono a defluire velocemente verso valle; quelle di infiltrazione alimentano settorialmente la circolazione idrica sotterranea.

In merito alla circolazione idrica sotterranea, nel settore collinare questa è limitata dalla bassa permeabilità dei terreni e delle rocce presenti. Le acque sotterranee del settore collinare, localmente presenti, fungono da alimentazione per l'acquifero freatico caratterizzante la pianura alluvionale e per il sistema di sorgenti che, secondo quanto indicato nella cartografia del P.A.T.I., sono poste all'interno del territorio comunale.

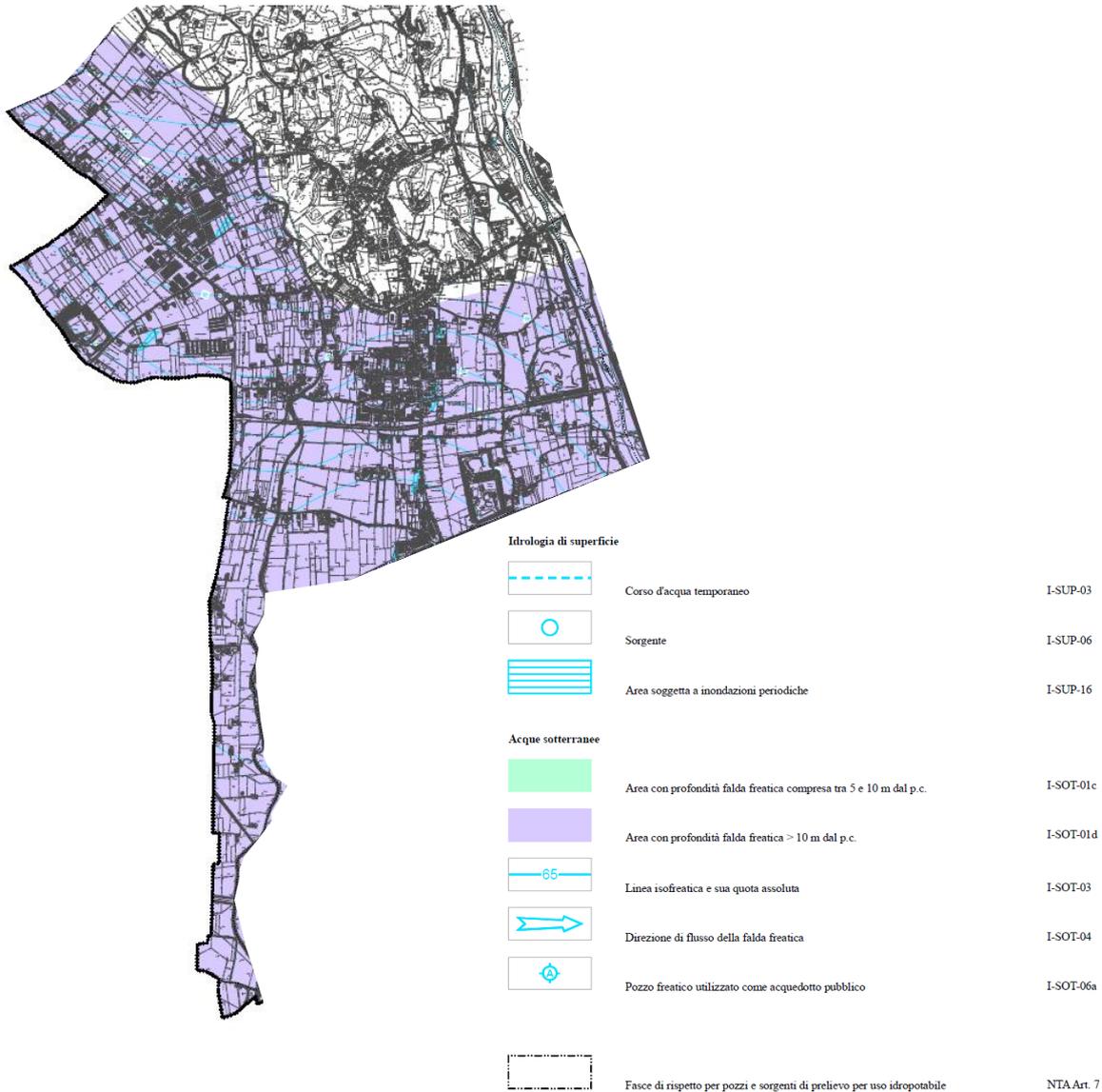
Nell'area di fondovalle, dove scorre il T. Astico, è presente un potente acquifero freatico caratterizzante il settore dell'alta pianura veneta. Esso è ospitato nel materasso alluvionale costituito da ghiaia e sabbia ed alimenta il sistema di falde della bassa pianura veneta, caratterizzato da una serie di falde sovrapposte, confinate ed in pressione, poste a valle idrogeologica rispetto alla fascia delle risorgive.

Schema idrogeologico dell'alta pianura veneta ((Estratto da Difesa degli acquiferi dell'alta pianura veneta - C.N.R. - Regione Veneto 1988)



L'acquifero freatico trae alimentazione da parte delle infiltrazioni delle acque meteoriche e dalle dispersioni di subalveo operate, in questo settore, dal T. Astico. Apporti minori sono garantiti da un deflusso idrico sotterraneo derivante dai rilievi limitrofi e da parte delle pratiche irrigue.

Circa in corrispondenza del T. Astico sono presenti dei pozzi terebrati nelle alluvioni recenti del torrente stesso. Questi definiscono che sotto una limitata copertura rimaneggiata si incontrano materiali ghiaiosi sciolti che presentano talora tracce di stratificazione incrociata e lenti sabbiose a medio-elevata permeabilità. Si tratta in prevalenza di ghiaie, subordinatamente di sabbie e di ciottoli, mentre la frazione “fine” è presente in modo irregolare. Molto spesso le varie classi granulometriche sono frammiste, in proporzioni variabili, sia in senso areale che verticale. La natura degli elementi litici rispecchia fedelmente quella delle formazioni presenti nel bacino montano dell’Astico. Infatti, questi sono costituiti da elementi di natura calcarea e calcareo-dolomitica, con presenza di qualche ciottolo basaltico e da rari elementi di porfido (deposito fluvio-glaciali). L’acquifero è indifferenziato con falda di tipo freatico a profondità maggiore di 10 m dal p.c. in tutto il fondovalle.

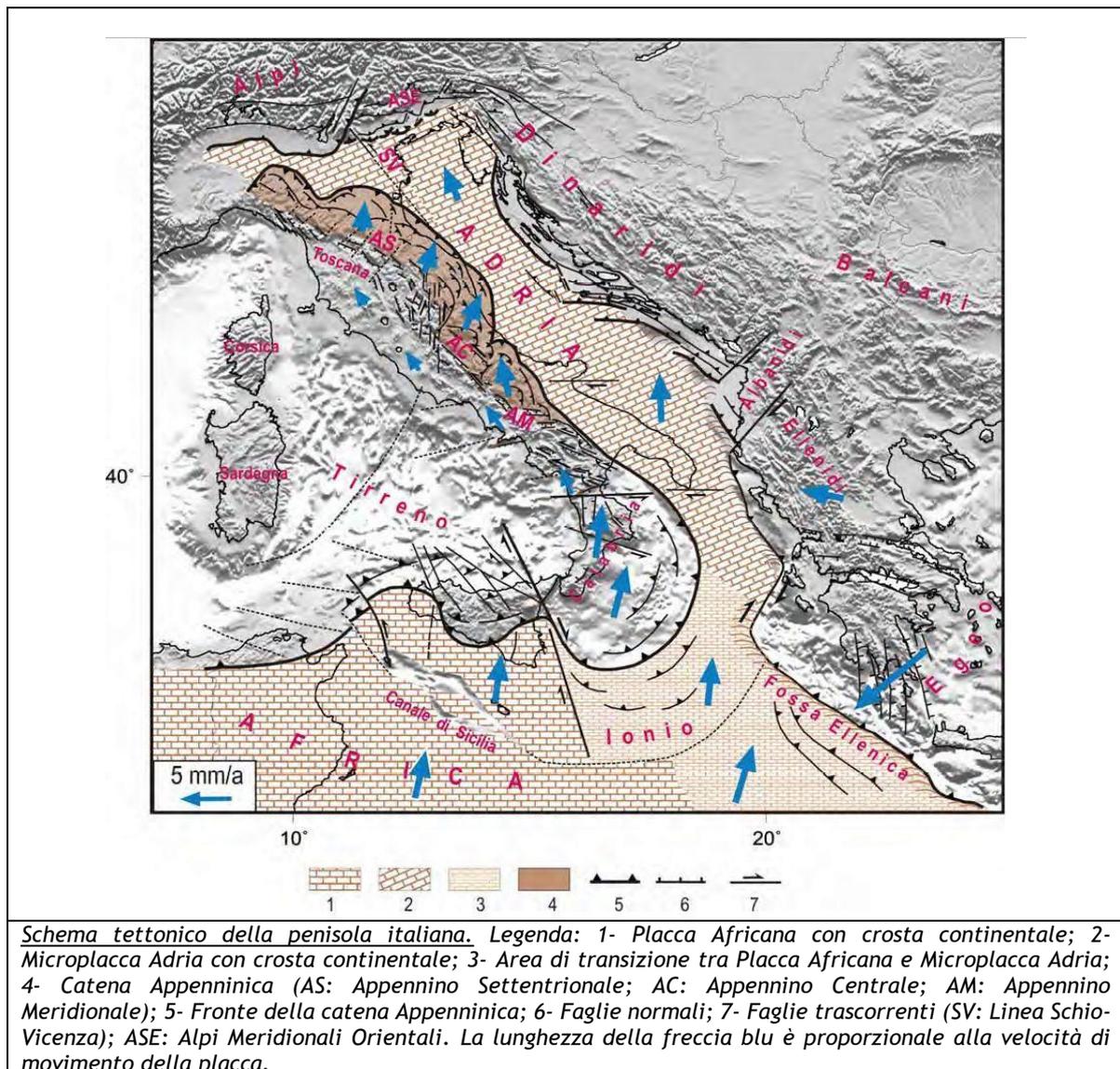


Estratto della Carta Idrogeologica del PATI Terre di Pedemontana riguardante una porzione del territorio comunale di Sarcedo

4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

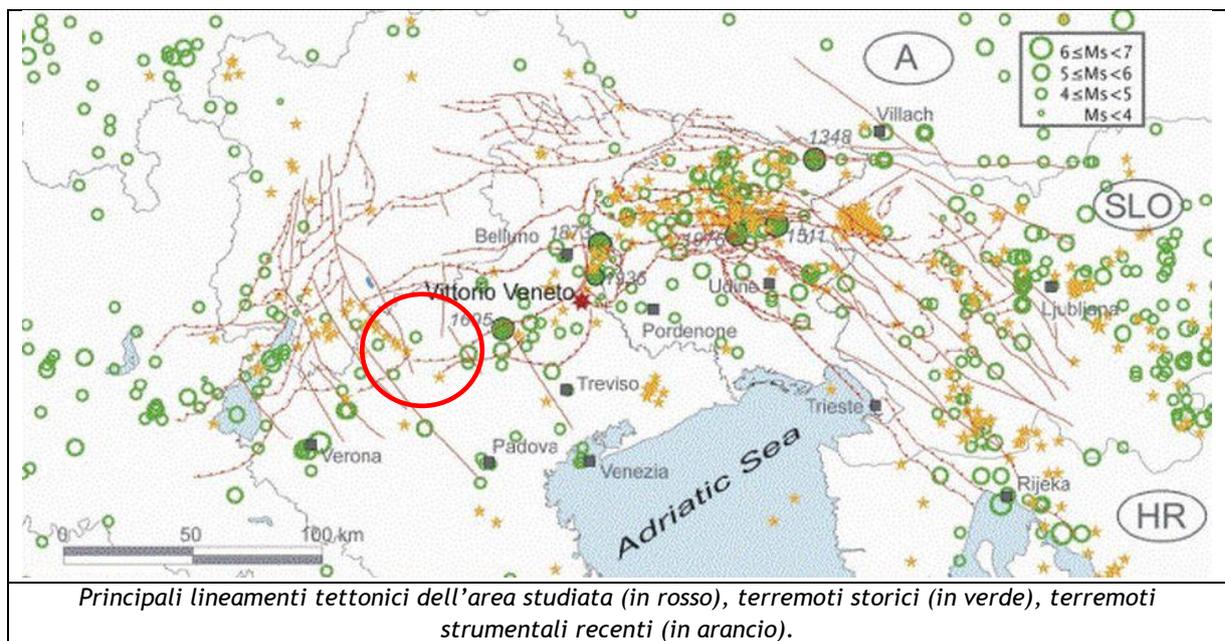
Dal punto di vista strutturale, il territorio di Sarcedo si colloca a cavallo tra l'alta pianura veneta e la grande unità litologica delle Alpi meridionali. Quest'ultima è stata interessata dal *rifting* giurassico con l'individuazione di una piattaforma carbonatica bordata dal bacino carnico, bacino bellunese, bacino di Tolmino e dal *plateau* carnico-giulio. La placca Adria, che tettonicamente rappresenta un promontorio della placca africana (Channell, 1996) collocata lungo la pianura padana veneta e lungo il mare Adriatico, interagisce attivamente con la placca europea determinando il corrugamento alpino e appenninico e, conseguentemente, lo *stress* tettonico attuale.



L'Adria è costituita da crosta continentale che, nella porzione più settentrionale, è rappresentata dal substrato della pianura padana interagente con il fronte della catena appenninica a sud e con il sud-alpino a nord. La collisione continentale tra la parte più settentrionale della placca Adria e quella europea ha portato alla formazione della catena alpina. La conseguente subduzione verso sud della placca europea e il sovrascorrimento della placca Adria (subduzione continentale, Bally et al., 1985) ha provocato la formazione di strutture di *retro-trust*. Un importante ruolo di svincolo cinematico

4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

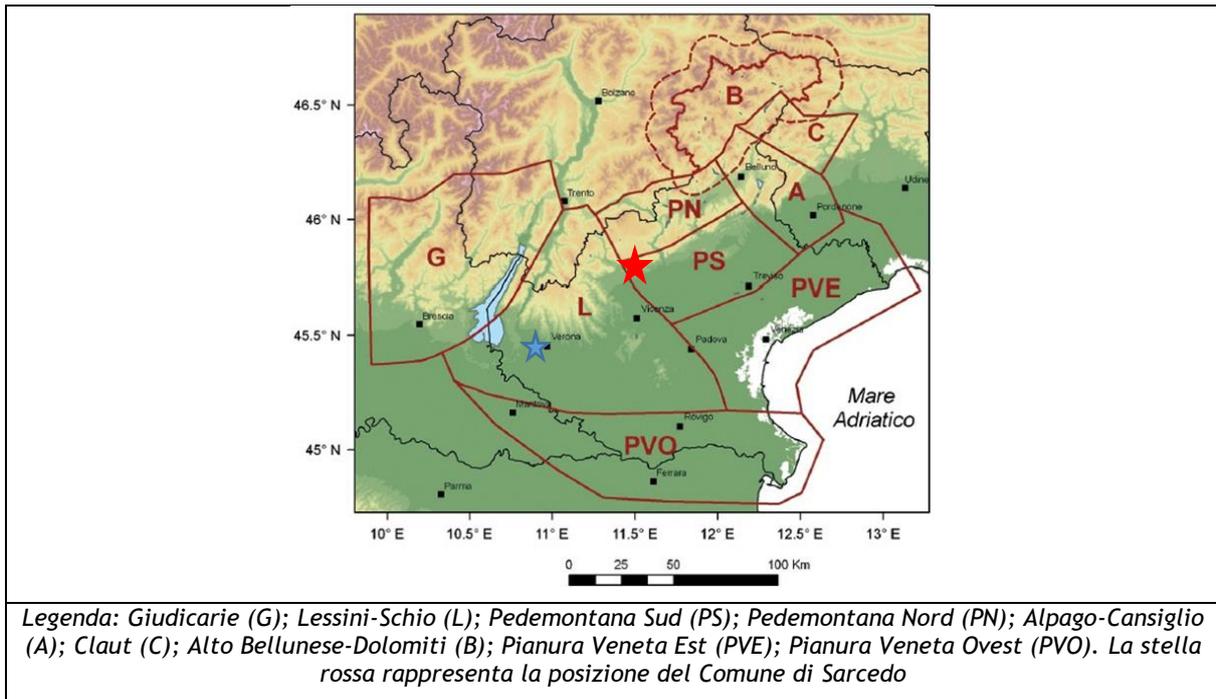
Il risultato finale dei movimenti tettonici crostali è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono infatti avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4 (l'epicentro sembra localizzato nell'attuale zona di confine tra Italia e Austria), nel 1511 nella zona tra Gemona e Idria con MS 6,2, nel 1695 ad Asolo con MS 6,5, nel 1873 nell'Alpago con MS 6,3 e nel 1976 a Gemona con MS 6,5. Oltre a questi, nel 1936 un terremoto di magnitudo (MS) 6,1 ha provocato distruzioni nei paesi del Cansiglio. La figura seguente mostra le faglie principali rilevate nella regione e la distribuzione spaziale dei maggiori terremoti. Questi ultimi, nell'area indagata, risultano di numero molto inferiore rispetto a quelli avvenuti nel vicino Friuli: bisogna segnalare, però, che la sismicità friulana risente della coda del forte terremoto del 1976 e che le stazioni della rete sismometrica dell'Italia nord-orientale sono state ubicate, per un lungo periodo, esclusivamente sul territorio friulano.



Le principali strutture tettoniche nel Veneto centro-orientale sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati talvolta da faglie trascorrenti.

Nel lavoro "Distretti sismici del Veneto" (M. SUGAN E L.PERUZZA, 2011) il territorio regionale del Veneto è stato suddiviso in distretti sismici: ogni distretto rappresenta un'area all'interno della quale si ritiene che i terremoti possano essere identificati da alcuni elementi sismogenetici comuni, con la consapevolezza comunque che le schematizzazioni in tal senso sono sempre riduttive e devono essere opportunamente contestualizzate nell'interpretazione dello specifico evento sismico. Sulla base di dati sismologici, elementi geologico-strutturali e informazioni relative alla cinematica e alla tettonica attiva, sono stati identificati 9 distretti sismici come visibile nella figura sotto riportata.

Il territorio comunale di Sarcedo è ubicato all'interno del "Distretto Pedemontana Sud (PS)", come è possibile osservare dall'immagine seguente.



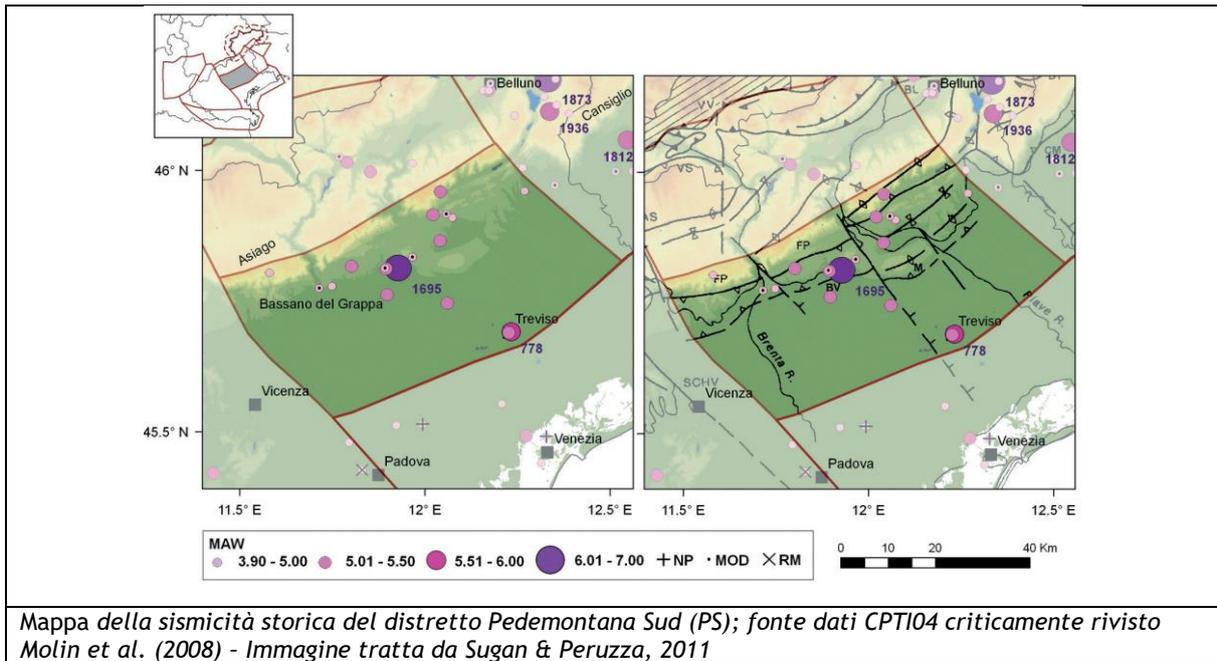
Questa regione comprende parte del fronte esterno Plio-Quaternario della Catena Sudalpina orientale, e si estende dall’altopiano di Asiago fino alla zona pedemontana del margine del Cansiglio. In questo settore è presente la “Flessura Pedemontana”, una importante anticlinale di rampa a sviluppo bloccato dai condotti vulcanici, dal quale prendono il nome sia questo distretto, sia il contiguo elemento (Pedemontana Nord) a NO; la loro distinzione si basa sul fatto che si ritiene che le strutture verso nord abbiano raggiunto una configurazione tettonica quasi definitiva mentre quelle nella porzione meridionale possano essere le potenziali sorgenti di terremoti distruttivi.

Il distretto Pedemontana Sud si estende a SE alla zona di pianura, approssimativamente ad includere la fascia delle risorgive; lungo la catena, il sistema strutturale è troncato bruscamente ad ovest dagli allineamenti disposti NO-SE del Sistema Schio-Vicenza, verso est da elementi paleogeografici riconducibili alla strutturazione della Piattaforma Friulana (margine occidentale del massiccio del Cansiglio).

L’area è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti ad andamento ENE-OSO, prevalentemente vergenti a S-SE e tutt’ora presenta un’attività tettonica rilevante, con una compressione attiva la cui velocità è stimata nell’ordine di qualche mm/a.

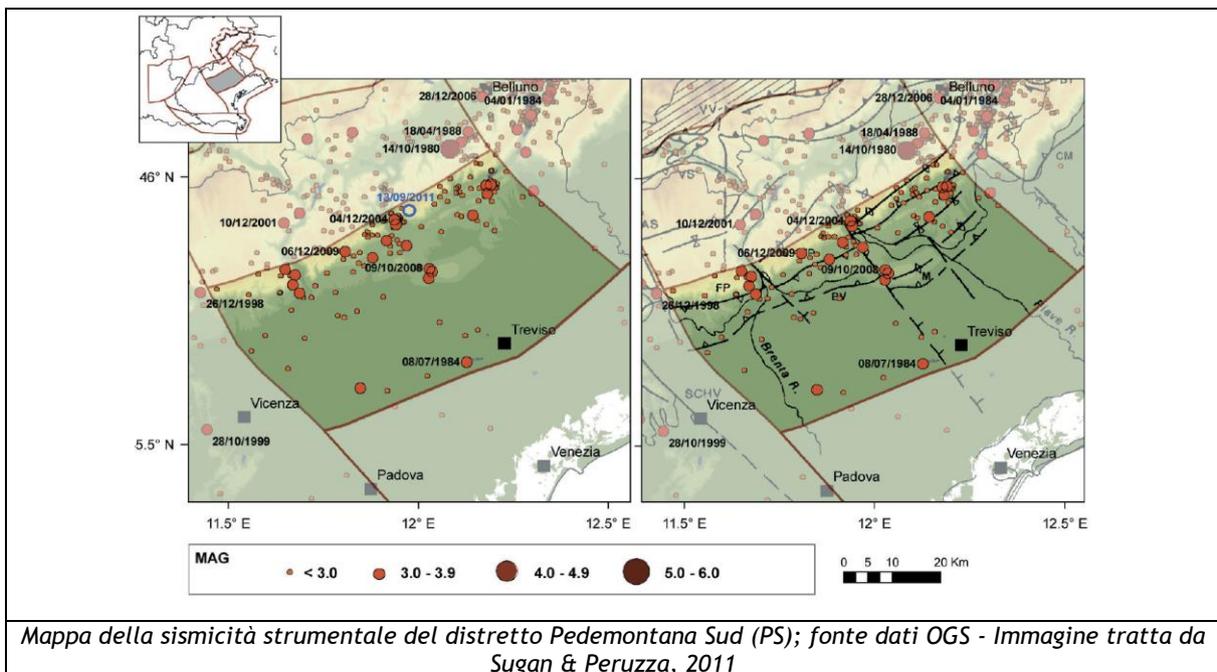
La stretta di Quero e il rilievo del Montello sono gli elementi geologici e morfologici del distretto attorno ai quali si sono maggiormente concentrati studi per il riconoscimento di faglie attive (Benedetti et al., 2000; Ferrarese e Sauro, 2005; Anselmi et al., 2007, 2011; Burrato et al., 2009). Nonostante ciò, il potenziale sismico dell’area resta ancora piuttosto controverso, e si moltiplicano gli studi per comprendere la relativa assenza di sismicità su faglie ritenute capaci di generare forti terremoti.

Storicamente la zona è interessata da un evento distruttivo e numerosi eventi che hanno superato la soglia del danno (I0=VI MCS), documentati in modo abbastanza affidabile sin dal XIII secolo (vedi la successiva mappa di sismicità storica); danni significativi dovuti ad eventi più antichi vengono invece attribuiti esclusivamente o prevalentemente alla città di Treviso (778, I0=VIII-IX, MW=5,84; 1268, I0=VII-VIII, MW=5,37), per questi eventi è oggi impossibile risolvere la vera localizzazione, data la scarsità di fonti storiografiche che documentano danni.



Negli ultimi due secoli, l'evento maggiore è stato quello del 12 giugno 1836, localizzato nell'area di Bassano, che ha raggiunto la soglia del danno significativo (I_0 =VII-VIII MCS, $MW=5,48$), e una serie di eventi dannosi, prevalentemente documentati nella seconda metà del XIX secolo. Da oltre un secolo, quindi, nell'area non si verificano eventi di energia significativa.

La sismicità registrata strumentalmente dal 1977 si presenta da bassa a moderata, con diversi eventi di magnitudo maggiore di 3, limite teorico della soglia di percezione, localizzati lungo la fascia esterna della catena alpina, nella zona della Flessura Pedemontana (FP) e del Montello (M). La magnitudo massima registrata nell'area fino al 2010 è $MD=3,3$, relativa agli eventi marcati con la data nella seguente mappa di sismicità strumentale.



Il 13 settembre 2011, è avvenuto un evento di $ML=3,7$, percepito particolarmente nella località di Moriago della Battaglia; esso risulterebbe l'evento più energetico in epoca strumentale, nonostante effetti di stazione abbiano portato ad una possibile sovrastima della magnitudo di 2-3 decimi di grado. Altri eventi di $M>3.0$ sono avvenuti lungo il corso del Brenta nel 2002 (maggio, luglio e settembre) e nel 2006; il 6 dicembre 2009 sono stati registrati nella zona del Monte Grappa due eventi rispettivamente di MD 2,7 e 3,3. All'area del Montello sono invece riferiti gli eventi del 9 ottobre 2008 ($MD=3,3$) e del 23 giugno 2010 ($MD=3,23$). Si ritiene utile ricordare che nell'adiacente distretto Pedemontana Nord, al confine con la PS, nel comune di Mel, è localizzato l'epicentro del terremoto del 14 ottobre 1980 di $MD=4,0$ (Slejko *et al.*, 1989). Anche questo evento, ad oggi il terremoto più forte occorso in tempi recenti nel distretto Pedemontana in senso lato, presenta una prevalente componente trascorrente.

4.3 Sismicità storica

Il Veneto è attualmente una regione silente dal punto di vista sismico. L'assenza di grossi eventi sismici recenti sorprende, ma non deve far pensare che sia una regione ormai tettonicamente inattiva. Evidenze di movimenti recenti (neotettonica) sono osservabili soprattutto nella fascia pedemontana (in particolare al confine tra le province di Belluno e Treviso) lungo la quale sono allineati i principali eventi storici.

La pericolosità sismica del Veneto è in parte legata all'attività dei distretti sismici del Friuli centrale e, in minor misura, dell'Alpago e del Garda. Allo stato attuale, il territorio regionale è interessato da una certa sismicità di magnitudo media, messa in luce negli ultimi decenni dal monitoraggio strumentale dell'attività sismica.

Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Veneto si possono ricordare:

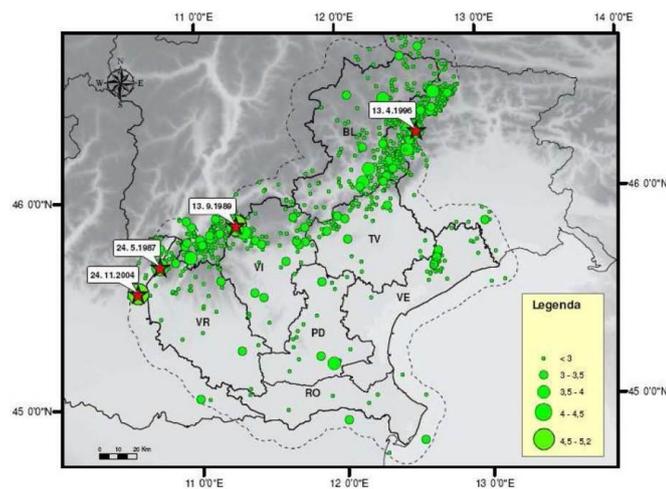
Data	Area epicentrale	I MCS MAGNITUDO	Descrizione
03/01/1117	veronese	IX-X Mw=6.7	I danni maggiori si registrarono a Verona, ma interessarono anche la valle dell'Adige e, verso sud, il territorio fino ai primi rilievi emiliani.
04/11/1268	trevigiano	VII-VIII Mw=5.4	Colpita la provincia di Treviso. Danni gravi a Treviso, Feltre, Asolo. La scossa fu fortemente risentita a Padova.
25/02/1695	asolano	X Mw=6.5	Gravi danni in larga parte del Veneto in particolare nell'alto trevigiano, a sud del monte Grappa. Colpita la città di Asolo. Centinaia le vittime.
12/06/1836	Bassano	VIII Mw=5.5	Le località più danneggiate furono Liedolo, Fonte, Sant'Eulalia: Complessivamente crollarono un centinaio di case. Sentita fortemente anche a Venezia.
11/08/1866	monte Baldo	VII Mw=4.9	Danni nelle località poste sulla riva orientale del Lago di Garda, in particolare ad Assenza, Cassone, Castelletto, Malcesine.
29/06/1873	bellunese	IX-X Mw=6.3	L'area più colpita dalla scossa fu il bellunese, ma gravi danni subirono gli edifici dei paesi compresi tra Belluno, Pordenone e Conegliano Veneto (TV). Il centro più danneggiato fu Belluno e si osservarono lesioni anche a Gorizia, Pordenone, Trieste, Udine, Verona e Vicenza. 80 le vittime.
29/04/1876	monte Baldo	VII Mw=4.9	La scossa provocò danni a Cassone, Malcesine, Ferrara di Monte Baldo.
18/09/1882	monte Baldo	VII Mw=5.0	Interessati i paesi della costa orientale del Lago di Garda, con danni lievi nei paesi di Cassone e Castelletto di Brenzone. Risentita a Verona.

07/06/1891	valle d'Illassi	VIII-IX Mw=5.9	I danni più gravi a Castelvero, Badia Calavena, Marzemigo. Una ventina i paesi danneggiati in modo significativo (superiore o pari al VII MCS). La scossa fu risentita fino a Trieste, Auronzo, Bormio, Chiavenna, Domodossola, Torino, Asti, Genova.
19/02/1932	monte Baldo	VII-VIII Mw=5.0	La scossa provocò danni a diverse località della sponda veronese del Lago di Garda, tra le quali Albisano, S. Zeno, Garda.
18/10/1936	Alpago-Cansiglio (BL-PN)	IX Mw=6.1	Colpita la zona di confine fra le attuali province di Belluno, Treviso e Pordenone con i massimi effetti a sud dell'altopiano del Cansiglio nei paesi di Fiaschetti, Stevenà e Villa di Villa. Gravissimi danni anche a nord del Cansiglio, nella conca d'Alpago in particolare nelle località di Puos d'Alpago, Cornei e Villa.

Nel periodo 1977-2006, la rete gestita dall'OGS (Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste) ha registrato in Veneto quasi 1200 eventi sismici con magnitudo compresa tra 2,0 e 3,0.

La maggior parte di questi eventi è localizzata lungo la fascia prealpina che unisce l'Alpago al monte Baldo. La profondità epicentrale più frequente è compresa tra i 7 e i 15 km di profondità. Solo l'11% degli eventi si colloca a profondità maggiore (fino a 22 km).

Nella figura seguente è riportata la distribuzione di tutti i terremoti registrati da OGS distinti per classi di magnitudo di durata M_D ¹. Gli eventi con $M_D > 4$, i cui epicentri ricadono nel territorio regionale o in prossimità di esso, sono identificati con una stella rossa.



Distribuzione di tutti i terremoti recenti registrati dalla rete sismometrica gestita da OGS in Veneto nel periodo 1977 – 2006 (Priolo, 2008)

I terremoti identificati con la stella rossa sono così sintetizzabili:

- 24/05/1987 - Garda - $M_D = 4,2$
- 13/09/1989 - Pasubio - $M_D = 4,8$
- 13/04/1996 - Claut - $M_D = 4,2$
- 24/11/2004 - Salò - $M_D = 5,2$

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Sarcedo è stata fatta utilizzando il database macrosismico italiano DBMI15 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Antonucci A. (2022). Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

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.

(<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>); rispetto al precedente DBMI11, raccomandato nelle linee guida della Regione Veneto per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI15 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

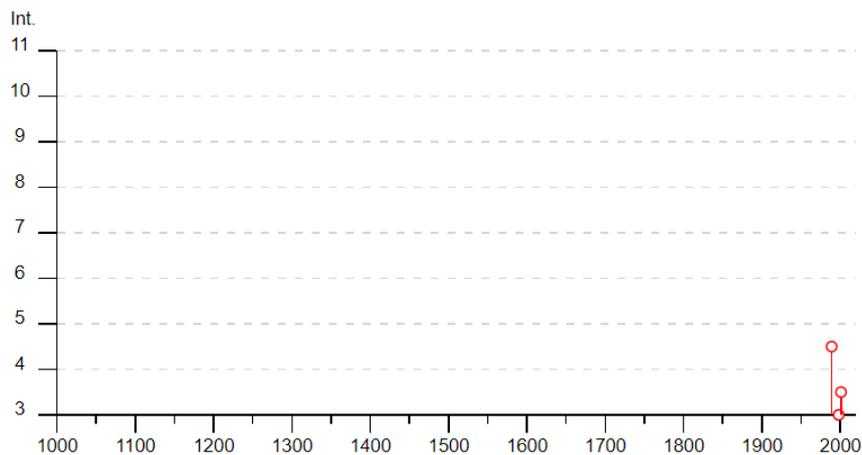
Nello specifico, il comune di Sarcedo appare 4 volte nel Database sopra citato con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto)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

Effetti	In occasione del terremoto del							NMDP	Io	Mw
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale			
4-5	1989	09	13	21	54	0	Prealpi Vicentine	779	6-7	4.85
3	1998	03	26	16	26	1	Appennino umbro-marchigiano	409		5.26
3-4	2001	07	17	15	06	1	Val Venosta	657	5-6	4.78
NF	2002	11	13	10	48	0	Franciacorta	768	5	4.21

Sarcedo

PlaceID	IT_25305
Coordinate (lat, lon)	45.707, 11.528
Comune (ISTAT 2015)	Sarcedo
Provincia	Vicenza
Regione	Veneto
Numero di eventi riportati	4

Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di Sarcedo (per terremoti con intensità al sito superiore o uguale a 3) tra gli anni 1000 e fino al 2020.



4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

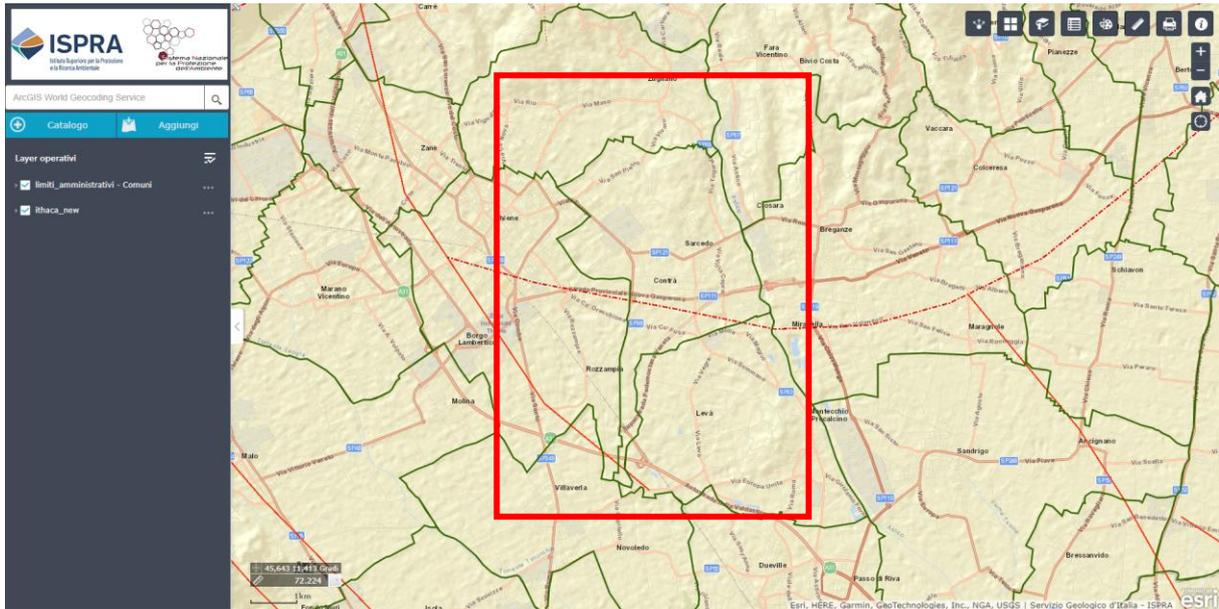
Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Sarcedo, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.3.0.

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 (ITaly HAZard from Capable faulting) 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 (<http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/Mappatura.aspx>).

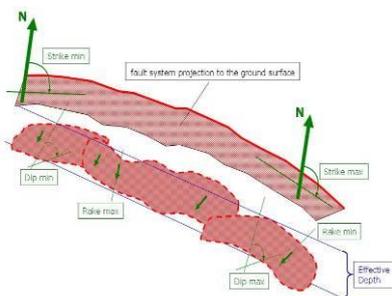
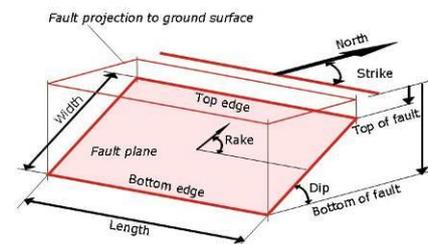
Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione è stato possibile determinare la

presenza di una faglia attiva e capace, denominata Thiene-Bassano (codice 70304), nel territorio in esame.



La mappa dell'INGV riportata di seguito, ricavata dal DISS 3.3.0 (DISS Working Group (2021). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.3.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0>), mostra 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.

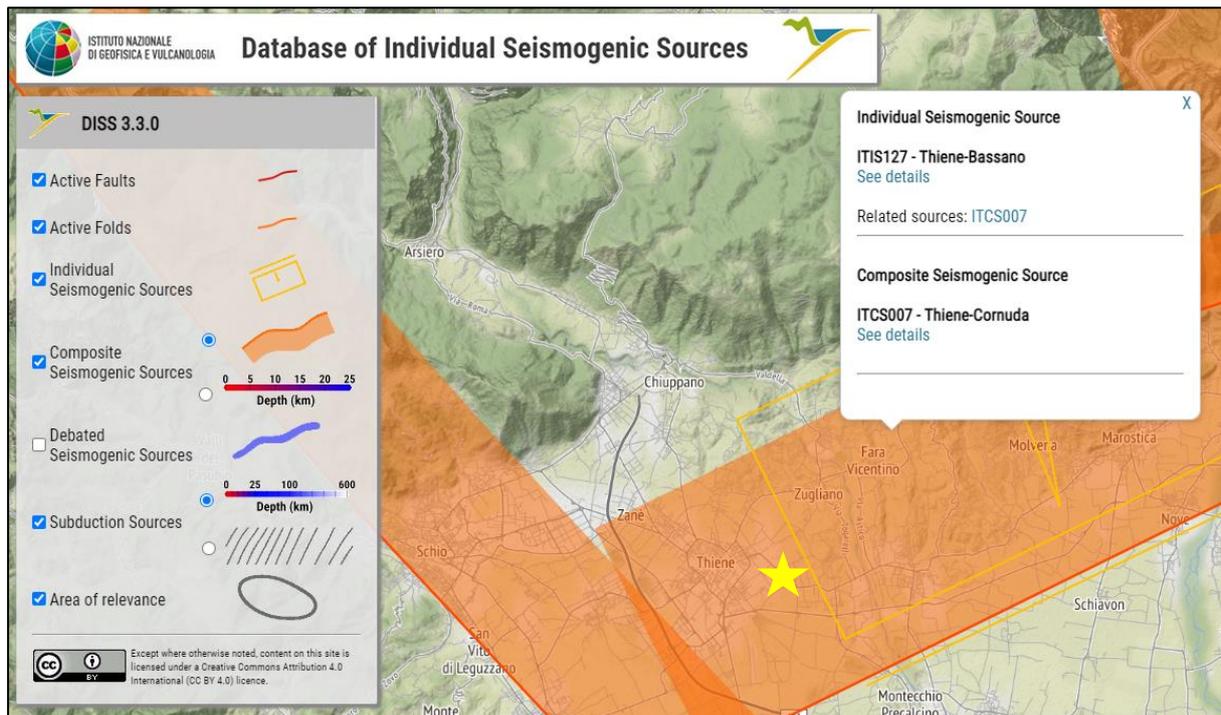


Sorgenti composite (CS): sono regioni estese

contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a 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 include tutto il territorio di Sarcedo al confine con la Sorgente composita (CS) ITCS 007 “Thiene-Cornuda”, di cui fa parte la Sorgente individuale (IS) ITIS127 “Thiene - Bassano”, già riscontrata all’interno del database ITHACA.



Mapa DISS 3.3.0

Questa sorgente composta si trova lungo le pendici sud-occidentali del Veneto e appartiene al sistema di thrust che borda la pianura veneto-friulana nell'Italia nord-orientale. Questo fronte è un sistema di faglie convergenti da S a SE della catena sudalpina orientale e si pensa che ospiti la Convergenza ca. N-S tra Africa (qui la microplacca adriatica) ed Europa.

Il ruolo e la geometria complessiva di questa sorgente si basa sul sistema di thrust (di cui fa parte la sorgente individuale “Thiene - Bassano”) che bordano la pianura veneta e friulana per oltre 100 km (“Linea di Aviano” secondo Castaldini e Panizza, 1991). L'attività dei thrust è stata dimostrata da terrazze sollevate, valli fluviali abbandonate e aree di cedimento tettonica studiate da Galadini et al. (2005). Si ritiene che questo settore della catena delle Alpi Meridionali nord-orientali sia caratterizzato da terremoti di grande magnitudo (Mw 6+, come l'evento del 1695) che sono generati da segmenti del thrust frontale, vergente da S a SE, mentre eventi di minore entità (Mw 5+), ma potenzialmente distruttivi, possono essere generati da strutture secondarie, come la back-thrust del Monte Grappa.

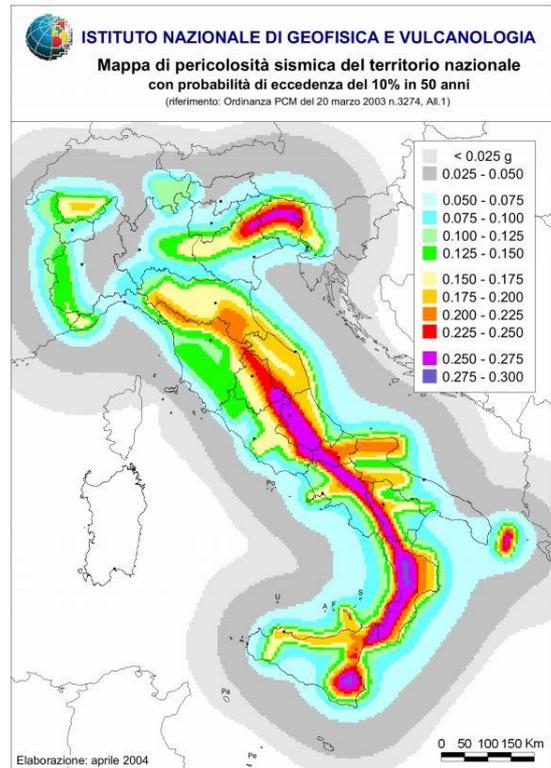
Questa sorgente è tagliata al centro da strutture trasversali che fungono da svincoli tra le porzioni sud-occidentali e nord-orientali del thrust.

Alcuni segmenti di questa sorgente sono stati associati ai principali terremoti che hanno colpito questa regione.

Minima profondità (km)	0.5
Massima profondità (km)	6.5
Direzione (°)	240 - 245
Inclinazione (°)	30 - 40
Rake (°)	80 -100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,68 - 0,96
Magnitudo massima	6,5

4.5 Zonazione sismica nazionale

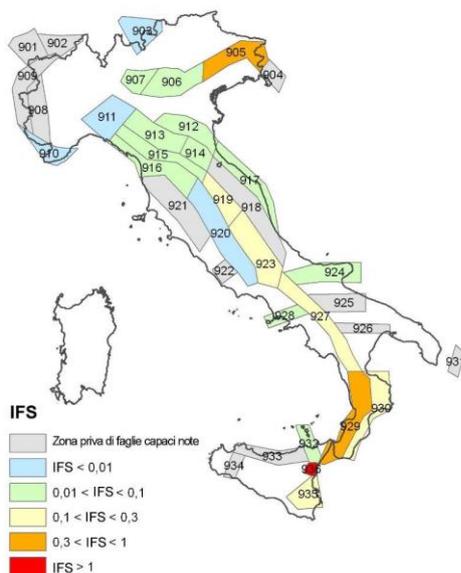
In seguito all’emanazione dell’O.P.C.M. 20/03/2003, n° 3274, in cui si manifestava l’esigenza di una mappa di pericolosità sismica di riferimento per l’individuazione delle zone sismiche sul territorio nazionale, è stato redatto a cura dell’INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) un documento 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 CPT12, ora arrivato alla versione CPT11).

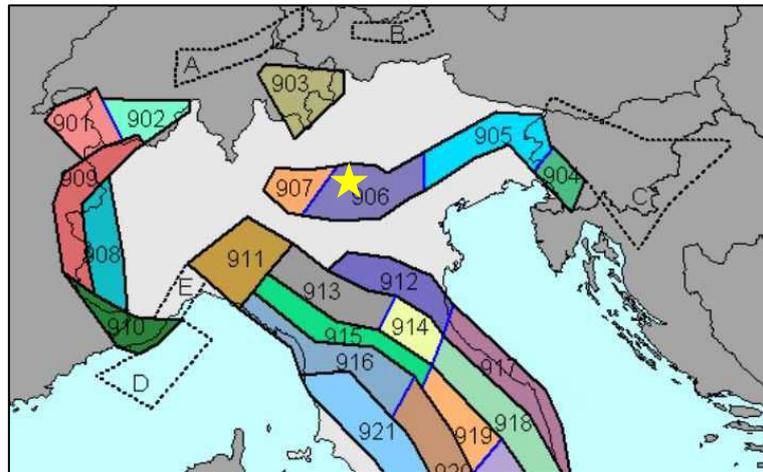
Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.



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 Veneto ricadono le Zone Sismogenetiche n° 905 “Friuli-Veneto orientale” e n° 906 “Garda-veronese”, che interessano rispettivamente la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana che da Bassano prosegue fino al Lago di Garda. Il meccanismo di fagliazione responsabile dei terremoti che si sono verificati in entrambe le zone è di tipo faglia inversa, con una profondità ipocentrale media stimata di 8 km. Entrambe le zone sono legate all’interazione Adria-Europa ma presentano una sismicità differente.

Il comune di Sarcedo si posiziona all'interno della zona sismogenetica n. 906 della figura seguente che comprende la fascia pedemontana che da Bassano prosegue fino al lago di Garda. Il meccanismo di fagliazione responsabile dei terremoti che si verificano in questa zona è di tipo faglia inversa, con una profondità ipocentrale media stimata di 5÷8 km.

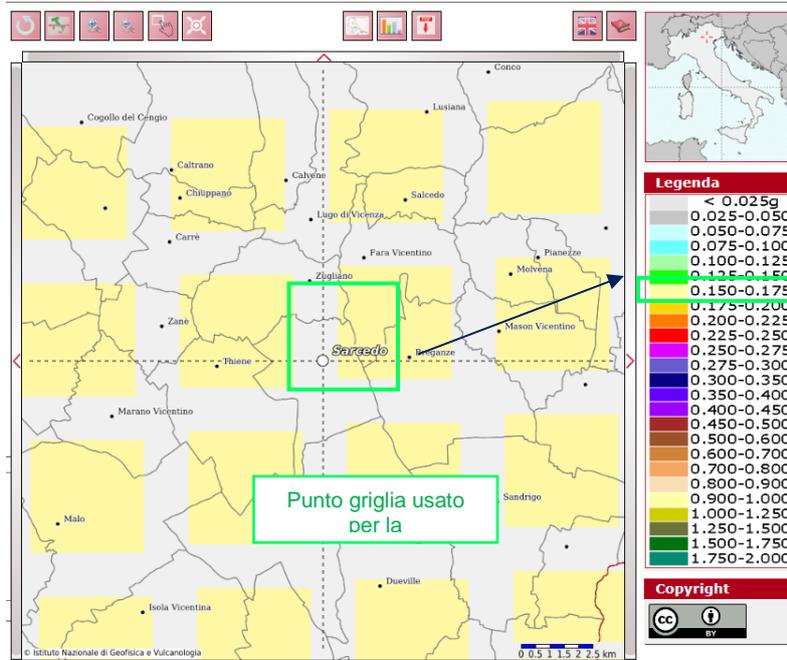


Dettaglio della Carta delle zone sismogenetiche ZS9 (Meletti e Valensise, marzo 2004).

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 Sarcedo, 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 subpianeggianti di Categoria A.

Modello di pericolosità sismica MPS04-S1



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. 2018)

Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n° 71 del 22/01/2008, il territorio oggetto del presente studio di Microzonazione Sismica è inseribile nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra 0,150g e 0,175 (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n° 3519 stessa.

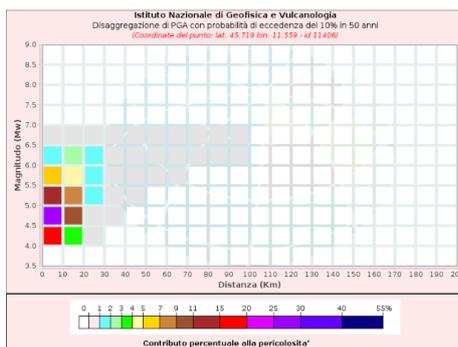
a) Ciascuna zona è individuata mediante valori di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s, secondo lo schema seguente:

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

Infatti, con la nuova D.G.R. n.244 del 09 marzo 2021, con cui è stato aggiornato l'elenco delle zone sismiche del Veneto, il Comune di Sarcedo è passato dalla zona sismica 3 alla zona sismica 2.

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).

Dalla ricostruzione dell'INGV riportata sopra, considerando un tempo di ritorno $T_r = 475$ anni e una Categoria A di sottosuolo in condizioni subpianeggianti, si evidenzia che il maggior contributo alla pericolosità sismica locale è dato da eventi di entità M_w compresa tra 4,0 e 6,5 e relativamente vicini ($R =$ entro 10-30 km).



Distanza (Km)	Magnitudo (M_w)										
	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	0.0000	15.9000	26.5000	12.9000	5.3900	1.9700	0.1960	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10-20	0.0000	3.5100	9.0500	7.4900	4.9000	2.6100	0.3200	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20-30	0.0000	0.1010	0.9270	1.6000	1.6600	1.3200	0.2090	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30-40	0.0000	0.0000	0.0215	0.3700	0.7670	0.9260	0.1830	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
40-50	0.0000	0.0000	0.0000	0.0258	0.2440	0.4320	0.0988	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
50-60	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0474	0.1760	0.0466	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60-70	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0035	0.0655	0.0217	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70-80	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0187	0.0097	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
80-90	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0035	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
90-100	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100-110	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110-120	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
120-130	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
130-140	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
140-150	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
150-160	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
160-170	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
170-180	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
180-190	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
190-200	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Valori Medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.04	10.0	0.759

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata dal n°906 e precedentemente descritta viene considerata omogenea 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.

Secondo il paragrafo 2.8 degli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica”, la magnitudo massima attesa nella Zona n° 906 vale $M_{wmax} = 6,60$.

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 MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1 Introduzione

I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampiamente 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.

Una 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 Settanta, 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.);

EFFETTI DI SITO

➤ Qualunque sia l'effetto locale analizzato è necessario valutare preliminarmente gli 'Effetti di sito' ('Risposta Sismica Locale'), ovvero le **modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza** del moto sismico rispetto al **moto di riferimento su affioramento rigido pianeggiante**

- Si distinguono 3 tipi principali di effetti:
1. **effetti stratigrafici** (monodimensionali, 1D)
 2. **effetti di valle** (bi-tridimensionali, 2D-3D)
 3. **effetti topografici** (bi-tridimensionali, 2D-3D)



- **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 analogo 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 Sarcedo, 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 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.

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, 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, nel territorio comunale di Sarcedo è stato eseguito uno studio di MS di Livello 1 e Livello 3 su tutto il territorio comunale secondo le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13/11/2008 e s.m.i..

Lo studio di microzonazione sismica (MS) di Livello 1 e Livello 3 è consistito nella raccolta ed elaborazione dei dati esistenti di natura geologica, geomorfologica, idrogeologica, geotecnica e sismica al fine di pervenire ad una prima suddivisione del territorio comunale studiato in zone omogenee dal punto di vista del comportamento sismico.

In particolare, come sarà possibile leggere nei paragrafi seguenti, nello studio di MS1 è stato dimostrato che tutto il territorio di Sarcedo è da considerarsi suscettibile di amplificazione sismica, in quanto il moto sismico di base è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante.

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 PATI comunale, del database personale degli scriventi e presso gli archivi dell'ufficio tecnico. In particolare, seppur sono state recuperate indagini significative sia dal punto di vista geologico che geofisico, al fine di caratterizzare opportunamente tutti i litotipi presenti nel comune di Sarcedo sono state condotte alcune misure in prossimità dei punti ritenuti più significativi; le indagini condotte sono state schedate e riportate in allegato. In particolare, sono state effettuate e recuperate:

- n°28 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°21 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°9 prove pentrometriche dinamiche per la ricostruzione stratigrafica del sottosuolo;
- n°5 sondaggi geognostici a carotaggio continuo per la ricostruzione stratigrafica del sottosuolo.

30

6.1.1 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 17/01/2018;

- 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.

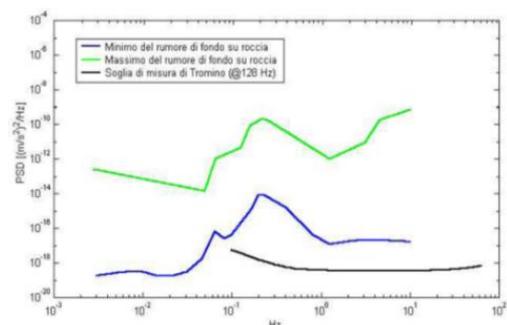
Possiamo scrivere questo come:

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 Moho S.r.l. 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.



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° 28 misure H.V.S.R. siano state distribuite in modo da interessare completamente le località da microzonare del comune di Sarcedo: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il “modo” di rispondere dei vari depositi alle sollecitazioni sismiche.

Durante le fasi interpretative delle misure H.V.S.R. si è cercato di individuare la frequenza “fondamentale” considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale. Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino®.

CODICE PROVA	F ₀ “FONDAMENTALE” [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 20 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz)
024097P8	0	no
024097P9	6.3	si
024097P11	1.88	si
024097P15	4.0	si
024097P19	8.8	si
024097P21	2.97	si
024097P22	4.03	si
024097P23	5.31	si
024097P24	3.38	si
024097P25	5.41	si
024097P26	5.44	si
024097P27	3.38	si
024097P28	3.53	si
024097P29	2.81	si
024097P30	0	no
024097P31	3.88	si
024097P32	3.0	si
024097P33	1.44	si
024097P34	1.47	si
024097P35	5.0	si
024097P36	2.06	si
024097P37	4.8	si
024097P38	0	no
024097P42	7.16	si
024097P39	0.78	si
024097P40	3.75	si
024097P43	4.06	si
024097P41	3.41	si

In allegato fuori testo sono invece riportati i report dei risultati di tali prove. In particolare, come è possibile osservare da un estratto riportato a seguire, per ogni misura sono stati indicati:

- i grafici rappresentanti il rapporto spettrale H/V registrato e l’andamento delle tre componenti spettrali;
- la time history del segnale e la documentazione fotografica;
- la qualità del segnale acquisito in base al progetto SESAME (*Linee guida 2005*).

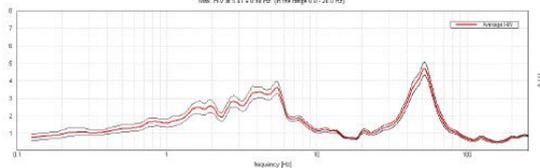


MS3 SARCEDO, P25
Strumento: TEP-0124/01-10
Formato dati: 16 bit
Fondo scala [mV]: 51
Inizio registrazione: 03/10/2002 12:16:29 Fine registrazione: 03/10/2002 12:34:29
Nomi canali: NORTH SOUTH, EAST WEST, UP DOWN, north south, east west, up down;
Y+ Y-; X+ X-; Z+ Z-
Dato GPS non disponibile
Durata registrazione: 0h18'00" Analizzato 85% tracciato (selezione manuale)
Freq. campionamento: 512 Hz
Lunghezza finestra: 20 s
Tipo di lisciamto: Triangular window
Lisciamto: 10%

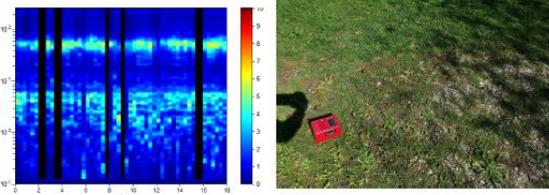
[Secondo le linee guida SESAME, 2005. Si raccomanda di leggere attentamente il manuale di *Grilla* prima di interpretare la tabella seguente].

Picco H/V a 5.41 ± 0.98 Hz (nell'intervallo 0.0 - 20.0 Hz).

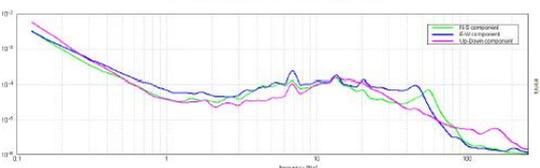
RAPPORTO SPETTRALE ORIZZONTALE SU VERTICALE



SERIE TEMPORALE H/V



SPETTRI DELLE SINGOLE COMPONENTI



Criteri per una curva H/V affidabile (Tutti 3 dovrebbero risultare soddisfatti)					
$f_p > 10 / L_w$	5.41 > 0.50	OK			
$n_s(f_p) > 200$	4973.8 > 200	OK			
$\sigma_x(f) < 2$ per $0.5f_0 < f < 2f_0$ se $f_0 > 0.5$ Hz	Superato 0 volte su 260	OK			
$\sigma_x(f) < 3$ per $0.5f_0 < f < 2f_0$ se $f_0 < 0.5$ Hz					
Criteri per un picco H/V chiaro (Almeno 5 su 6 dovrebbero essere soddisfatti)					
Esiste f^* in $[f_0/4, f_0] A_{H/V}(f^*) < A_0 / 2$	6.625 Hz	OK	NO		
Esiste f^* in $[f_0, 4f_0] A_{H/V}(f^*) < A_0 / 2$	3.62 > 2	OK			
$f_{picco}(A_{H/V}(f) \pm \sigma_x(f)) = f_p \pm 5\%$	[0, 18148] < 0.05		NO		
$\sigma_f < \epsilon(f)$	0.98112 < 0.27031		NO		
$\sigma_x(f_0) < \theta(f_0)$	0.3349 < 1.58	OK			
L_w	lunghezza della finestra				
n_w	numero di finestre usate nell'analisi				
$n_c = L_w n_w f_0$	numero di cicli significativi				
f	frequenza attuale				
f_0	frequenza del picco H/V				
σ_f	deviazione standard della frequenza del picco H/V				
$\epsilon(f)$	valore di soglia per la condizione di stabilità $\sigma_f < \epsilon(f)$				
A_0	ampiezza della curva H/V alla frequenza f_0				
$A_{H/V}(f)$	ampiezza della curva H/V alla frequenza f				
f^-	frequenza tra $f_0/4$ e f_0 alla quale $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$				
f^+	frequenza tra f_0 e $4f_0$ alla quale $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$				
$\sigma_x(f)$	deviazione standard di $A_{H/V}(f)$, $\sigma_x(f)$ è il fattore per il quale la curva $A_{H/V}(f)$ media deve essere moltiplicata o divisa				
$\sigma_{log A_{H/V}(f)}$	deviazione standard della funzione $\log A_{H/V}(f)$				
$\theta(f_0)$	valore di soglia per la condizione di stabilità $\sigma_x(f) < \theta(f_0)$				
Valori di soglia per σ_f e $\theta(f_0)$					
Intervallo di freq. [Hz]	< 0.2	0.2 - 0.5	0.5 - 1.0	1.0 - 2.0	> 2.0
$\epsilon(f)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ per $\sigma_x(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ per $\sigma_{log A_{H/V}(f_0)}$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Ubicazione indagine

Latitudine: 45.703878° Longitudine: 11.539514°

Google Earth

6.1.2 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 classificato 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 è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interprete 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.9.7.0 release 2021](#).

Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati 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. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.



Sintesi dei risultati

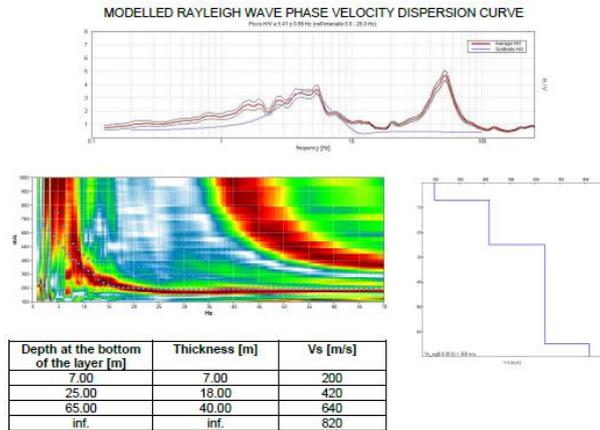
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte e recuperate una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare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

L'interpretazione degli *array* è stata eseguita in modo congiunto con le misure H.V.S.R. accoppiate ad esse. L'utilizzo incrociato delle due tecniche sismiche ha permesso di ottenere un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo robusto e affidabile in corrispondenza della zona d'interesse. L'indagine Re.Mi. ha individuato le discontinuità sismiche superficiali e stimato le velocità di propagazione delle onde S mentre la prospezione passiva a stazione singola (H.V.S.R.), ha stimato il grado di rigidità della copertura e del substrato di riferimento.

A seguire si riporta un esempio di profilo verticale delle onde di taglio (V_s) e di grafico delle curve di dispersione rappresentativa del comune di Sarcedo. Infatti, le indagini eseguite sono risultate coerenti tra loro, mostrando un modello sismo-stratigrafico omogeneo nei vari litotipi investigati. Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di ogni singola prova.



Misura sismica L3- Comune di Sarcedo (VI) – INVERSIONE CONGIUNTA	
Coordinate in WGS 84 – 33N	
Latitudine: 45.703878°	Longitudine: 11.529514°
Start recording: 03/10/2022 12:16:29	End recording: 03/10/2022 12:34:29
Trace length: 0h18'00"	
Sampling rate: 512 Hz	
Array geom. (x): 0.0 5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0 m.	



Vs_30 (0.0-30.0) = 350 m/s



6.2 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

35

La valutazione della risposta sismica locale, sia con approccio semplificato sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geosismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche. Le misurazioni effettuate in array (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.), hanno permesso di ricostruire con una certa precisione i modelli sismo-stratigrafici locali. Da una parte, i segnali si presentano con un'elevata coerenza nel modo fondamentale nelle misure Re.Mi. e, dall'altra, privi di rumore di fondo nelle misure a stazione singola. Inoltre, la presenza di un segnale caratterizzato da un ricco spettro frequenziale, ha permesso di ottenere, nella maggior parte dei casi, un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in array. La profondità del *bedrock* sismico ed il grado di rigidità della copertura, come ben noto, contribuiscono 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 sismo-strati.

I risultati hanno evidenziato un modello geologico del sottosuolo generalmente diversificato, soprattutto per quanto riguarda le rigidità dei litotipi investigati e gli spessori della copertura più superficiale che, 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. L'integrazione di tutte le informazioni tratte dalla geologia di superficie e dai dati di sottosuolo provenienti dai sondaggi e dalle indagini HVSR realizzate nell'ambito del presente studio hanno permesso la ricostruzione di un modello geologico-tecnico del sottosuolo presente al di sotto del centro urbano di Sarcedo.

Nelle zone collinari centro orientali del territorio comunale affiorano i substrati geologici definiti dalle formazioni calcarei a litotamni, nummuliti e coralli, rocce arenacee compatte alternate a strati e interpolazioni tenere, prodotti vulcanici (tufi e ialoclastiti basaltici) e formazioni vulcanosclastiche. Per queste ultime, le indagini sismiche hanno evidenziato una modesta rigidità nei primi 10-20 m circa per passare poi ad un substrato più massivo (V_s prossime a 450-500 m/s). Le rocce di origine vulcanica costituite da brecce e tufi stratificati, rocce vulcano-sedimentarie e vulcano-terrigene stratificate, e le rocce arenacee hanno mostrato invece una rigidità maggiore sin dai primi metri di profondità, presentando il passaggio al bedrock geofisico nei primi 30 m dal p.c. locale.

Per quanto riguarda i depositi eluvio-colluviali presenti nella porzione collinare a copertura dei vari substrati, presentano spessori tra 7-15 m e velocità molto basse (circa 130-180 m/s). Tali condizioni creano amplificazioni rilevanti del moto sismico di base, come visibile dalle misure HVSr che presentano frequenze di risonanza medio - alte e picchi con ampiezze maggiori di 4.

Infine, per quanto riguarda il materasso alluvionale presente nella porzione pianeggiante e valliva del comune, le misure hanno evidenziato condizioni stratigrafiche riconducibili a ghiaie moderatamente rigide già nell'immediato sottosuolo (V_s 300-380 m/s) con spessori via via crescenti procedendo verso sud-ovest. Il bedrock sismico è stato rinvenuto a profondità maggiori di 80 - 100 m dal p.c., ma potrebbe non essere correlato al passaggio con il substrato geologico ma con la porzione maggiormente addensata dei depositi alluvionali.

7 ELABORATI CARTOGRAFICI

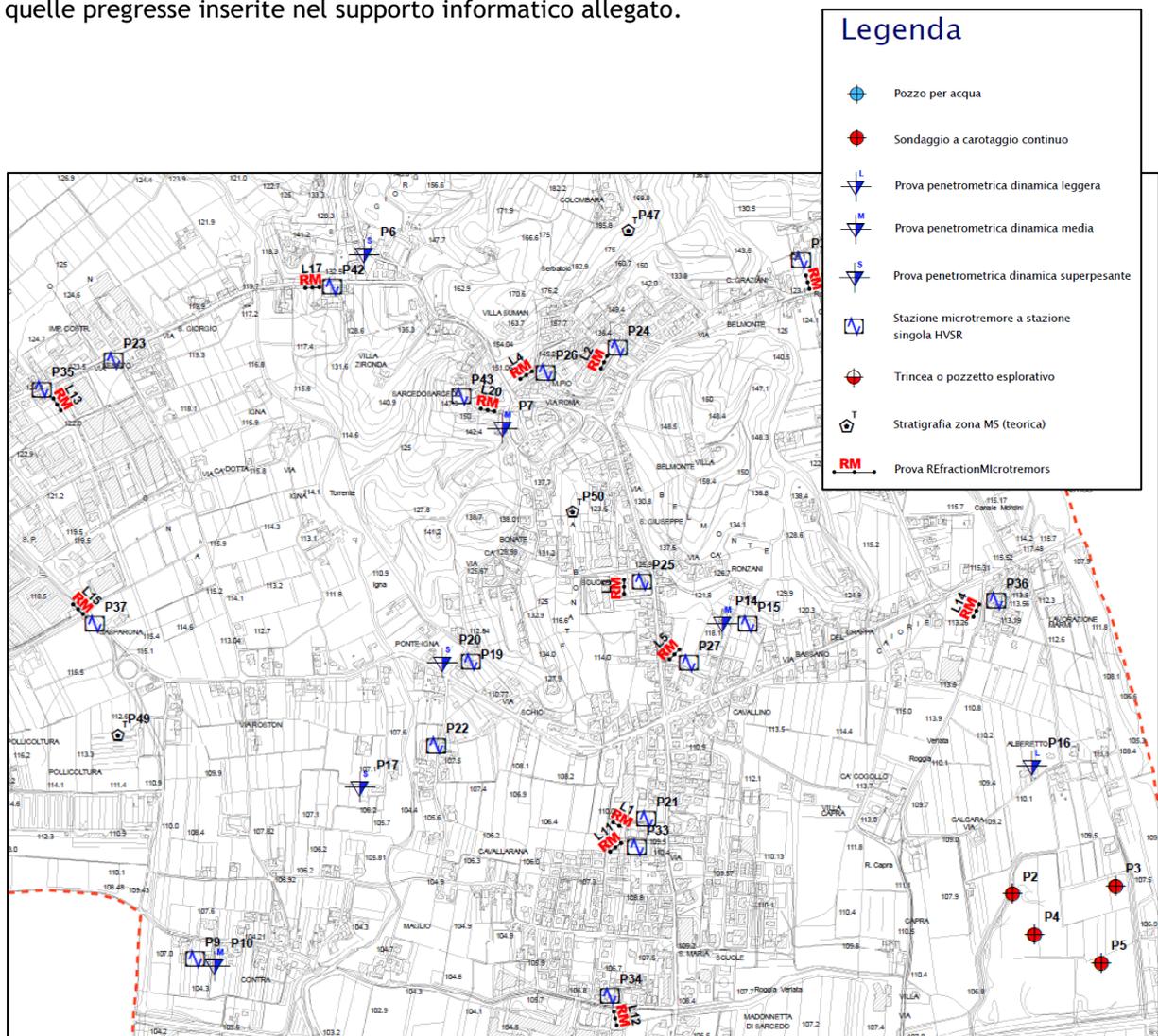
Nel presente capitolo si riportano gli elaborati cartografici relativi al Livello 1 di Microzonazione sismica che sono stati prodotti in virtù dei risultati delle indagini geognostiche eseguite e dei rilievi di dettaglio condotti nel comune di Sarcedo, durante il presente lavoro.

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite in questa fase e quelle desunte da lavori pregressi eseguiti nel comune di Sarcedo. In particolare, sono state ubicate le indagini provenienti da:

- Catalogo ISPRA
- Studi geologici pregressi raccolti presso l'Ufficio Tecnico Comunale;
- Indagini geognostiche di nuova realizzazione;
- Indagini pregresse dall'archivio dello scrivente.

Nella figura seguente si riporta un estratto della "Carta delle indagini" prodotta per il presente lavoro che dimostra come siano state indagate, in modo dettagliato, le aree oggetto del presente studio; le indagini di nuova realizzazione sono state schedate, informatizzate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse inserite nel supporto informatico allegato.



7.2 Carta geologico-tecnica

La “Carta geologico-tecnica” (CGT) per la microzonazione sismica serve per individuare gli elementi geologici che, in prospettiva sismica, potrebbero assumere un ruolo rilevante nell’esaltazione degli effetti di un terremoto.

Questa carta, elaborata sulla base della Carta litologica del P.A.T.I. del comune di Sarcedo, riguarda l’integrazione e la rivisitazione in **chiave sismologica** dei contenuti geolitologici, geomorfologici e idrogeologici. Sono stati comunque eseguiti verifiche geologiche di superficie che hanno integrato e in parte modificato i contenuti stessi, alla luce anche dei risultati ottenuti dalle prove geofisiche effettuate e di quelle pregresse consultate.

Per l’elaborazione della CGT sono state quindi analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e, sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei terreni, le varie unità litologiche sono state accorpate in modo da rappresentare, in ottica sismica, i depositi presenti nel comune di Sarcedo.

Alla fine, sono state create due unità principali (“Terreni di copertura” e “Substrato geologico”) che contengono una serie di unità litologiche derivate dalla selezione e, talora, dall’accorpamento delle litologie locali.

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti) e predisporre le informazioni utili per la MOPS (Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica), sulla base degli studi specifici di carattere geofisico, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica: le indagini hanno verificato che sono presenti risposte sismiche variabili in relazione ai differenti ambienti geomorfologici (orli di scarpate morfologiche, creste e picchi isolati).

In sostanza, per riconoscere, in via preliminare, le aree soggette o non soggette ad amplificazione sismica e quelle di attenzione per instabilità, in questa carta sono state indicate le seguenti situazioni:

- delimitazione del substrato geologico (roccia) dai terreni di copertura. Le unità litologiche individuate dal P.A.T.I. sono state riviste sulla base delle conoscenze dei luoghi, delle prove eseguite, ed uniformate alle indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- elementi tettonico-strutturali ricavati dai cataloghi nazionali e faglie ricavate dal database ITHACA;
- irregolarità del rilievo marcate: orli di scarpata, creste e valli sepolte che possono esaltare gli effetti di amplificazione topografica;
- traccia delle sezioni geologiche rappresentative del territorio comunale;
- informazioni sulla profondità di pozzi o sondaggi pregressi che non hanno raggiunto il substrato e sulla profondità della falda idrica.

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti, ovvero effetti litologico-stratigrafici), sulla base delle carte litologiche del PATI associate alla consultazione della cartografia geologica generale, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica.

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

<i>Carta Geologico-Tecnica per la Microzonazione Sismica</i>	<i>Carta Geolitologica del P.A.T.I. (localmente modificata)</i>
LP	SUB02 - <u>Rocce compatte per cementazione</u> - A questo gruppo appartengono i calcari a litotamni, nummuliti e coralli.
GR	SUB05 - <u>Rocce compatte prevalenti alternate a strati o interposizioni tenere</u> - Queste sono costituite da conglomerati, arenarie, marne e argille in alternanza ripetuta, con banchi di calcari (formazione di Salcedo).
GRS	SUB08 - <u>Rocce tenere a prevalente attrito interno</u> - Rocce di origine vulcanica costituite da brecce e tufi stratificati, rocce vulcano-sedimentarie e vulcano-terrigene stratificate, spesso fossilifere.
SFAL	SUB04 - <u>Rocce superficialmente alterate e con substrato compatto</u> - In questo gruppo si inseriscono le seguenti formazioni rocciose: argille bentonitiche derivanti da vulcaniti; brecce e tufi subaerei, ossidati, rosso-violacei, in grossi banchi o privi di stratificazione; ialoclastiti stratificate e rimaneggiate; ialoclastiti a stratificazione poco pronunciata; lave vetrose "protoclastiche"; lave subaeree, talora scoriacee, grigie o rossastre, spesso con alterazione argillosa; lave a fessurazione colonnare; lave massicce, talora con alterazione argillosa.
GMfg + GWes	Ghiaie limose, miscela di ghiaia e sabbia + Ghiaie pulite con granulometria ben assortita costituenti l'alveo fluviale recente e attuale. Gli spessori sono variabili e crescenti man mano che si procede verso sud-ovest.
MLec	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità di origine eluvio-colluviale con spessori di circa 7-15 m.

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali attivi e capaci, è stata ubicata la faglia ricavata dalla consultazione del catalogo ITHACA confrontato con il Data Base DISS 3.3.0., secondo quanto esplicito nel paragrafo 4.4. L'attività e la potenziale capacità di tale lineamento sono state approfondite nei seguenti capitoli, a cui si rimanda per maggiori indicazioni.

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 particolari amplificazioni sismiche: sono state inserite le informazioni derivanti da fotointerpretazione mettendo in evidenza gli orli di scarpata morfologica, le creste e i picchi isolati.

Effetti stratigrafici associati ad amplificazioni di carattere topografico sono invece possibili per i detriti posti lungo i versanti, condizione che può contemporaneamente verificarsi anche per il substrato roccioso in posto.

Vista la morfologia dei rilievi collinari, è possibile riscontrare, oltre a quelle stratigrafiche e topografiche, la presenza di amplificazioni dovute agli "effetti di valle" legati alle riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche (P, S e superficiali) all'interno dei depositi di riempimento stessi. Nella "Carta geologico-tecnica" sono state indicate le due zone più importanti in cui si ritiene che possano verificarsi tali fenomeni. In particolare, si precisa che, secondo quanto previsto dagli standard per la microzonazione sismica, e secondo le ricostruzioni stratigrafiche prodotte, è stata assegnata la tipologia di "Valle sepolta larga $C < 0,25$ " ($C=H/L$ con H profondità della valle e L semi larghezza della stessa).

Inoltre, nella CGT, come espressamente richiesto nelle linee guida della protezione civile e negli standard di rappresentazione e archiviazione informatica, è stata riportata la profondità di sondaggi geognostici che non hanno raggiunto il substrato e la profondità della falda idrica.

Infine, si sono riportate, inoltre, le tracce di due sezioni geologiche rappresentative del territorio comunale (ubicazione nella CGT e riportate in allegato) costruite sulla base delle indagini geognostiche eseguite e pregresse. Dai dati disponibili, non è stato possibile ricostruire con esattezza le profondità dei passaggi litologici tra i vari substrati ed eventuali contatti tettonici, che pertanto sono stati ipotizzati e segnalati come dubbi con dei punti interrogativi.

7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La “Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica” (MOPS) prodotta per il Livello 1 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:

- misure di rumore ambientale H.V.S.R.;
- morfologie di superficie e sepolte;
- traccia delle sezioni per gli approfondimenti delle amplificazioni.

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

1. ZONE STABILI

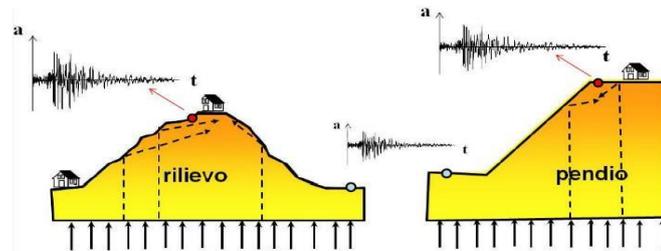
Nel comune di Sarcedo non sono state individuate zone “stabili”. In sostanza, si noti che l’intero territorio è considerabile come stabile suscettibile di amplificazione sismica.

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.

2. ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

Il comune di Sarcedo risulterebbe suscettibile di amplificazioni locali per i seguenti motivi:

- A. **stratigrafia e caratteristiche dei litotipi.** Come evidenziato nella “Carta geologico-tecnica” e nelle considerazioni fin qui esposte, è stato accertato che sono presenti differenti risposte sismiche variabili in relazione ai diversi ambienti geomorfologici (roccia, eluvio-colluvio, fluvio-glaciale ecc.) ed al contatto tra le coperture ed il substrato roccioso che si ripercuotono sull’amplificabilità sismica del sito;
- B. **amplificazione topografica.** Per quanto riguarda l’amplificazione topografica, è stato qualitativamente coinvolto l’intero territorio collinare, senza fare particolari distinzioni, anche perché la normativa vigente in materia di costruzioni (D.M. 17.01.18) permetterebbe di suddividere omogeneamente le aree in condizioni geometriche ben ricostruibili: Sarcedo è costituito da terreni di natura litoide costituenti pendii dolci con inclinazioni inferiori a 15° e dislivelli anche prossimi a 30 m. Il territorio è morfologicamente complesso, quindi non assimilabile ad una condizione monodimensionale e/o piano parallela, pertanto, secondo la normativa è necessario predisporre analisi specifiche di risposta sismica locale. Come anticipato al punto A), 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 di sito sono associabili tra loro.



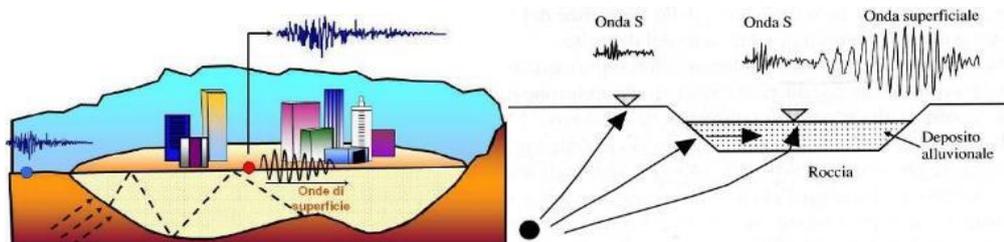
Effetti topografici 2D – 3D.
Effetti legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia superficiale con effetti di focalizzazione delle onde sismiche

Si ritiene, pertanto, che tutto il territorio collinare di Sarcedo sia assoggettabile ad amplificazione sismica per effetto topografico.

Per tale motivo, facendo riferimento sia alla normativa vigente in materia di costruzioni (NTC-18), sia alle esperienze condotte dagli scriventi in situazioni analoghe (mediante modellazioni numeriche avanzate per la verifica dell'amplificazione topografica), si ritiene che tutto l'ambiente studiato sia assoggettabile ad effetti legati alla interazione tra le onde sismiche e la morfologia superficiale.

Inoltre, sono state riportate le irregolarità del rilievo marcate costituite dalle linee di cresta, scarpate morfologiche e picchi isolati, in cui sono ritenuti possibili effetti di amplificazione topografica. Nella MOPS sono stati inseriti gli elementi topografici desunti da fotointerpretazione.

- C. **forme sepolte.** Nei fondivalle sono possibili sia “effetti di valle” associati alle riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche (P, S e di superficiali) all'interno dei depositi che riempiono le valli, sia amplificazioni stratigrafiche causate dal contrasto di impedenza tra mezzi geologici diversi (per la presenza di coperture poggianti su substrato roccioso);



Effetti amplificativi per morfologie sepolte (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

Pertanto, sulla base di quanto finora esposto, sono state create 7 zone ordinate dalla Zona 1 alla Zona 7 considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della “Carta geologico-technica” e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico. Inoltre, è stata creata la Zona 2099 associata al substrato vulcanico alterato e/o fratturato.

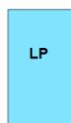
Ad ogni zona è stata assegnata una specifica stratigrafia; si ricorda tuttavia che nonostante si sia cercato di creare differenti colonnine stratigrafiche per ciascuna combinazione dei terreni di copertura (e relativi spessori) e dei sottostanti substrati, resta comunque un certo grado di incertezza sulla tipologia del substrato al di sotto dei depositi sciolti dovuta all'assetto tettonico-stratigrafico dell'area caratterizzata da un complesso assetto strutturale.

Substrati geologici

Zona 2001



LP - Substrato geologico lapideo rappresentato calcari a litotamni, nummuliti e coralli.



Zona 2002



GR - Substrato geologico granulare cementato rappresentato dalle rocce compatte prevalenti alternate a starti o interposizioni tenere delle Formazioni di Calvene, Formazione di Salcedo, Calcarenite di Castelgomberto



Zona 2003



GRS - Substrato geologico granulare cementato stratificato rappresentato rocce di origine vulcanica costituite da breccie e tufi stratificati, rocce vulcano-sedimentarie e vulcano-terrigene stratificate, spesso fossilifere



Zona 2099



SFAL - Substrato geologico alternanza di litotipi fratturato e/o alterato. In questo gruppo si inseriscono le seguenti formazioni rocciose dell'Oligocene - Paleocene sup.: argille bentonitiche derivanti da vulcaniti; breccie e tufi subaerei, ossidati, rosso-violacei, in grossi banchi o privi di stratificazione; ialoclastiti stratificate e rimaneggiate; ialoclastiti a stratificazione poco pronunciata; lave vetrose "protoclastiche"; lave subaeree, talora scoriacee, grigie o rossastre, spesso con alterazione argillosa; lave a fessurazione colonnare; lave massicce, talora con alterazione argillosa

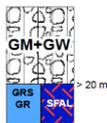


Terreni di copertura

Zona 2004



GMfg+GWes: Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo e ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia costituenti l'alveo fluviale recente e attuale nella zona ad est del territorio comunale, nella valle confinante con il comune di Fara Vicentino. Gli spessori dei depositi sono maggiori di 20 m al di sopra dei vari substrati geologici.



Zona 2005



GMfg+GWes: Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo e ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia costituenti l'intera pianura alluvionale di Sarcedo. Gli spessori del materasso alluvionale sono rilevanti e si possono assumere superiori a 100 m dal p.c. locale.



Zona 2006



MLec: Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità di origine eluvio-colluviale con spessori variabili tra 7-15 m al di sopra dei diversi substrati geologici.

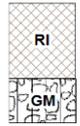


7-15 m

Zona 2007



RI: Materiale di riporto di origine antropica, derivante dal riempimento di cave. Sondaggi eseguiti in una di queste aree, mostrano spessori di circa 20 m di terreni limosi-sabbiosi al di sopra delle ghiaie alluvionali. Sono inclusi in tali aree anche i depositi di riporti antropici in corrispondenza dei rilevati stradali dell'autostrada.



20 m

3. ZONE DI ATTENZIONE PER INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le Zone di attenzione per instabilità, non sono presenti aree instabili nel comune di Sarcedo.

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA ha permesso di ubicare all'interno del territorio comunale n°1 faglia attiva e capace. In accordo con quanto stabilito negli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008), è considerata attiva una faglia che si è movimentata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene) ed è considerata capace una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura/dislocazione del terreno; questa definizione si riferisce al piano di rottura principale della faglia (piano su cui avviene la maggiore dislocazione).

Da rilievi geologici condotti dallo scrivente e dall'analisi fotogrammetrica delle aree interessate dalla potenziale fagliazione, **non sono emerse evidenze morfologiche che dimostrano la recente attività ad opera della faglia stessa**. Tuttavia, dall'analisi della bibliografia relativa alla faglia in oggetto, si è visto che per tale FAC, le età riportate nel database ITHACA sono riferibili all'Olocene o a spostamenti più recenti di 3000 anni.

Quindi, si è deciso di approfondire il tema della "capacità" di rottura tramite delle modellazioni numeriche, affrontate nei paragrafi successivi.

43

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*) consente 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.

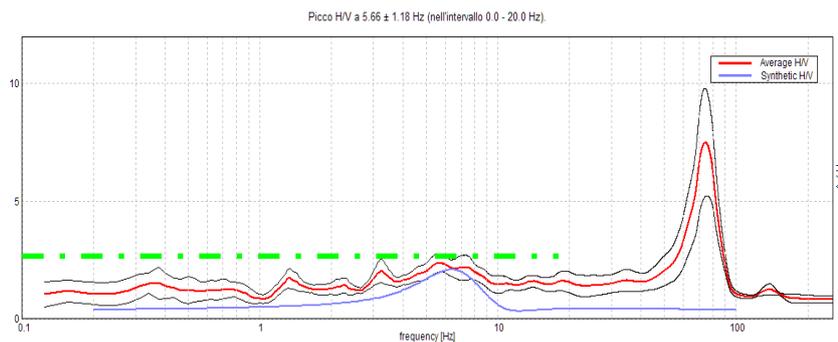
L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza fondamentale di risonanza del terreno, F_0). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza F_0) - 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 Carte delle Frequenze e hanno fornito informazioni utili a definire e delineare la Carta delle

microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS), hanno 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 presenti 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 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).

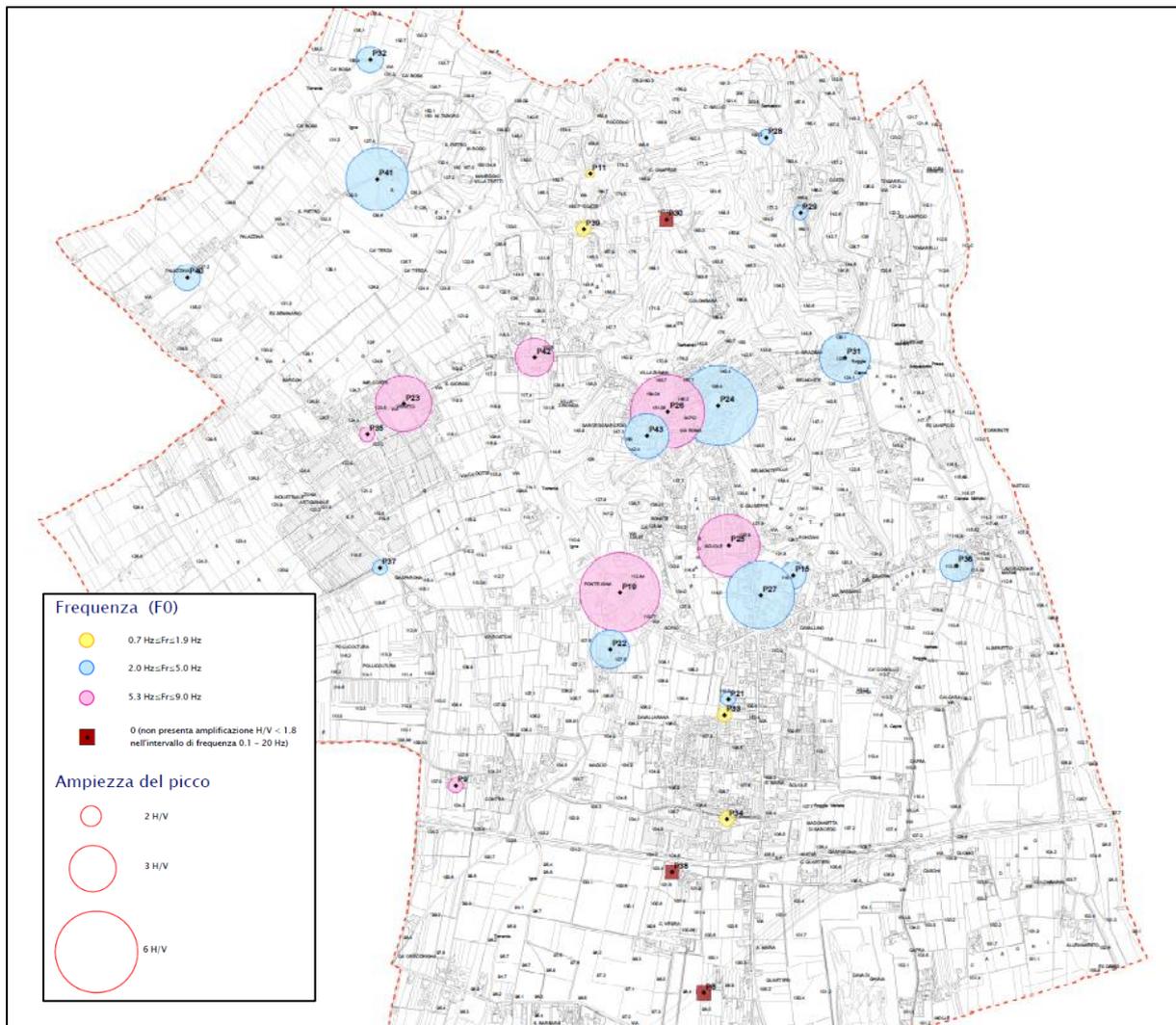
SINTESI DEI RISULTATI

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla scala 1:10.000, evidenzia come la frequenza caratteristica di risonanza di un sito sia molto variabile e condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità. Non viene considerata l'amplificazione dovuta agli effetti topografici e alle morfologie complesse sepolte.

I risultati delle analisi sono stati cartografati, come visibile nell’estratto della “Carta delle frequenze” riportata nella pagina seguente, tramite dei cerchi di diverso colore e con un diametro proporzionale all’ampiezza del picco. Le misure che non presentano frequenza di risonanza sono state contrassegnate da un quadrato bordeaux.

Osservando la Carta delle frequenze, realizzata tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio e recuperate nell’archivio dello scrivente, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Sarcedo presenta frequenze di risonanza caratterizzate da rapporti H/V abbastanza elevati, per cui risulta possibile ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie;
- nella zona collinare, le misure HVSR hanno mostrato un picco di ampiezza significativa alle medio-alte frequenze, correlabile al passaggio copertura-substrato o substrato alterato/fratturato con quello maggiormente compatto;
- per quanto riguarda, invece, l’area di fondovalle è contraddistinta da misure H.V.S.R. in cui è generalmente assente la frequenza di risonanza sismica, in accordo con la rigidità dei depositi ghiaiosi. Localmente, soprattutto nella porzione ad ovest del territorio (in direzione dell’adiacente comune di Thiene), sono presenti picchi alle basse frequenze, di ampiezza modesta, associabili al passaggio con il bedrock geofisico.



7.5 Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)

Le Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica prevedono la realizzazione della “Carta di pericolosità sismica locale” (CPSL), nella quale vengono indicate le maggiori criticità del territorio e individuate le aree che richiedono approfondimenti per particolari tematiche e/o assetti stratigrafico-tettonici complessi. Nel territorio comunale è stato assegnato uno scenario di pericolosità sismica locale come riportato nella seguente descrizione:

In particolare, la zona P4a è stata associata a tutti i materiali sciolti presenti nel comune come depositi granulari di fondovalle, a cui si è sostituita la pericolosità P4c in corrispondenza dei depositi di riporto antropico. Inoltre, è stata assegnata la zona P4e ai depositi eluvio-colluviali.

SCENARIO DI PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE

P2 : Zone suscettibili a liquefazione e cedimenti

 Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici

P3 : Zone suscettibili ad amplificazioni topografiche

 Zona di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica...)

 Zona di cresta rocciosa e/o cocuzzolo: appuntite - arrotondate

P4 : Zone suscettibili ad amplificazioni litologiche e geometriche

 Zona di fondovalle ampie e di pianura con depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi

 Zona in presenza di argille residuali e terre rosse di origine eluvio - colluviale

Facendo riferimento alla tabella relativa alla procedura per la MS con i differenti livelli di approfondimento e per i differenti scenari di pericolosità sismica locale (fig. 2 nelle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica) si costata che l'analisi di Livello 3 appare appropriata per il territorio comunale di Sarcedo per quanto riguarda la stima dei fattori di amplificazione che saranno calcolati tramite modelli numerici bi-dimensionali.

PROCEDURA DI MICROZONAZIONE SISMICA								
SIGLA	SCENARIO PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE	Verifica di assoggettabilità	(soglia)	1°livello	(soglia)	2°livello	(soglia)	3°livello
P1a	Zona caratterizzata da movimenti franosi attivi				cartografia			Analisi stabilità
P1b	Zona caratterizzata da movimenti franosi quiescenti				cartografia			Analisi stabilità
P1c	Zona potenzialmente franosa o esposta a rischio di frana				cartografia	Analisi di stabilità	Fs prossimo a 1	Analisi stabilità
P2a	Zona con terreni di fondazione particolarmente scadenti quali depositi altamente compressibili, ecc.	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI* PREV.URBAN.*	Cedimenti Eventuale verifica	PREV.URBAN.* Cedimenti
P2b	Zona con depositi granulari fini saturi	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI* PREV.URBAN.*	Liquefazione Eventuale verifica	PREV.URBAN.* Liquefazione
P2c	Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI* PREV.URBAN.*	Cedimenti	PREV.URBAN.* Cedimenti
P3a	Linea di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di cava, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica, ecc...)				H=10 m; a>15°		Effetti topografici	
P3b	Zona di cresta e/o cocuzzolo: appuntita - arrotondata				h=1/3H; a e a2>15°		Effetti topografici	
P4a	Zona di fondovalle ampie e di pianura con presenza di depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi				Vs30<800m/s; C<0,25 Vs30<800m/s; C<0,25		Effetti litologici	h/l>0,65/√Cv-1 Effetti lito-geometrici
P4b	Zona di fondovalle stretta (C>0,25) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale				Vs30<800m/s- C>0,25			Effetti lito-geometrici
P4c	Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide delizio-lacustre				Vs30<800m/s		Effetti litologici	
P4d	Zona morenica con presenza di depositi granulari e/o coesivi (compresi le coltri loessiche)				Vs30<800m/s		Effetti litologici	
P4e	Zona con presenza di argille residuali e terre rosse di origine eluvio-colluviale				Vs30<800m/s		Effetti litologici	
P5a	Linea di contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse				cartografia		Comportamenti differenziali	
P5b	Zona ove sono presenti o potenzialmente presenti cavità sotterranee o sinkhole				cartografia			Comportamenti differenziali

8 APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3

Nel territorio comunale di Sarcedo, è stato eseguito uno studio di MS di Livello 1 e Livello 3, con l'obiettivo di fornire quantificazioni numeriche della modificazione locale del moto sismico in superficie a causa di assetti tettonico-strutturali "complessi" e dei fenomeni di deformazione permanente.

Da quanto emerso dallo studio di microzonazione sismica di Livello 1 condotto, è possibile affermare che il territorio comunale è da considerarsi stabile suscettibile di amplificazione. Infatti, è stato verificato che il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante in tutto il territorio, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche locali.

Inoltre, relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA ha permesso di ubicare all'interno del territorio comunale n°1 faglia attiva e capace. In accordo con quanto stabilito negli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008), è considerata attiva una faglia che si è movimentata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene) ed è considerata capace una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura/dislocazione del terreno; questa definizione si riferisce al piano di rottura principale della faglia (piano su cui avviene la maggiore dislocazione).

Le condizioni preliminari affinché si debbano eseguire studi di dettaglio sulle faglie attive e capaci sono:

- l'area oggetto di studi di MS ricade in area epicentrale di terremoti storici con $M_w > 5.5$;
- la letteratura scientifica disponibile già riporta la presenza di faglie all'interno di formazioni tardo-pleistoceniche-oloceniche;
- evidenze di attività recente delle faglie rilevate sul campo da geologi, durante i rilievi geologico-tecnici per la stesura delle carte di MS.

Nel caso di Sarcedo, i primi due indicatori sono confermati mentre **non ci sono indizi superficiali della recente attività sismica né dalla consultazione di ortofoto né da rilievi sul campo effettuati dallo scrivente**. Dalla consultazione della bibliografia esistente relativa alle FAC in questione e soprattutto, considerando le età dei depositi più recenti coinvolti nel processo di fagliazione, si è osservato che le ultime attività documentate risalgono all'epoca "storica" (<3.000 anni), secondo il catalogo ITACHA.

A seguito di quanto esplicitato, gli obiettivi principali del presente studio di MS3 sviluppati nei seguenti capitoli, sono:

1. condurre analisi di risposta sismica locale per la quantificazione numerica dell'effetto amplificativo del moto sismico di base stimando i fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione in termini di accelerazione) negli intervalli 0.1-0,5s - 0.4-0.8s e 0.7-1.1s. A tale scopo si utilizzeranno le indagini sismiche di nuova realizzazione condotte;
2. valutare la capacità della faglia, attraverso modellazioni numeriche avanzate, di creare dislocazioni in superficie e localizzarle, attraverso rilievi e interpretazioni aereofotogrammetriche.

8.1 Descrizione del metodo

Il codice di calcolo FLAC 2D v.8.0 (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) della Itasca (2016) 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:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} + \rho g_i \quad (8.1)$$

dove:

- ρ è la densità
- x_j la componente i - esima del vettore posizione
- \dot{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:

$$\tau_{ji} = M(\tau_{ji}; \dot{\epsilon}_{ij}; k) \quad (8.2)$$

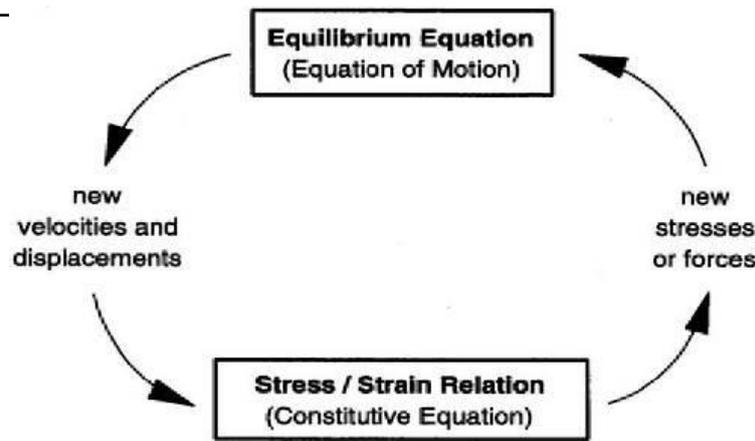
48

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

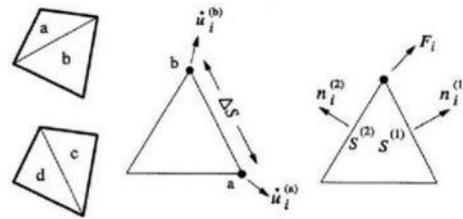
$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (8.3)$$

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 (8.1) 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 costitutivi, 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:

$$\int_S \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{s} = \int_A \text{div } \mathbf{f} \cdot dA \quad (8.4)$$

in cui:

- \mathbf{n} è il versore normale al contorno S del dominio triangolare
- \mathbf{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 ad \mathbf{f} un valore medio del vettore velocità, la relazione precedente consente di scrivere:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_i} \cong \frac{1}{2A} \sum_s (\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)}) n_j \Delta s \quad (8.5)$$

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (8.3) e la (8.5) 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:

$$F_i = \frac{1}{2} \tau_{ij} (n_i^{(1)} S^{(1)} + n_i^{(2)} S^{(2)}) \quad (8.6)$$

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 (8.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i^{(t+\frac{\Delta t}{2})} = \dot{u}_i^{(t-\frac{\Delta t}{2})} + \left[\sum F_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \quad (8.7)$$

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.

50

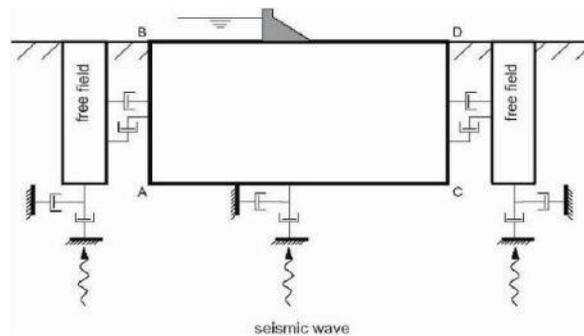
Come detto, condizione essenziale dell'algoritmo descritto è che il *time step* Δt , corrispondente al singolo ciclo di calcolo, sia sufficientemente piccolo da rendere accettabile l'approssimazione di tensioni e velocità costanti sul singolo *step* di calcolo. In particolare, Δt deve essere inferiore ad un *time step* critico Δt_{cr} definito dalla:

$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

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 *timestep* critico è tanto più piccolo (e i tempi di calcolo quindi tanto più elevati) quanto più la rigidità 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 (8.8). 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} :

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (8.9)$$

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:

$$\sigma_n = 2(\rho V_p) v_n \quad \sigma_s = 2(\rho V_s) v_s \quad (8.10)$$

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 rigidità 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 ad 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 :

$$C = \alpha_R M + \beta_R K \quad (8.11)$$

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:

$$\xi_j = \frac{1}{2} \left(\frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j \right) \quad (8.12)$$

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:

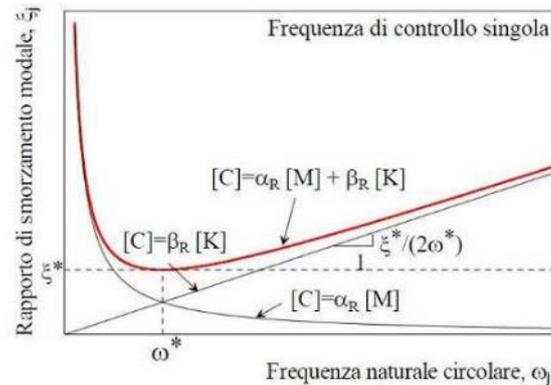
$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \quad (8.13)$$

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:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2} \left(\frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*} \right) \quad (8.14)$$

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 predominanti dell'input. In prima approssimazione, si può collocare f^* tra la frequenza fondamentale del sistema e la frequenza predominante 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 (ν);
- 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 sopracitate grandezze, in funzione della profondità o lungo un generico profilo.

8.2 Casi applicativi nel Comune di Sarcedo

Per quantificare l'azione sismica in superficie sono state realizzate delle sezioni di rigidità del sottosuolo in corrispondenza delle aree da approfondire al Livello 3; su tali profili è stata successivamente condotta la modellazione numerica, come precedentemente spiegato. Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite per il presente lavoro.

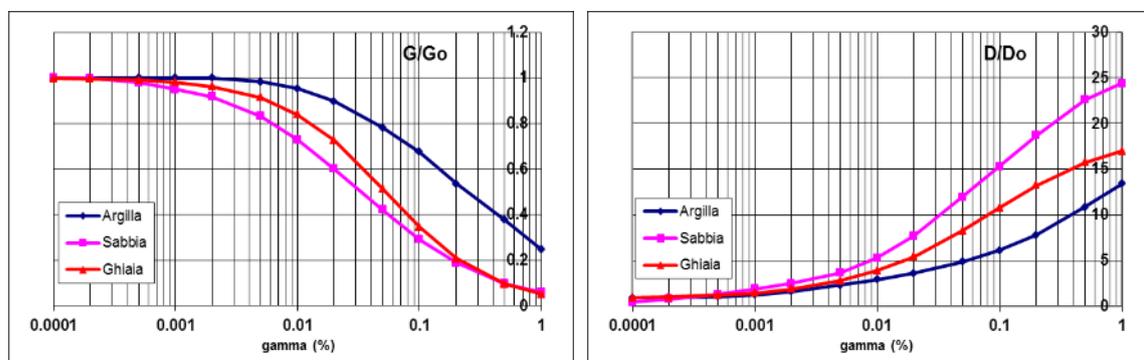
Si precisa che tali sezioni sono da intendersi come sezioni sismo-stratigrafiche, finalizzate a evidenziare il diverso comportamento sismico dei depositi, e non come sezioni geologiche. Pertanto, i rapporti e contatti litologici non corrispondono alla realtà geologica locale, ma sono da intendersi come passaggi tra materiali con differenti velocità sismiche (ricavate dalle interpretazioni delle indagini sismiche).

Per quanto riguarda le zone di riempimento di materiale di riporto in zone di ex-cava, al fine di fornire un valore di fattore amplificativo, si è effettuata una RSL monodimensionale utilizzando, per la ricostruzione sismostratigrafica, le indagini geognostiche recuperate presso l'Ufficio Tecnico del comune in quell'area. Invece, le aree di riporto riconducibili ai rilevati stradali in corrispondenza dell'autostrada, non sono stati analizzati ad un Livello 3, in quanto non sede di futura urbanizzazione e per le incertezze sugli spessori e tipologie di materiale utilizzati per costruirli.

Il modello geometrico è stato discretizzato con una maglia ad elementi quadrangolari, le dimensioni dei quali sono state stabilite in funzione delle lunghezze d'onda minime caratterizzanti il fenomeno di propagazione sismica, determinabili con la relazione di Kuhlemeyer & Lysmer ($h_{max} < V_s / 10 * f_{max}$) in funzione delle velocità delle onde di taglio nei diversi terreni del modello e della frequenza massima di interesse dei segnali accelerometrici selezionati ($f_{max}=10$ Hz).

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 & Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free - field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale.

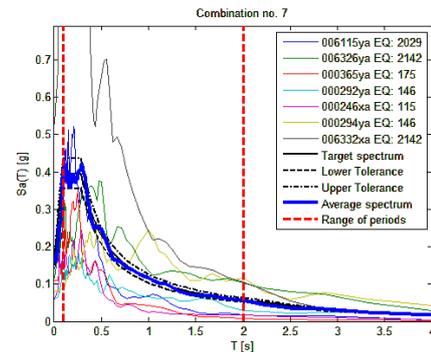
Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *substrato geologico* (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. 17/01/2018 - 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 spetri 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, gli accelerogrammi sono stati ricavati tramite l'utilizzo del software REXEL - *computer aided record selection for code - based seismic structural analysis*.



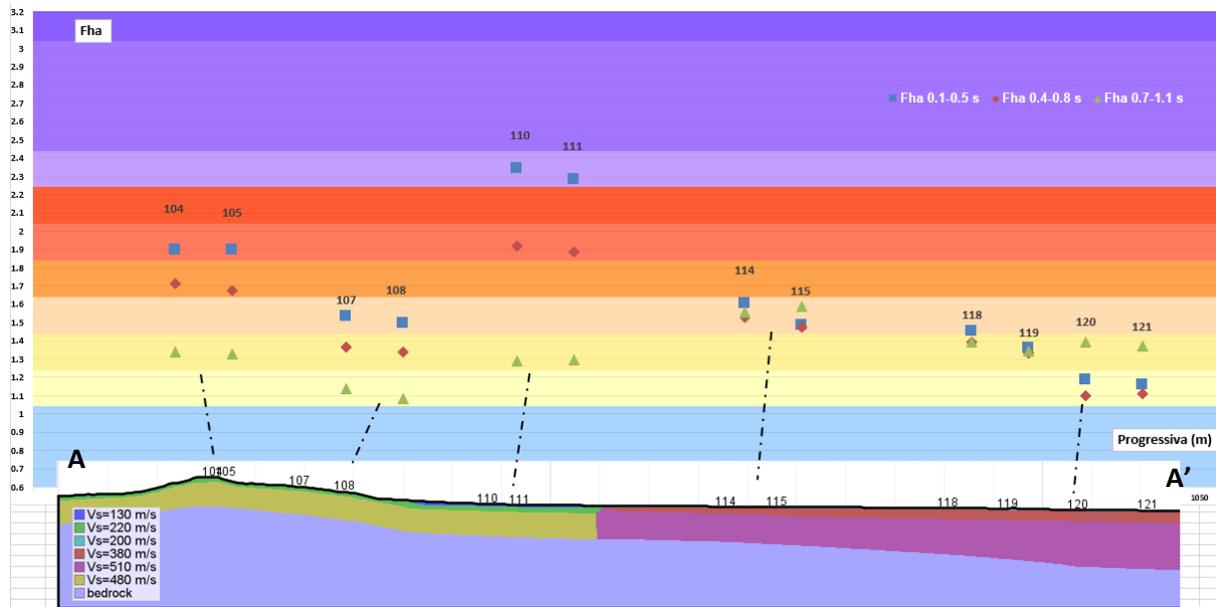
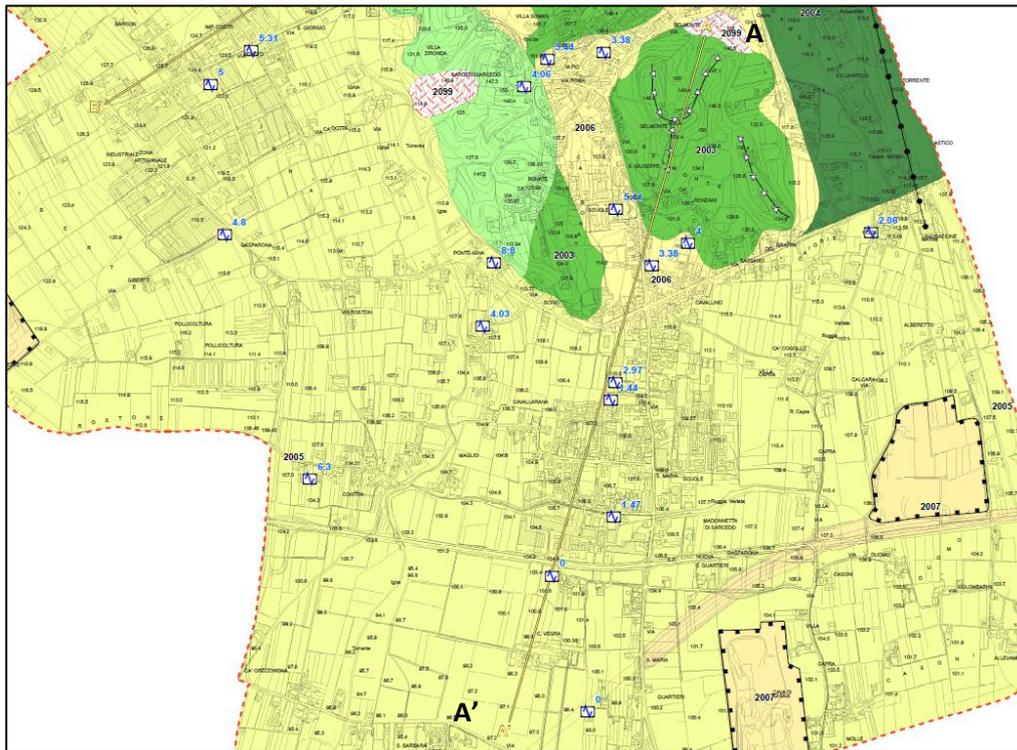
La *history* (storia temporale) ricavata al tetto del modello (per ogni input sismico applicato) rappresenta la storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa (accelerogramma medio).

Infine, per calcolare il Fattore di Amplificazione (FA) si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita, calcolando il rapporto dell'intensità di *Housner* per periodi compresi tra 0,1 s e 0,5 s (FA), tra 0,4 s e 0,8 s e tra 0,7 - 1,1 s poiché, in tali intervalli, si ha la massima risposta in accelerazione.

Di seguito si riporta, per le n° 3 sezioni analizzate e per il modello 1D, il modello sismo - stratigrafico utilizzato per le analisi, la traccia in pianta nella Carta MOPS e un profilo con i valori dei fattori di amplificazione FA in ciascun punto analizzato nella sezione.

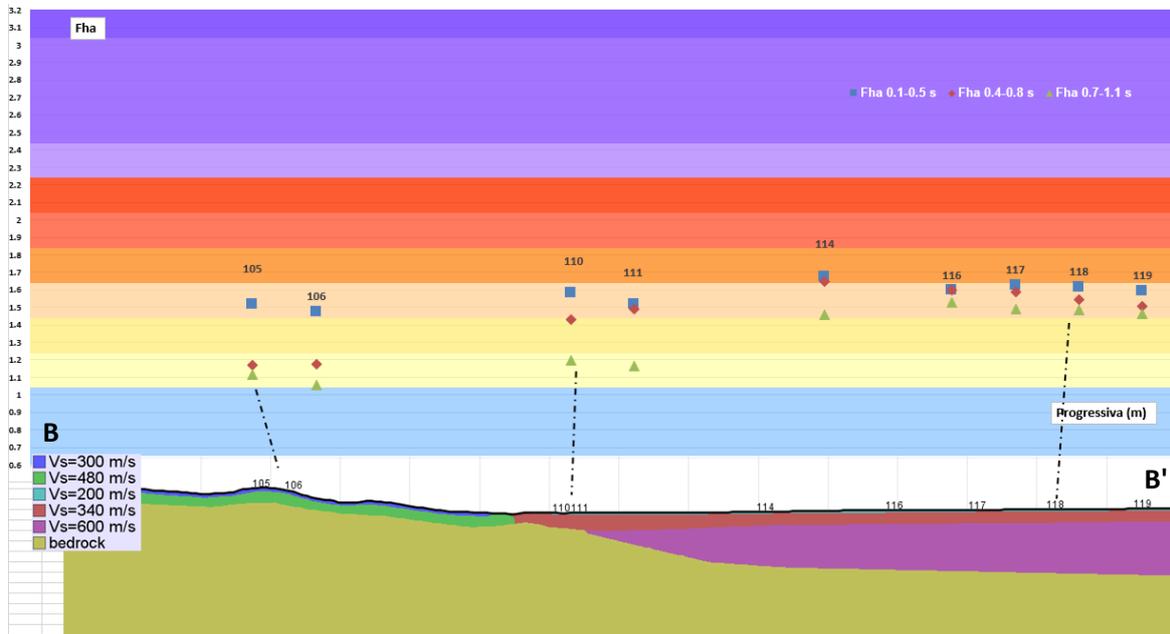
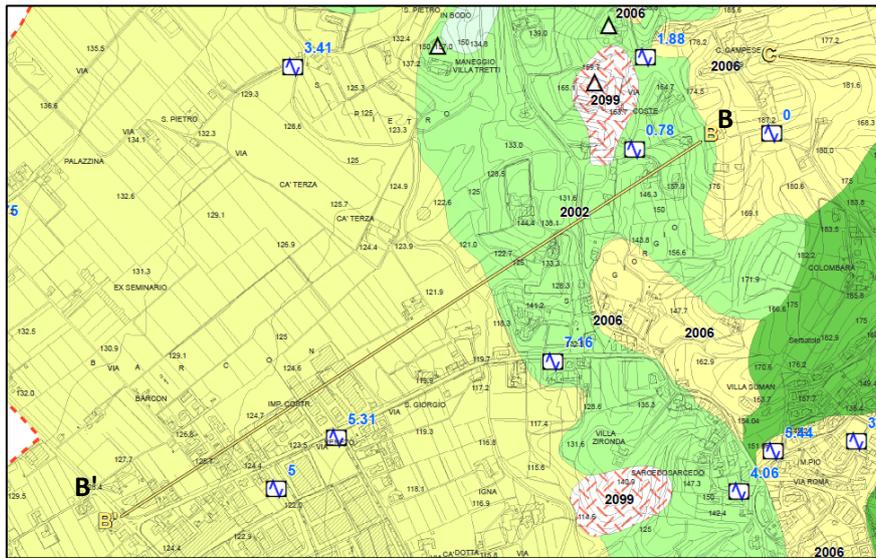
Inoltre, come è possibile osservare dai profili di FA, all'interno di ogni area MOPS sono state inserite diverse *history*, che hanno fornito valori di amplificazione variabili a seconda delle condizioni morfologiche e topografiche. Successivamente, è stata fatta la scelta del fattore di amplificazione più rappresentativo per il sito e per le MOPS analizzate, e riportato nelle cartografie prodotte.

MODELLAZIONE A-A'



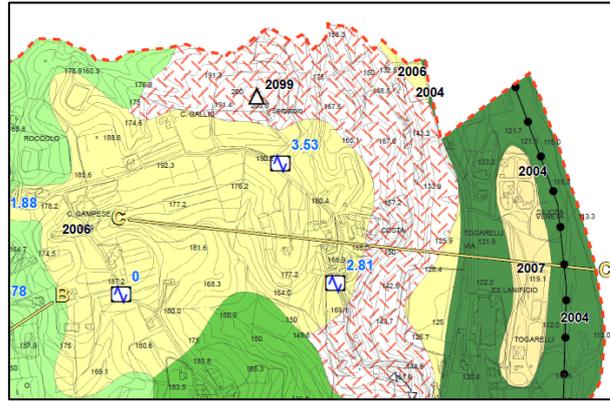
	FA 0,1-0,5s	FA 0,4-0,8s	FA 0,7-1,1
Mops 2003 cresta	1.9	1.7	1.3
Mops 2003 versante	1.5	1.3	1.1
Mops 2005	1.6	1.5	1.5
Mops 2005 distale	1.2	1.2	1.4
Mops 2006	2.3	2.0	1.3

MODELLAZIONE B-B'

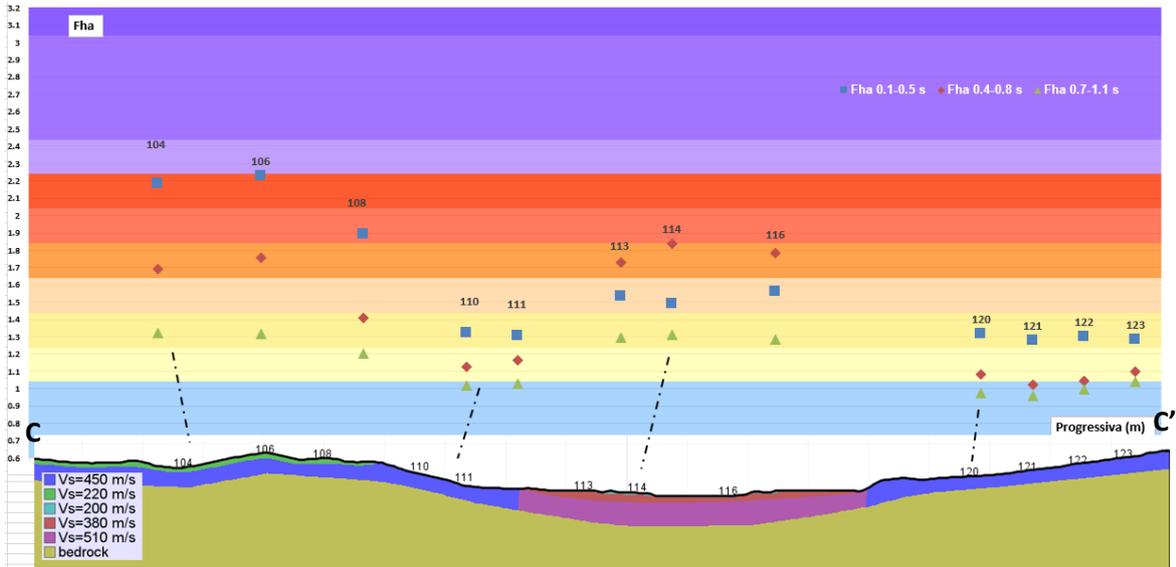
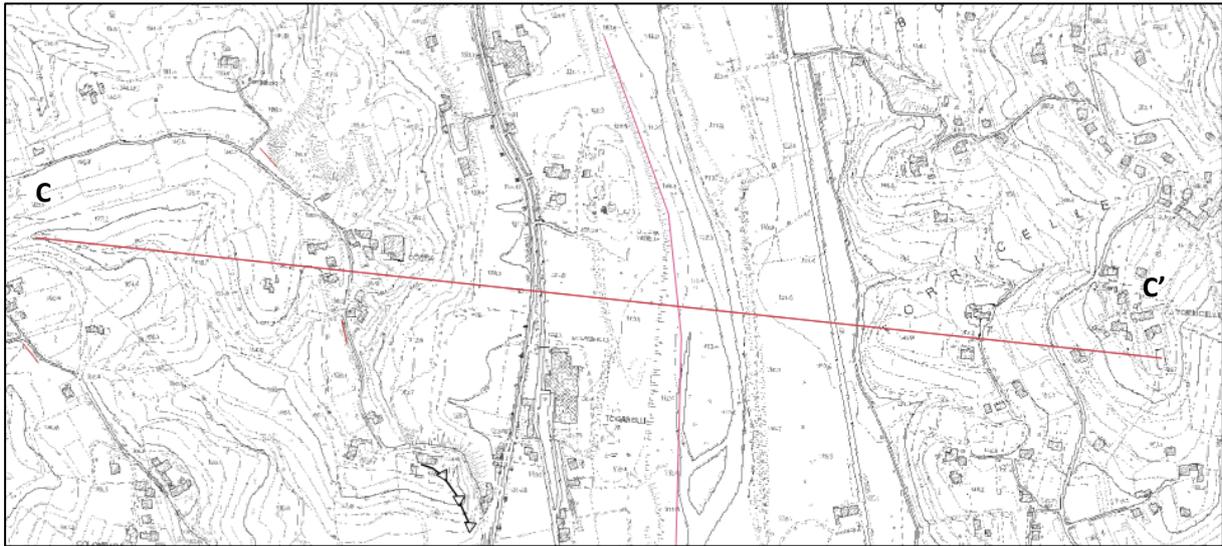


	FA 0,1-0,5s	FA 0,4-0,8s	FA 0,7-1,1
Mops 2002	1.1	1.0	1.0
Mops 2005 – raccordo Pianura-collina	1.5	1.5	1.2
Mops 2005	1.6	1.5	1.5

MODELLAZIONE C-C'

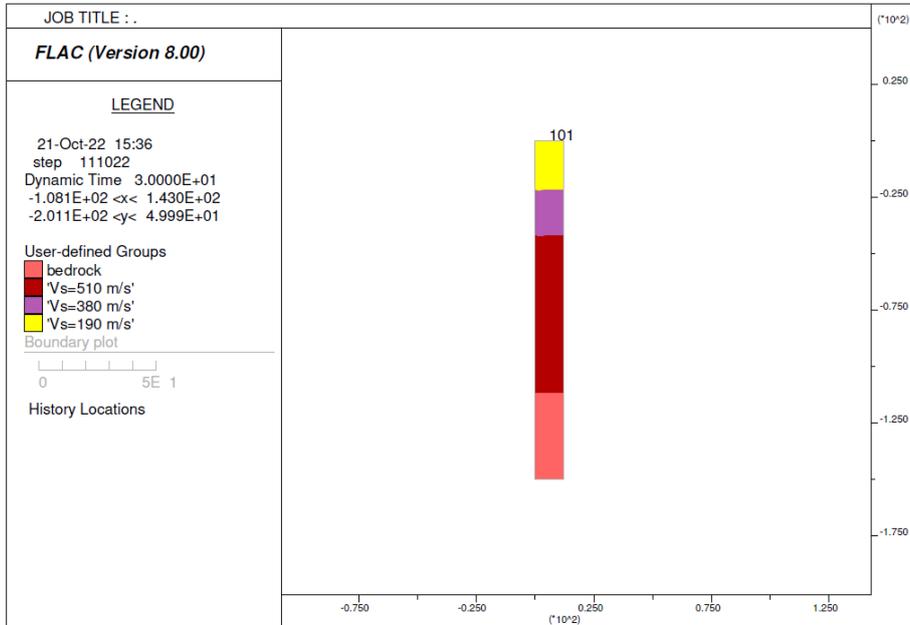
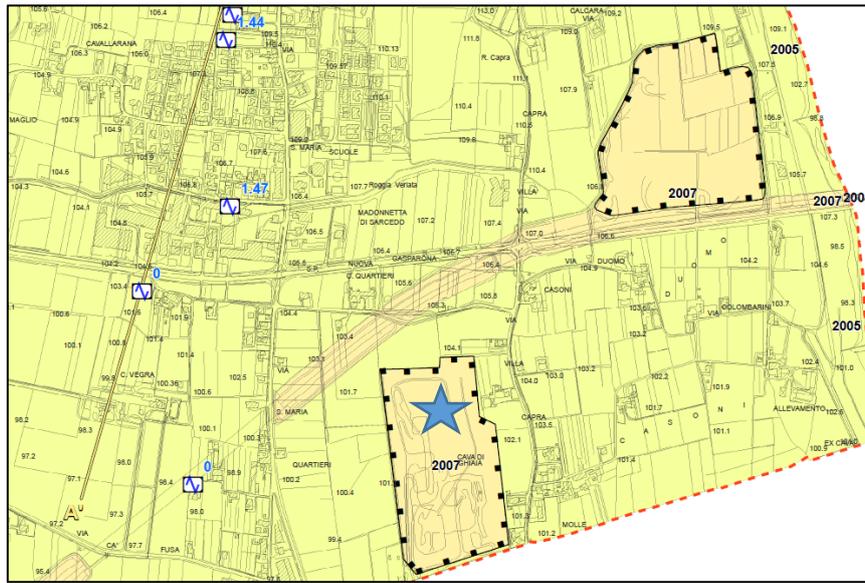


Al fine di modellare bene l'andamento della valle, la sezione CC' è stata prolungata al di là del confine comunale, verso il comune di Fara Vicentino



	FA 0,1-0,5s	FA 0,4-0,8s	FA 0,7-1,1
Mops 2099	1.3	1.1	1.0
Mops 2004	2.2	1.7	1.3
Mops 2006	1.5	1.8	1.3

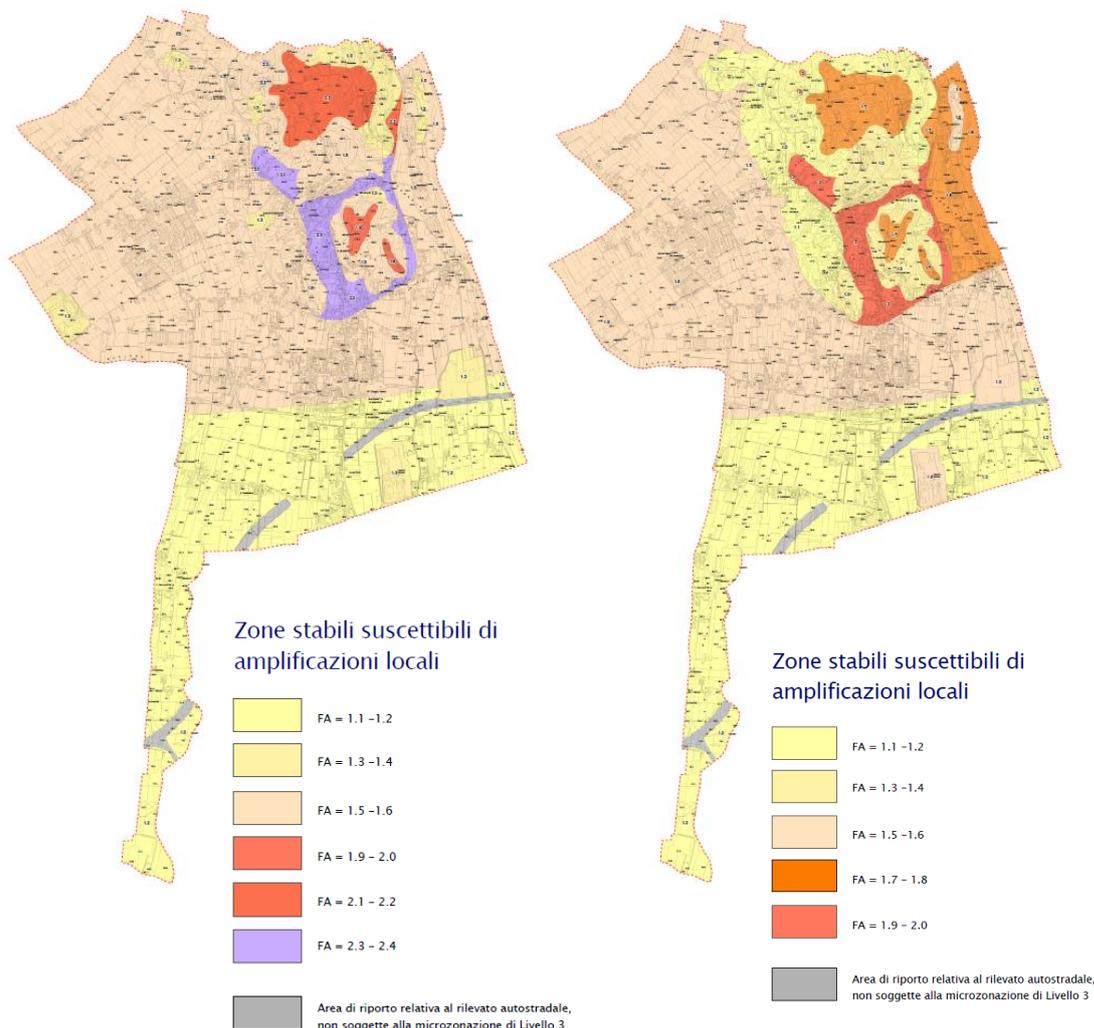
MODELLAZIONE 1D

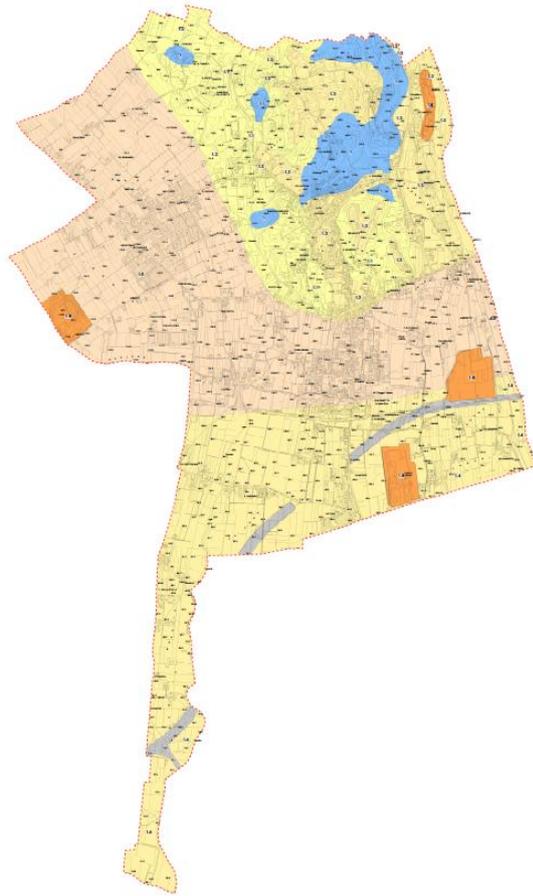


	FA 0,1-0,5s	FA 0,4-0,8s	FA 0,7-1,1
Mops 2007	1.3	1.5	1.8

A partire dai risultati ottenuti è stato possibile ottenere la “Carta dei fattori di amplificazione FA(0,1-0,5s)”, la “Carta dei fattori di amplificazione FA(0,4-0,8s)”, e la “Carta dei fattori di amplificazione FA (0,7-1,1s)”, da cui si evince che:

- il comune di Sarcedo è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1,0 a 2,3;
- relativamente ai substrati affioranti, i valori amplificativi più elevati si sono ottenuti nel range 0,1-0,5s, essendo i contrasti sismici compresi nei primi 15 - 30 m dal p.c. locale; inoltre, le modellazioni hanno messo in evidenza gli effetti topografici poiché, in corrispondenza di creste e/o cigli di scarpata, si sono ottenuti valori massimi;
- i valori amplificativi massimi di Fa 0,1-0,5s (sensibili ai contrasti superficiali) sono associati alle aree detritiche, in corrispondenza delle zone di bordo valle e nelle zone moreniche. In tali contesti, essendo gli spessori di copertura ridotti, i principali contrasti di impedenza sono a profondità minori di 20 m; pertanto, i fattori di amplificazione in questo range sono risultati massimi;
- per quanto riguarda i depositi di fondovalle del territorio, le modellazioni numeriche hanno evidenziato un comportamento generalmente omogeneo dei fattori nei tre range nelle varie porzioni della valle, ad eccezione della porzione a sud-ovest, dove, gli spessori del materasso alluvionale aumentano e, quindi, si ha una diminuzione dei valori amplificativi. Inoltre, si evidenzia come la valle al confine comunale con Fara Vicentino, ha dei valori di FA ai medio periodi più alti della restante area valliva essendo, in questo caso, maggiormente evidente il fenomeno di intrappolamento delle onde in bacini vallivi e avendo spessori del materiale ghiaioso minori.





Zone stabili

FA = 1

**Zone stabili suscettibili di
amplificazioni locali**

FA = 1.1 - 1.2

FA = 1.3 - 1.4

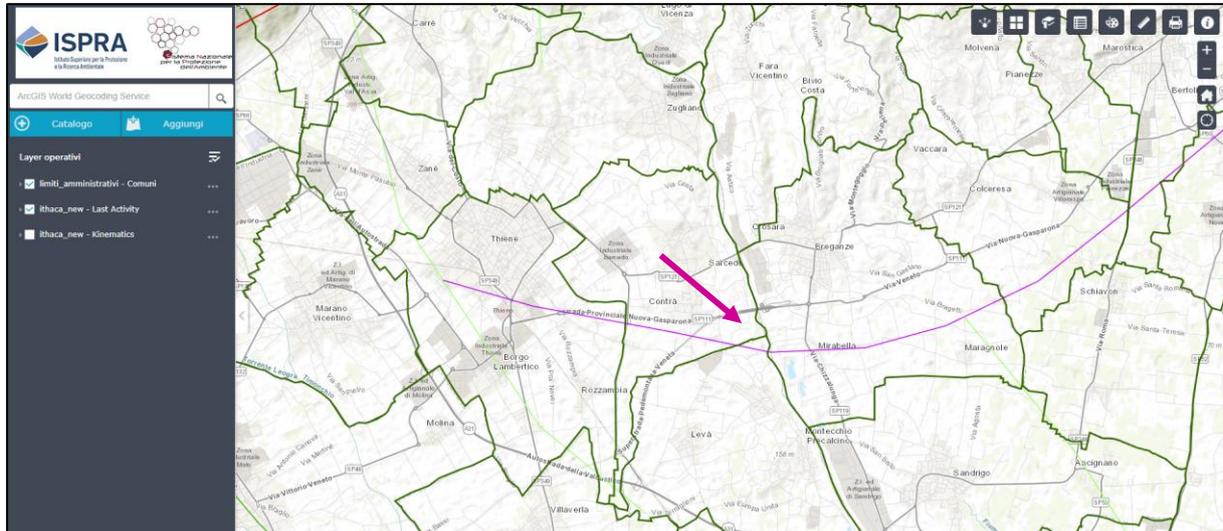
FA = 1.5 - 1.6

FA = 1.7 - 1.8

Area di riporto relativa al rilevato autostradale,
non soggette alla microzonazione di Livello 3

8.3 Modellazione numerica relativa alle faglie attive a capaci

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA ha permesso di ubicare all'interno del territorio comunale una faglia attiva e capace, disposta indicativamente come nella figura riportata a seguire.



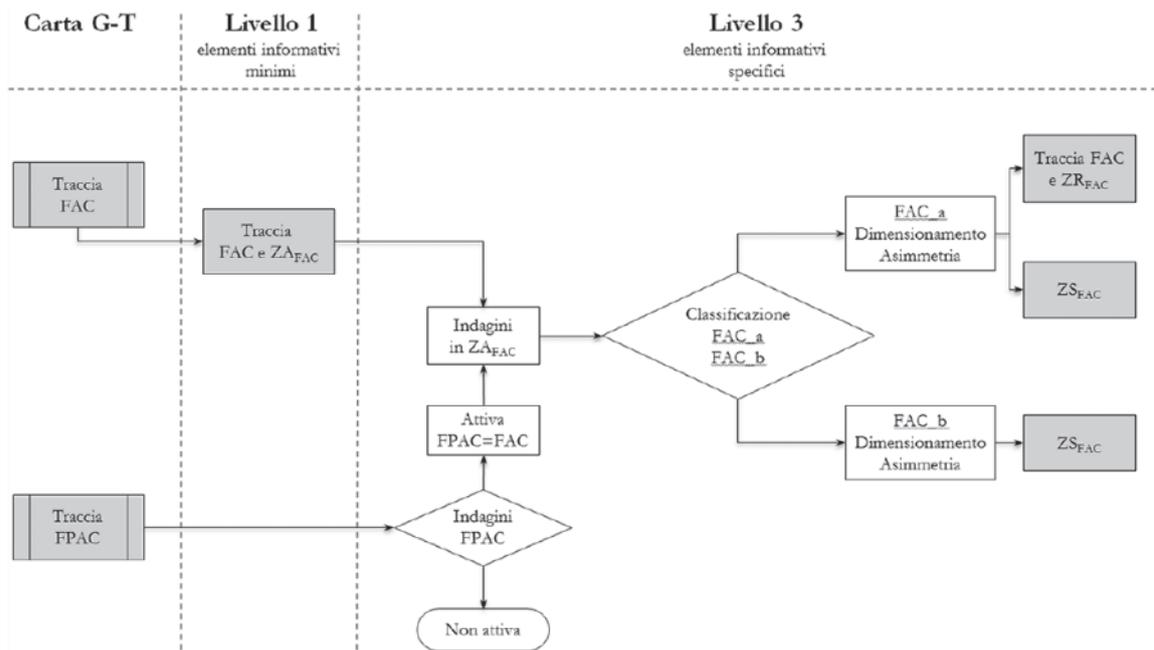
L'esatta ubicazione della faglia risulta alquanto incerta poiché si trova celata al di sotto delle coperture sedimentarie con spessori rilevanti, che ne nascondono eventuali tracce morfologiche.

In accordo con quanto stabilito negli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008), è considerata attiva una faglia che si è movimentata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene) ed è considerata capace una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura/dislocazione del terreno; questa definizione si riferisce al piano di rottura principale della faglia (piano su cui avviene la maggiore dislocazione).

Le FAC possono essere classificate in due categorie in funzione delle incertezze nella loro identificazione:

CATEGORIA (FAC_x)¹	DEFINIZIONE DELLA FAC_x	NOTE ESPLICATIVE
FAC_a	Certa e definita	Il piano di rottura principale e fenomeni cosismici ad essa collegati sono riconosciuti con certezza. In questa categoria sono comprese anche le strutture tettoniche secondarie e le zone di trasferimento tra segmenti distinti di una faglia attiva e capace.
FAC_b	Incerta	Gli elementi che compongono una faglia attiva e capace e i fenomeni cosismici collegati non sono cartografabili con certezza e/o dettaglio, per assenza di dati o perché non possono essere identificati (zone di trasferimento, gap, erosione, coperture, ecc.).

In particolare, secondo quanto riportato nel diagramma di flusso riportato nelle linee guida sulle faglie attive e capaci, le FPAC vengono riportate nella Carta Geologico Tecnica per la Microzonazione Sismica (CGT_MS) nel livello MS1 ma non nelle MOPS. Nel livello 3 tali faglie verranno investigate con indagini appropriate al fine di identificarne l'eventuale attività negli ultimi 40.000 anni, oltre che definirne con certezza la geometria.



Le condizioni preliminari affinché si debbano eseguire studi di dettaglio sulle faglie attive e capaci sono:

- l'area oggetto di studi di MS ricade in area epicentrale di terremoti storici con $M_w > 5.5$;
- la letteratura scientifica disponibile già riporta la presenza di faglie all'interno di formazioni tardo-pleistoceniche-oloceniche;
- evidenze di attività recente delle faglie rilevate sul campo da geologi, durante i rilievi geologico-tecnici per la stesura delle carte di MS.

Gli elementi generalmente indicativi dell'attività recente di una faglia sono di ordine sia geomorfologico (anomalie nelle forme del paesaggio, diversione di corsi d'acqua o di altri elementi lineari, scarpate di faglia) sia, ovviamente, tettonico (faglie che dislocano terreni tardo pleistocenici-olocenici).

Nel caso di Sarcedo, i primi due indicatori sono confermati mentre non ci sono indizi superficiali della recente attività sismica né dalla consultazione di ortofoto né da rilievi sul campo effettuati dallo scrivente.

Dalle considerazioni sopra riportate, non è possibile, ad oggi, accertare ma soprattutto localizzare con precisione la presenza di una faglia attiva e capace di creare dislocazioni in superficie all'interno del territorio comunale di Sarcedo.

Tuttavia, dato il rischio sismico che una attività di dislocazione tettonica può provocare in superficie, si è deciso di effettuare uno studio approfondito sulla propagazione della rottura per faglia all'interno dei depositi quaternari che caratterizzano il sottosuolo di Sarcedo, attraverso una modellazione numerica con il codice di calcolo *FLAC 8.0 (Itasca, 2018)*.

In merito a questo secondo punto, la modellazione ha lo scopo di simulare l'evolversi della deformazione lungo un piano di faglia, valutando l'ampiezza dell'area deformata dall'eventuale fagliatura in superficie e la deviazione della traccia del piano di faglia reale dalla sua proiezione verticale.

La prima fase si è sviluppata attraverso la creazione di un modello sismo-stratigrafico rappresentativo dell'area in esame: si è considerato un modello bidimensionale orizzontale esteso per circa 1000 m e per 100 m di profondità. La base del modello rappresenta l'interfaccia con il bedrock sismico la cui profondità è stata stimata dalle indagini geofisiche condotte.

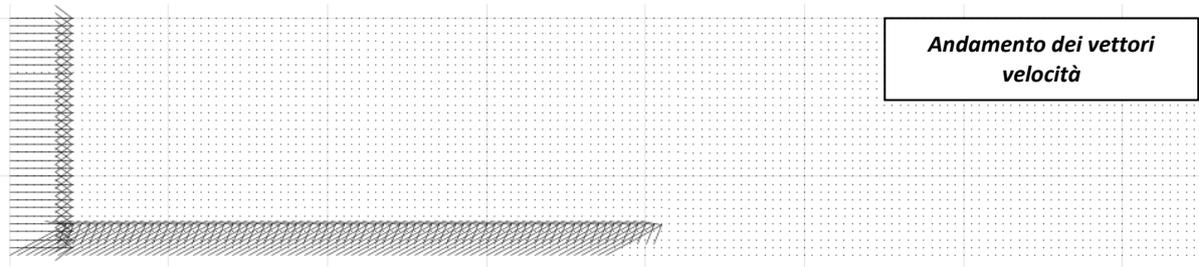
Il comportamento geotecnico dei depositi è stato assimilato a un modello costitutivo Mohr-Coulomb e si è considerato un modello sismo-stratigrafico medio rappresentativo dell'intero territorio

Ghiaie addensate

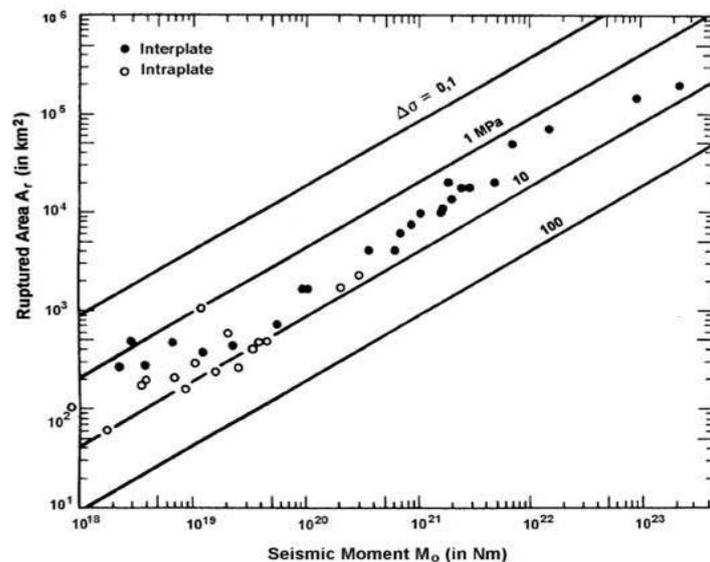
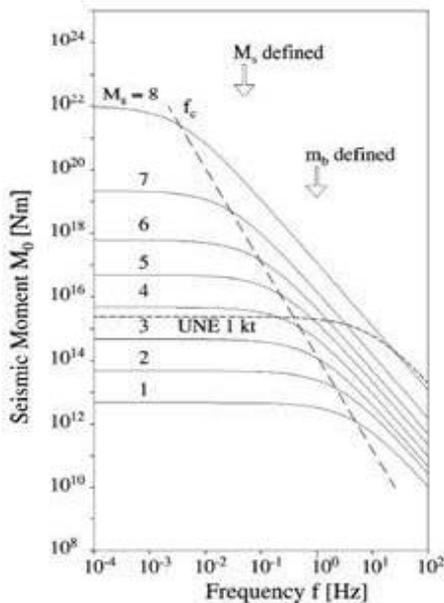
Vs: 500 m/s
 Angolo di attrito θ : 35°
 Coesione: nulla

Relativamente alle condizioni al contorno, nella fase di creazione del modello si è imposta una condizione di spostamento nullo in direzione orizzontale ai lati del modello, e spostamento nullo sia lungo la verticale che l'orizzontale alla base dello strato.

Dopo aver creato il modello, si è simulato lo spostamento lungo il piano di faglia: per la faglia in questione non si hanno indicazioni relative al cinematismo, pertanto, considerato il contesto tettonico in cui è inserito il comune, si è ipotizzata una faglia inversa con inclinazione di 45°. Pertanto, si sono applicati dei vettori velocità al confine laterale e inferiore della porzione del modello dislocante. I vettori alla base si sono imposti paralleli al piano di faglia, mentre quelli laterali lungo la direzione orizzontale entrante (per simulare la compressione dovuta alla faglia inversa).



Riguardo l'ampiezza dei vettori in termini di velocità, essa è correlata al numero di *step* di calcolo che effettua il programma e alla dislocazione tettonica massima che la faglia è in grado di produrre. Questo parametro è stato ottenuto a partire da delle relazioni empiriche e grafiche che correlano la magnitudo momento massima attesa nell'area, il momento sismico scalare, l'area di faglia e la rigidità crostale.



Considerando per l'area di indagine una magnitudo momento massima di circa 6,8 Mw, una rigidità di 30 GPa e un momento sismico di 10^{18} , si è ricavato una dislocazione tettonica massima di circa 5

m. Imponendo tale spostamento e un numero di step pari a 50000, i vettori hanno un'ampiezza dell'ordine di 10^{-4} m/s.

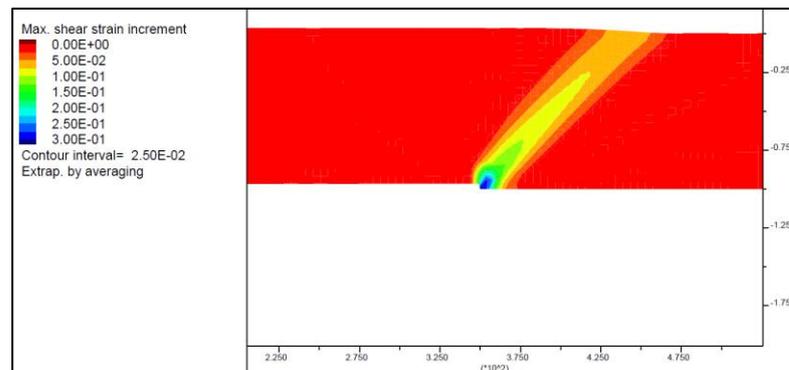
Nelle modellazioni effettuate, si è deciso di considerare il campo delle grandi deformazioni che consente di poter modellare il movimento di ogni nodo della griglia e quindi simulare un comportamento non lineare del materiale.

Plottando lo *shear strain increment (ssi)* si può osservare l'andamento della *shear band*, ossia dell'area all'interno della quale il materiale subisce una deformazione di taglio. Essa inizia nel punto di intersezione del piano di faglia con l'interfaccia *bedrock* - terreno e si propaga verso la superficie.

I risultati delle modellazioni effettuate riguardanti la propagazione della rottura della faglia inversa hanno prodotto i seguenti risultati:

Copertura con spessore medio di 100 m dal p.c. locale

- i massimi valori di deformazione si sono riscontrati fino a circa 50-100 m dal punto di rottura. I valori di *strain* sono risultati di $3.0e-1$ nel punto di rottura e di $5.0e-2$ in prossimità della superficie mostrando, quindi, una diminuzione di un ordine di grandezza. È ben evidente, infatti, rispetto al caso precedente, che la maggior concentrazione di deformazione è localizzata a profondità massime di 70 m dal piano campagna locale, risultando attenuata in superficie.



In conclusione, dalle analisi fatte è possibile trarre le seguenti conclusioni:

1. sulla base di rilievi aerofotogrammetrici, geologici e geomorfologici condotti dallo scrivente, non sono stati riscontrati gli elementi che compongono una faglia attiva e capace e i fenomeni cosismici ad essa collegati quali scarpate morfologiche, zone di trasferimento, gap, erosione, coperture. Pertanto, **non è possibile cartografare con ubicazione certa la faglia in esame, che risulta definita da linee guida come FAC_b;**
2. in merito alla potenziale capacità della faglia, i modelli effettuati hanno evidenziato che lo spessore elevato di depositi posti al di sopra del bedrock sismico attenuano le deformazioni attese, rendendo difficile la "capacità" della faglia considerata.

Pertanto, si è ritenuto opportuno classificare tale lineamento come non attivo (da intendersi più propriamente come non capace di produrre deformazione in superficie) con ubicazione incerta.

9 PROPOSTA PER LE NORME TECNICHE OPERATIVE (NTO)

Nel presente capitolo viene proposta una norma di riferimento da inserire all'interno delle "Norme Tecniche Operative - NTO" del Comune di Sarcedo al fine di recepire e rendere operativo lo studio di Microzonazione Sismica condotto.

Art.X Riduzione del rischio sismico

Lavoro di riferimento: Studio di Microzonazione Sismica di Livello 3

Lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 identifica vari scenari di pericolosità sismica locale che concorrono alla definizione delle scelte di Piano.

Lo studio è parte integrante dello strumento urbanistico comunale, ma nel caso di esecuzione di opere o di interventi nel territorio non potrà in alcun modo sostituire le indagini e le elaborazioni puntuali, esplicitamente previste dalle vigenti Norme Tecniche sulle Costruzioni, con le successive modifiche e integrazioni.

Lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 ha chiaramente evidenziato le criticità sismiche del territorio comunale per quanto riguarda l'amplificazione sismica locale, a causa di un assetto tettonico-strutturale complesso e dei contatti sismo-stratigrafici tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica. In particolare, lo studio ha mostrato che:

- Le zone collinari, caratterizzate da depositi eluvio-colluviali e da substrato affiorante hanno presentato amplificazioni massime nel range 0,1-0,5s, sensibile ai contrasti sismici superficiali;
- valori amplificativi massimi di F_a 0,1-0,5s sono associati alle aree detritiche, in corrispondenza di spessori di copertura ridotti;
- per quanto riguarda i depositi di fondovalle del territorio, le modellazioni numeriche hanno evidenziato un comportamento generalmente omogeneo dei fattori nei tre range nelle varie porzioni della valle. Si evidenzia come la valle al confine comunale con Fara Vicentino, ha dei valori di F_a ai medio periodi più alti della restante area valliva essendo, in questo caso, maggiormente evidente il fenomeno di intrappolamento delle onde in bacini vallivi e avendo spessori del materiale ghiaioso minori.

Inoltre, l'analisi dei microtremori attraverso la tecnica Horizontal to Vertical Spectral Ratio (H.V.S.R.) ha consentito di stimare le frequenze di risonanza dei depositi, che dal punto di vista ingegneristico-strutturale rappresentano un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture (cfr. Carta delle frequenze).

Per questo, in fase di progettazione, attraverso la consultazione delle cartografie dello studio di MS, si dovranno valutare le condizioni di amplificabilità/risonanza del sito al fine di valutare la metodologia più appropriata per determinare l'azione sismica:

- modellazioni numeriche di Risposta Sismica Locale;
- approccio semplificato da Categoria di Sottosuolo e Categoria Topografica.

La determinazione della velocità delle onde di taglio V_s , indispensabili per la ricostruzione del modello sismo-stratigrafico, dovrà essere fatta utilizzando appropriate indagini sismiche, in foro (cross-hole, down-hole, cono sismico) o in superficie (MASW, Re.Mi., ESAC, sismica a rifrazione).

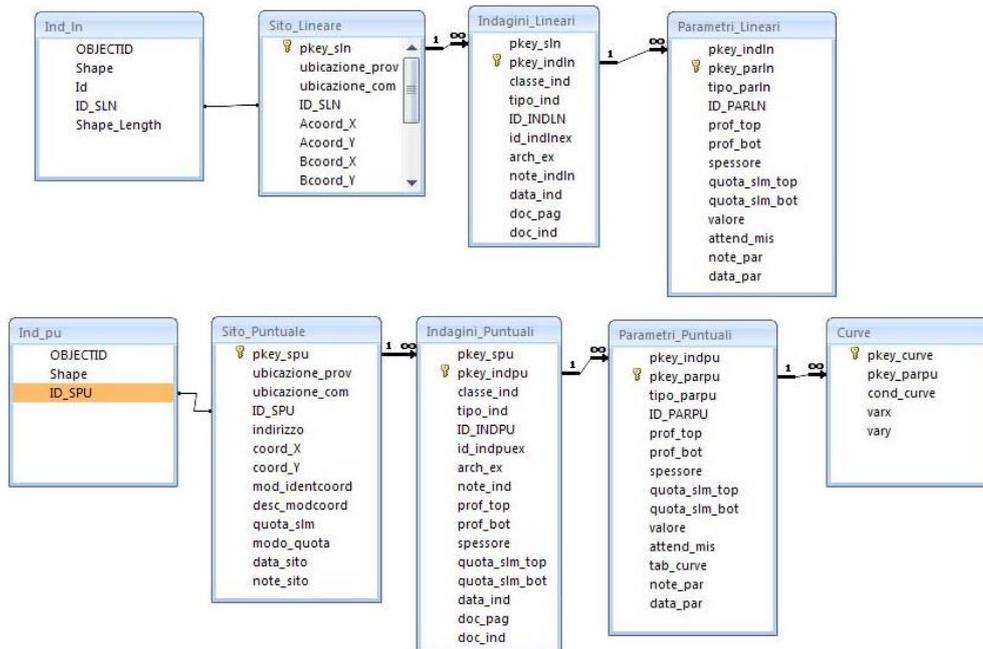
10 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

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 4.2 - emanati dalla "Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica". 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 4.2.

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 4.0b)

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_In 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 delle frequenze” 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. La restituzione grafica dei valori di frequenza si riferisce a quanto proposto per la “Carta delle frequenze” di risonanza negli “Standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica - versione 4.1_Sicilia.

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **Cdi_tabelle.mdb** contenuto, assieme agli *shapefile* **Ind_pu** e **Ind_In**, nella cartella **Indagini**.

La “Carta geologico-tecnica” e la “Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica” sono state realizzate in formato vettoriale e rappresentano le informazioni contenute nelle cartelle **GeoTec** ed **MS1**.

La cartella **GeoTec** contiene i seguenti *layers* informativi.

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
Elineari	Lineare	Elementi lineari (escluse le isobate)
Epuntuali	Puntuale	Elementi puntuali (picchi isolati)
Forme	Poligonale	<i>Forme come aree di cavità/falda detritica/conoide</i>
Geidr	Puntuale	Elementi puntuali geologici e idrogeologici
Geotec	Poligonale	Unità geologico tecniche

Nella cartella **MS1** sono contenuti i seguenti *shapefile*

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili suscettibili di amplificazione locale

Nella cartella **MS23** sono invece contenuti i seguenti *shapefile*

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili suscettibili di amplificazione locale

Tutti gli spetti di risposta elastici calcolati sono stati salvati nella cartella “MS23/Spettri” della struttura di archiviazione dei file. In particolare, secondo gli Standard, è necessario fornire, per ogni terna di fattori di amplificazione, lo spettro medio risultante.

Pertanto, nella cartella “MS23/Spettri”, si riportano n° 11 file .txt contenenti gli spettri medi ottenuti dall’elaborazione numerica dei n.7 accelerogrammi di input nominati con un codice progressivo (SarcedoPSA001.txt SarcedoPSA0011.txt).

Quindi, dal punto di vista operativo, un professionista che necessita di recuperare lo spettro relativo ad una determinata area del comune di Sarcedo dovrà:

1. Aprire lo shp stab/instab e vedere in quale poligono ricade l'area di interesse

2. Aprire la tabella degli attributi dello shp e leggere il nome dello spettro associato al poligono di interesse (es. SarcedoPSAO02);

3. Andare nella cartella "Spettri" e cercare la cartella con il nome suddetto: al suo interno troverà lo spettro elastico medio ottenuto dalla modellazione.

La cartografia di base utilizzata per l'elaborazione dello studio è la C.T.R. del Veneto, le cui coordinate sono espresse in WGS84 Zona 33N.

Infine, secondo quanto riportato nella Versione degli Standard 4.2, è stato necessario inserire, nella Carta delle Indagini, una serie di punti baricentrici dei poligoni riportati nello shp Stab, indicanti la stratigrafia rappresentativa della zona Mops di appartenenza. Ogni punto, inoltre, è stato archiviato nel software SoftMS e vi è stato associato un file pdf riportante una descrizione dettagliata delle aree omogenee dal punto di vista sismico che costituiscono il comune di Sarcedo.

11 BIBLIOGRAFIA

- ✦ A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) - Focal mechanism inversion in the Giudicarie - Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
- ✦ Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta - Bacchiglione. Piano Stralcio per l'assetto idrogeologico del bacino idrografico del fiume Livenza (P.A.I.L.).
- ✦ L. Benedetti, P. Tapponnier, C.P. Geoffroy King, M. Bertrand, I. Manighetti: "Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy"
- ✦ C. Braitenberg, B. Grillo, I. Nagy, S. Zidarich, A. Piccin (2007) - La stazione geodetico-geofisica ipogea del Bus De La Genziana - Pian Cansiglio. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan" pp. 105 - 120
- ✦ Brammerini 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
- ✦ 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
- ✦ CERI Centro di ricerca "Previsione 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
- ✦ Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 1020-1036
- ✦ 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
- ✦ 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 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*
- ✦ Kuhlmeier R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. *J. Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, 99(5), 421-427
- ✦ 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
- ✦ M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2015. DBMI15, la versione 2015 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI15>
- ✦ 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
- ✦ 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.
- ✦ Slejko D. et al (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale*. CNR
- ✦ 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>

12 ALLEGATI FUORI TESTO

1. Carta delle indagini	Scala 1:10.000
2. Carta geologico-tecnica	Scala 1:10.000
3. Carta delle frequenze	Scala 1:10.000
4. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)	Scala 1:10.000
5. Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)	Scala 1:10.000
6. Carta di microzonazione sismica FA 0,1-0,5s - Livello 3	Scala 1:10.000
7. Carta di microzonazione sismica FA 0,4-0,8s - Livello 3	Scala 1:10.000
8. Carta di microzonazione sismica FA 0,7-1,1s - Livello 3	Scala 1:10.000
9. Carta delle sezioni geologico-tecniche	Scala 1:5.000
10. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative	