

Attuazione dell'articolo 11 dalla legge 24 giugno 2009. n.77

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Emilia-Romagna

Comune di Traversetolo



Regione	Soggetto realizzatore	Data
Emilia-Romagna	Dott. Geol. Emiliano Occhi	Maggio 2018

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Sommario

1. INTRODUZIONE.....	1
2 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	1
2.1 Assetto tettonico.....	2
2.2 Attività sismica	9
2.3 Le sorgenti sismogenetiche	14
2.4 Intensità massima attesa	19
3 ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	20
3.1 Tettonica e sedimentazione.....	20
4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	23
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO	25
6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE	26
7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI.....	31
8. ELABORATI CARTOGRAFICI DI PRIMO E SECONDO LIVELLO.....	32
8.1 Carta delle indagini	32
8.1.1 Abitato di Castione Baratti.....	33
8.2 Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica.....	33
8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni.....	34
8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica.....	36
8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S.....	38
8.6 Carta di Microzonazione Sismica – Livello 3.....	38
9. APPROFONDIMENTI DI TERZO LIVELLO.....	38
9.1 Area considerata	38
9.2 Risposta sismica locale	39
9.2.1 Pericolosità sismica di base.....	39
9.2.2 Segnali in input.....	40
9.2.3 Modello geofisico del sottosuolo	41
9.2.4 Codice di calcolo per la valutazione della RSL.....	43
9.2.5 Risultati della modellazione numerica	44
9.2.6 RSL per il sito di Castione Località la Riva	44
9.3 Stabilità di versante.....	48
9.3.1 Metodo di verifica	48
9.4 Carte di microzonazione sismica.....	53
10. CONFRONTO DELLA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI	54

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

11. BIBLIOGRAFIA	56
12. ALLEGATI	57

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

1. INTRODUZIONE

Nella presente relazione vengono illustrate le attività svolte e i risultati ottenuti nel corso dello Studio di microzonazione sismica di terzo livello del Comune di Traversetolo, che ha affidato l'incarico con Determinazione n° 328 dell'19/08/2017. L'approfondimento di terzo livello è stato finanziato con Ordinanza Presidenza Consiglio Ministri-Dipartimento della Protezione Civile 344 del 9 maggio 2016. Attuazione dell'articolo 11 del decreto-legge 28 aprile 2009, n. 39, convertito, con modificazioni, dalla legge 24 giugno 2009, n. 77 in materia di contributi per gli interventi di prevenzione del rischio sismico – sesta annualità. (G.U. n° 118 del 21.5.2016).

Più precisamente, oggetto dell'incarico è stata la redazione degli studi di Microzonazione Sismica, con approfondimenti di III Livello, con riferimento alle zone di Castione Baratti e della Fornace, risultate instabili o potenzialmente instabili nel corso degli approfondimenti precedenti.

Detta attività è stata svolta in conformità alle leggi e disposizioni vigenti (cfr. in particolare, il sopraccitato OCDCP n.344 del 9 maggio 2016 e la DGR n.3188 del 13 dicembre 2016) e facendo riferimento ai seguenti documenti tecnici:

- "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" approvati dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome e successive modifiche e integrazioni
- "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica", approvati con DAL 112/2007, e successive modifiche e integrazioni
- "Studi di microzonazione sismica – standard di rappresentazione e archiviazione informatica" pubblicati sul sito web del Dipartimento della Protezione Civile

Nel Comune di Traversetolo sono stati realizzati nel 2016 gli studi di primo e secondo livello, ad opera del Dott. Stefano Castagnetti. Tali studi sono stati successivamente validati da parte del servizio regionale competente. Il presente lavoro, recepisce il lavoro svolto precedentemente e approfondisce l'analisi per una porzione di areale.

Il presente studio ha previsto, in particolare, la raccolta di altri dati pregressi e l'esecuzione di una nuova campagna di indagini costituita da:

- n° 1 prova MASW che ha consentito la definizione delle Vs e, conseguentemente, della profondità del bedrock sismico;
- n° 1 tomografia sismiche in onde P e onde S, per definire gli andamenti delle superfici di scorrimento, presumibilmente corrispondente con lo stesso bedrock sismico, nell'area instabile di Castione Baratti.
- n° 1 prove HVSR, al fine di determinare la frequenza fondamentale di risonanza del terreno.

2 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

Per definire la pericolosità sismica di una regione è necessario individuare preliminarmente i lineamenti tettonici che ne hanno determinato l'attuale assetto strutturale; successivamente si accerta quali di questi lineamenti siano ancora attivi, cercando di legarli ai vari eventi sismici che hanno interessato l'area in esame. Nel presente studio di microzonazione sismica, la pericolosità dell'Emilia Romagna e in particolare del

comune di Solignano è stata valutata basandosi su una recente pubblicazione: "Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino toscano-emiliano-romagnolo e della Val Padana" (Mantovani et.al. 2013). Tale lavoro propone una valutazione alternativa della pericolosità nella Regione Emilia-Romagna, realizzata nell'ambito di una collaborazione tra l'Università di Siena e le Regioni Toscana ed Emilia-Romagna. Il risultato finale dello studio effettuato consiste in una carta di intensità massime attese per i comuni della Regione.

2.1 Assetto tettonico

I lineamenti tettonici presenti nell'Appennino settentrionale sono legati alle complesse fasi di strutturazione della catena stessa a partire dal Miocene, in risposta all'evoluzione del contesto geodinamico nel mediterraneo

L'evoluzione neogenica del Mediterraneo centrale (Fig. 2.1, 2.2) è caratterizzata dalla collisione tra il blocco africano e il suo promontorio adriatico e la placca europea; il movimento relativo, generalmente diretto N-S, ha subito alcune variazioni; all'interno dei diversi blocchi si determinarono in periodi diversi aree di svincolo in risposta alla variazione di direzione di movimento delle diverse placche.

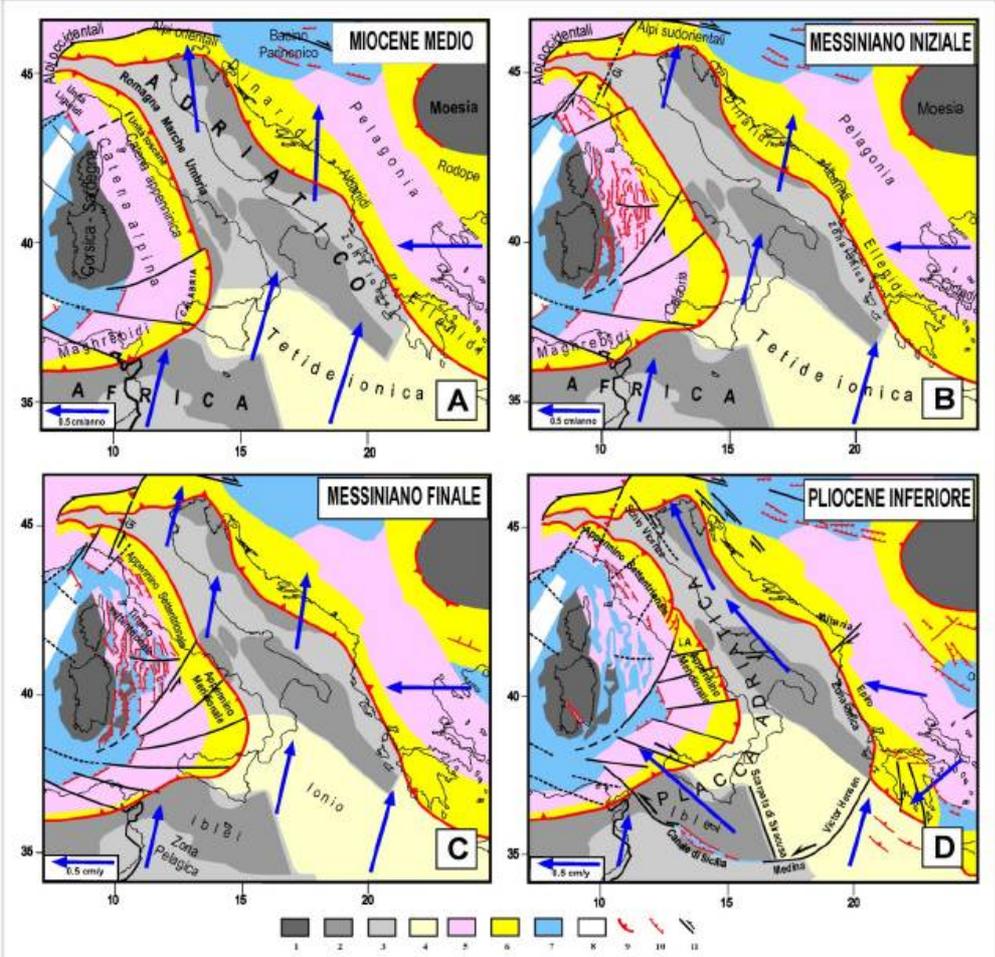


Fig 2.1 Configurazione strutturale e tettonica del Mediterraneo centrale dal Miocene medio al Pliocene inferiore. 1) Dominio continentale europeo; 2, 3) Dominio continentale e continentale assottigliato dell’Africa/Adriatico; 4) Tetide ionica; 5) Catena alpina; 6) Catene neogeniche; 7, 8) Zone di estensione neogenica con crosta continentale e oceanica; 9, 10, 11) Lineamenti

compressivi, distensivi e trascorrenti. Gi = sistema di faglie delle Giudicarie, LA=Piattaforma Laziale-Abruzzese. Le frecce identificano la velocità presunta, rispetto alla placca eurasiatica, di alcuni punti dei domini africano-adriatico ed egeo-balcanico.

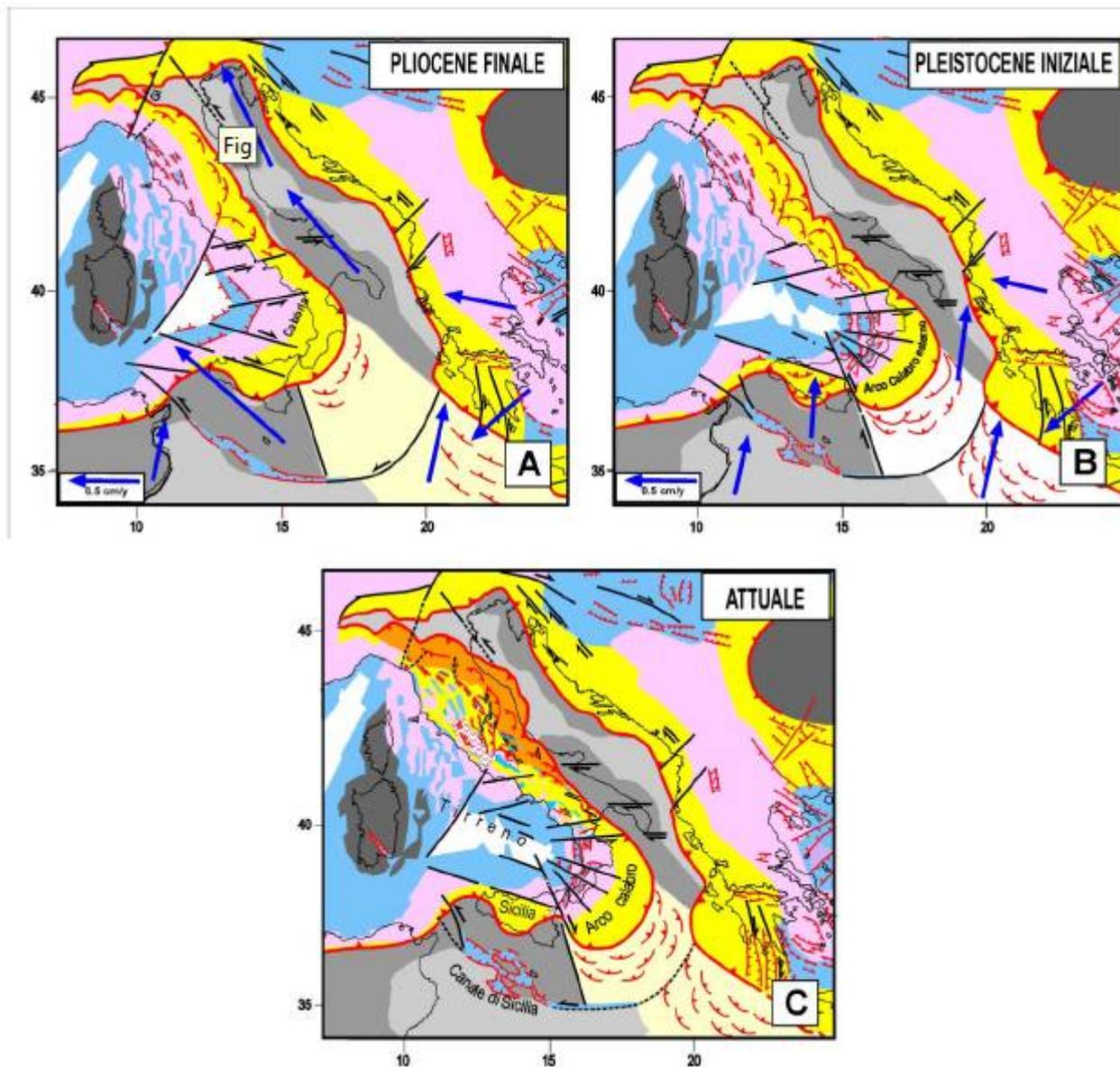


Fig 2.2. Configurazione strutturale e tettonica del Mediterraneo centrale dal Pliocene superiore all'Attuale. Simboli come in figura 2.1. In C, il colore arancione indica la fascia esterna della catena appenninica che viene trascinata dall'Adriatico.

Nel Miocene medio (Fig. 2.3 a), il promontorio adriatico era ancora solidale con il blocco africano e in tale contesto la sua parte settentrionale si muoveva prevalentemente verso NNO. All'interno di questo promontorio, esisteva una discontinuità (sistema di faglie delle Giudicarie) che, formatasi come lineamento trascorrente tra il Cretaceo superiore e l'Eocene inferiore, aveva poi agito nell'Oligocene inferiore come zona di sottoscorrimento. Attorno al tardo Miocene (Fig. 2.3 b), il complesso delle condizioni al contorno ha reso necessaria la riattivazione della discontinuità sopra citata, come sistema di faglie transpressive sinistre, che ha permesso lo svincolo del promontorio adriatico dalla sua protuberanza più settentrionale, ormai

incastrata nella morsa delle Alpi occidentali. Dopo questo svincolo, il promontorio ha iniziato a muoversi circa verso NNE, come indicato dalla distribuzione e natura delle deformazioni nell'arco alpino. Nel tardo Messiniano le condizioni al contorno hanno subito un nuovo importante cambiamento, condizionato soprattutto dall'inizio della collisione continentale tra il promontorio adriatico meridionale e il sistema Anatolia-Egeo. In questo nuovo contesto, il promontorio adriatico si è svincolato dall'Africa e ha assunto la cinematica illustrata in figura 2.1d. Questo drastico cambiamento ha richiesto la riattivazione con cinematica sinistra di un'importante frattura (sistema di faglie Schio-Vicenza) nella parte settentrionale del dominio adriatico (Fig. 2.3c), che ha permesso lo svincolo parziale tra il corpo principale di Adria, che ha continuato a sottoscorrere le Alpi orientali, e la parte adriatica giacente a ovest della discontinuità Schio-Vicenza, che è rimasta meno mobile.

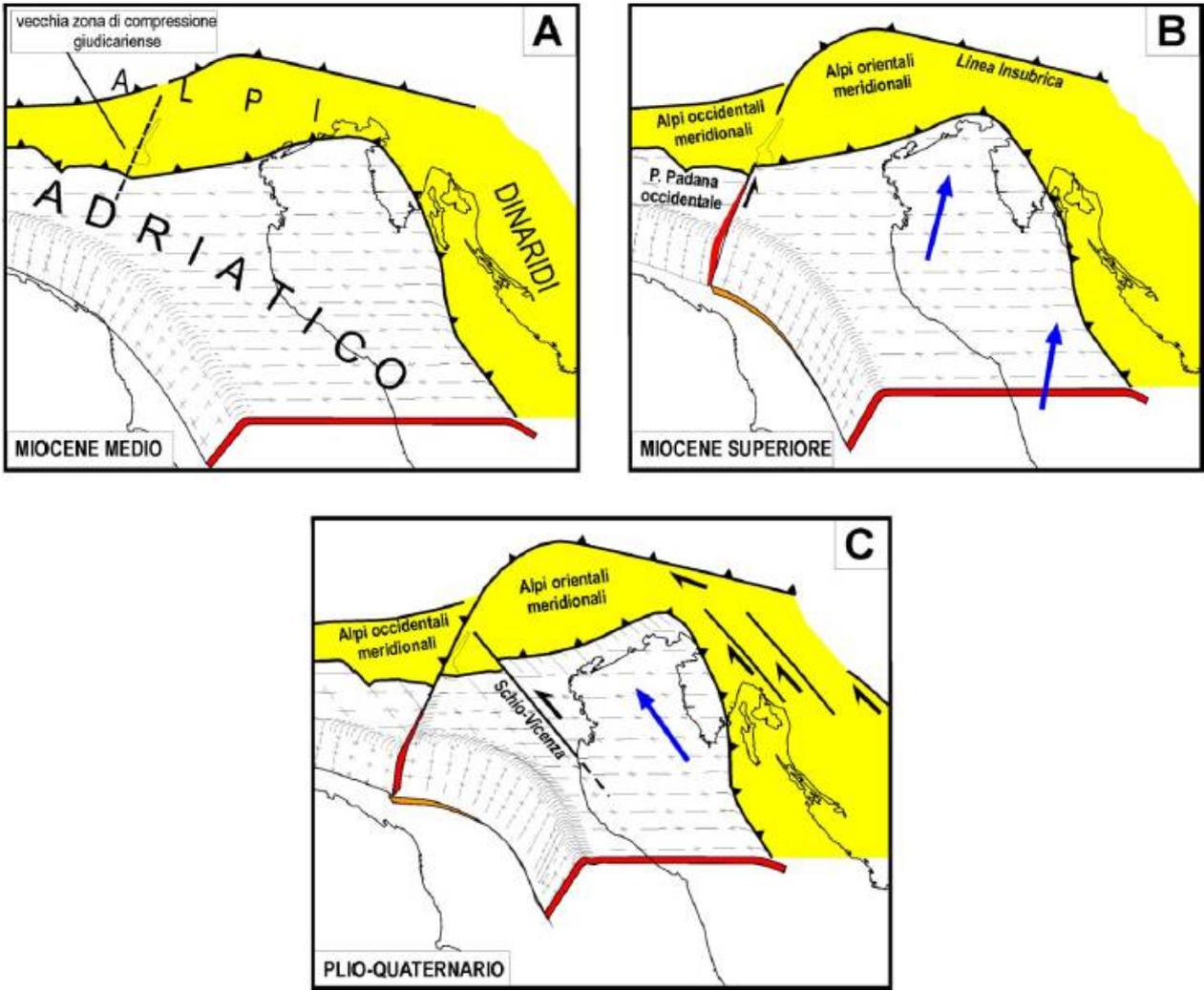


Fig.2.3 Ricostruzione delle principali discontinuità tettoniche sviluppate o riattivate nella parte settentrionale del promontorio adriatico dal Miocene medio. A) Situazione nel Miocene medio, quando il sistema di faglie giudicariense era una struttura compressiva, non più attiva. B) Riattivazione della faglia delle Giudicarie nell'ambito di un regime transpressivo sinistro, con movimento dell'Adriatico verso NNE (frecche blu). C) Si riattiva il sistema di faglie Schio-Vicenza (un'antica discontinuità della piattaforma adriatica) per consentire alla placca Adria di disaccoppiarsi parzialmente dalla sua protuberanza padana. A causa della nuova cinematica di Adria (movimento verso NNW) la faglia delle Giudicarie riassume il ruolo di zona di sottoscorrimento.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

A seguito di questo evento tettonico, il margine sepolto di Adria, subdotto sotto la catena appenninica, ha subito una compressione longitudinale (SSE-NNO) che ha determinato importanti deformazioni, come ricostruito in figura 2.3c. Dal punto di vista meccanico, è ragionevole pensare che tale deformazione abbia comportato un significativo sollevamento della parte più incurvata del margine subdotto di Adria, molto probabilmente localizzata sotto l'Appennino romagnolo. Tale marcato innalzamento avrebbe accentuato l'azione degli agenti atmosferici determinando l'erosione pressoché totale delle unità Liguri in Romagna.

Un altro importante effetto del drastico cambiamento geodinamico avvenuto nel Mediterraneo centrale dal tardo Messiniano (Fig. 2.1 e 2.3c) è costituito dal fatto che il sistema di faglie delle Giudicarie, con la sua prosecuzione sotto la Pianura padana, ha smesso di comportarsi come trascorrenza sinistra per riacquistare il suo vecchio ruolo di zona di sottoscorrimento (Fig. 2.3c). La ricostruzione della cinematica di Adria, basata sull'analisi delle deformazioni osservate lungo i bordi della placca, suggerirebbe che il sottoscorrimento sopra citato abbia avuto i suoi massimi effetti dal Messiniano al tardo Pliocene, in concomitanza con una velocità di migrazione abbastanza accentuata della placca adriatica (Fig. 2.1d). Dopo un periodo di minore attività, nella prima parte del Quaternario dovuto ad un significativo calo della velocità di spostamento di Adria, il processo è ripreso dal Pleistocene medio-superiore, quando lo spostamento di Adria ha accelerato in seguito alla ripresa del sottoscorrimento della placca adriatica meridionale sotto la catena dinarica antistante.

Quest'ultima accelerazione di Adria ha avuto una notevole influenza sulla tettonica della catena Appenninica. Durante questa fase, infatti, in risposta ad un regime di compressione longitudinale, è avvenuto il trascinarsi da parte di Adria della catena appenninica esterna; tuttavia, a causa del diverso accoppiamento tra la copertura sedimentaria di alcuni settori della catena appenninica e il loro basamento cristallino, questo trascinarsi non è avvenuto in blocco. La presenza di uno strato di evaporiti del Triassico superiore (Formazione di Burano), caratterizzato da ridotta resistenza meccanica dovuta alla presenza di livelli anidritici ha favorito lo scollamento della copertura sedimentaria dal basamento e ha notevolmente influenzato la condizione di minimo lavoro nel contesto tettonico quaternario della catena appenninica, rendendo più conveniente l'estrusione laterale di blocchi cristallini rispetto ad altri meccanismi tettonici. Questo processo si è sviluppato in modo particolare nell'Appennino meridionale, con l'estrusione laterale del cuneo Molise-Sannio (MS), e nell'Appennino settentrionale, con l'estrusione laterale dei cunei Romagna-Marche-Umbria (RMU) e Toscana-Emilia (TE), come sintetizzato nelle figure 2.4. e 2.5. Nell'Appennino centrale, l'estrusione laterale è stata meno conveniente poiché l'accoppiamento della Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese con il rispettivo basamento è maggiore, per l'assenza di livelli anidritici (deboli) nei depositi triassici, che sono invece principalmente dolomitici.

Al contorno dei cunei in estrusione si sono sviluppati vari stili di deformazione, documentati da indagini geologiche e geofisiche. Lungo il bordo esterno dei cunei si sono verificate deformazioni compressive, tipiche di processi di sovrascorrimento, mentre il bordo interno dei cunei ha subito una tettonica estensionale o transtensionale, con la formazione di varie fosse tettoniche, delle quali sono ora attive quelle dislocate lungo la parte assiale della catena.

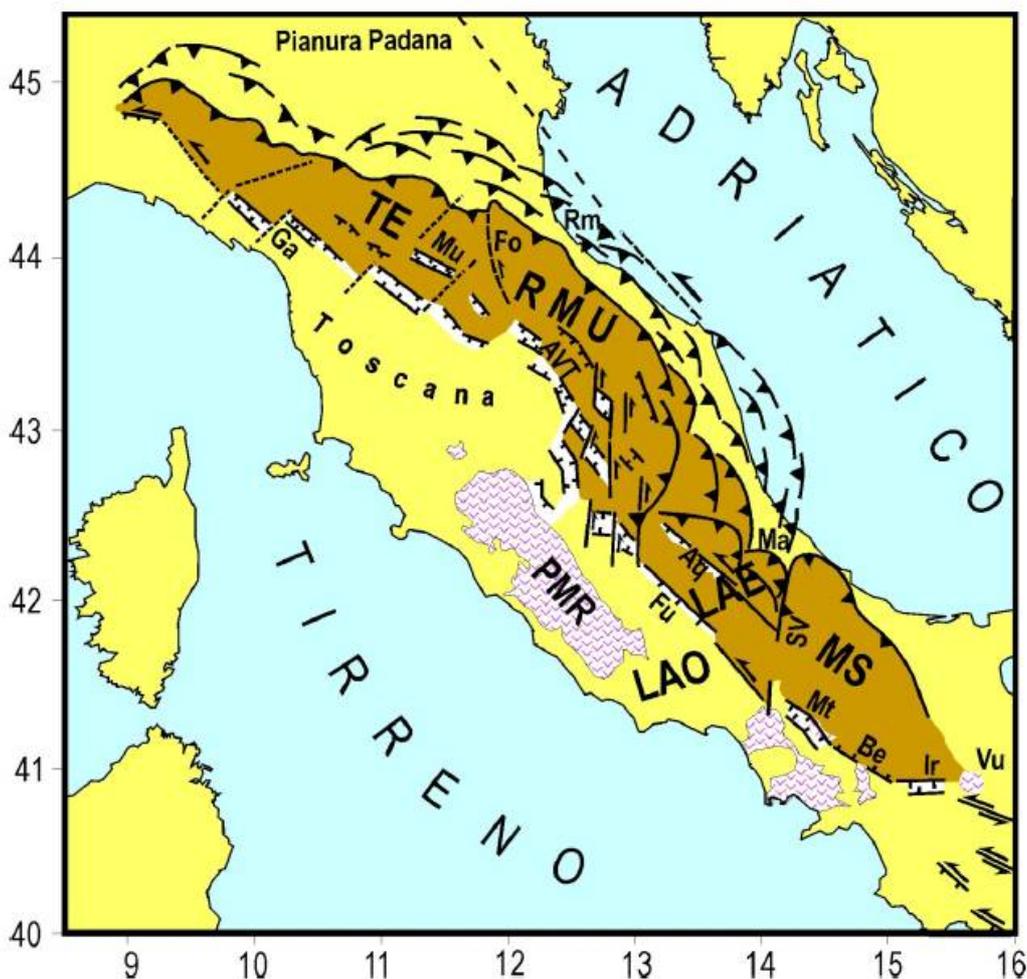


Fig. 2.4. Schema tettonico della parte esterna della catena appenninica, trascinata dalla placca adriatica, evidenziata dal colore più scuro. I principali blocchi in cui questa parte è suddivisa sono il cuneo Molise-Sannio (MS), la parte orientale della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE), il cuneo Romagna-Marche-Umbria (RMU) e il cuneo Toscana-Emilia (TE). Le zone di disaccoppiamento tra i cunei mobili sopra citati e la parte interna della catena sono marcate da sistemi di faglie estensionali e transtensionali sinistre. Aq=sistema di faglie dell'Aquilano; AVT=Alta Val Tiberina; Be=Beneventano; Fo=Forlivese; Fu=sistema di faglie del Fucino; Ga=Garfagnana, Ir=Irpinia; LAO=settore occidentale della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese; Ma=Maiella; Mt=Matese; Mu=Mugello; PMR=Provincia Magmatica Romana; Rm=Riminese; SV=sistema Sangro-Volturno; Vu=Vulture.

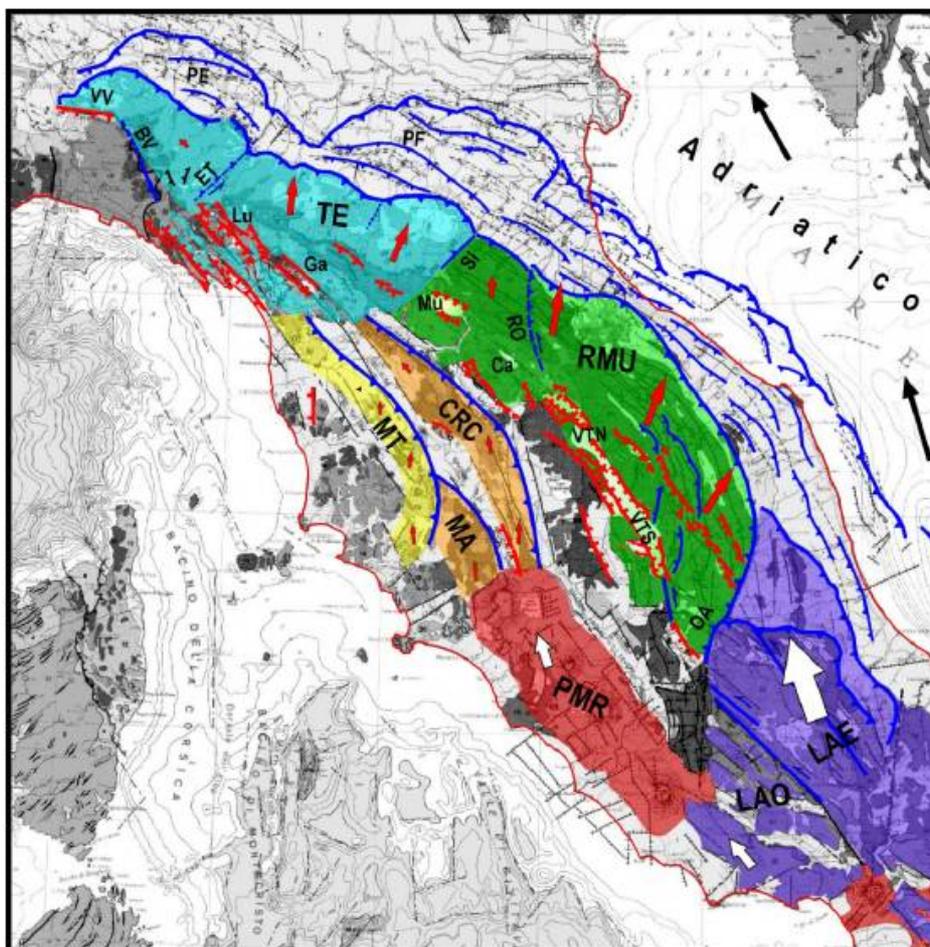


Fig. 2.5. Schema tettonico/cinematico dell'Appennino settentrionale. In colore sono evidenziati i due settori principali in cui l'Appennino settentrionale è suddiviso: cuneo Romagna-Umbria-Marche (RMU, verde) e cuneo Toscana-Emilia (TE, blu). Il raccorciamento longitudinale della catena è causato dal contesto geodinamico a larga scala. L'estrusione laterale dell'Appennino settentrionale (cunei RMU e TE) è causato dalla spinta (freccia grande) della parte esterna della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAE). Una spinta longitudinale, ma meno intensa (freccie piccole), trasmessa dalla parte interna (occidentale) della piattaforma Laziale-Abruzzese (LAO), agisce sulle dorsali presenti nella Toscana occidentale (Chianti-Rapolano-Cetona= CRC, Medio Toscana= MT e Montalcino-Amiata= MA) e le fosse tra esse comprese, producendo deformazioni e attività sismica minori. Gli elementi tettonici estensionali sono in rosso, quelli compressionali e trascorrenti in blu. BV=zona sismica Bedonia-Varzi, Ca= Casentino, ET=sistema di faglie Enza-Taro, Ga=Garfagnana, Lu= Lunigiana, OA=Olevano-AnTRODoco, Mu= Mugello, PE, PF =Complessi sepolti delle Pieghe Emiliane e Ferraresi, PMR=Provincia Magmatica Romana, RO= Rappresentazione tettonica semplificata della fascia sismica dell'Appennino romagnolo, Si= Sillaro, VTN, VTS=Val Tiberina Nord e Sud, VV= Zona sismica Villalvernia-Varzi.

Una ricostruzione più dettagliata e aggiornata dell'assetto tettonico dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo è presente in figura 2.6 in cui sono riportate le principali caratteristiche geologiche, morfologiche e tettoniche nella zona considerata e la presunta cinematica dei blocchi. Analizzando questa ricostruzione è possibile fare alcune considerazioni:

- dallo studio della conformazione dei crinali si è compreso come la formazione dei principali bacini intermontani: Alta Valtiberina, Casentino, Mugello, Garfagnana e Lunigiana, che corrispondono (tranne il Casentino) alle principali zone sismogenetiche della Toscana, sia legata ad una tettonica estensionale che potrebbe essere conseguenza della divaricazione locale tra alcuni segmenti di crinali

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

che sono stati piegati in modo differenziato dalla compressione longitudinale che ha deformato questo settore appenninico. Questa ipotesi è suggerita dal fatto che tutte le fosse in oggetto sono localizzate all'interno di settori arcuati di dorsali montuose. L'appartenenza di tutti i crinali citati alla fascia orogenica che è completamente priva della copertura delle Liguridi costituisce un'ulteriore evidenza sul sollevamento che tale fascia ha subito nell'evoluzione recente. Si può notare che la serie di piegamenti orizzontali dei crinali si interrompe dopo la Lunigiana, in linea con il fatto che oltre questo limite c'è il corpo dell'Appennino ligure, che molto probabilmente costituisce un altro settore scarsamente mobile della catena, essendo incastrato tra le adiacenti Alpi Liguri (più solidali col proprio basamento per l'assenza di livelli anidritici), e il cuneo TE in migrazione verso l'esterno. Questa interpretazione è confortata dal fatto che il corpo in questione corrisponde alla parte meno deformata e meno sollevata dell'Appennino settentrionale, poiché l'erosione non è ancora riuscita a cancellare la strutturazione originaria dell'edificio appenninico, alla cui sommità si collocano le Liguridi interne che affiorano estesamente in questo settore.

- le deformazioni e la cinematica del cuneo di Piacenza, porzione più occidentale dell'Appennino emiliano, sono notevolmente condizionate dall'interazione di questo settore con la struttura scarsamente deformabile dell'Appennino ligure. In questo contesto, la soluzione di minimo lavoro è presumibilmente rappresentata dall'estrusione circa verso NNO del cuneo stesso, assorbita da deformazioni transpressive sinistre lungo la fascia conosciuta come Ottone-Levanto, dove è anche localizzata attività sismica. L'estrusione del cuneo di Piacenza è probabilmente responsabile anche della deformazione, prevalentemente interpretata come estensionale a direzione circa Sud-Nord, lungo la nota fascia tettonica Villavernia-Varzi; infine lo spostamento verso NNO del cuneo di Piacenza può favorire il meccanismo di deformazione dei crinali all'interno dei quali si sviluppano le fosse della Lunigiana e Garfagnana; alcuni studi stanno verificando eventuali connessioni tra l'attività sismica del sistema di faglie Villavernia Varzi e le forti scosse in Lunigiana e Garfagnana.
- il regime di compressione longitudinale che determina l'estrusione laterale dei diversi blocchi crostali ha determinato l'attivarsi di fronti di sottoscorrimento trasversali; Nel cuneo Toscana Emilia questi sovrascorrimenti si sono sviluppati mediante la riattivazione di fasci di strutture legate al sistema giudicariense; pertanto i cosiddetti "lineamenti antiappenninici" da tempo identificati in catena (e.g., Sillaro, Reno, Panaro, Secchia, Enza e Taro) sono stati reinterpretati come strutture compressive; in particolare il sistema di faglie trasversale Enza-Taro (proiezione in superficie della discontinuità delle Giudicarie) avrebbe la funzione di assorbire, mediante deformazioni transpressive il disaccoppiamento tra il cuneo di Piacenza e la parte orientale dell'Appennino emiliano.

La parte di Appennino Settentrionale sepolta sotto la Val Padana subisce sollecitazioni analoghe a quelle che agiscono sulla parte emersa della catena. Tutte le pieghe padane sepolte e le strutture del Fronte del Thrust Pedappenninico (FTP), sono costituite da faglie compressive nord-vergenti, con attivazione via via più recente dal margine appenninico verso nord e verso est. L'attività del fronte delle Pieghe emiliane inizia nel tardo Messiniano-Pliocene inferiore e continua in maniera importante fino al Pleistocene inferiore, con riattivazioni tardo-quadernarie. In ogni caso, la distribuzione della sismicità indica che questa struttura è ancora attiva, essendo stata interessata da importanti terremoti: margine appenninico-padano parmense (1438 e 1971), reggiano (1831 e 1832), modenese (1249).

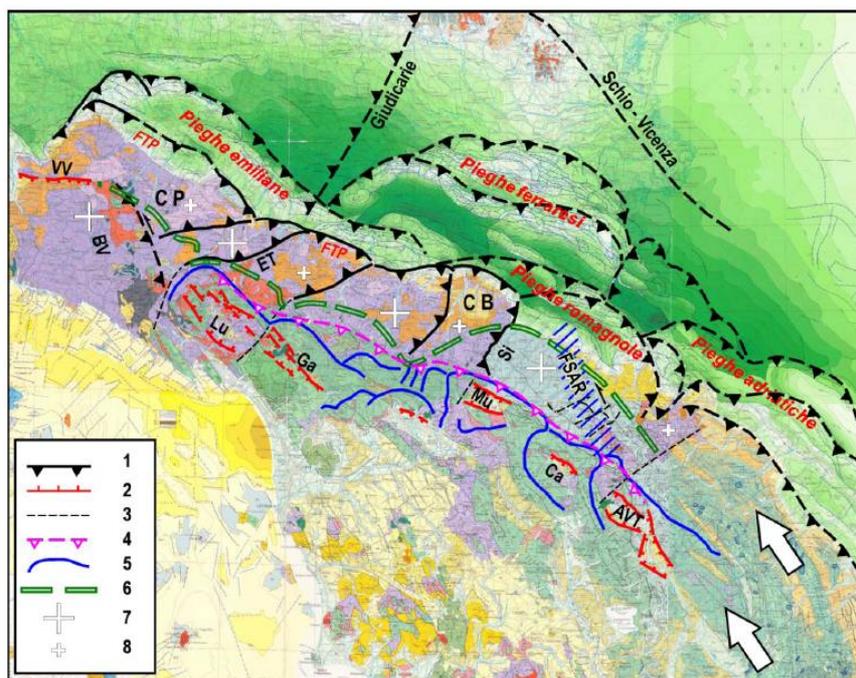


Fig. 2.6. Schema tettonico dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo sovrapposto alla carta strutturale d'Italia. 1) Fronti compressivi della catena, 2) Principali faglie estensionali, 3) elementi tettonici non definiti, 4) Fronte transpressivo tra le parti interna ed esterna della catena, 5) Crinali montuosi, 6) Fronte del raddoppio del basamento, 7) Zone di maggiore sollevamento, 8) zone di ridotto sollevamento. AVT= Alta val Tiberina, BV=Bedonia-Varzi, Ca= Casentino, CB=Cuneo Bolognese, CP=Cuneo di Piacenza, ET=faglia Enza-Taro, FSAR=Fascia sismica dell'Appennino romagnolo, Ga=Garfagnana, Lu=Lunigiana, Mu=Mugello, FTP=Fronte del sovrascorrimento (thrust) pedeappenninico, Si= fronte del Sillaro, VV=zona estensionale Villalvernia-Varzi.

Il contesto cinematico tettonico descritto è in sostanziale accordo con l'analisi dei dati geodetici, che indicano come la parte esterna dell'Appennino centrale e settentrionale si sta muovendo circa verso NE in modo sensibilmente più veloce (3-5 mm/anno) rispetto alla parte interna tirrenica della catena (1-2 mm/anno). Il settore caratterizzato da velocità più elevate ha una buona corrispondenza con la parte di catena che risulta più mobile nel Pleistocene superiore (Fig. 2.2c), costituita dai cunei MS, LAE, RMU e TE (Fig. 2.4). L'analisi del campo delle velocità verticali mette in evidenza un sollevamento delle catene orogeniche, sia alpina che appenninica, una dominante subsidenza nella Pianura padana orientale e un regime di deboli movimenti, di vario segno, nella parte occidentale della stessa pianura.

2.2 Attività sismica

La valutazione della potenzialità sismica dell'Emilia Romagna è stata ottenuta dallo studio dell'attività sismica passata; per il periodo compreso tra il 1000 e il 1980 sono disponibili cataloghi sismici, in cui si hanno informazioni sul livello di danneggiamento (intensità), da cui è possibile stimare una Magnitudo, mentre la profondità è difficilmente stimabile.

Una prima sintetica informazione sull'attività sismica dell'Emilia-Romagna è fornita dall'elenco dei maggiori terremoti avvenuti dopo il 1000, che mette in evidenza che la zona considerata non si può certo classificare tra le regioni più sismiche dell'Italia. Solo 26 eventi hanno una magnitudo superiore o uguale a 5.5. Sono inoltre assenti i terremoti fortissimi ($M \geq 7$) che caratterizzano la storia sismica di altre parti della catena appenninica (Umbria-Marche, Abruzzo, Campania-Basilicata)

L'intervallo tra le scosse principali ($M \geq 5.5$) è molto variabile. Questo complica le previsioni sullo sviluppo dell'attività sismica futura unicamente basate sull'analisi statistica della storia conosciuta cui sarebbe associata un'incertezza estremamente elevata. Inoltre, la frequenza di scosse forti è ben diversamente distribuita all'interno della zona in esame, per esempio è maggiore nell'Appennino romagnolo rispetto al Modenese e Ferrarese. Questa constatazione ha contribuito a suggerire la definizione di specifiche zone sismogenetiche per l'Emilia-Romagna, come verrà descritto nel paragrafo successivo. Va inoltre ricordato che la pericolosità sismica dell'Emilia-Romagna è anche influenzata dalle scosse forti che avvengono fuori dai confini regionali, come quelle avvenute in Garfagnana nel 1920 e nel veronese nel 1117.

Dalla figura 2.7 in cui sono riportati gli epicentri dei terremoti principali con $M \geq 4$, risulta evidente come questi siano localizzati al bordo tra la parte affiorante e sepolta della catena appenninica, dal Parmense al Riminese, e nella zona padana sovrastante il settore più esterno dell'Appennino settentrionale, ovvero le Pieghe ferraresi. Relativamente poco sismico appare invece il settore emiliano nord-occidentale (Piacentino). Anche la media e bassa Val Taro non hanno avuto importanti eventi sismici dall'anno 1000.

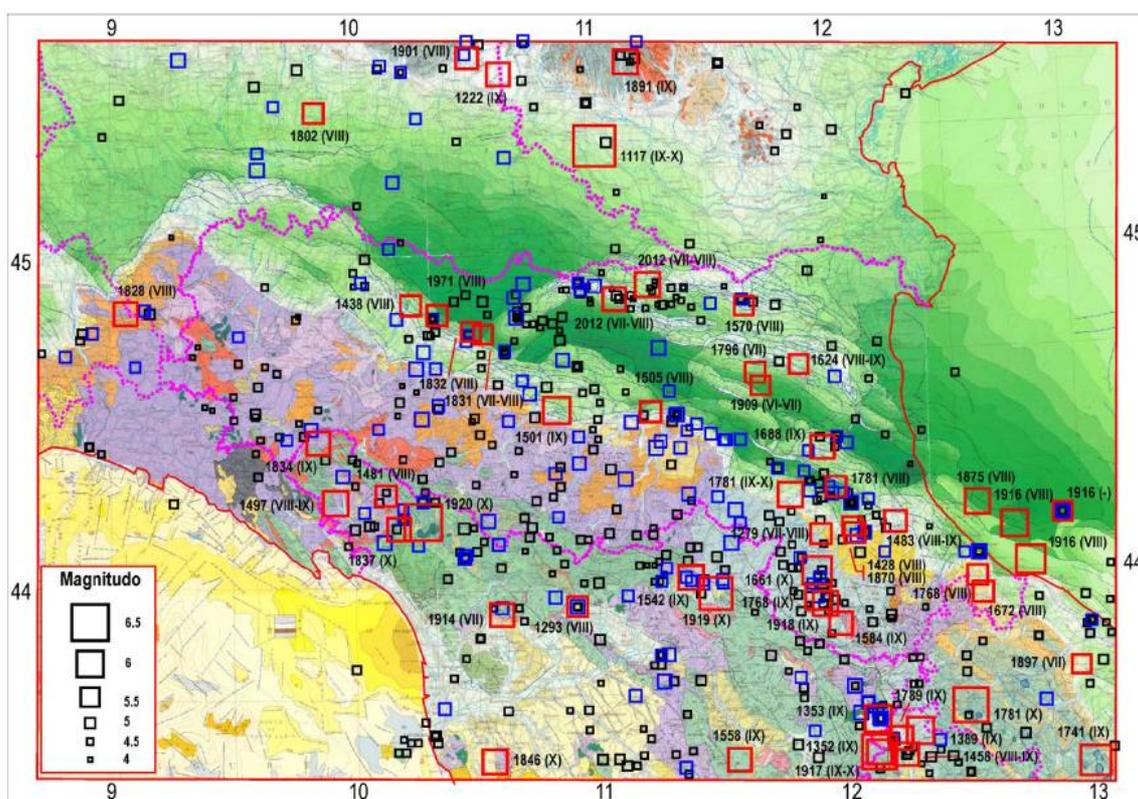


Fig. 2.7 Sismicità storica dell'Emilia-Romagna e dintorni dall'anno 1000, riportata sulla Carta Strutturale d'Italia. Per le scosse più forti ($M \geq 5.5$, simboli rossi) è stato riportato l'anno e l'intensità MCS. I simboli blu indicano le scosse con $5.0 \leq M < 5.5$. In rosso le linee di costa e in viola i confini delle Regioni coinvolte.

Per il periodo successivo al 1980 sono disponibili registrazioni strumentali che offrono un quadro molto più completo dell'attività sismica, in quanto vengono riportate anche scosse di magnitudo molto piccola e forniscono anche informazioni attendibili sui dati ipocentrali, compresa la geometria della sorgente sismica (meccanismo focale) per i terremoti più importanti. Questa indicazione, combinata con il numero elevato di dati disponibili (oltre 25.000 dal 1981 nell'area considerata), suggerisce che la sismicità strumentale può fornire un'informazione non trascurabile sulla distribuzione delle faglie sismogenetiche nella zona in esame.

Il quadro complessivo della sismicità strumentale (Fig. 2.8) mostra che la maggior parte delle scosse è situata nella parte assiale della catena appenninica. L'unica eccezione riguarda il settore centro-occidentale delle Pieghe ferraresi, sepolte sotto la parte centrale della Pianura padana, dove l'energia sismica rilasciata sembra maggiore rispetto alle zone circostanti. Il fatto che la stessa cosa non si verifichi per le Pieghe emiliane, suggerisce che le strutture appenniniche, anche quelle sepolte, non sono sempre associate ad attività sismica, ma che la loro attività dipende dal contesto dinamico contingente. Evidentemente, nel periodo considerato le Pieghe ferraresi sono state sollecitate da un carico tettonico più intenso rispetto a quelle emiliane.

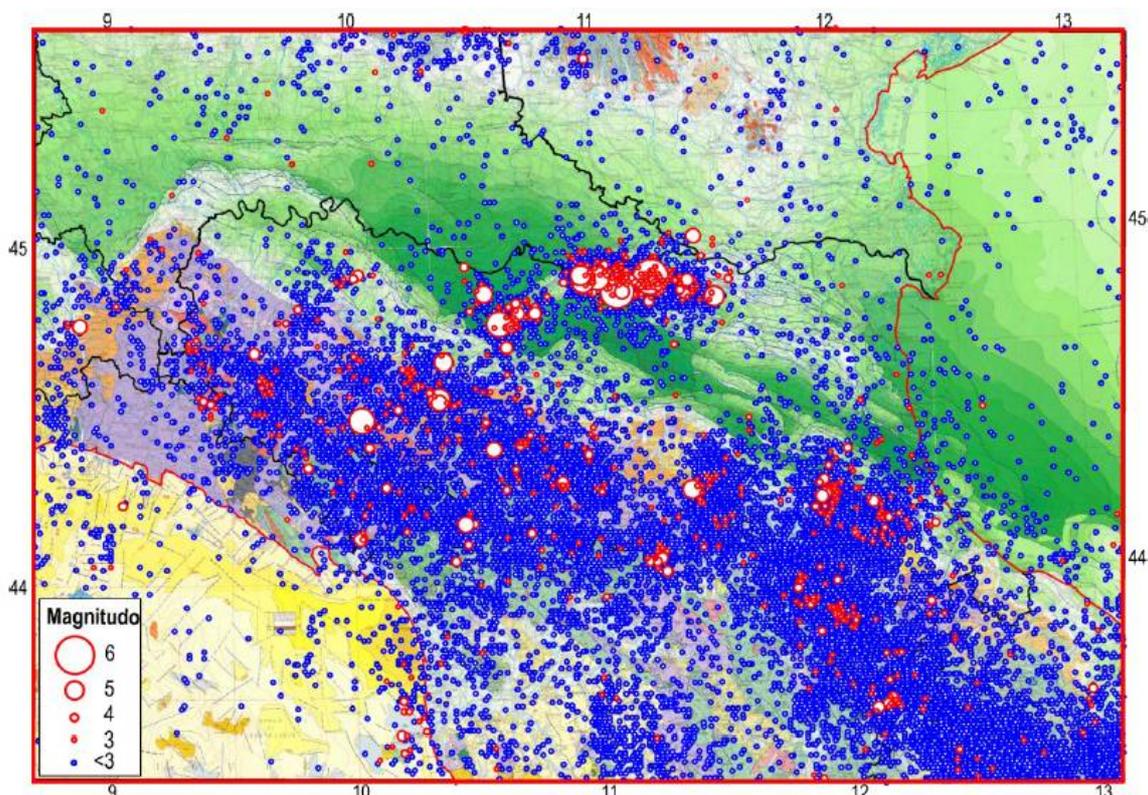


Fig.2.8 Distribuzione delle scosse strumentali avvenute nel periodo 1981-2012 in Emilia-Romagna e dintorni, riportata sulla Carta Strutturale d'Italia. In rosso le linee di costa ed in nero i confini delle regioni implicate.

La distribuzione degli ipocentri sulle sezioni longitudinali (fig. 2.9) mette in evidenza che:

- nella sezione AA' (Vogherese-Appennino Pistoiese) la sismicità è presente all'interno della catena, con profondità crescente da ONO ad ESE
- lungo le sezioni CC' (Vogherese-Bolognese) e EE' (Milanese-Pieghe Ferraresi), che attraversano la Pianura padana occidentale e le sottostanti strutture sepolte (Sudalpino e Pieghe Emiliane), la sismicità strumentale è piuttosto scarsa;
- nella Pianura padana vera e propria (EE' e FF'), l'attività sismica interessa solo una parte delle Pieghe Ferraresi.

La sezione 4, disposta parallelamente alla Val Taro, indica come la sismicità sia concentrata nella parte alta della valle e tra profondità fino a 30 km.

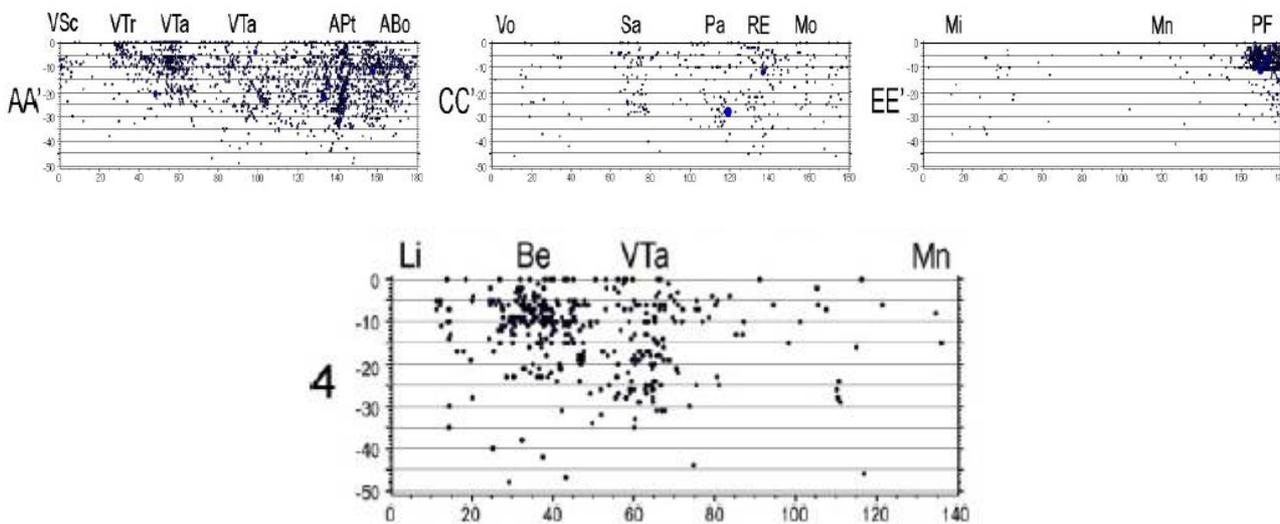
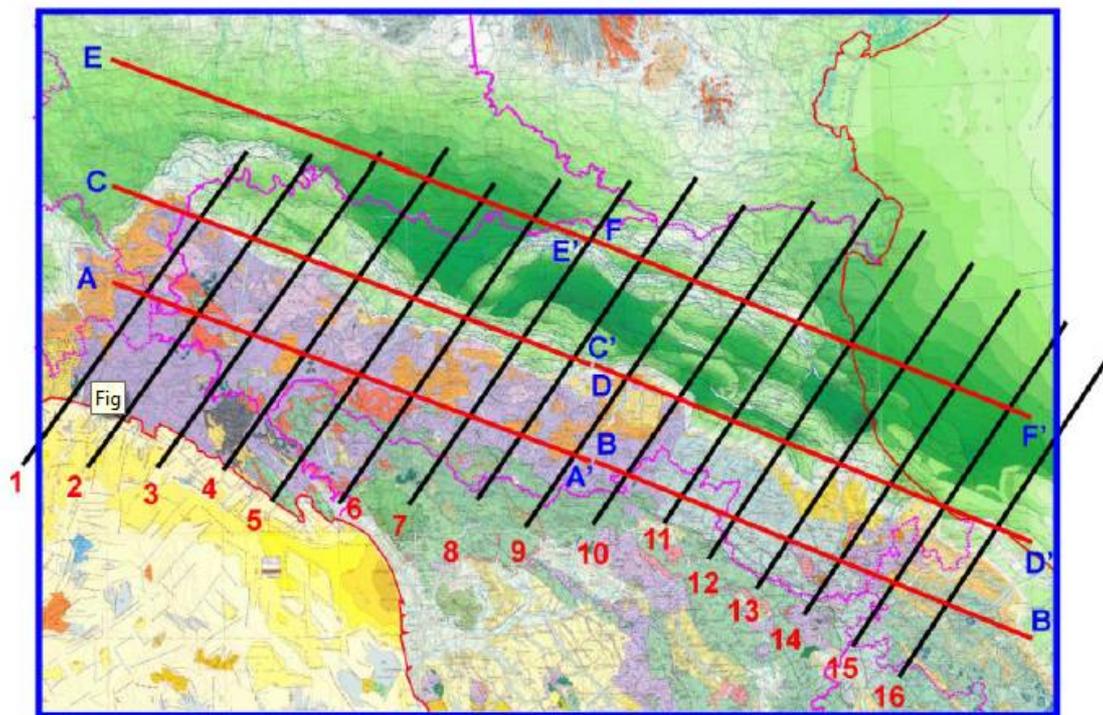


Fig. 2.9 Sezioni verticali trasversali alla catena, fino a profondità di 50 km, con ipocentri della sismicità strumentale. Tracce delle sezioni nell'inserto: ABo=Appennino Bolognese, APr=Appennino Parmense, APt=Appennino Pistoiese, Be=Bedonia, Li=Liguria, Mn=Mantovano, PE=Pieghe Emiliane, PF=Pieghe Ferraresi, RE=Reggio nell'Emilia, Vo=Vogherese, VPr=Valle del Parma, VSe=Valle del Secchia, VTa=Val di Taro, VTr=Valle del Trebbia, Bo=Bologna, Mi=Milano, Mo=Modena, Pa=Parma, VSc=Valle dello Scrivia

In figura 2.10 sono riportati i meccanismi di sorgente dei più importanti terremoti ($M \geq 5$) che hanno colpito l'Emilia-Romagna dal 1980. Gli epicentri delle scosse principali si collocano nella catena appenninica affiorante (2003, 2008 e gennaio 2012), al bordo tra catena e pianura (1983 e 2000) e lungo l'arco esterno delle Pieghe Ferraresi (1996 e maggio 2012). Nell'ultimo trentennio invece, l'attività sismica è stata molto scarsa in due vaste zone dell'Emilia-Romagna: il settore delle Pieghe Emiliane tra Parma e Piacenza, peraltro caratterizzato da sismicità storica poco rilevante (Fig. 2.7), e l'area delimitata dal poligono Ferrara-Modena-Reggio Emilia-Bologna-Ravenna, comprendente il settore interno delle Pieghe Ferraresi e quello esterno delle Pieghe Romagnole.

Per quanto riguarda la profondità delle sorgenti sismiche, si può notare che le scosse del 1996, 2000 e maggio 2012 sono relativamente superficiali ($h \leq 15$ km), mentre poco più profondo è l'evento del 2003 nell'Appennino Bolognese. Decisamente più profonde sono invece le sorgenti responsabili delle scosse del 1983 e gennaio 2012, che si possono quindi imputare alla deformazione e fratturazione della placca adriatica sepolta sotto la catena appenninica. Infine, le scosse riportate in figura 2.10 si possono classificare come compressive o transpressive, essendo l'asse principale di raccorciamento sempre sub-orizzontale.

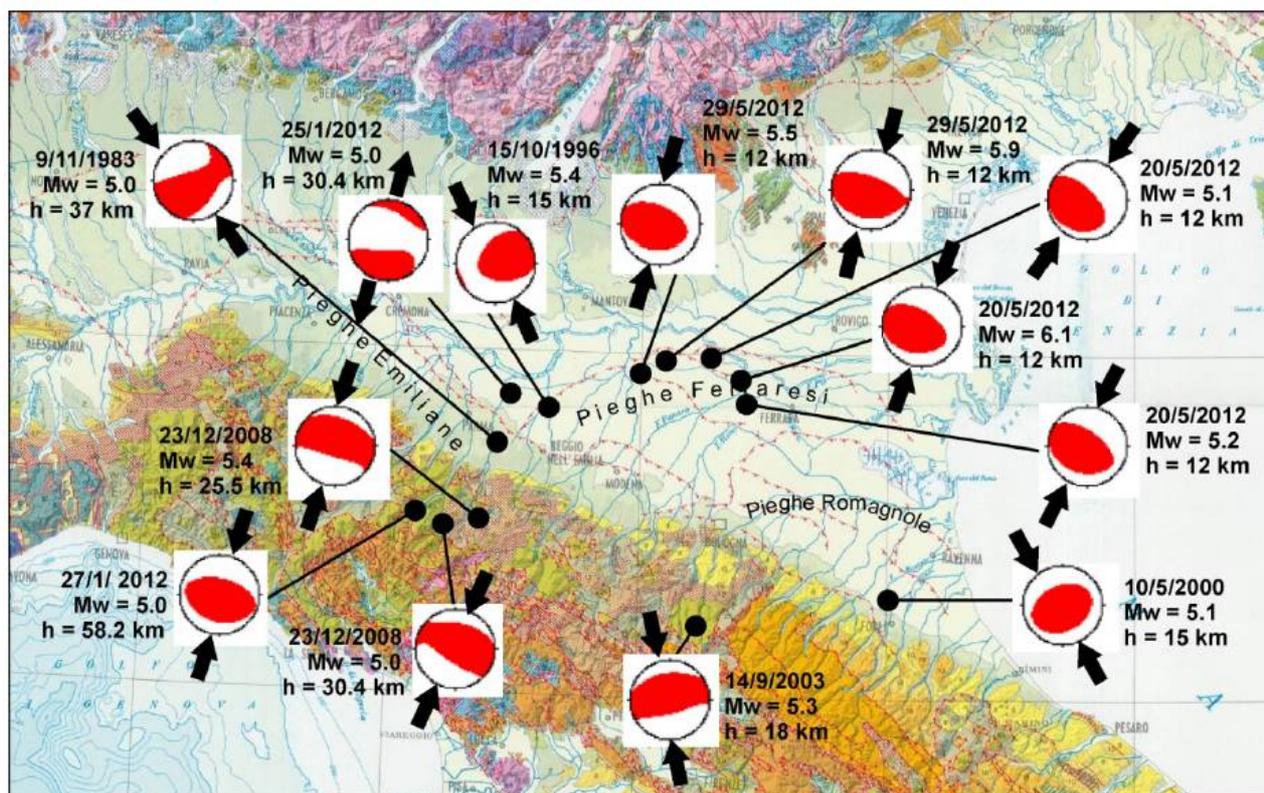


Fig. 2.10 Meccanismo di sorgente dei più importanti terremoti avvenuti nel territorio dell'Emilia-Romagna dal 1980 ($M_w \geq 5$). Sono indicate la data dell'evento, la magnitudo momento (M_w) e la profondità della sorgente sismica (h). Ciascun meccanismo è indicato dalla proiezione stereografica della sfera focale, con i quadranti dilatazionali e compressionali rispettivamente bianchi e rossi. Le frecce convergenti indicano la direzione dell'asse principale orizzontale di massimo raccorciamento.

2.3 Le sorgenti sismogenetiche

Per effettuare una stima della pericolosità sismica in Emilia-Romagna, è necessario sfruttare nel modo più efficace tutte le informazioni attualmente disponibili (analizzate nei paragrafi precedenti), al fine di riconoscere la reale potenzialità delle strutture sismogenetiche, anche nei settori dove non sono storicamente documentate attivazioni sismiche importanti. In particolare, è necessario effettuare un'attenta valutazione del quadro tettonico attuale e delle sue possibili connessioni con l'attività sismica. L'analisi effettuata tenendo conto di tali indicazioni ha condotto alla definizione di 12 zone dove si ritiene che la potenzialità sismica sia relativamente omogenea (Fig. 2.11).

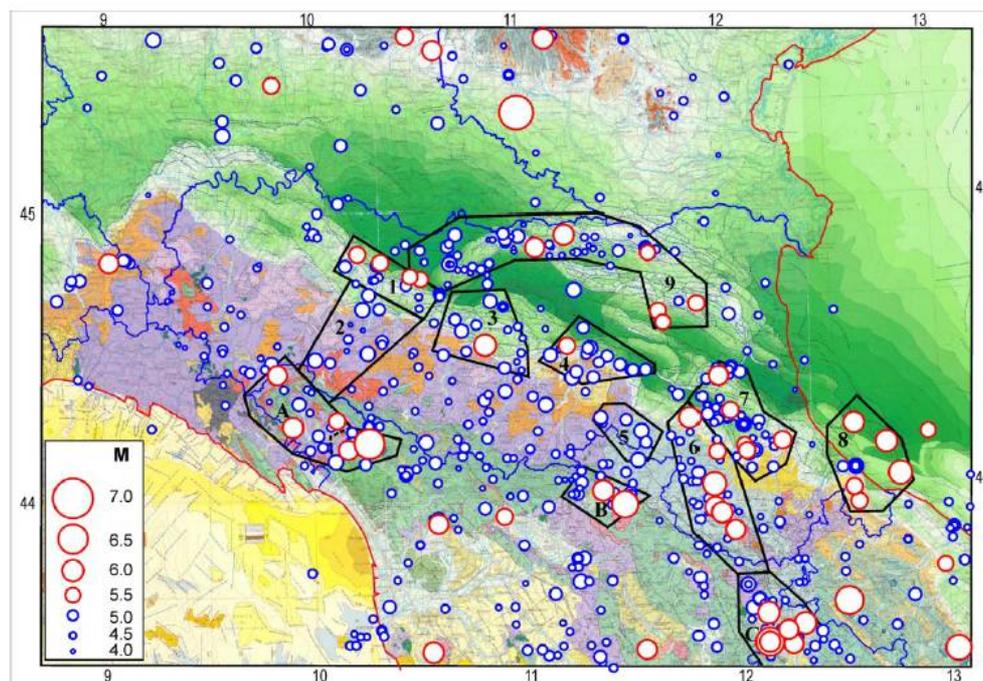


Fig.2.11 Geometria delle 12 zone sismogenetiche individuate (contorni neri) e sismicità storica dall'anno 1000. In rosso i terremoti con $M > 5.5$. 1) Parma-Reggio Emilia 2) Appennino Parmense 3) Modenese 4) Bolognese 5) Sillaro 6) Appennino romagnolo, 7) Forlivese, 8) Riminese, 9) Pieghe Ferraresi. Le lettere A, B e C indicano le zone sismiche toscane (rispettivamente Lunigiana-Garfagnana, Mugello e Alta Valtiberina). In blu il confine amministrativo delle Regioni implicate. Lo sfondo è costituito dalla Carta Strutturale d'Italia.

Per la Provincia di Parma hanno importanza le seguenti zone:

Zona sismogenetica 1: Parma-Reggio Emilia

La lista dei principali terremoti ($M > 5$ o $MCS \geq 7$) avvenuti all'interno di questa zona è riportata nella tabella 2.1 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella figura 2.12.

La distribuzione delle 4 scosse più forti (Tab. 2.1) suggerisce che le sorgenti sismiche di questa zona possono essere connesse con l'attività di fronti di sovrascorrimento situati in corrispondenza delle pieghe emiliane sepolte, lungo il bordo esterno del cuneo di Piacenza (fig. 2.6).

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1409	11	15	Parma	44.80	10.33	5.1	7	
1438	6	11	Parmense	44.84	10.24	5.6	8	29
1547	2	10	Reggio Emilia	44.70	10.63	5.1	7 (8)	109
1831	9	11	Reggiano	44.75	10.54	5.5	7.5	285
1832	3	13	Reggiano	44.77	10.49	5.5	7.5	1
1857	2	1	Parmense	44.75	10.48	5.1	6.5	25
1915	10	10	Reggio Emilia	44.73	10.47	5.0	6 (6.5)	59
1940	5	1	Noceto	44.80	10.18	5.2	-	25
1971	7	15	Parmense	44.81	10.35	5.6	8	31

Tab. 2.1. Lista delle scosse principali ($M \geq 5.0$ o $I \geq 7$) avvenute all'interno della zona sismogenetica 1 Parma-Reggio Emilia. In grassetto gli eventi con $M \geq 5.5$ o con $I > 8/9$. T è l'intervallo di tempo trascorso tra una scossa e la successiva.

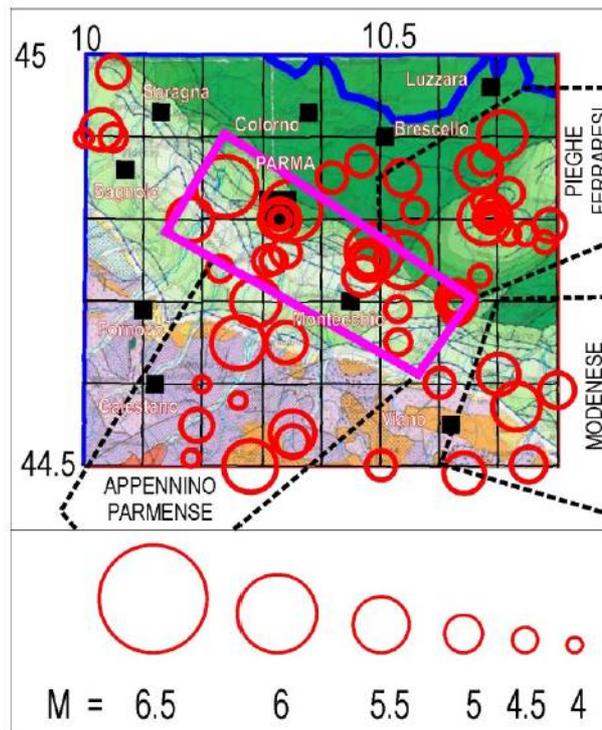


Fig.2.12 I cerchi rossi indicano i terremoti avvenuti dall'anno 1000. La dimensione dei simboli è proporzionale alla magnitudo delle scosse, in accordo con la scala riportata in basso. Lo sfondo è costituito dalla Carta Strutturale d'Italia. Il contorno proposto per questa zona è in viola. I contorni delle zone adiacenti sono neri tratteggiati. La linea blu indica il confine dell'Emilia-Romagna.

I lineamenti strutturali sepolti, identificati nella Pianura padana tra Parma e Reggio Emilia, presentano un andamento circa NO-SE, coerentemente con la disposizione degli epicentri riportata nelle figure precedenti.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Nonostante che altre scosse intense siano localizzate nei dintorni della zona suddetta, si ritiene che il meccanismo tettonico sopra citato sia imputabile solo alle scosse con epicentro all'interno della zona indicata.

La distribuzione della sismicità strumentale indica la presenza di significativa attività non superficiale ($h > 20$ km) all'intersezione tra le Pieghe emiliane e quelle ferraresi. Le informazioni date in tabella suggeriscono che la potenzialità sismogenetica di questa zona può essere rappresentata da una $I_{max} = 8$. Si assume che una scossa di pari intensità possa avvenire in qualsiasi punto della zona sismogenetica in oggetto.

Zona sismogenetica 2: Appennino Parmense

La lista dei principali terremoti ($M > 5$ o $I \geq 7$) avvenuti all'interno di questa zona è riportata nella tabella 2.2 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella figura. La geometria proposta per questa zona (Fig. 2.13) è basata sull'ipotesi che la sua attività sismica sia generata dal prolungamento verso SO del sistema di faglie delle Giudicarie, localizzato all'interno della parte superficiale della placca adriatica (Fig.2.3). Questa scelta è basata sulle considerazioni riportate nel capitolo 2, che spiegano l'evoluzione e l'attuale assetto tettonico di questa zona di sottoscorrimento, e può rendere conto del terremoto avvenuto sotto l'Appennino parmense il 27 gennaio 2012 ($M = 5.4$), ad una profondità di circa 60 km con un meccanismo compressivo circa S-N e dei terremoti avvenuti il 23 dicembre 2008 sotto la linea Enza-Taro ad una profondità di 25-30 km, con meccanismo compressivo circa S-N. Inoltre la presenza della discontinuità sopra citata è consistente con il fatto che in questa zona i terremoti strumentali più intensi sono localizzati a profondità di 20-30 km.

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Maw)	Intensità Io (Imax)	T (anni)
1818	12	9	Parmense	44.7	10.3	5.3	7 (7.5)	
1873	9	17	Valle dell'Enza	44.5	10.28	5.4	6.5	55
1898	3	4	Valle del Parma	44.66	10.26	5.4	7.5	24
1940	1	24	Corniglio	44.47	10.1	5	-	42
1983	11	9	Parmense	44.65	10.34	5.1	6.5 (7)	44
2008	12	23	Frignano	44.55	10.35	5.2	5	25
2012	1	27	Parmense	44.48	10.03	5.4	6	3

Tab.2.2 Lista delle scosse principali ($M \geq 5.0$ o $I \geq 7$) avvenute all'interno della zona sismogenetica 2 Appennino Parmense. Altre informazioni come in tabella

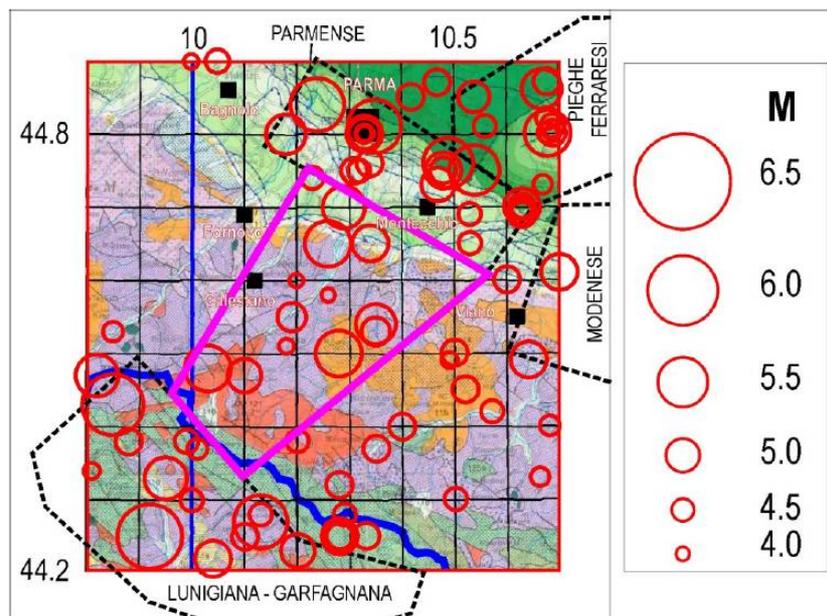


Fig. 2.13 Terremoti (cerchi rossi) avvenuti dall'anno 1000, e delimitazione (in viola) della zona sismogenetica Appennino Parmense.

Considerato che la recente scossa del gennaio 2012, pur avendo avuto una magnitudo superiore a 5, ha prodotto danni abbastanza limitati ($I_{max}=5$ per INGV e 6 per ESCM), si potrebbe supporre che altre scosse di confrontabile potenza siano avvenute in passato su questa struttura sismogenetica profonda. L'espressione in superficie del lineamento suddetto, ancorché poco definita, potrebbe corrispondere al sistema di faglie Enza-Taro, da tempo proposto in letteratura (Fig. 2.6). In base alle informazioni date in tabella si assume che la potenzialità sismogenetica di questa zona sia rappresentata da una $I_{max}=7/8$.

Zona sismogenetica A: Lunigiana-Garfagnana

La sismicità storica di questa zona sismogenetica è riportata in Tab. 2.3 e i rispettivi epicentri sono mostrati nella Fig. 2.14.

L'attività sismica di questa zona è interpretata come effetto della tettonica estensionale e transtensionale che si sviluppa lungo il settore occidentale del margine interno del cuneo Toscana-Emilia, in risposta alla sua progressiva estrusione verso la zona padana (Fig. 2.6). Questo tipo di deformazione è consistente con i meccanismi focali della sequenza sismica che si è recentemente verificata sotto questa zona nel Gennaio 2013, alla profondità di circa 15 km.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Mw)	Intensità Io (I _{max})	T (anni)
1481	5	7	Garfagnana	44.28	10.13	5.6	8	
1497	3	3	Lunigiana	44.25	9.92	5.9	8-9	16
1767	1	21	Fivizzano	44.13	10.12	5.4	7 (8)	270
1834	2	14	Alta Lunigiana	44.43	9.85	5.8	9	67
1837	4	11	Alpi Apuane	44.18	10.18	5.8	9 (10)	3
1902	8	4	Fivizzano	44.2	10.2	5.1	7	65
1903	7	27	Lunigiana	44.33	9.95	5.3	7-8	1
1920	9	7	Garfagnana	44.19	10.28	6.5	10	17
1921	5	7	Pontremoli	44.38	9.88	4.7	6 (7)	1
1939	10	15	Garfagnana	44.12	10.26	5.1	6-7 (7)	18
1995	10	10	Lunigiana	44.18	10.06	4.9	7	56

Tab. 2.3 Lista delle scosse principali ($M \geq 5.0$ o $I \geq 7$) avvenute all'interno della zona sismogenetica Lunigiana-Garfagnana. Altre informazioni come in tabella 2.1

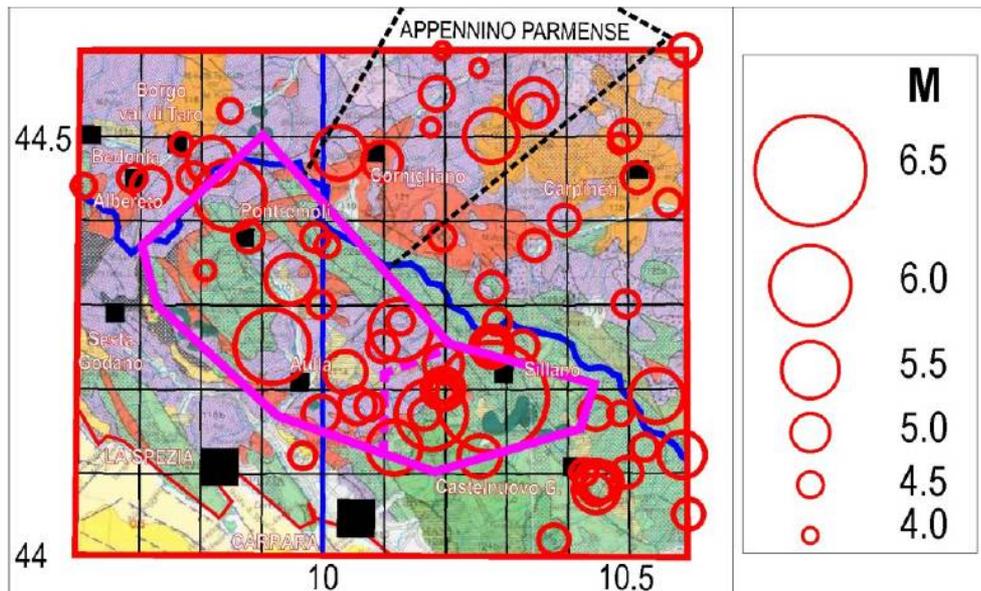


Fig. 2.14. Terremoti (cerchi rossi) avvenuti dall'anno 1000, e delimitazione (in viola) della zona sismogenetica Lunigiana-Garfagnana.

L'intensità delle scosse del 1920 (10 MCS) è la massima registrata in questa zona. Per la stima della potenzialità sismica è anche opportuno considerare il fatto che la $I_{max}=10$ rilevata nella località di Uglianaldo (comune di Casola in Lunigiana), superiore alla intensità epicentrale (9 MCS), potrebbe essere legata ad amplificazioni locali dello scuotimento sismico.

L'elenco delle scosse principali avvenute in questa zona (Tab. 2.3) indica una distribuzione temporale molto irregolare. Per i terremoti di $M \geq 5.5$ o $I_{max} > 8-9$ i tempi di intervento vanno da 3 a 337 anni. Dall'ultima scossa di questo livello (1920) sono trascorsi 91 anni. Per scosse di $I_{max} > 7$ la situazione non cambia molto, essendo

i tempi tra le scosse compresi tra meno di 1 anno e 270 anni. Questa evidenza indica chiaramente che qualsiasi previsione statistica sulla localizzazione temporale della prossima scossa in questa zona sarebbe affetta da incertezza tale da renderla inutilizzabile per qualsiasi obiettivo di prevenzione. La distribuzione della sismicità recente mostra una maggiore concentrazione di eventi nella parte meridionale della zona sismogenetica.

Il territorio di Traversetolo si trova all'interno della zona sismogenetica 2: Appennino Parmense ma può risentire direttamente anche dei sismi che avvengono all'interno di esse.

2.4 Intensità massima attesa

L'integrazione dei dati macrosismici con le informazioni derivate dalle conoscenze acquisite sul quadro tettonico attuale permette di superare le incertezze legate alla sola analisi della sismicità storica; questo al fine di tentare un riconoscimento delle zone del territorio emiliano-romagnolo dove lo sviluppo dei processi deformativi attuali può portare all'attivazione di fratture che non sono associate a forti terremoti storici, come nel caso del settore delle Pieghe ferraresi responsabile della crisi sismica del Maggio 2012. Il risultato finale dello studio "Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e della Val Padana" consiste in una mappa di I_{max} per ciascun comune dell'Emilia-Romagna. I dati macrosismici utilizzati provengono dalla raccolta attualmente più aggiornata, ovvero il catalogo DBMI11. La carta delle I_{max} attese tiene conto anche del forte terremoto nel veronese del 1117, che si ritiene abbia avuto forti effetti anche in Emilia. In figura 2.15 è riportata la carta delle I_{max} per l'Emilia Romagna. Al comune di Traversetolo è associata un'intensità massima pari al valore 8 della scala MCS.

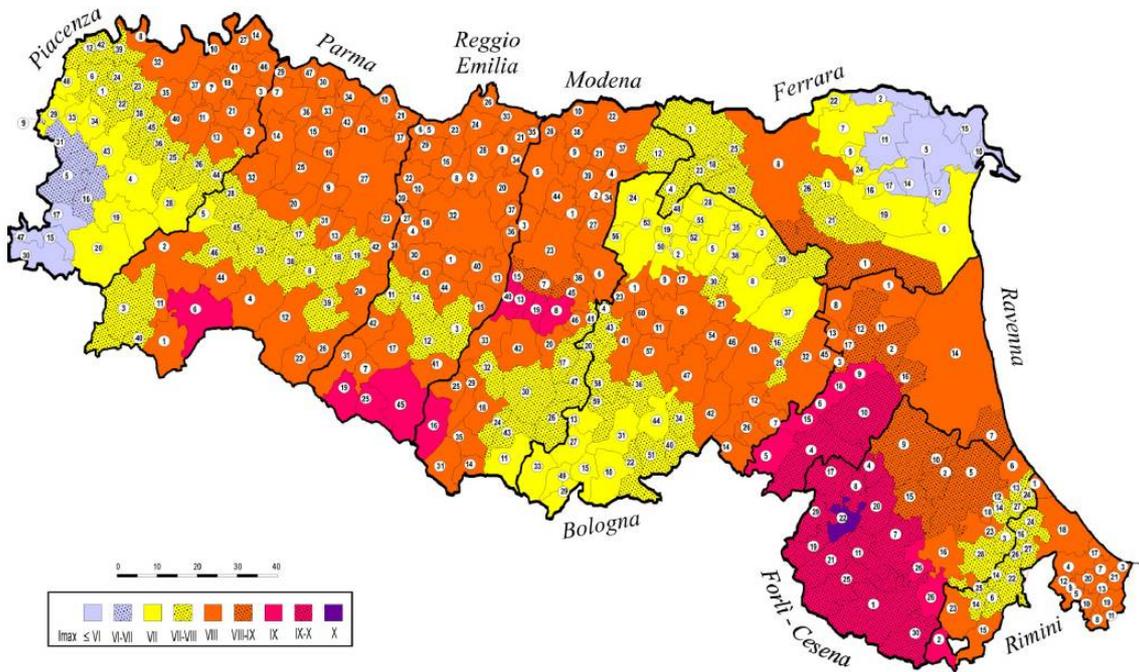


Fig. 2.15. Intensità massima MCS assegnata ai comuni dell'Emilia-Romagna (dalla pubblicazione "Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino tosco-emiliano-romagnolo e della Val Padana" -Mantovani et.al. 2013; il comune di Solignano ha l'identificativo n.35)

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

3 ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

3.1 Tettonica e sedimentazione

L'Appennino settentrionale è un segmento del sistema di catene alpine circummediterranee la cui porzione nord-occidentale rappresenta la transizione alle Alpi Marittime. Esso è costituito da un complesso insieme di unità tettoniche le cui caratteristiche litostratigrafiche e strutturali riflettono l'evoluzione geodinamica di questo settore di catena. Questa evoluzione si è sviluppata attraverso le fasi di rifting e di spreading triassico-giurassiche che hanno portato all'individuazione del dominio oceanico ligure-piemontese, situato tra i margini continentali delle placche europea ed apula. Le successive fasi convergenti, attive fin dal Cretaceo superiore, hanno determinato la chiusura del dominio ligure piemontese, tramite la subduzione e l'obduzione di litosfera oceanica, e, nell'Eocene medio, la collisione continentale. A partire dall'Oligocene-Miocene, la deformazione è stata esclusivamente intracontinentale ed ha interessato il margine della placca apula con una progressiva migrazione del fronte compressivo verso est. L'assetto geologico della catena è quindi da mettere in relazione con l'impilamento di unità tettoniche secondo lo schema a falde di ricoprimento vergenti in direzione nord-est, per effetto del sovrascorrimento delle unità di origine marina più antiche (Unità Liguridi) attraverso l'interposizione delle unità Subliguri, sulle più recenti Unità Toscane, che si trovano nella posizione tettonicamente più bassa. La storia geologica dell'area viene completata dalla deposizione, in discordanza con le sottostanti unità, della Successione Epiligure. L'Appennino è quindi caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica dell'insieme alloctono delle Unità liguri, di origine oceanica, sull'insieme Umbro-Toscano, che rappresenta la copertura deformata e scollata dell'avampaese continentale apulo. Queste ultime affiorano prevalentemente nella parte meridionale dell'Appennino Settentrionale (Toscana ed Umbria), mentre le Unità Liguri sono ben rappresentate soprattutto nell'Appennino ligure-emiliano, costituendo una coltre continua dal Mar Ligure fino alla Pianura Padana. Questa continuità è interrotta soltanto dalle finestre tettoniche di M. Zuccone, Bobbio e Salsomaggiore, nelle quali affiorano formazioni appartenenti al Dominio Umbro-Toscano. Le prime unità alloctone sovrapposte alle formazioni del Dominio Umbro-Toscano sono le Unità Subliguri; al di sopra di queste si trovano le Unità Liguri, che sono suddivisibili, in funzione del dominio di provenienza, in Interne ed Esterne (le prime ricoprono le seconde). Al di sopra delle Unità Liguri giace poi in discordanza la Successione Epiligure caratterizzata da facies transizionali, che si deponavano man mano che il fronte dell'accavallamento avanzava sulle sovrascorse unità Liguridi.

Il successivo innalzamento del crinale appenninico, avvenuto nel quaternario, ha determinato una rapida erosione delle unità Liguridi e Epiliguri e la venuta a giorno delle Unità Toscane nella zona della dorsale appenninica. Schematicamente, in tale edificio, alle quote più elevate si collocano le Unità appartenenti al Dominio Ligure, mentre verso il basso affiorano prima le unità toscane seguite dalle unità appartenenti al cosiddetto Autoctono Padano.

Il territorio comunale di Traversetolo ricade nei Fogli 200 "Reggio Emilia", 199 "Parma Sud" e 218 "Castelnuovo Monti" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Nello schema tettonico allegato al Foglio 200 di figura 3.1, in cui ricade gran parte del comune e l'area oggetto dell'approfondimento di 3 livello, sono cartografati sovrascorrimenti e faglie interessanti il territorio comunale. Le esposizioni riportate di seguito sono tratte dalle Note alla "Carta sismotettonica della Regione Emilia Romagna" e dalle Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del Foglio 200 "Reggio Emilia" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 Bardi. Il territorio del comune di Traversetolo (PR) è inserito nel contesto sismo-tettonico del settore Appenninico, precisamente del "margine appenninico".

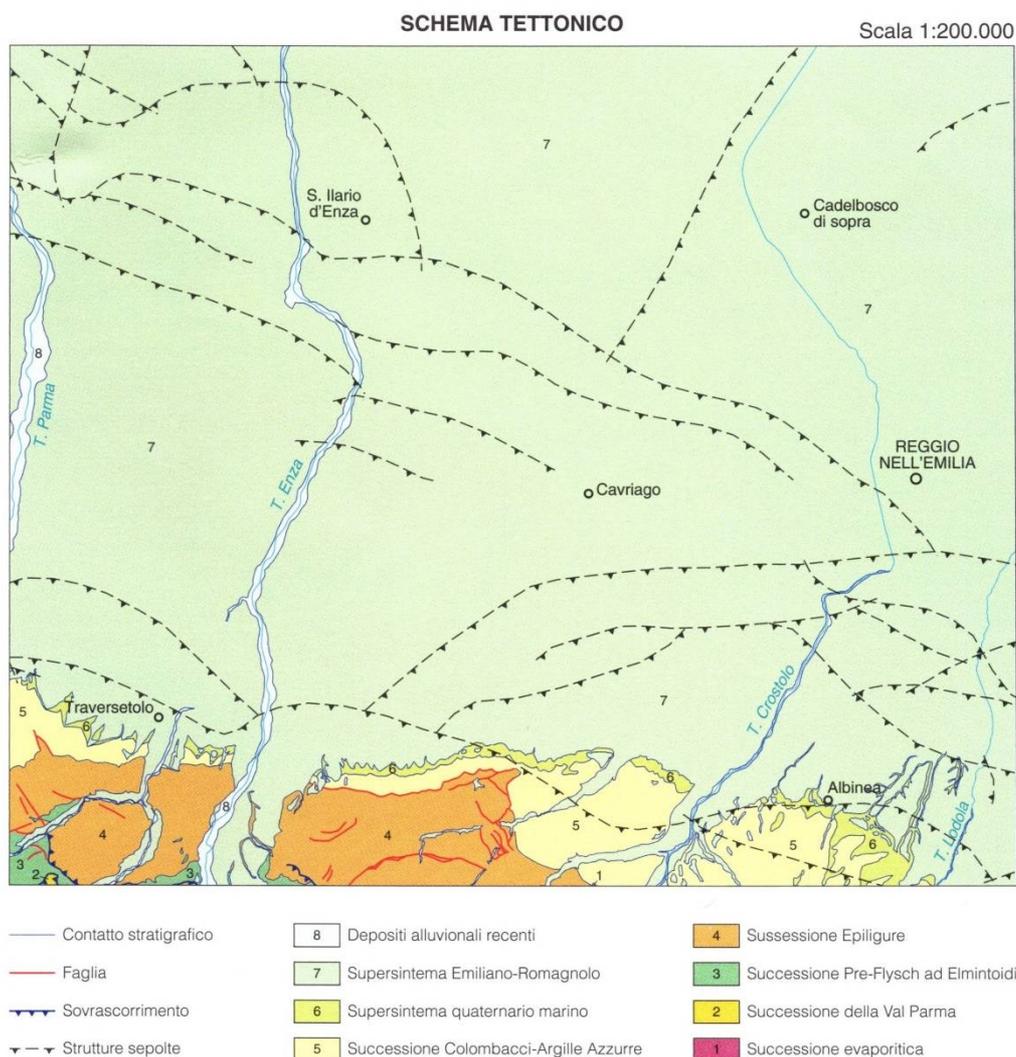
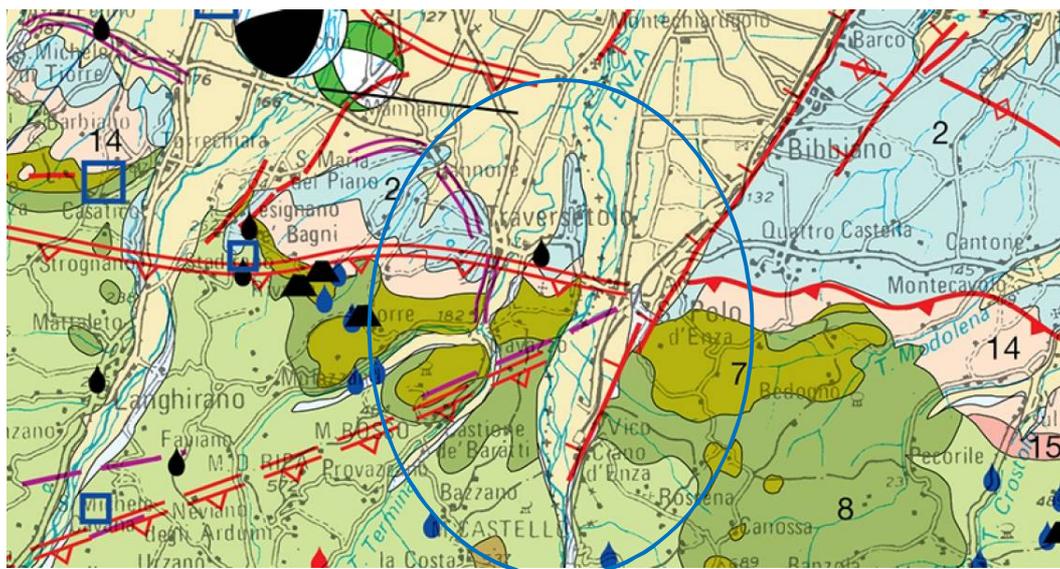


Figura 3.1. Schema tettonico del Foglio 200 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

Il margine appenninico è la parte morfologicamente meno elevata della catena esterna che costituisce l'edificio le cui strutturazioni principali arrivano fino al Pleistocene, le cui unità tettoniche sono così distinte:

- le unità Liguri e Subliguri con la soprastante Successione Epiligure (indicate in carta con il colore verde);
- le unità oligo-mioceniche toscane e l'unità umbro-marchigiano-romagnola (indicate in carta con il colore marrone).
- Le unità padane (indicate in carta con il colore rosa);

Nell'area di catena le principali strutture attive individuate sono rappresentate da un sistema di faglie inverse che si sviluppa in prossimità del crinale appenninico, al limite meridionale della regione. Questo sistema ha determinato l'origine di numerose "finestre tettoniche" e strutture fuori sequenza che invertono i rapporti di sovrapposizione delle Liguridi sulle unità toscane con quest'ultime che in più punti si accavallano sulle prime (Figura 3.2).

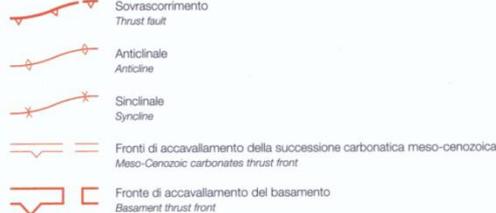


Unità alloctone s.l. <i>Allochthonous units</i>	
7	Successione epiligurica superiore (Burdigaliano - Messiniano inf.) <i>Upper Epiligurian Succession (Burdigalian - Early Messinian)</i>
8	Successione epiligurica inferiore (Luteziano - Burdigaliano) <i>Lower Epiligurian Succession (Lutetian - Burdigalian)</i>
9	Unità Liguridi (Giurassico - Eocene medio) <i>Ligurian Units (Jurassic - middle Eocene)</i>
10	Successione episubligurica (Bartoniano - Langhiano) <i>Episubligurian Succession (Bartonian - Langhian)</i>
11	Subliguridi (Cretaceo - Aquitaniano) <i>Subligurian Units (Cretaceous - Aquitanian)</i>
12	Unità delle evaporiti triassiche della Val Secchia <i>Val Secchia Triassic evaporites</i>
13	Mélange tettonico <i>Tectonic mélange</i>
Unità umbro-marchigiano-romagnole <i>Umbria-Marche and Romagna Units</i>	
14	Successione Messiniano sup. - Pliocene Inf. <i>Late Messinian - Early Pliocene succession</i>
15	Evaporiti messiniani <i>Messinian evaporites</i>
16	Depositi di avansossa miocenici <i>Miocene foredeep deposits</i>

Strutture sepolte Buried structures

Strutture attive e recenti (<1 Ma), determinate sulla base di dati morfologici di superficie e di dati geologici di sottosuolo

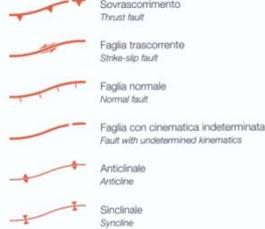
Active and recent structures (<1 My), recognized on the basis of surface morphological data and subsol geological data



Strutture affioranti Outcropping structures

Strutture attive e recenti (<1 Ma), determinate su base morfotettonica (M) e/o geologica (G)

Active and recent structures (<1 My), recognized on the basis of morphotectonic (M) and/or geological (G) data



Epicentri dei terremoti Earthquake epicenters

strumentali instrumentals

macro-sismici macrosismics



Meccanismi focali Earthquake focal solutions

Mw

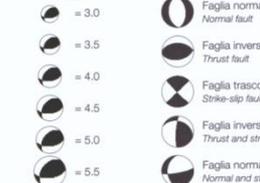


Figura 3.2. Estratto dalla "Carta Sismotettonica dell'Emilia Romagna" (2004) con indicazione del territorio comunale.

4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

Nell'area di interesse, situata in località la Riva, non sono disponibili dati geotecnici e/o geofisici pregressi. Pertanto, per gli scopi prefissati, si è ritenuto di effettuare una campagna di prove geofisiche.

In particolare:

- Prova MASW per la determinazione del profilo di velocità delle onde di taglio Vs;
- Prova a rifrazione per ricostruire la stratigrafia del deposito di frana cercando di evidenziarne l'antica superficie di distacco;
- Misure di microtremori atte ad analizzare il rapporto spettrale H/V utile a definire eventuali risonanze di sito e a vincolare meglio il profilo di Vs;

La tecnica MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves) consiste nell'analisi della dispersione delle onde di superficie al fine di definire il profilo verticale della velocità di propagazione delle onde di taglio S (Park et al., 1999).

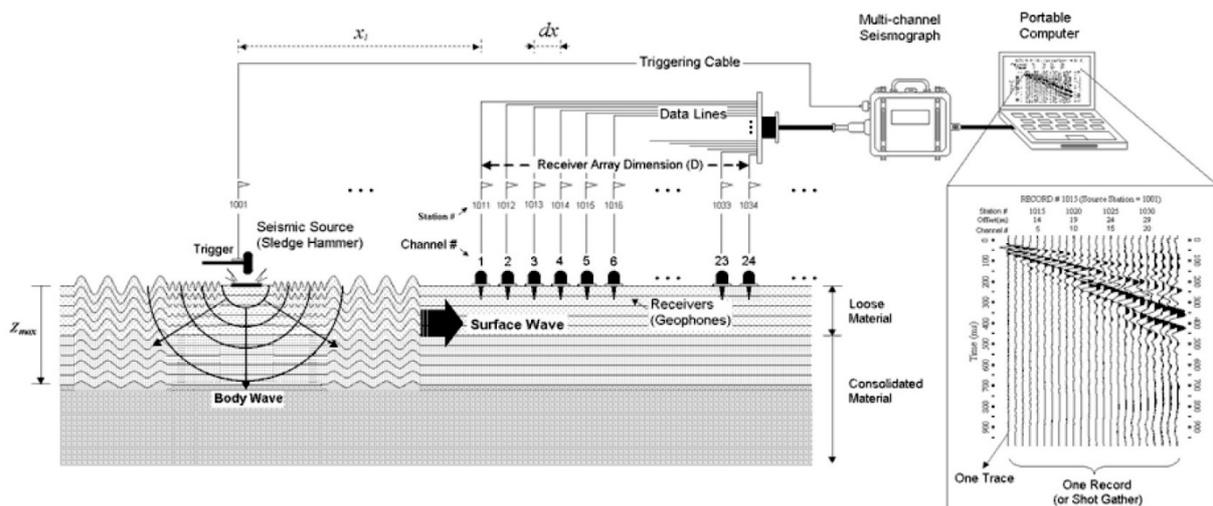


Figura 4.2. Metodo MASW attivo.

Il metodo di indagine MASW si distingue in metodo attivo e metodo passivo (Zywicki, 1999) o in una combinazione di entrambi. Nel metodo attivo, eseguito nel seguente sito in studio, le onde superficiali generate in un punto sulla superficie del suolo sono misurate da uno stendimento lineare di sensori. Si ottiene una velocità di fase (o curva di dispersione) sperimentale apparente nel range di frequenze compreso tra 5 Hz e 70 Hz, quindi dà informazioni sui primi 30-50 m di profondità.

Quando si energizza il sito in un punto della sua superficie libera si generano diversi tipi di onde: se la sorgente è perpendicolare alla superficie libera si originano onde appartenenti al piano verticale (onde P, onde Sv, onde di Rayleigh e onde rifratte), se la sorgente è parallela alla superficie libera si generano onde appartenenti al piano orizzontale (onde Sh e onde di Love).

La MASW classica/standard consiste nella registrazione della propagazione di una classe di onde di superficie e specificatamente delle onde di Rayleigh: queste ultime vengono generate da una sorgente ad impatto

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

verticale. Due sono gli aspetti che rendono il contributo delle onde di Rayleigh prevalente sul contributo delle onde P e Sv. Il primo aspetto è che le onde di Rayleigh trasportano circa i due terzi dell'energia generata dalla sorgente. Il secondo aspetto è che allontanandosi dalla sorgente le onde di Rayleigh subiscono un'attenuazione geometrica inferiore rispetto alle onde P e Sv, in quanto si propagano secondo fronti d'onda cilindrici e non sferici (come le altre onde) viaggiando con una velocità correlata alla rigidità della porzione di terreno interessata dalla propagazione delle onde. In un mezzo stratificato le onde di Rayleigh sono dispersive, cioè onde con diverse lunghezze d'onda si propagano con diverse velocità di fase (Achenbach, 1999, Aki e Richards, 1980) o detto in maniera equivalente la velocità di fase delle onde di Rayleigh dipende dalla frequenza di propagazione. La natura dispersiva delle onde superficiali è correlabile al fatto che onde ad alta frequenza con lunghezza d'onda corta si propagano negli strati più superficiali e quindi danno informazioni sulla parte più superficiale del sottosuolo, invece onde a bassa frequenza si propagano negli strati più profondi e quindi interessano la porzione più profonda del sottosuolo.

In queste indagini accanto all'acquisizione MASW in Rayleigh viene proposta anche l'analisi della dispersione delle onde di Love, da analizzare congiuntamente alle Rayleigh, per meglio definire il substrato e superare talune ambiguità interpretative che possono presentarsi sugli spettri di velocità riferiti solo alle onde di Rayleigh. Le acquisizioni in onde di Love non possono sostituire completamente quelle in onde di Rayleigh ma la chiarezza dei loro spettri di velocità risulta di estrema utilità allorché gli spettri delle onde di Rayleigh risultino di ardua interpretazione in relazione alla presenza di forti segnali scatterati e all'intrecciarsi di diversi modi. L'unica differenza tra le Rayleigh e le Love sta nel fatto che queste ultime si formano solo in caso di gradiente di velocità "positivo".

Sono inoltre state eseguite misure di microtremiti atte ad analizzare il rapporto spettrale H/V (Horizontal to Vertical Spectral Ratio - HVSR) utile a definire eventuali risonanze di sito e, unitamente a misure di dispersione delle onde di superficie, a meglio vincolare il profilo VS (Dal Moro, 2010; 2011). A causa della pesante non-univocità della soluzione una modellazione del solo HVSR senza quantitative informazioni sulle VS da parte di misure MASW non risulta sufficientemente affidabile.

L'acquisizione dei dati è stata eseguita tramite l'utilizzo di un sismografo 24 canali (modello Echo 2002) collegato a geofoni orizzontali e verticali aventi frequenza propria di 4.5 Hz. È stato realizzato uno stendimento sismico lineare di 12 o 24 geofoni e tempo di acquisizione pari a 1 secondo. L'acquisizione delle onde di Love è del tutto analoga a quelle di Rayleigh, cambia solo il tipo di sorgente e l'orientazione dei geofoni orizzontali (asse perpendicolare allo stendimento per le Love e asse parallelo per le Rayleigh, vedi figura seguente).

L'energizzazione è stata effettuata in posizione esterna rispetto al geofono 12 o 24 con offset pari all'interdistanza geofonica; per le onde di Rayleigh si è utilizzata una mazza battente di 8 kg ad impatto verticale su piastra metallica, per quelle di Love una mazza battente ad impatto di taglio su piastra in polipropilene.

La prospezione consiste nel generare un'onda sismica di compressione o di taglio nel terreno attraverso una determinata sorgente di energia (colpo di mazza o di maglio, esplosivo etc.) e nel misurare il tempo impiegato da questa a compiere il percorso nel sottosuolo dal punto di energizzazione (shot) fino agli apparecchi di ricezione (geofoni) seguendo le leggi di rifrazione dell'ottica (Legge di Snell), cioè rifrangendosi sulle superfici di separazione tra due strati sovrapposti di densità (o meglio di modulo elastico) crescente.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

La strumentazione necessaria per le prospezioni comprende una serie di geofoni che vengono spazati lungo un determinato allineamento (base sismica) e un sismografo che registra l'istante di inizio della perturbazione elastica ed i tempi di primo arrivo delle onde a ciascun geofono (Figura 1). Così, osservando i primi arrivi su punti posti a distanze diverse dalla sorgente energizzante, è possibile costruire una curva tempo-distanza (dromocrona) rappresentante la variazione del minimo percorso in funzione del tempo. Attraverso metodi analitici si ricavano quindi le velocità delle onde elastiche longitudinali (V_p) o trasversali (V_s) dei mezzi attraversati ed il loro spessore.

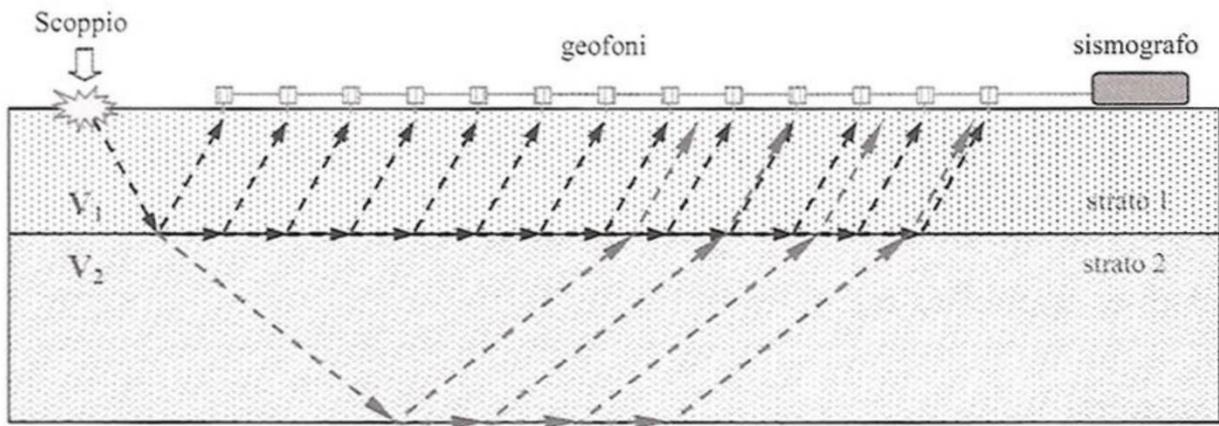


Figura 4.1. Metodo sismico a rifrazione

La velocità di propagazione delle onde elastiche nel suolo è compresa tra larghi limiti; per lo stesso tipo di roccia essa diminuisce col grado di alterazione, di fessurazione e/o di fratturazione; aumenta per contro con la profondità e l'età geologica. Sensibili differenze si possono avere, in rocce stratificate, tra le velocità rilevate lungo i piani di strato e quelle rilevate perpendicolarmente a questi. La velocità delle onde compressionali, diversamente da quelle trasversali che non si trasmettono nell'acqua, è fortemente influenzata dalla presenza della falda acquifera e dal grado di saturazione. Questo comporta che anche litotipi differenti possano avere uguali velocità delle onde sismiche compressionali per cui non necessariamente l'interpretazione sismostratigrafica corrisponderà con la reale situazione geologico-stratigrafica.

5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

La definizione il più accurata possibile del modello geologico del sottosuolo sta alla base di ogni studio di microzonazione sismica; la variazione stratigrafica e litologica, così come la profondità del substrato rigido influenzano la propagazione del segnale sismico verso la superficie.

La frana quiescente presente nella porzione orientale dell'abitato di Castione Baratti non è mai stata studiata in dettaglio e pertanto non sono disponibili indagini pregresse. Per il presente studio di terzo livello sono state realizzate indagini geofisiche, che accoppiate con le informazioni bibliografiche relative alle formazioni geologiche in loco hanno portato alla definizione del modello di sottosuolo impiegato nelle elaborazioni successive.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Nel paragrafo 8.2 è riportato nel dettaglio il modello geologico interpretato e utilizzato; di seguito si descrive in che modo il modello di sottosuolo modifichi il moto sismico che dal sottosuolo si propaga verso la superficie e quali siano le difficoltà nell'individuare le discontinuità che determinano gli effetti locali.

Per prima cosa va considerata la litologia del substrato. La zona in esame ricade all'interno del Dominio Epiligure, dove, sotto le coperture quaternarie quando presenti, si trovano depositi torbiditici, depositi argillosi caotici e depositi arenacei; molto spesso queste formazioni sono costituite da alternanze di strati all'interno dei quali le velocità di propagazione delle onde sismiche sono molto differenti tra loro; è abbastanza frequente che tale substrato geologico non raggiunga velocità delle onde S maggiori di 800 m/s, da bedrock sismico. A condizionare la velocità delle onde S nel substrato, determinandone un abbassamento è pertanto il grado di fratturazione degli ammassi rocciosi, determinato da vari fattori, primi fra tutti, l'azione tettonica, la gravità e gli agenti atmosferici. Questo vale, in particolare, per gli strati rocciosi più superficiali, di spessore variabile, fortemente alterati (regolite). Le formazioni rocciose qui presenti hanno subito un elevato grado di deformazione durante le diverse fasi tettoniche dell'evoluzione della catena appenninica; pertanto il substrato geologico, quando affiorante, generalmente presenta velocità delle onde S molto inferiori a 800 m/s; velocità tipiche del bedrock sismico possono essere raggiunte in profondità dove il grado di alterazione diminuisce.

Oltre che nel substrato roccioso il profilo di velocità delle onde di taglio è fortemente variabile anche all'interno delle coperture quaternarie, in funzione sia della litologia che degli spessori, che dello stato di addensamento; quest'ultimo, in generale, aumenta con la profondità. Il cambio di litologia (passaggio da argille a ghiaie) e del grado di addensamento (passaggio da argille tenere a compatte) può determinare incrementi di velocità delle onde s ma anche fenomeni di inversione se a livelli più coerenti e compatti seguono in profondità livelli più sciolti.

Generalmente le prove geognostiche tradizionali (penetrometrie, sondaggi), quando disponibili e di profondità sufficiente, permettono di determinare le superfici di discontinuità più superficiali come, ad esempio, il contatto tra i depositi quaternari e il substrato marino. In mancanza di sondaggi profondi come pozzi per acqua o a scopo petrolifero è invece difficile individuare le discontinuità più profonde, come potrebbero essere il limite tra il regolite e la roccia compatta oppure quelle generate dall'alternanza di strati costituiti da litotipi differenti all'interno del substrato roccioso; in queste condizioni, piuttosto che realizzare ex novo costose indagini puntuali, si preferisce utilizzare l'indagine geofisica che riesce a mettere in evidenza contrasti di impedenza sismica che si associano a variazioni litologiche o del grado di fratturazione. Come si vedrà oltre a Castione Baratti l'indagine tomografica effettuata ha messo in luce la presenza di un picco associabile ad un contrasto di impedenza.

6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

Come già ricordato per il presente studio è stata realizzata una nuova campagna d'indagini sismiche, articolata in

n° 1 prove MASW;

n° 1 tomografie sismiche in onde P e onde S;

n° 1 misure di microtremeri,

L'integrazione e l'analisi congiunta dei dati provenienti dalle diverse indagini permette di diminuire il grado di incertezza tipico dell'indagine geofisica.

L'analisi dei dati acquisiti mediante le prove MASW avviene attraverso le seguenti fasi:

- 1) Calcolo dello spettro di velocità in onde di Rayleigh;
- 2) Individuazione del modo fondamentale e degli eventuali superiori;
- 3) Picking della curva di dispersione, cioè selezione dei punti che si ritengono appartenere a un determinato modo;
- 4) Inversione della curva di dispersione e conseguente individuazione del profilo di velocità Vs.

Dai sismogrammi acquisiti nel dominio spazio-tempo si determinano mediante la trasformata di Fourier gli spettri nel dominio frequenza-ampiezza e successivamente attraverso il metodo denominato phase shift gli spettri nel dominio frequenza-velocità.

Successivamente alla pulizia del dato si è proceduto alla modellazione diretta delle curve di dispersione. Entrambi gli spettri presentano il modo fondamentale dominante tra le frequenze di 5 e 10 Hz e frammenti dei primi due modi superiori sopra i 10 Hz.

In Fig. 6.1 si riportano i sismogrammi registrati e lo spettro di velocità con sovrapposto il picking dei diversi modi di vibrazione

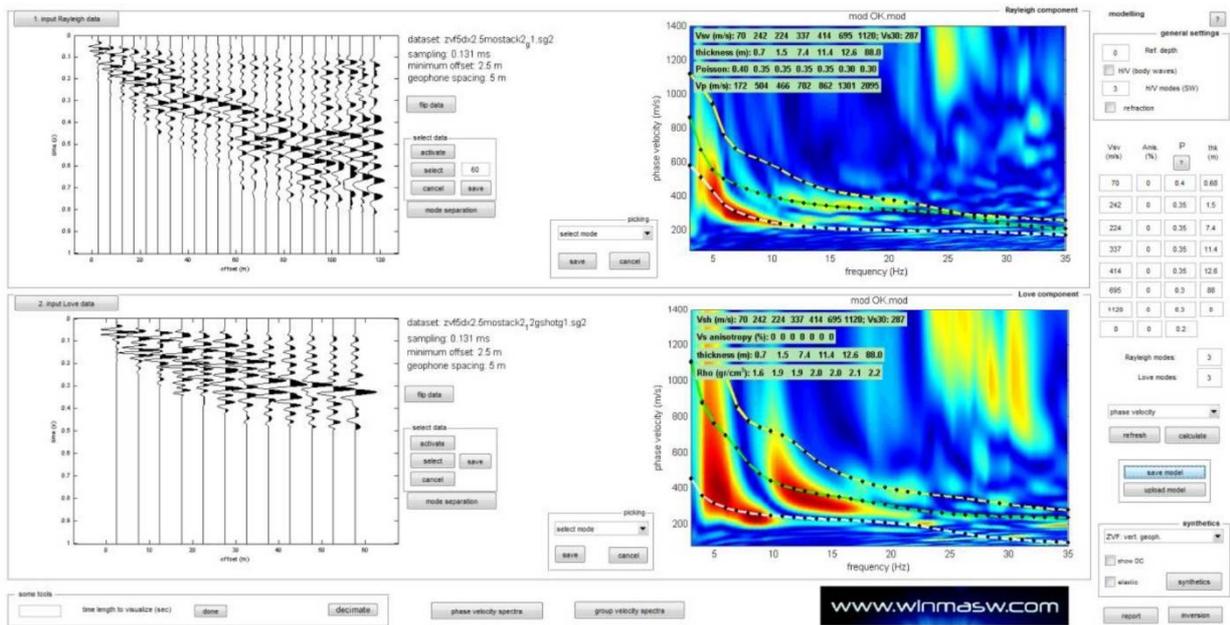


Figura 6.1. Spettri di velocità con sovrapposte le curve di dispersione del modo fondamentale e di quelli superiori per la componente verticale delle onde Rayleigh (ZVF) su stendimento rispettivamente a 24 (in alto) e 12 geofoni (in basso).

Allo scopo di definire il periodo di risonanza di sito e migliorare (tramite analisi congiunta MASW+HVSr) la definizione del profilo verticale VS nelle porzioni più profonde, si è effettuata una misurazione di microtremore utile a definire il rapporto H/V lungo lo stendimento.

Nelle figure successive si riportano lo spettro d'ampiezza medio delle 3 componenti (NS, EW e verticale) e i valori HVSr per la misurazione eseguita.

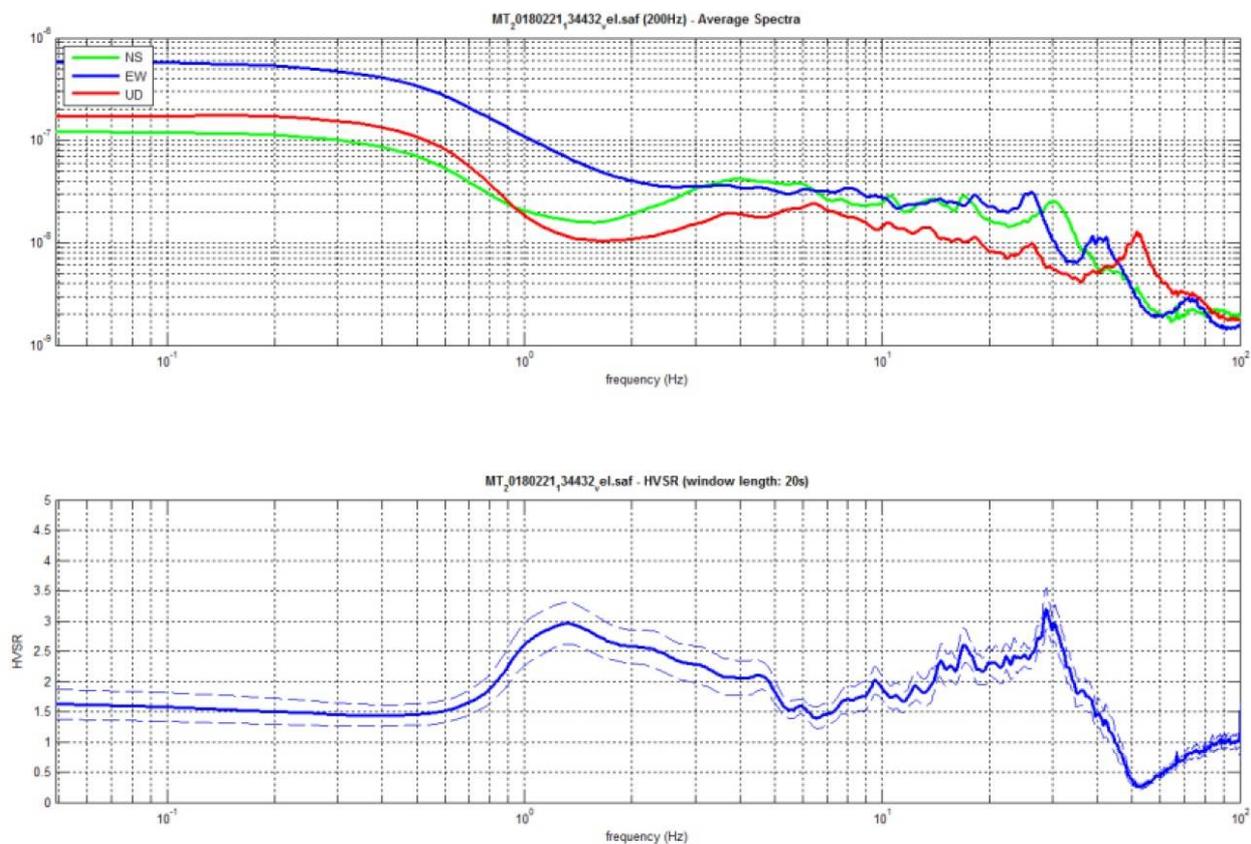


Figura 6.2. Spettri d'ampiezza medi delle 3 componenti (NS, EW e verticale) e valori di HVSr.

In Fig. 6.3 si riporta il profilo di velocità che presenta il miglior fit con la curva di dispersione elaborato congiuntamente con l'analisi HVSr.

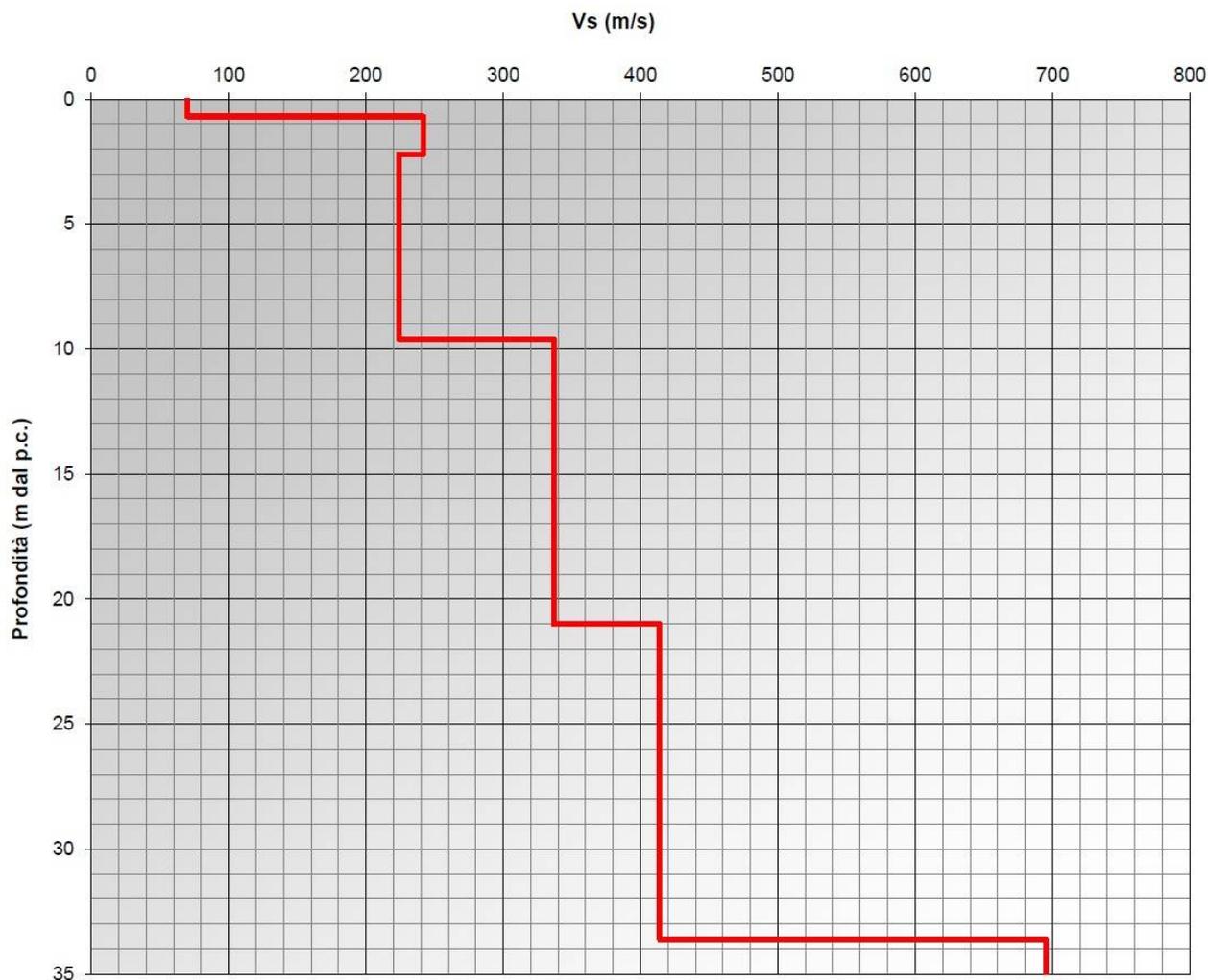


Figura 6.3. Profilo di velocità ottenuto dall'analisi congiunta.

I dati acquisiti mediante sismica a rifrazione in onde P sono stati elaborati secondo il metodo sismico-tomografico. L'elaborazione tomografica è una tecnica di indagine con un alto potere risolutivo che permette l'individuazione di anomalie nella velocità di propagazione delle onde sismiche, offrendo la possibilità di ricostruire anomalie e discontinuità stratigrafiche anche particolarmente complesse. Questa tecnica fornisce l'immagine della distribuzione delle onde sismiche sotto la superficie, basate sui tempi di primo arrivo (come nella normale sismica a rifrazione) e sulla geometria di acquisizione. Si ricostruisce in tal modo un modello di velocità, che può essere migliorato attraverso successive iterazioni: la fase di calcolo si conclude quando si ha la migliore sovrapposizione fra i tempi di primo arrivo calcolati e quelli misurati. Le tomografie offrono comunque una maggiore discretizzazione delle velocità rispetto alla sismica a rifrazione tradizionale: è doveroso inoltre tener conto che il metodo topografico individua generalmente, per la caratteristica intrinseca dell'algoritmo di calcolo (basato sui gradienti di velocità), spessori diversi, di solito maggiori, di quelli valutati dalla sismica a rifrazione.

I dati acquisiti sono stati processati con il software RAYFRAC versione 3.18 (Rowdewahl, 2003) per ricostruire sezioni tomografiche che rappresentano l'evoluzione della velocità sismica delle onde P o delle onde SH nel sottosuolo.

La prima fase prevede l'introduzione delle informazioni topografiche relative ai vari punti di posizionamento dei geofoni e dei tiri e il picking dei primi arrivi. Nelle figure successive si riportano le dromocrone misurate e calcolate, mentre in allegato si riportano tutti i sismogrammi acquisiti con i relativi picking dei primi arrivi.

Successivamente si procede ad una prima elaborazione che porta alla ricostruzione delle stratigrafie di velocità sismica con la tecnica Delta-t-V, cioè si ricompongono con cadenza pari alla metà della cadenza dei geofoni (CMP = Common Mid Point) le successioni di velocità compatibili con l'andamento di tutte le possibili dromocrone nei punti intermedi tra punto di tiro e geofono. Dal modello ricostruito come successione di stratigrafie di resistività viene elaborato un modello ad elementi finiti di piccolissime dimensioni (ordine di grandezza di qualche decimetro di lato) che può già rappresentare un attendibile modello del sottosuolo. Tuttavia questo rappresenta una prima approssimazione alla soluzione.

Il passo successivo è quello di ottimizzare, in maniera iterativa, il suddetto modello di partenza mediante la tecnica WET (Wavepath Eikonal Travelttime). In pratica si effettua il calcolo delle differenze dei tempi di arrivo dai vari punti di tiro ai vari geofoni, tra i valori sperimentali misurati nei sismogrammi ed i tempi calcolati sul modello di partenza. In base alle differenze riscontrate, per ciascun percorso delle onde sismiche, si apportano modifiche, in aumento o in diminuzione, delle velocità che caratterizzano i vari elementi che sono stati interessati dal passaggio del fronte d'onda considerato. Ad ogni iterazione, dopo avere apportato le modifiche alle velocità dei vari elementi, il nuovo modello viene sottoposto ad una operazione di "smoothing" che porta ad una migliore omogeneità dei valori di velocità entro aree di dimensioni maggiori. In genere sono sufficienti da 10 a 20 iterazioni per giungere ad un modello che porta a scarti medi tra i tempi (Travelttime) dei vari percorsi dell'ordine di qualche millisecondo (Schuster & Quintus-Bosz, 1999).

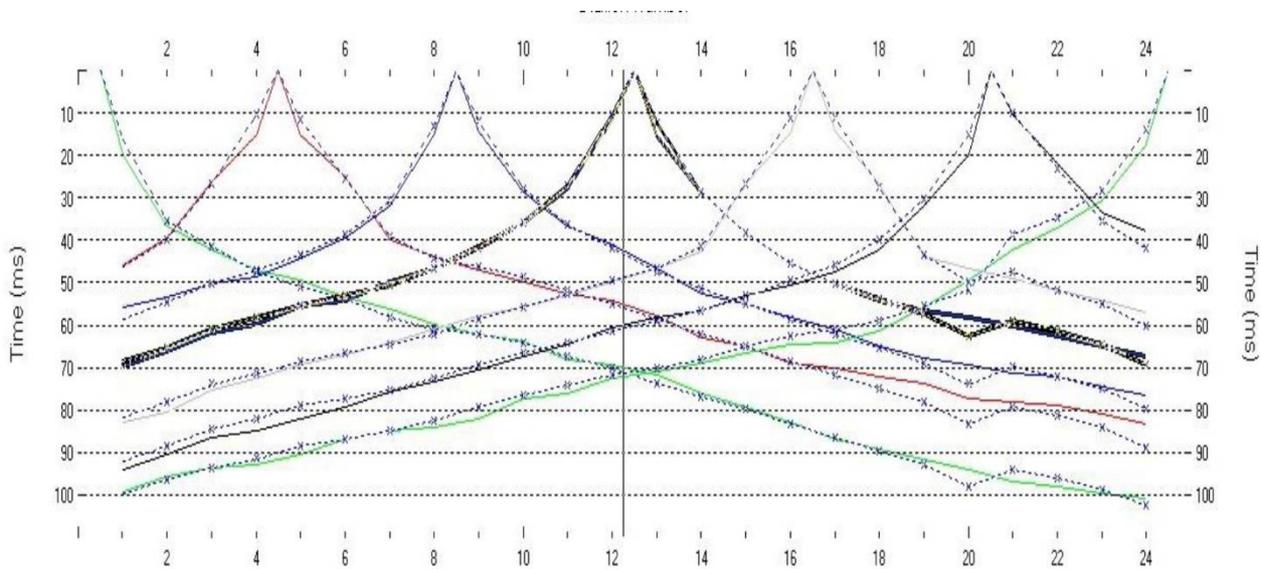


Figura 6.4 Dromocrone calcolate per i 7 shots. In ascissa i geofoni e in ordinata il tempo in millisecondi.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Una considerazione a parte meritano le interpretazioni e incertezze connesse con il modello geologico del sottosuolo, in particolare, nelle zone in cui sono stati cartografati dei movimenti gravitativi. Nel dissesto studiato a Castione Baratti non erano presenti indagini pregresse di tipo geotecnico come sondaggi e/o prove penetrometriche e di laboratorio.

In tali zone, infatti, sarebbe necessario identificare, oltre alla geometria del pendio, la profondità del substrato, la stratigrafia, il regime delle pressioni interstiziali, le proprietà geotecniche dei terreni costituenti i vari strati, l'entità e la posizione di eventuali carichi esterni, il cinematiso della frana e la forma della superficie di potenziale scorrimento.

Allo scopo dovrebbero essere condotte anche indagini geotecniche in sito e di laboratorio ed essere installati strumenti per il monitoraggio delle pressioni interstiziali e degli spostamenti.

Trattasi di attività che hanno un costo molto elevato se paragonato all'importo del presente incarico e alla quantità dei dati che si possono ottenere, nel contesto territoriale indagato; conseguentemente, in questo studio, ci si è dovuti basare solo su dati provenienti dalle indagini geofisiche appositamente realizzate, accettando le incertezze che ciò ha comportato.

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

Le aree da sottoporre ad analisi di terzo livello sono state concertate con l'ufficio tecnico del Comune sulla base delle risultanze del secondo livello di approfondimento. Le aree preliminarmente individuate sono state quelle situate in Località Castione e la Fornace, classificate come instabili o potenzialmente instabili nel corso dello studio di secondo livello. Successivamente ad un sopralluogo si è arrivati alla decisione, concordemente con Il Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della RER, di escludere l'area della Fornace in quanto trattasi di frana attiva che interessa solo una piccolissima porzione dell'area soggetta allo studio di microzonazione. Lo studio di terzo livello ha lo scopo di verificare il comportamento in caso di sisma di aree potenzialmente instabili;

Successivamente alla definizione dell'area di studio sono stati analizzati i dati geologici e geotecnici disponibili che uniti ai rilievi di campagna hanno permesso una prima caratterizzazione dei luoghi.

Successivamente sono state pianificate ed eseguite le indagini geofisiche per determinare il profilo stratigrafico ed il profilo di velocità delle onde (MASW, tomografie in onde P e onde S e prove HVSR).

Gli elaborati prodotti per l'approfondimento di terzo livello sono composti da una prima parte costituita da:

- Carta delle indagini: Focalizzandosi sull'area di interesse di Castione Baratti vengono riportate le indagini pregresse e quelle di nuova esecuzione; tutte le prove sono state classificate in base alla tipologia;
- Carta geologico-tecnica: tale carta non è stata modificata rispetto agli studi di secondo livello se non per la focalizzazione sull'area di interesse e non su tutto il territorio comunale;
- Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica: tale carta non è stata modificata rispetto agli studi di secondo livello se non per la focalizzazione sull'area di interesse e non su tutto il territorio comunale; sono indicate le aree in cui si ritiene necessario effettuare indagini e analisi di microzonazione sismica e i livelli di approfondimento ritenuti necessari, distinguendo tra zone suscettibili di instabilità e zone suscettibili di amplificazioni locali, all'interno delle quali sono state

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

operate ulteriori distinzioni, identificando delle microzone omogenee, sulla base delle caratteristiche litostratimetriche.

- Carta delle frequenze naturali dei terreni: Focalizzandosi sull'area di interesse di Castione Baratti tale carta riporta i punti di misura e i risultati di indagini di sismica passiva (misure HVSR); in particolare, sono stati indicati il valore F_0 del picco significativo, corrispondente alla frequenza di risonanza fondamentale (frequenza principale) e, quando presente, di un secondo picco significativo (frequenza secondaria), meno evidente del primo (F_1). Rispetto allo studio di secondo livello è stato inserito il valore di F_0 misurato sull'area instabile oggetto del terzo livello di approfondimento
- Carta delle velocità delle onde di taglio S: carta in cui sono ubicati tutti i punti di misura di V_s con indicazione, per ogni punto misura, del valore di V_{sH} o di V_{s30} ; è stata aggiunta la misura di V_{s30} relativa all'area di frana quiescente

Successivamente è stata effettuata l'analisi con approfondimenti di terzo livello che mediante l'analisi di risposta sismica locale, ha permesso di determinare gli spettri elastici di risposta in superficie (output), di valutare il grado di pericolosità dell'area instabile per frana quiescente e di definire con maggior dettaglio i valori di amplificazione locale.

Al termine di questa analisi sono stati prodotti i seguenti elaborati cartografici:

- Carta di microzonazione sismica FA PGA (scala 1:2.500);
- Carta di microzonazione sismica FA IS 0,1 - 0,5 s (scala 1:2.500);
- Carta di microzonazione sismica - FA IS 0,5 - 1,0 s (scala 1:2.500).

8. ELABORATI CARTOGRAFICI DI PRIMO E SECONDO LIVELLO

8.1 Carta delle indagini

Nella Carta delle indagini, alla scala 1:2.500, sono state posizionate le prove di nuova esecuzione (i rapporti di prova si trovano negli elaborati 7, 8 e 9), quelle effettuate nel secondo livello di approfondimento e quelle presenti nel data base del Servizio Tecnico dei Bacini degli Affluenti del Po – Sede di Parma o reperite negli archivi dell'Ufficio Tecnico Comunale.

Esse sono state distinte in base alla tipologia in:

- sondaggio a carotaggio continuo (distinguendo se intercetta o meno il substrato)
- trincea o pozzetto esplorativo
- prova penetrometrica dinamica pesante
- profilo sismico a rifrazione
- MASW
- stazione microtremore a stazione singola

come raffigurato nella legenda riportata in Fig. 8.1.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

 Stazione microtremore a stazione singola (HVSR)  MASW  Prova REfraction Microtremors  Profilo sismico a rifrazione  Tomografia elettrica	 Sondaggio a carotaggio continuo  Prova penetrometrica statica con punta meccanica (CPT)  Prova penetrometrica dinamica super pesante (DS)  Prova penetrometrica dinamica pesante (DP)  Prova penetrometrica dinamica media (DM)  Prova penetrometrica dinamica leggera (DL)  Pozzo per acqua  Trincea o pozzetto esplorativo
--	--

Fig. 8.1 – Legenda delle Carte delle indagini

8.1.1 Abitato di Castione Baratti

Nel complesso, considerando i dati presenti negli studi di primo e secondo livello, sono state acquisite le seguenti indagini:

- 9 prove penetrometriche statiche,
- 1 prova penetrometrica dinamica media
- 3 trincee o pozzetti esplorativi,
- 6 stazioni microtremore a stazione singola,

Per lo studio di terzo livello è stata realizzata una specifica campagna di indagini geofisiche sull'area di frana quiescente costituita da:

- 1 MASW,
- 1 stazioni microtremore a stazione singola
- 1 profili sismici a rifrazione.

8.2 Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica

La Carta geologico tecnica non è stata modificata nel presente approfondimento di terzo livello rispetto allo studio di primo e secondo livello realizzato nel 2016 dal Dott. Castagnetti. Nella Carta geologico-tecnica sono state riportate alla scala del centro abitato di Castione Baratti le informazioni di base (geologia, geomorfologia, caratteristiche litotecniche, geotecniche e idrogeologiche) derivate da elaborati esistenti e da indagini geognostiche pregresse. Questi dati hanno consentito di definire il modello di sottosuolo e sono risultate funzionali alla realizzazione delle Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1),

Nello studio di primo livello, per la stesura della Carta geologico tecnica, si fece riferimento, in particolare, alla seguente documentazione, opportunamente verificata mediante sopralluoghi di campagna:

- elaborati del Quadro Conoscitivo del Piano Strutturale Comunale;
- "Carta Geologica d'Italia" alla scala 1: 50.000, Foglio 199 "Parma", Foglio 200 "Reggio Emilia" e Foglio 218 "Castelnuovo ne' Monti" realizzati secondo le normative del Progetto CARG;

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

- Carta Geologica di Pianura dell'Emilia-Romagna, alla scala 1:250.000, realizzata dalla Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli Regione della Emilia-Romagna;
- indagini puntuali.

L'abitato di Castione Baratti ricade nel settore meridionale territorio comunale caratterizzato geologicamente dalla presenza di unità costituite da brecce a matrice argillosa (Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa) o marne argillose (Formazione del Termina), identifica la presenza di un substrato anch'esso di tipo non rigido.

Nella Carta geologico tecnica, dovendo attenersi agli standard di rappresentazione dettati dagli SRAI, fu individuata, sulla base delle caratteristiche tessiturali, la seguente unità di terreni di copertura:

- GM – Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo: sono cartografate a Castione Baratti in corrispondenza dei depositi del T. Termina di Castione.

Inoltre sono state cartografate le zone laddove affiora il substrato geologico classificandolo come:

- CO – coesivo sovraconsolidato: affiora lungo il versante a monte di Castione Baratti (Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa) e nella fascia di margine appennino dove affiorano le Argille Azzurre;

8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni

La Carta delle frequenze naturali dei terreni a scala 1:10.000 fu redatta nel 2016 dal Dott. Castagnetti sulla base di tutti i dati tomografici disponibili, sia contenuti nell'archivio comunale, sia di nuova acquisizione. Si tratta di una carta derivata dalle indagini speditive di sismica passiva (HVSR sulle vibrazioni ambientali). In questa carta sono riportati tutti i punti di misura, con associato il risultato della prova (valore di F_0 del picco significativo a più bassa frequenza corrispondente alla frequenza di risonanza fondamentale e di eventuali altri picchi significativi a più alta frequenza) (Fig. 8.2). Nel presente approfondimento di terzo livello la carta è stata aggiornata, per il centro abitato di Castione Baratti, mediante l'inserimento di una nuova indagine HVSR realizzata sul deposito di frana quiescente in Località La Riva.

Le misure, come esplicitato in figura 8.2 sono state suddivise in classi sulla base delle frequenze ($F_0 \leq 0.6$ Hz; $0.6 < F_0 < 1$; $1 < F_0 \leq 2$ Hz; $2 < F_0 \leq 8$ Hz; $F_0 > 8$ Hz) e dell'ampiezza del picco ($1,5 \leq HVSR < 2$; $2 \leq HVSR < 3$; $HVSR \geq 3$).

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

frequenza picco significativo (Hz)	ampiezza picco		
	$1,5 \leq \text{HVSR} < 2$	$2 \leq \text{HVSR} < 3$	$\text{HVSR} \geq 3$
$F_0 \leq 0,6$			
$0,6 < F_0 \leq 1$			
$1 < F_0 \leq 2$			
$2 < F_0 \leq 8$			
$F_0 > 8$			
Assenza di picchi significativi			

A lato del simbolo sono riportate la frequenze relative al primo picco significativo (in rosso) e al secondo picco (in blu) se presente

Fig. 8.2 – Legenda della carta delle frequenze naturali dei terreni

La nuova prova HVSR realizzata in Località la Riva presenta le seguenti caratteristiche

PROVA	MOPS (CODICE)	Picco Principale F0		Picco secondario F1	
		Frequenza (Hz)	Ampiezza H/V	Frequenza (Hz)	Ampiezza H/V
P365HVSR368	ZAFR zona 10	1,4	3	-	-

Relativamente ai dati ottenuti per l'area di Castione Baratti possono essere fatte le seguenti considerazioni:

- Le prove realizzate nella zona 2008, costituita dalle aree di fondovalle del T. Termina in cui i depositi alluvionali hanno spessore modesto (5÷6 metri) e poggiano direttamente sul substrato geologico, mostrano picchi generalmente situati a frequenze di 10÷12 Hz.
- La prova di nuova esecuzione nella zona ZAFR caratterizzata dalla presenza di un corpo di frana quiescente mostra un picco situato a frequenze molto più basse, intorno a 1,4 Hz; tale picco rappresenta un contrasto di impedenza situato a profondità più elevate, presumibilmente al contatto tra due porzioni a diverso grado di fratturazione del substrato geologico marnoso.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica, riferita alla scala dell'abitato di Castione Baratti, non è stata modificata nel presente approfondimento di terzo livello rispetto allo studio di primo e secondo livello realizzato nel 2016 dal Dott. Castagnetti.

In questa cartografia il territorio comunale fu distinto a seconda dell'appartenenza ad una delle seguenti tre categorie:

1. zone stabili: zone dove non si ipotizzano effetti locali di rilievo; Si tratta di zone con affioramento di un substrato rigido e morfologia pianeggiante o poco acclive. Questa categoria non è presente sul territorio del Comune di Traversetolo.
2. zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: zone dove sono attese amplificazioni del moto sismico dovute alla litostratigrafia e alla morfologia locale; All'interno di queste aree si è operata un'ulteriore distinzione sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche, identificando profili stratigrafici tipo ai quali possono essere ricondotti gli areali esaminati. In queste zone sono richiesti approfondimenti di secondo livello.
3. zone suscettibili di instabilità: zone dove gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio, come frane attive e quiescenti, liquefazioni e densificazione; questi effetti si sommano ai fenomeni di amplificazione.

Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali furono ulteriormente suddivise in 11 microzone omogenee, ciascuna con un proprio profilo stratigrafico tipo riferito ai primi 50 m di sottosuolo.

Nella zona di Castione Baratti (Fig. 8.3) sono presenti zone stabili suscettibili di amplificazioni locali e zone di attenzione per instabilità rientranti nei perimetri degli areali di microzonazione, indotte dalla presenza di aree interessate da fenomeni franosi quiescenti o attivi;

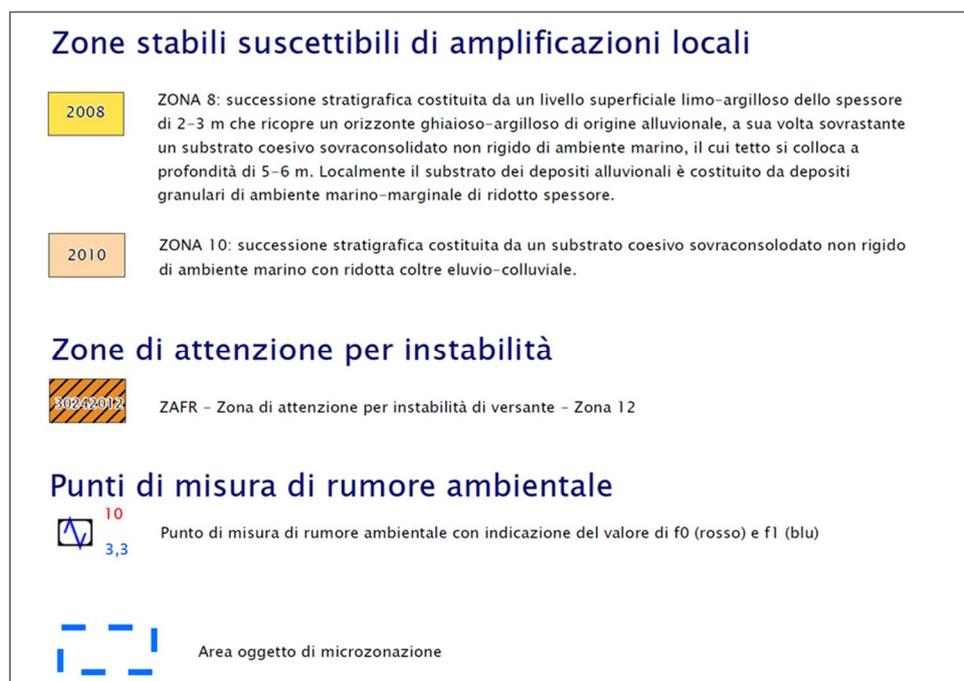


Fig. 8.3 – Legenda della carta delle MOPS per l'abitato di Castione Baratti

In figura 8.4 si riportano le colonne litostratigrafiche sintetiche rappresentative delle microzone 8 e 10 individuate a Castione Baratti.

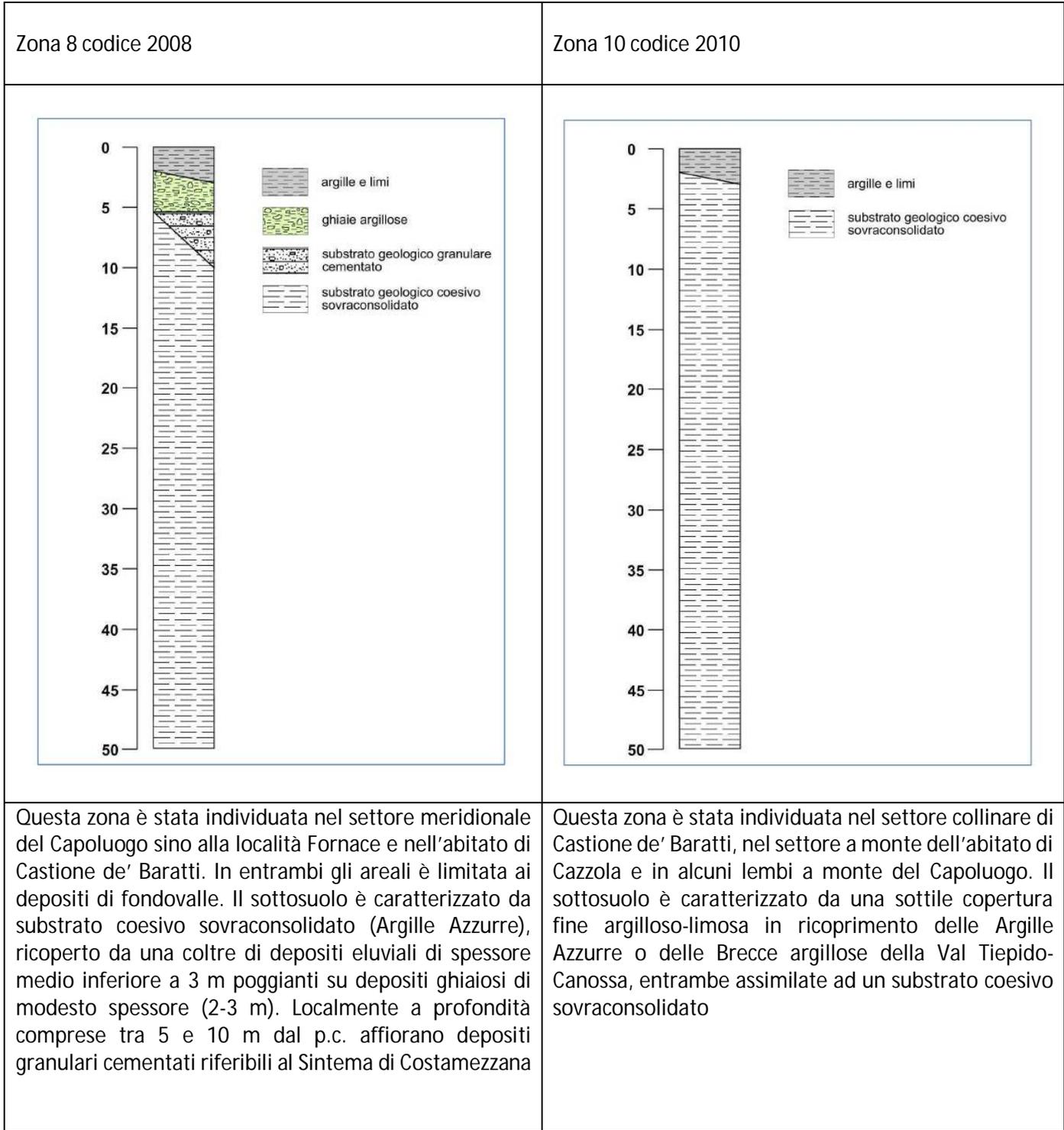


Fig. 8.4 – Colonne litostratigrafiche relative alle microzone 8 e 10

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S

La Carta delle velocità delle onde di taglio S fu redatta nel 2016 dal Dott. Castagnetti; in essa furono riportati i punti di misura di Vs con indicazione del valore in m/s di Vs30, laddove il bedrock sismico risultò superiore ai 50 m e di VsH laddove il substrato presenta una profondità minore. Nel presente approfondimento di terzo livello la carta è stata aggiornata, per il centro abitato di Castione Baratti, mediante l'inserimento di una nuova misurazione di Vs mediante prova MASW realizzata sul deposito di frana quiescente in Località La Riva. In questo caso data la profondità del bedrock maggiore di 30 m da p.c. si è optato per calcolo della Vs30 che è risultata pari a 286 m/s.

8.6 Carta di Microzonazione Sismica – Livello 3

Le Carte dei fattori di amplificazione vennero redatte nel 2016 dal Dott. Castagnetti nel corso dello studio di microzonazione sismica, secondo livello di approfondimento. In esse viene raffigurata la stima dell'amplificazione effettuata tramite procedure semplificate (utilizzo di abachi e formule), possibile laddove l'assetto geologico è assimilabile ad un modello fisico monodimensionale.

L'amplificazione è stata quantificata in termini di rapporto di accelerazione massima orizzontale (PGA/PGA0) e di rapporto di Intensità spettrale o di Housner (SI/SI0) per prefissati intervalli di periodi ($0.1s < T0 < 0.5s$ e $0.5s < T0 < 1.0s$), dove PGA0 e SI0 sono rispettivamente l'accelerazione massima orizzontale e l'Intensità di Housner al suolo di riferimento e PGA e SI sono le corrispondenti grandezze calcolate alla superficie dei siti esaminati. Per la definizione dell'amplificazione sono state utilizzate le tabelle e le formule indicate

dell'Allegato A2 degli indirizzi regionali (DGR 21.12.2015, n° 2193), in cui vengono distinti due ambienti geolitologici omogenei principali relativi a: 1) zona collinare e montana (Appennino) e 2) pianura e zona costiera che comprende anche il settore di transizione Appennino-Pianura (Margine). In ambiente di Appennino sono state individuate tre casi:

- depositi di copertura, con spessori sino a 50 metri, sovrastanti il sub-strato geologico rigido (depositi marini generalmente caratterizzati da $Vs > 800m/s$);
- depositi di copertura, con spessori sino a 50 metri, sovrastanti il substrato marino non rigido (depositi marini caratterizzati da $Vs \ll 800 m/s$);
- substrato marino non rigido affiorante o sub-affiorante (ovvero depositi marini caratterizzati da $Vs \ll 800 m/s$, con spessore della copertura o della coltre di alterazione inferiore a 2,5 m).

L'abitato di Castione baratti venne suddiviso in due zone: la prima nel fondovalle dove depositi di copertura, con spessori sino a 50 metri, sovrastano il substrato marino non rigido (depositi marini caratterizzati da $Vs \ll 800 m/s$); la seconda dove affiora direttamente il substrato marino non rigido.

Nel presente approfondimento di terzo livello non si è modificata la determinazione dei parametri di amplificazione delle aree precedentemente classificate; l'approfondimento ha interessato l'area di frana quiescente in località La Riva che era stata classificata come area instabile.

9. APPROFONDIMENTI DI TERZO LIVELLO

9.1 Area considerata

Gli approfondimenti di terzo livello necessitano di un modello geotecnico e geofisico più approfondito; per questo nelle aree interessate è necessario realizzare, se mancanti, indagini geofisiche per ricavare dati

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

stratigrafici e del profilo di Vs. L'approfondimento di 2 livello realizzato nel 2016 aveva evidenziato 2 zone instabili suscettibili di approfondimenti di 3 livello. Una di queste in località Fornace è risultata poi si estensione troppo limitata e caratterizzata da un dissesto attivo per colamento di una piccola porzione di un versante in roccia. Pertanto si è deciso di effettuare il 3 livello nel solo abitato di Castione Baratti, dove in località La Riva è presente un dissesto in stato quiescente che interessa parzialmente il perimetro del centro abitato, anche se in area rurale e scarsamente urbanizzata.

9.2 Risposta sismica locale

9.2.1 Pericolosità sismica di base

Nello studio di risposta sismica locale (approfondimento di 3° livello nell'ambito della microzonazione sismica) i parametri di riferimento (PGA su suolo di categoria A, spettri di risposta rappresentativi e segnali di riferimento) sono definiti dall'Allegato A4 della DAL 112/2007 della Regione Emilia Romagna.

l'Allegato A4 contiene:

- la forma dello spettro di risposta normalizzato rappresentativo del moto sismico atteso per un periodo di ritorno di 475 anni (con smorzamento pari al 5%) in Emilia-Romagna;
- i valori di a_{refg} (10% di probabilità di superamento in 50 anni) di ogni comune dell'Emilia-Romagna;
- le indicazioni per il reperimento e l'utilizzo dei segnali di riferimento selezionati.

Per l'area di Castione Baratti il parametro a_{refg} risulta 0.157

Partendo dai dati presenti nell'Allegato 4, sono stati determinati lo spettro elastico di risposta in accelerazione (Fig. 9.1) di riferimento per la valutazione della risposta sismica locale, ed il relativo spettro di risposta in velocità, necessario per il calcolo dell'intensità di Housner, (Fig. 9.2).

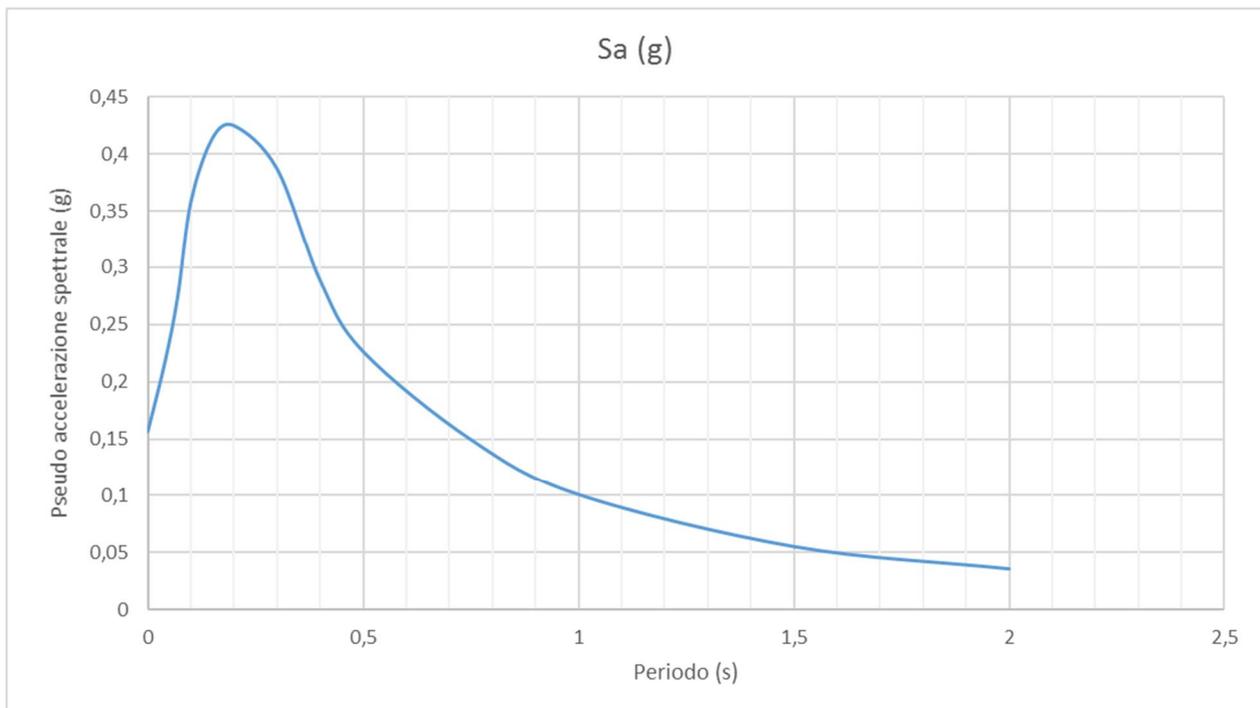


Fig. 9.1 – Spettro di risposta elastico in accelerazione su suolo A (475Y)

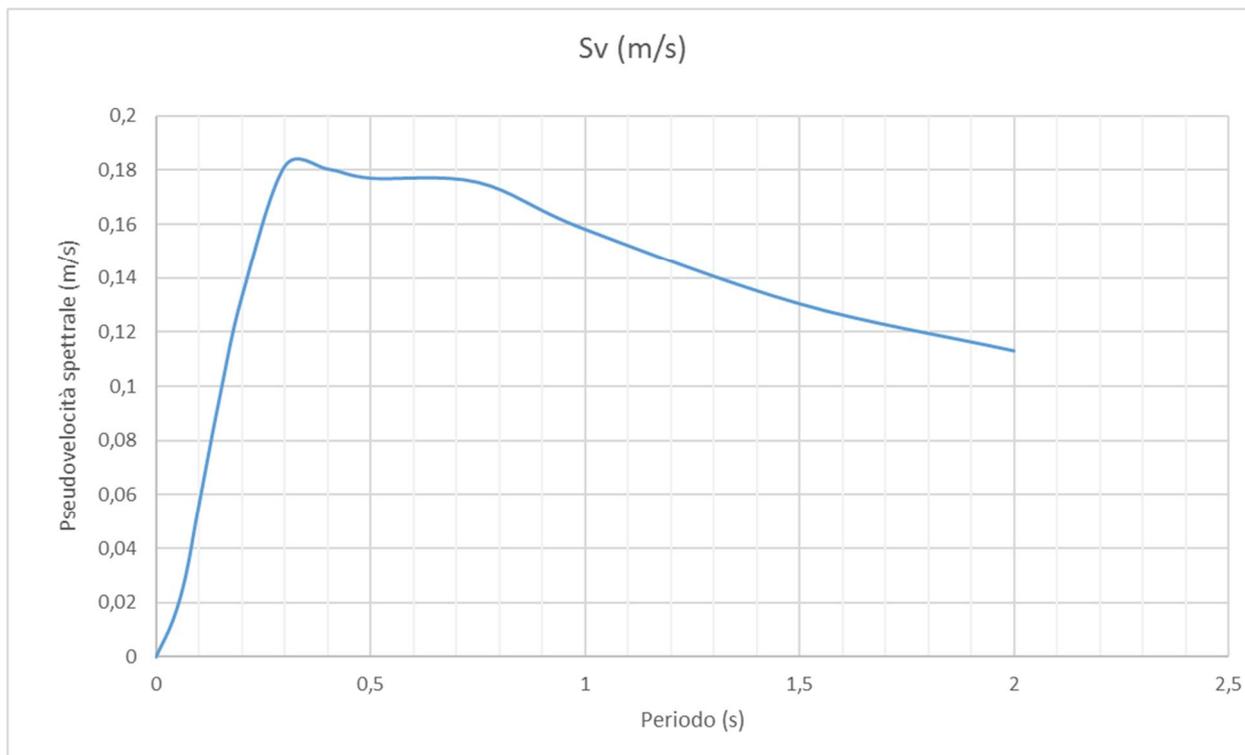


Fig. 9.2 – Spettro di risposta elastico in velocità su suolo rigido (475V)

9.2.2 Segnali in input

Come segnali di input sismico sono stati utilizzati quelli forniti dalla Regione Emilia Romagna secondo le indicazioni della DAL 112/2007. Il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli regionale fornisce infatti 3 segnali (accelerogrammi) rappresentativi del moto sismico della regione. Tutti i segnali sono stati selezionati attraverso una procedura che valuta la similarità tra le forme spettrali di riferimento e la forma degli spettri di risposta dei segnali contenuti nella banca dati. Il confronto è avvenuto con la forma dello spettro di risposta isoprobabile, con il 10% di probabilità di eccedenza in 50 anni, così come rappresentato in Fig. 9.3. Gli accelerogrammi base sono stati scalati in accelerazione per ottenere un valore massimo di input compatibile con l'accelerazione di picco considerata per l'area di interesse pari a 0,157g.

I tre segnali di input utilizzati sono stati così denominati

- 000046xa_034042Traversetolo.xy
- 000126xa_034042Traversetolo.xy
- 000354xa_034042Traversetolo.xy

e sono riportati in figura 9.3

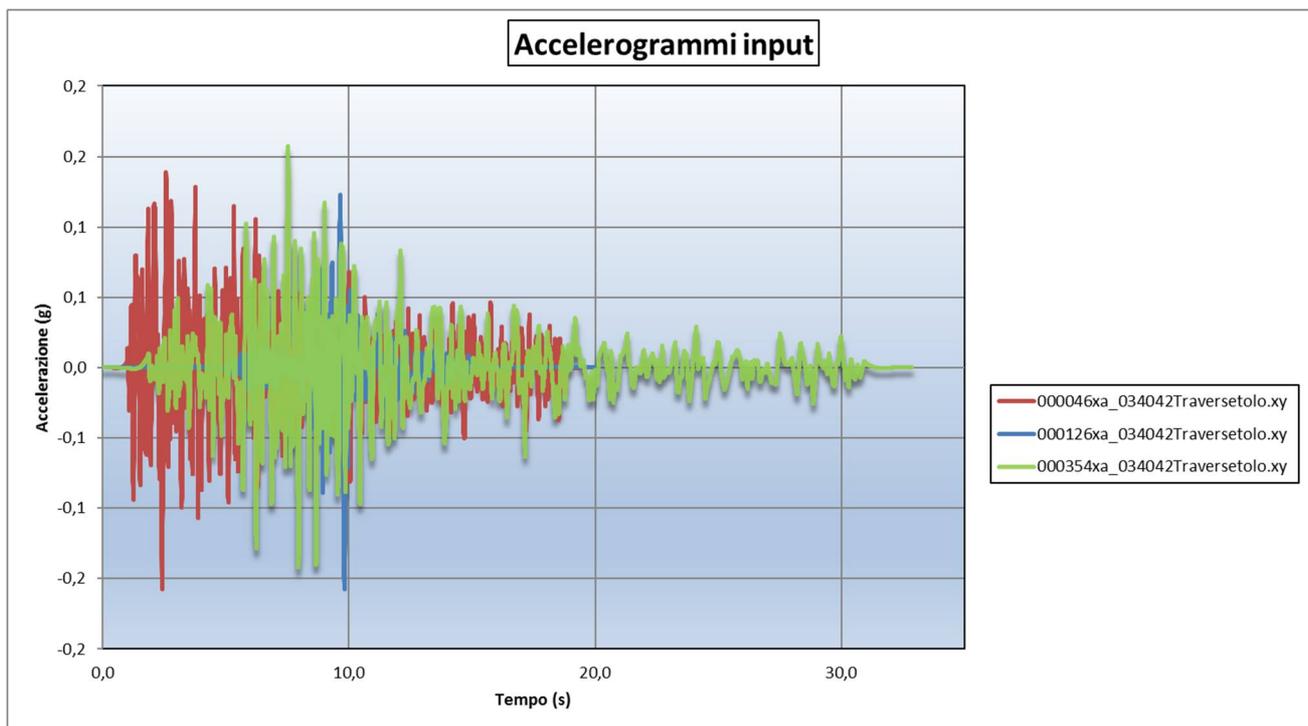


Fig. 9.3 – Accelerogrammi di input

9.2.3 Modello geofisico del sottosuolo

Uno studio di risposta sismica locale richiede una precisa conoscenza del modello geofisico del sottosuolo, principalmente basata sui seguenti parametri:

- litologia;
- profilo di velocità delle onde sismiche di taglio (V_s);
- curve di variazione dello smorzamento (D) e della rigidità (G/G_0) in funzione della deformazione e densità in situ,

Il modello geofisico deve essere ricostruito sino alla profondità in cui è presente il bedrock sismico, che teoricamente dovrebbe essere uno strato con velocità $V_s > 800$ m/s. Nelle zone del medio appennino il bedrock sismico è molto profondo e non è sempre individuabile con le prove geofisiche di uso comune.

La problematica è stata affrontata nell'allegato A2 alla DGR 2193/2015. Nelle zone collinari e montane per il calcolo dei fattori di amplificazione si applicano tabelle distinte, a seconda che il substrato rigido identificato raggiunga o meno il valore di 800 m/s. Ciò ha consentito di superare il concetto di bedrock, differenziando invece tra substrato rigido e substrato non rigido. Come verrà illustrato in seguito tale modifica risulta fondamentale nei siti oggetto di studio.

9.2.3.1 Litologia

In mancanza di prove geognostiche dirette pregresse, come sondaggi e prove penetrometriche, la litologia del sottosuolo è stata individuata mediante, le indagini sismiche effettuate ad hoc per l'approfondimento di 3 livello.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

9.2.3.2 Determinazione della Vs e del bedrock sismico

La determinazione della Vs in funzione della profondità è stata effettuata mediante prova MASW e Tomografia sismica. La prova HVSR permette di determinare la frequenza caratteristica dei terreni; il picco o i picchi nel rapporto H/V dovrebbero corrispondere al picco della funzione di trasferimento ricavata dallo studio della risposta sismica locale (in condizioni lineari elastiche).

9.2.3.3 Curve di variazione dello smorzamento (D) e della rigidezza (G/G0) in funzione della deformazione

Per questo studio di 3 livello non è stato possibile recuperare campioni di terreno su cui effettuare prove per la determinazione delle curve di variazione dello smorzamento (D) e della rigidezza (G/G0) in funzione della deformazione. Pertanto sono state utilizzate curve derivanti da dati bibliografici riferite a terreni il più possibile simili a quelli analizzati.

Per i terreni superficiali, prevalentemente di frana, si è fatto riferimento ai dati pubblicati da Madiari, relativamente alla frana di Spinello.

Per il substrato alterato sono state utilizzate le curve di EPRI per i terreni rocciosi, variabili in funzione del carico litostatico e già implementate nel codice di calcolo utilizzato.

I grafici di G/G0 e D, per tutti i tipi di terreno utilizzati, diagrammati in funzione del livello di sforzo, sono riportati in Figura. 9.4 e 9.5.

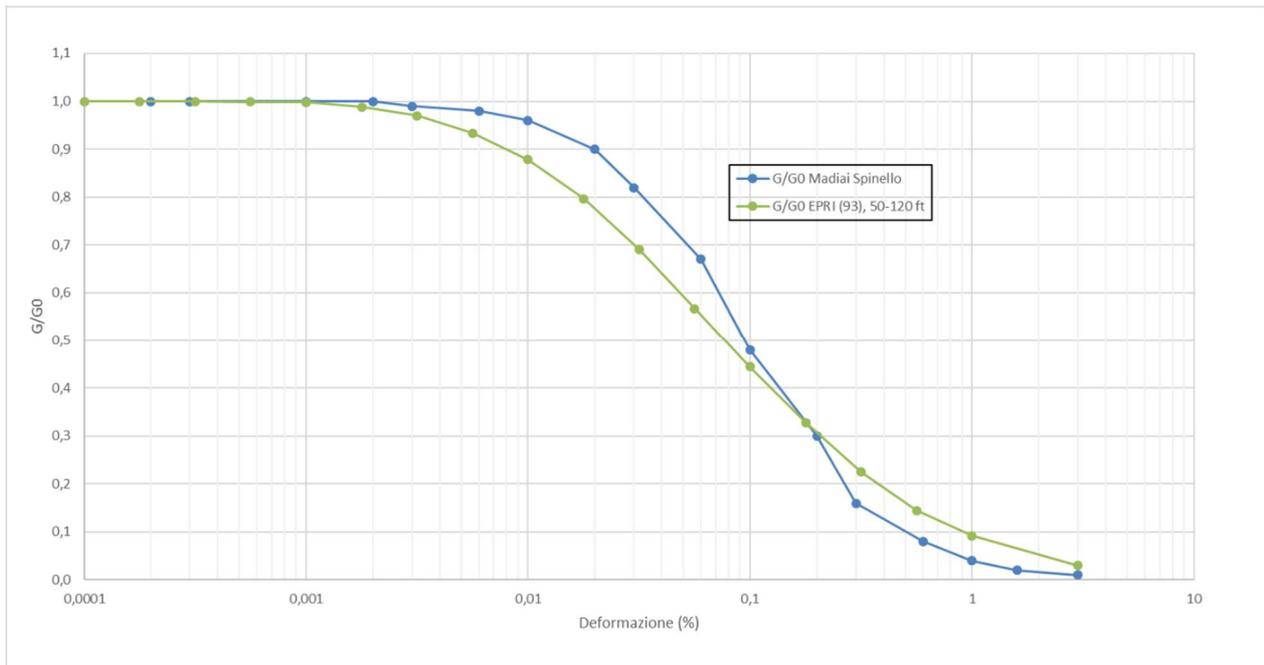


Fig. 9.4 – Curve di degradazione del modulo di taglio

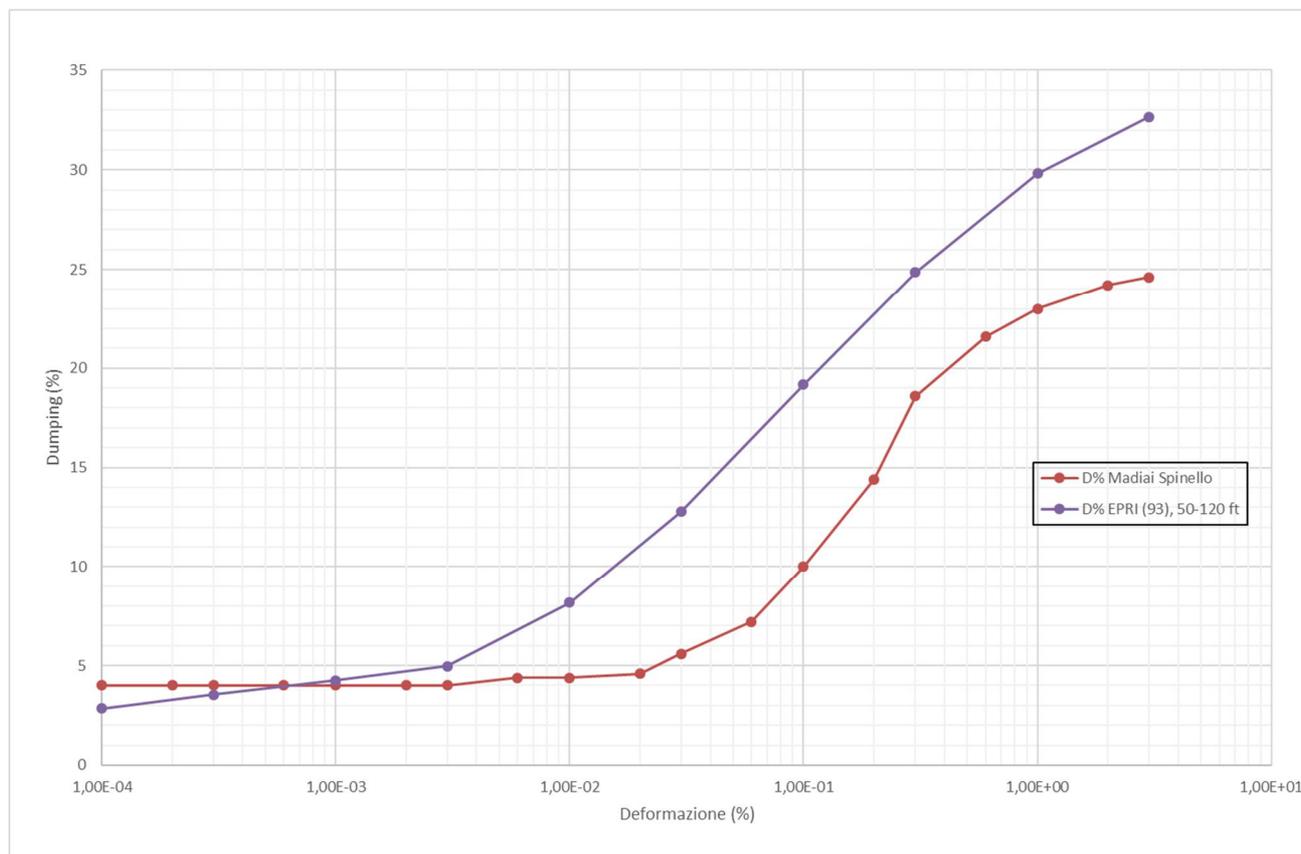


Fig. 9.5 – Curve di smorzamento

9.2.4 Codice di calcolo per la valutazione della RSL

La risposta sismica locale è stata valutata utilizzando il codice di calcolo Strata sviluppato da A. Kottke e E. Ratheje. In letteratura sono presenti validazioni indipendenti di questo codice (Graizer, 2001), con esito soddisfacente.

Strata calcola la risposta dinamica monodimensionale (1D) di una colonna di terreno utilizzando un modello di propagazione lineare delle onde, con proprietà dinamiche del terreno (proprietà elastiche e smorzamento) variabili in funzione del livello deformativo.

Il programma adotta le seguenti convenzioni:

- La risposta del deposito è causata da onde di taglio polarizzate orizzontalmente che si propagano verticalmente nel bedrock verso la superficie lungo una colonna verticale monodimensionale di terreno;
- Le superfici di stratificazione sono orizzontali;
- Le superfici del bedrock e delle stratificazioni si estendono lateralmente all'infinito;
- La stratificazione è lateralmente omogenea;
- La superficie topografica è priva di irregolarità.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

La valutazione della RSL è stata effettuata utilizzando il modello “lineare equivalente” (EQL), che considera la variazione dei parametri di rigidezza e smorzamento dei terreni in funzione della deformazione indotta dal sisma.

9.2.5 Risultati della modellazione numerica

I risultati della analisi condotte con il codice STRATA, elaborati nel dominio del tempo e delle frequenze, hanno consentito di definire, per ciascun sito indagato:

- La funzione di trasferimento del segnale sismico dal bedrock alla superficie (Figura 9.6);
- Lo spettro di risposta elastico in pseudoaccelerazione (PSA) in figura 9.7, da cui è stato derivato, mediante la formula $PSV(T_i) = T_i \cdot PSA(T_i) / 2\pi$, lo spettro di risposta elastico in pseudovelocità (PSV) di figura 9.8; gli spettri rappresentati sono ottenuti come mediana dei valori degli spettri di tutti i segnali sismici in output; in figura 9.7 sono riportati, per confronto, lo spettro di risposta di input e gli spettri di risposta ottenuti utilizzando il metodo semplificato delle categorie di sottosuolo presente nelle NTC.
- La curva di variazione dell’accelerazione con la profondità (Figura 9.9);
- Il fattore di amplificazione in termini di picco di accelerazione (FAPGA), definito come il rapporto tra l’accelerazione massima in superficie ed il valore di riferimento per il sito su suolo rigido;
- Il fattore di amplificazione di sito in termini di rapporto tra intensità dello spettro di risposta in pseudovelocità (FAIS) calcolato in superficie e quello calcolato su suolo rigido (cfr. Fig. 9.8). In sostanza viene calcolato il rapporto degli indici di Housner negli intervalli 0.1-0.5 s e 0.5-1.0 s, per i due spettri indicati (superficie e suolo rigido).

I rapporti risultano pertanto:

$$FA_{IS\ 0.1-0.5} = \frac{\int_{0.1}^{0.5} PSV_{superficie}(\tau) d\tau}{\int_{0.1}^{0.5} PSV_{suolo\ rigido}(\tau) d\tau}$$

$$FA_{IS\ 0.5-1.0} = \frac{\int_{0.5}^{1.0} PSV_{superficie}(\tau) d\tau}{\int_{0.5}^{1.0} PSV_{suolo\ rigido}(\tau) d\tau}$$

9.2.6 RSL per il sito di Castione Località la Riva

Per il sito in questione sono stati utilizzati i dati stratigrafici relativi ai diversi sondaggi che interessano il deposito di frana. Gli spessori degli strati e le velocità Vs sono state desunte dalla prova MASW M2 (in database denominata L12MASW12) e dalla Tomografia sismica SR1 (in database denominata L15SR15), mentre per la funzione di trasferimento si è fatto riferimento al confronto con la prova P2HVSR2.

I parametri del modello geofisico adottato sono i seguenti:

Litotipo	Peso di Volume (kN/m ³)	Modello degradazione modulo di taglio	Modello Smorzamento
Corpo di Frana	18.5	Frana Spinello	Frana Spinello
Substrato alterato	19.0	EPRI (93) 50-120 ft	EPRI (93) 50-120 ft

Profondità (m)	Spessore (m)	Litotipo	Vs (m/s)
0.00	0.70	Frana	70.00
0.70	1.50	Frana	242.00

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

2.20	7.40	Frana	224.00
9.60	11.40	Frana	337.00
21.00	12.60	Frana	414.00
33.60	88.00	Substrato alterato	695.00
121.60	Half-Space	Bedrock	1120.00

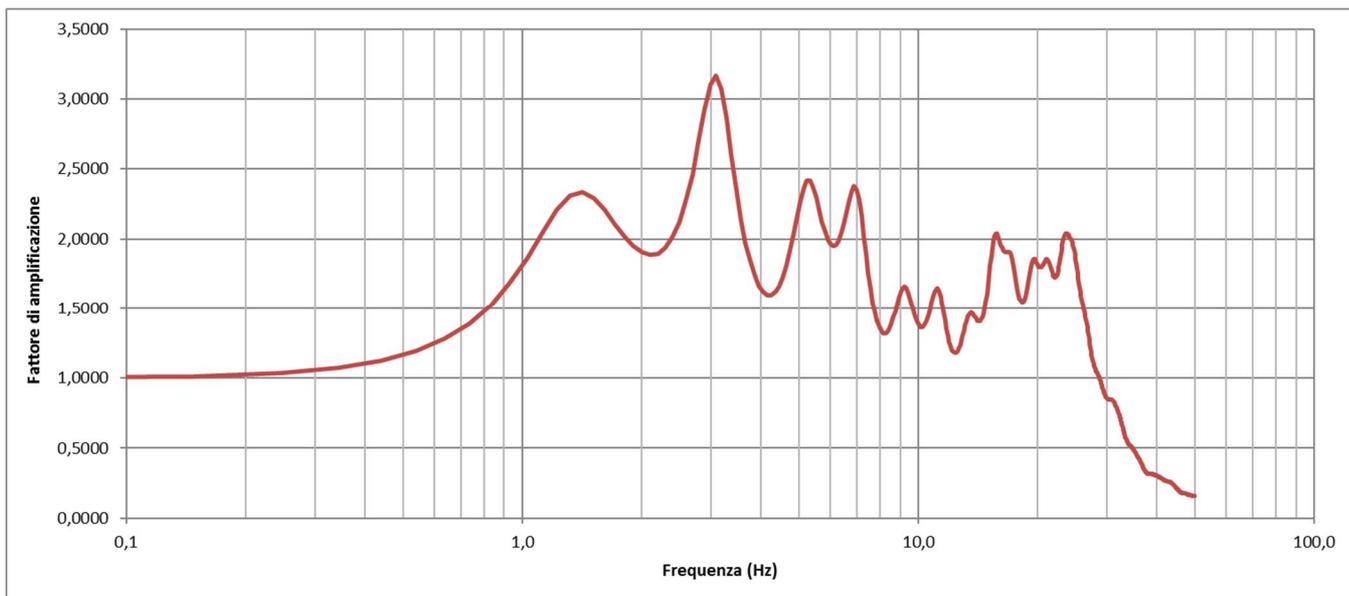


Fig. 9.6 – Funzione di trasferimento

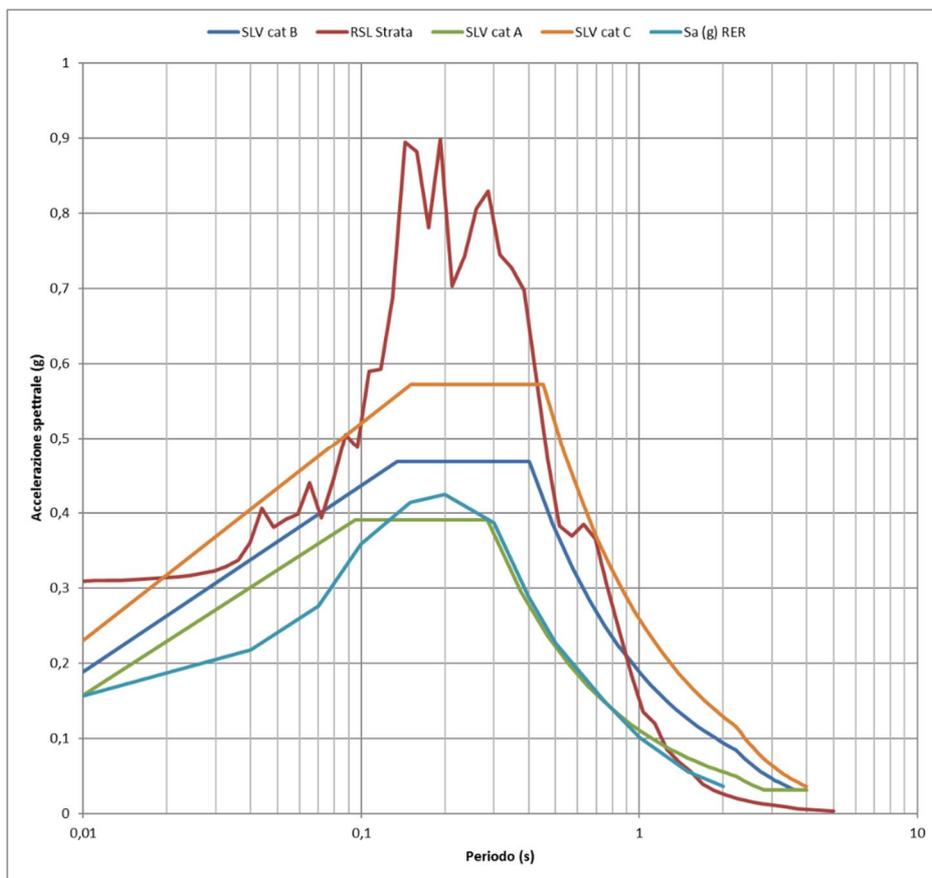


Fig. 9.7 – Spettri di risposta in accelerazione

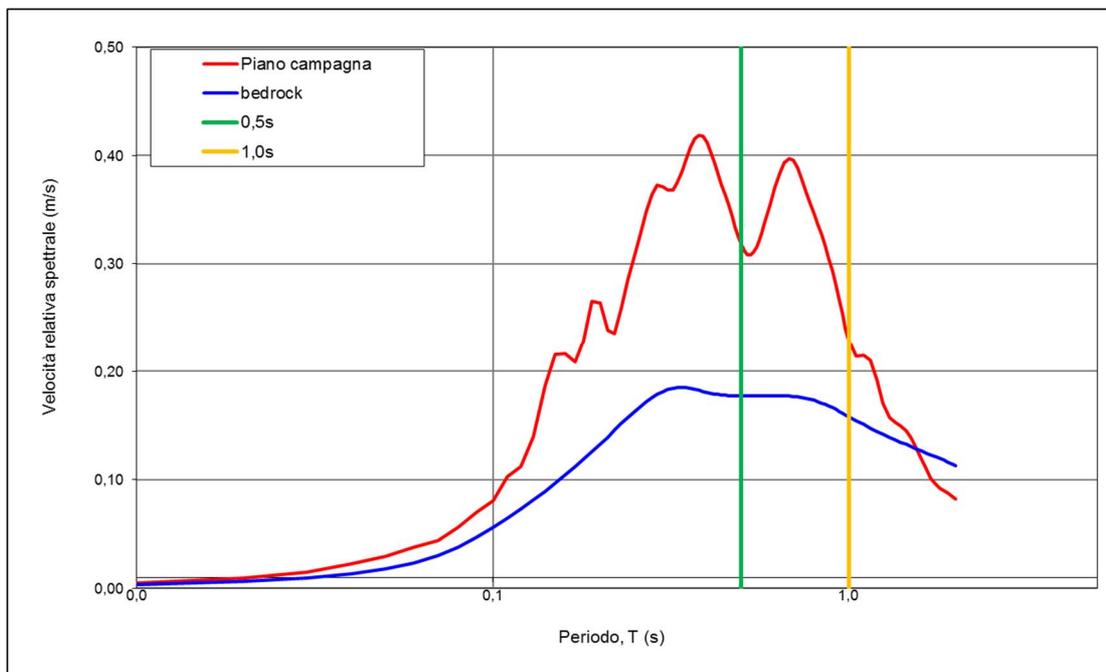


Fig. 9.8 – Spettri di risposta in pseudovelocità

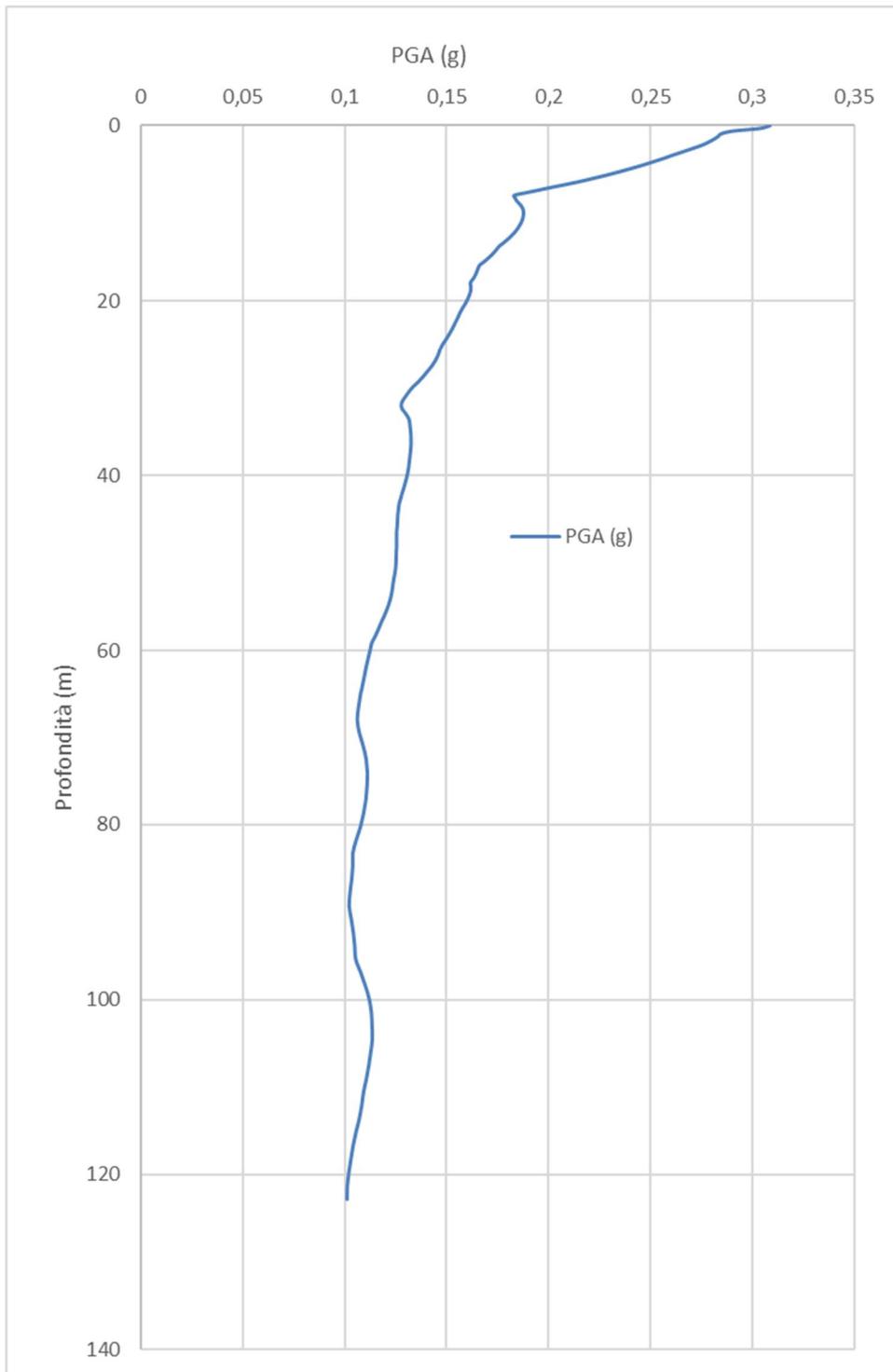


Fig. 9.9 – Andamento di PGA in profondità

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Per completezza viene proposta una tabella riepilogativa in cui i fattori di amplificazione calcolati con la risposta sismica locale sono messi a confronto con quelli ricavati con gli abachi di cui all'allegato 2 della DGR 2193/2015 o secondo le indicazioni delle N.T.C. 2008.

	RSL	DGR 2193/2015	NTC 2008
$F_{A_{PGA}}$	1,97	2,0*	1,47
$F_{A_{IS\ 0,1-0,5}}$	1,93	2,3*	
$F_{A_{IS\ 0,5-1,0}}$	2,02	2,2*	

*Tabella appennino, bedrock <<800 m/s, VsH 300 m/s, spessore 35 m

L'analisi di risposta sismica locale ha restituito anche i seguenti parametri utili nella definizione del moto sismico in superficie e per le successive elaborazioni sulla stabilità dei pendii.

a_{max} (g)	Beta	Kh	Kv	a_{max} (m/s ²)
0,31	0,24	0,074	0,037	3,03

9.3 Stabilità di versante

9.3.1 Metodo di verifica

La valutazione della stabilità del versante e dei fattori di sicurezza è stata condotta mediante il programma di calcolo ILA della PASI. In particolare, in questa sede si è fatto riferimento al metodo di Sarma, che prevede l'utilizzo di superfici di scivolamento di forma qualsiasi.

Il metodo di Sarma è un semplice, ma accurato metodo per l'analisi di stabilità dei pendii, che permette di determinare l'accelerazione sismica orizzontale richiesta affinché l'ammasso di terreno, delimitato dalla superficie di scivolamento e dal profilo topografico, raggiunga lo stato di equilibrio limite (accelerazione critica K_c) e, nello stesso tempo, consente di ricavare l'usuale fattore di sicurezza ottenuto come per gli altri metodi più comuni della geotecnica.

Si tratta di un metodo basato sul principio dell'equilibrio limite e delle strisce, pertanto viene considerato l'equilibrio di una potenziale massa di terreno in scivolamento suddivisa in n strisce verticali di spessore sufficientemente piccolo da ritenere ammissibile l'assunzione che lo sforzo normale N_i agisce nel punto medio della base della striscia.

Le equazioni da prendere in considerazione sono:

- L'equazione di equilibrio alla traslazione orizzontale del singolo concio;
- L'equazione di equilibrio alla traslazione verticale del singolo concio;
- L'equazione di equilibrio dei momenti.

Condizioni di equilibrio alla traslazione orizzontale e verticale:

$$N_i \cdot \cos\alpha_i + T_i \cdot \sin\alpha_i = W_i - \Delta X_i$$

$$T_i \cdot \cos\alpha_i - N_i \cdot \sin\alpha_i = K W_i - \Delta E_i$$

Viene, inoltre, assunto che in assenza di forze esterne sulla superficie libera dell'ammasso si ha:

$$\begin{aligned}\sum \Delta E_i &= 0 \\ \sum \Delta X_i &= 0\end{aligned}$$

dove E_i e X_i rappresentano, rispettivamente, le forze orizzontale e verticale sulla faccia i -esima del concio generico i . L'equazione di equilibrio dei momenti viene scritta scegliendo come punto di riferimento il baricentro dell'intero ammasso; sicché, dopo aver eseguito una serie di posizioni e trasformazioni trigonometriche ed algebriche, nel **metodo di Sarma** la soluzione del problema passa attraverso la risoluzione di due equazioni:

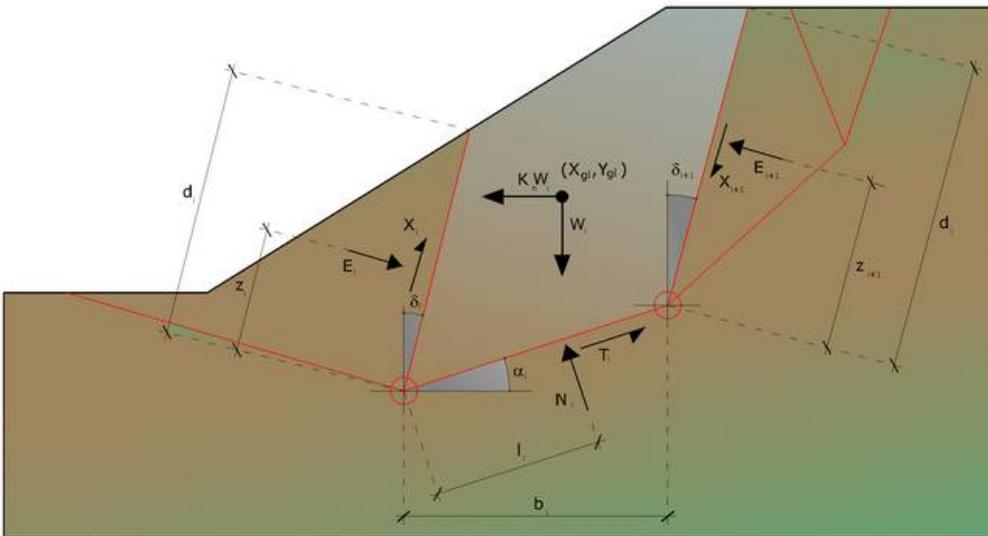


Fig. 9.10 – Azioni sull'iesimo concio, metodo di Sarma

$$\sum \Delta X_i \cdot \tan(\psi_i - \alpha_i) + \sum \Delta E_i = \sum \Delta_i - KW_i$$

$$\sum \Delta X_i \cdot [(y_{mi} - y_G) \cdot \tan(\psi_i - \alpha_i) + (x_{mi} - x_G)] = \sum W_i \cdot (x_{mi} - x_G) + \sum \Delta_i \cdot (y_{mi} - y_G)$$

Ma l'approccio risolutivo, in questo caso, è completamente capovolto: il problema infatti impone di trovare un valore di K (accelerazione sismica) corrispondente ad un determinato fattore di sicurezza; ed in particolare, trovare il valore dell'accelerazione K corrispondente al fattore di sicurezza $F = 1$, ossia l'accelerazione critica.

Si ha pertanto:

$K=K_c$ **Accelerazione critica** se $F=1$

$F=F_s$ **Fattore di sicurezza in condizioni statiche** se $K=0$

La seconda parte del problema del Metodo di Sarma è quella di trovare una distribuzione di forze interne X_i ed E_i tale da verificare l'equilibrio del concio e quello globale dell'intero ammasso, senza violazione del

criterio di rottura. E' stato trovato che una soluzione accettabile del problema si può ottenere assumendo la seguente distribuzione per le forze X_i :

$$\Sigma \Delta X_i = \lambda \cdot \Delta Q_i = \lambda \cdot (Q_{i+1} - Q_i)$$

dove Q_i è una funzione nota, in cui vengono presi in considerazione i parametri geotecnici medi sulla i -esima faccia del concio i , e λ rappresenta un'incognita. La soluzione completa del problema si ottiene pertanto, dopo alcune iterazioni, con i valori di K_c , λ e F , che permettono di ottenere anche la distribuzione delle forze di interstriscia.

La frana quiescente in Località La Riva è di tipo complesso, ovvero caratterizzata da una combinazione di scivolamenti e colamenti. Essa è impostata sui depositi caotici del melange Val tiepido Canossa, costituito da breccie a matrice argillosa. Nella parte alta il movimento è classificato come attivo. La nicchia di distacco è situata al contatto tra le breccie argillose e la Formazione delle marne di Antognola. In figura 9.11 è riportata la traccia della sezione utilizzata per l'analisi di stabilità.

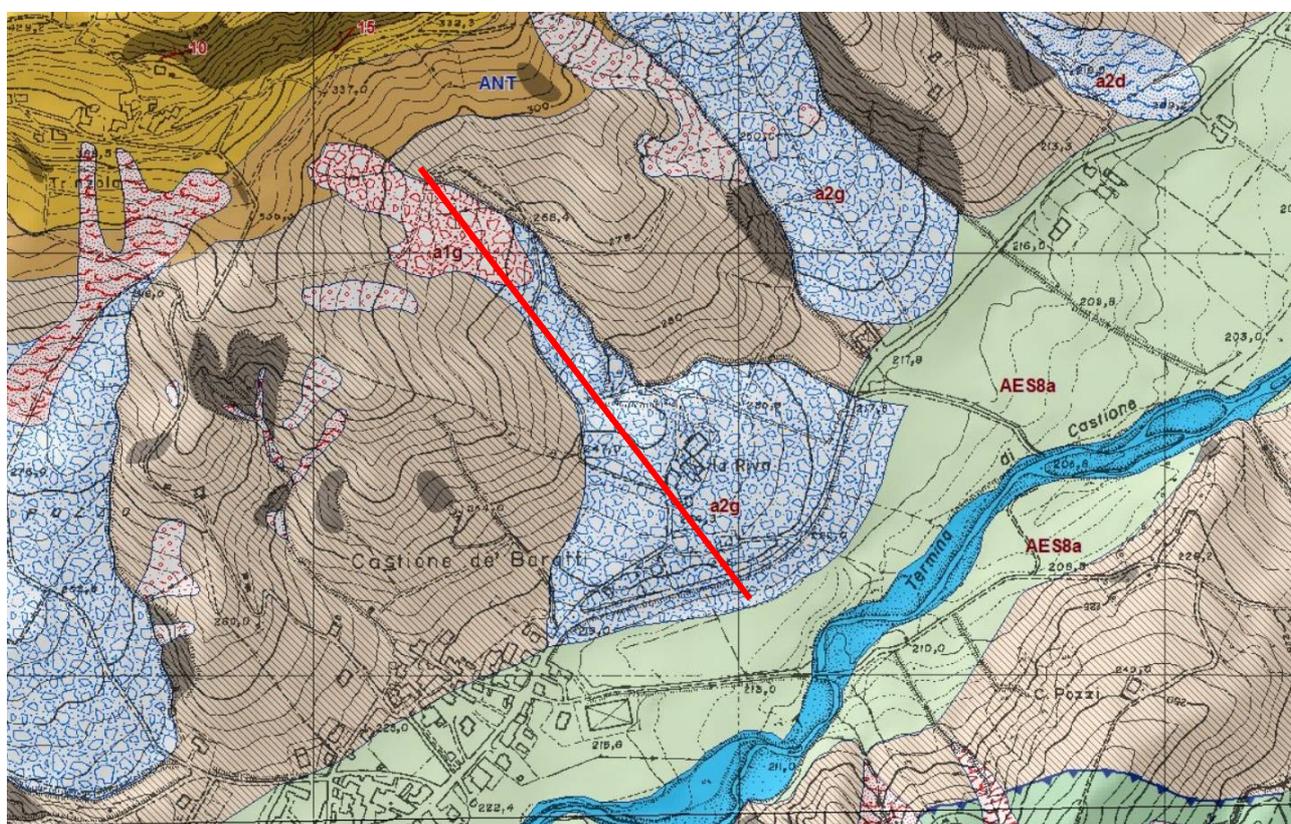


Fig. 9.11 – estratto della carta geologica alla scala 1:10000 con indicata la traccia della sezione

Le prove geofisiche MASW e tomografia a rifrazione hanno permesso di discriminare almeno 3 livelli a diversa rigidità come si nota in figura

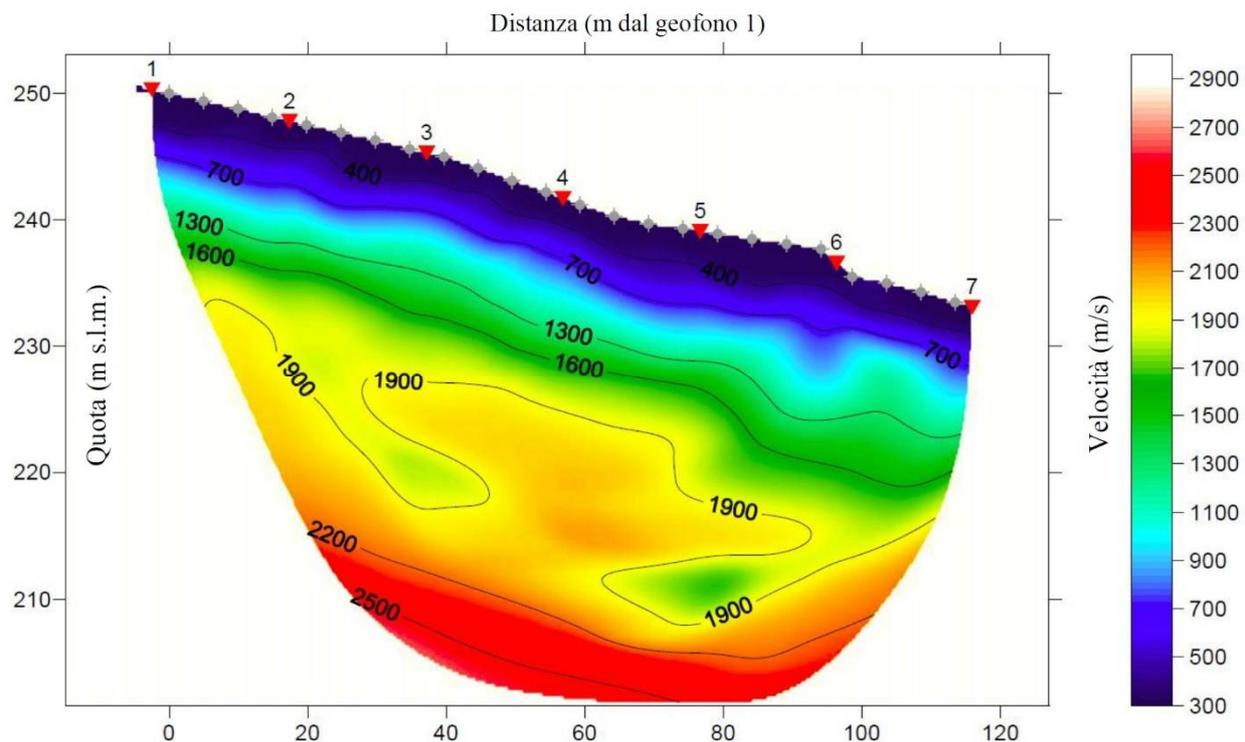


Fig. 9.5 – Sezione tomografica relativa allo stendimento sismico.

Sulla base delle velocità sismiche rilevate e in buon accordo con l'elaborazione Masw + HVSR è possibile individuare il seguente modello di sottosuolo:

- Unità superficiale a bassa velocità: velocità sismiche inferiori a 1300 m/sec e spessore medio di circa 10 metri. Dovrebbe trattarsi di depositi di natura gravitativa con caratteristiche geomeccaniche piuttosto scadenti;
- Unità superficiale a velocità medio-alta: velocità sismiche comprese tra 1300 e 2200 m/sec e spessore medio di circa 25 metri. Si tratta probabilmente di depositi di natura gravitativa con caratteristiche geomeccaniche migliori rispetto alla parte più superficiale (velocità fino a 1900 m/sec) e della porzione maggiormente alterata del substrato roccioso (velocità comprese tra 1900 e 2200 m/sec);
- Unità di fondo: velocità sismiche maggiori di 2200 m/sec. Dovrebbe trattarsi del substrato roccioso di natura argillitica.

Successivamente sono stati attribuiti ai 3 livelli individuati i parametri geotecnici necessari per l'analisi di stabilità del versante; Tali parametri sono stati attribuiti sulla base di indagini di laboratorio e prove in situ eseguite su litotipi analoghi in altre aree sede di dissesti. In particolare per l'angolo di resistenza al taglio della coltre franosa sono state considerate condizioni a volume costante, intermedie tra lo stato di picco e lo stato residuo, tipiche di argille a media plasticità. Per il substrato alterato sono state considerate condizioni prossime ai valori di picco; infine per le breccie argillose del substrato sono stati considerati valori di picco tipici di argille a media plasticità. Dopo aver verificato la coerenza di tali parametri con il profilo di V_s e di V_p misurato, sono state effettuate una serie di verifiche di stabilità. La superficie di distacco è stata imposta e considerata corrispondente al contatto tra l'unità a bassa velocità ($V_p < 1300$ m/s) e quella a media velocità ($V_p > 1300$ m/s); la superficie piezometrica è stata considerata coincidente con il piano campagna. Dal

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

momento che non sono disponibili dati puntuali relativi ai parametri geotecnici dei materiali in frana si è proceduto, come controllo, alla verifica mediante back analysis: definita la superficie di scorrimento della frana si è effettuata una verifica in condizioni non sismiche che ha fornito le coppie dei parametri geotecnici ϕ' e c' che determinano un coefficiente di sicurezza $Fs=1$. Il dissesto in esame è classificato come quiescente e il relativo coefficiente di sicurezza non è noto, ma deve risultare $Fs \geq 1$; si è quindi proceduto con successive verifiche aumentando progressivamente i parametri di resistenza al taglio ottenendo fattori di sicurezza crescenti.

Al termine della fase di analisi è stato possibile verificare la stabilità del versante, riassunta nella tabella successiva.

	ϕ'	c' (kpa)	γ (kN/m ³)	FS statico	K_h	Fs sisma
Deposito gravitativo	15	5	20	1,2	0,74	0,72
Substrato alterato	21	20	20			
Substrato (Brecce argillose)	25	25	21			

La verifica in condizioni statiche e dinamiche è riassunta nelle figure in allegato A

Per calcolare lo spostamento del pendio in caso di sisma è stato utilizzato il metodo semplificato derivato dalla teoria del blocco rigido di Newmark così come indicato nell'Allegato 3 della DGR n. del 2193 del 21 dicembre 2015 mediante le seguenti espressioni empiriche:

$$S = S_0 \frac{\cos(\phi - \alpha)}{\cos \phi}$$

in cui ϕ è l'angolo di resistenza al taglio sul piano di slittamento (nel caso in esame pari a 15°), α è l'angolo di inclinazione della superficie di scorrimento (nel caso in esame pari a 10°) e S_0 è lo spostamento del blocco rigido sul piano orizzontale valutabile con la relazione:

$$S_0 = \frac{37v_{\max}^2}{a_{\max}} e^{-9,4 \frac{a_c}{a_{\max}}}$$

con

- a_{\max} : accelerazione massima del moto alla base del pendio (in g)
- v_{\max} : velocità massima del moto alla base del pendio (m/s)
- $a_c = Kc * g$ "accelerazione critica"

Il coefficiente Kc è il valore che assume il coefficiente sismico K_h quando il fattore di sicurezza FS è uguale a 1. Tale valore può essere ricavato attraverso successive analisi pseudostatiche inverse in cui si riduce il coefficiente sismico fino a raggiungere la condizione $FS=1$.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Nel caso del pendio in esame il fattore di sicurezza unitario è stato raggiunto considerando un valore di K_h pari a 0,023 g, come esposto nella figura in Allegato A, a cui corrisponde un'accelerazione critica a_c pari a 0,23 m/s².

I valori di v_{max} possono essere valutati sulla base dei valori di a_{max} :

- per $a_{max} = 0.35g$ $v_{max} = 40$ cm/s
- per $a_{max} = 0.25g$ $v_{max} = 30$ cm/s
- per $a_{max} = 0.15g$ $v_{max} = 15$ cm/s

Nel caso in esame, considerando un valore di a_{max} pari a 0,31 g, è stato utilizzato un valore di v_{max} pari a 36 cm/s; Sulla base dei dati indicati e utilizzando la formula esposta precedentemente si ottiene un valore di spostamento S pari a 81 cm.

9.4 Carte di microzonazione sismica

Sulla base dei valori ottenuti dall'analisi della risposta sismica locale, dall'analisi di stabilità del pendio e degli spostamenti in caso di sisma sono state realizzate le Carte di microzonazione sismica per l'abitato di Castione baratti, alla scala 1:2.500, in cui sono raffigurate le amplificazioni stimate e le zone suscettibili di instabilità, per i settori di territorio in esame. La carta delle MOPS individuò a Castione tre zone:

- Zona 2008: successione stratigrafica costituita da un livello superficiale limo-argilloso dello spessore di 2-3 m che ricopre un orizzonte ghiaioso argilloso di origine alluvionale, a sua volta sovrastante un substrato coesivo sovraconsolidato non rigido di ambiente marino, il cui tetto si colloca profondità di circa 5-6 m;
- Zona 2010: Successione stratigrafica costituita da un substrato coesivo sovraconsolidato non rigido di ambiente marino con ridotta coltre eluvio colluviale;
- Zona di instabilità ZAFR: Località la Riva.

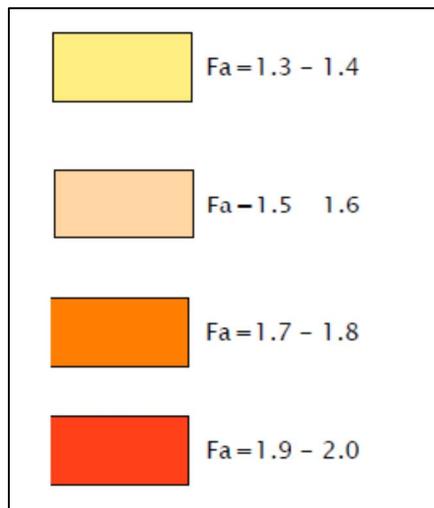
L'amplificazione è stata calcolata in termini di rapporto di accelerazione massima orizzontale (PGA/PGA_0) sia di rapporto di Intensità di Housner (SI/SI_0) per prefissati intervalli di periodi.

I valori attribuiti sono i seguenti

	Zona instabile ZAFR	Zona Stabile 2008	Zona stabile 2010
FA_{PGA}	1,97	2,0	1,8
$FA_{IS\ 0,1-0,5}$	1,93	1,7	1,7
$FA_{IS\ 0,5-1,0}$	2,02	1,4	1,5

I fattori di amplificazione sopraindicati sono stati rappresentati nelle Carte di microzonazione sismica, con la legenda riportata nella seguente figura

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------



Nelle tre carte sono state rappresentate anche le zone suscettibili di instabilità di versante indicando il parametro che quantifica tali fenomeni: ovvero, il massimo movimento (FRT, in centimetri). Questo è stato calcolato mediante il metodo semplificato di Newmark visto nel paragrafo precedente. Con riferimento agli Standard di rappresentazione la zona di instabilità in Località La Riva risulta caratterizzata da $15 < FRT \leq 100$ cm.

10. CONFRONTO DELLA DISTRIBUZIONE DEI DANNI DEGLI EVENTI PASSATI

Nell'area di studio (Località la Riva) è presente un piccolo nucleo di edifici storici che presumibilmente sono stati sottoposti a terremoti passati. Attualmente gli edifici non mostrano lesioni o segni di antichi dissesti; nel corso dell'ultimo ventennio sono stati sottoposti a miglioramento sismico.

Nel capitolo 2 è già stato espresso e sintetizzato come nel comune di Traversetolo l'intensità macrosismica possa raggiungere il grado VIII MCS.

La consultazione di DBMI15, la versione 2015 del Database Macrosismico Italiano (fig.9.6) riporta diversi eventi sismici negli ultimi 200 anni; In particolare l'evento del 23/12/2008, di magnitudo 5,36 ha avuto intensità macrosismica elevata nel Comune di Traversetolo; l'epicentro è stato localizzato nei comuni di Vetto, Canossa e Neviano degli Arduini, sull'Appennino tra Parma e Reggio Emilia. Il sisma, con intensità diversa, è stato avvertito in Lombardia, Emilia Romagna, Veneto, Piemonte, Friuli Venezia Giulia, Toscana, Trentino Alto Adige e Liguria. A Como e Lecco molte persone sono uscite dalle loro abitazioni. Nel comune di Traversetolo due chiese sono state dichiarate inagibili nelle frazioni di Mamiano e Bannone.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

Intensity	Year Mo Da Ho Mi Se	Epicentral area	NMDP	Io	Mw
7	1832 03 13 03 30	Reggiano	97	7-8	5,51
5	1886 10 15 02 20	Collecchio	44	6	4,7
6	1898 03 04 21 05	Parmense	313	7-8	5,37
NF	1904 11 17 05 02	Pistoiese	204	7	5,1
4-5	1909 01 13 00 45	Emilia Romagna orientale	867	6-7	5,36
2	1936 10 18 03 10	Alpago Cansiglio	269	9	6,06
3	1937 09 17 12 19 05.00	Parmense	34	7	4,77
5	1961 08 13 22 34 18.00	Parmense	22	5-6	4,37
5	1961 08 14 01 03 02.00	Parmense	14	5-6	4,47
4	1967 04 03 16 36 18.00	Reggiano	45	5	4,44
3	1969 06 24 13 25 18.00	Parmense	15	5	4,21
6-7	1983 11 09 16 29 52.00	Parmense	850	6-7	5,04
NF	1986 12 06 17 07 19.77	Ferrarese	604	6	4,43
4-5	1988 03 15 12 03 16.17	Reggiano	160	6	4,57
NF	1989 10 03 09 41 32.85	Appennino parmense	91	4	4,04
3-4	1995 10 10 06 54 21.72	Lunigiana	341	7	4,82
NF	1995 12 31 21 29 47.60	Appennino reggiano	96	4-5	4,51
4-5	1996 10 15 09 55 59.95	Pianura emiliana	135	7	5,38
NF	1996 10 26 04 56 54.10	Pianura emiliana	63	5-6	3,94
NF	1996 12 16 09 09 53.08	Pianura emiliana	115	5-6	4,06
NF	1998 02 21 02 21 13.30	Pianura emiliana	104	5	3,93
NF	2000 06 18 07 42 07.68	Pianura emiliana	304	5-6	4,4
NF	2002 06 08 20 13 07.10	Frignano	115	4	4,23
NF	2002 06 18 22 23 38.10	Frignano	186	4	4,3
NF	2002 06 19 22 11 15.57	Frignano	52	3	4,03
NF	2002 11 13 10 48 03.19	Franciaorta	768	5	4,21
5-6	2008 12 23 15 24 21.77	Parmense	291	6-7	5,36

Fig. 9.6 – Storia sismica del Comune di Traversetolo.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

11. BIBLIOGRAFIA

ALBARELLO D., CASTELLARO S. (2011). TECNICHE SISMICHE PASSIVE: INDAGINI A STAZIONE SINGOLA, Ingegneria Sismica Anno XXVIII - n. 2 – 2011, Appendice I e II, pp 50-62

CETRARO FAUSTINO (2014): Modellazione del sottosuolo con la geofisica applicata alle onde di superficie; Epc Libri Editore

COMUNE DI TRAVERSETOLO: (2015), Studio di microzonazione sismica (secondo livello)

GRUPPO DI LAVORO MS, 2008. "INDIRIZZI E CRITERI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA". Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Dvd. http://www.protezionecivile.it/cms/view.php?dir_pk=395&cms_pk=15833

GIANCARLO DAL MORO (2012): Onde di superficie in geofisica applicata; Dario Flaccovio Editore

KOTTKE, ALBERT R., AND RATHJE, ELLEN M. (2008) Technical Manual for Strata. PEER Report 2008/10. University of California, Berkeley, California

MADIAI C., FACCIORUSSO J. VANNUCCHI G. MARTELLI L. (2012) – in Microzonazione sismica, uno strumento consolidato per la riduzione del rischio. L'esperienza della Regione Emilia Romagna. RER 2012.

MARCELLINI A., MARTELLI L, TENTO A., DAMINELLI R. - L'amplificazione Sismica Negli "Indirizzi Per Gli Studi Di Microzonazione Sismica In Emilia-Romagna per La Pianificazione Territoriale e Urbanistica" (2009)

MELETTI C. E VALENSISE G. (2004). zonazione sismogenetica zs9-app. 2 al rapporto conclusivo. In: "GRUPPO DI LAVORO MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCm 3274 del 20 marzo 2003 ". Rapporto per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.

NORI & DI MARCANTONIO (2014): Manuale di risposta sismica locale. epc editore

MOLIN D., STUCCHI M. E VALENSISE G. (1996). MASSIME INTENSITÀ MACROSISMICHE OSSERVATE NEI COMUNI ITALIANI. elaborato per il Dipartimento dalla Protezione Civile

SERVIZIO GEOLOGICO SISMICO E DEI SUOLI DELLA REGIONE EMILIA ROMAGNA – (2005): Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000 – Fogli 199 e 200.

CARTA SISMOTETTONICA DELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA – Scala 1:250.000 (2004) - Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli - CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Firenze

MICROZONAZIONE SISMICA, UNO STRUMENTO CONSOLIDATO PER LA RIDUZIONE DEL RISCHIO. L'esperienza della Regione Emilia-Romagna (2012) – Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli

NUOVA CARTA DEL DISSESTO DELLA PROVINCIA DI PARMA. SEZIONE 200130 "VARSI", alla scala 1:10.000. Servizio di Programmazione e Pianificazione Territoriale della Provincia di Parma

REGIONE EMILIA ROMAGNA. – ENI AGIP (1998): Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia Romagna.

Studio di Microzonazione sismica Terzo Livello di Approfondimento	Relazione illustrativa
---	------------------------

REGIONE EMILIA ROMAGNA. – UNIVERSITA DI SIENA (2013): ASSETTO TETTONICO E POTENZIALITÀ SISMOGENETICA DELL' APPENNINO TOSCO-EMILIANO E DELLA VAL PADANA.

F. ROCCA FORTE, C. CUCINOTTA (2015): Stima dei Parametri Geotecnici in Geofisica Applicata; Dario Flaccovio Editore.

12. ALLEGATI

Nel corso dello studio sono stati redatti i seguenti elaborati grafici:

Elaborato 1	Carta delle indagini	scala 1:2.500
Elaborato 2	Carta geologico tecnica	scala 1:2.500
Elaborato 3	Carta delle frequenze naturali dei terreni	scala 1:2.500
Elaborato 4	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	scala 1:2.500
Elaborato 5	Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs)	scala 1:2.500
Elaborato 6.a	Carta di microzonazione sismica - FA _{PGA}	scala 1:2.500
Elaborato 6.b	Carta di microzonazione sismica - FA _{IS 0,1-0,5 s}	scala 1:2.500
Elaborato 6.c	Carta di microzonazione sismica - FA _{IS 0,5-1,0 s}	scala 1:2.500
Elaborato 7	Prove MASW	
Elaborato 8	Tomografie sismiche in onde P e onde S	
Elaborato 9	Prove tomografiche	

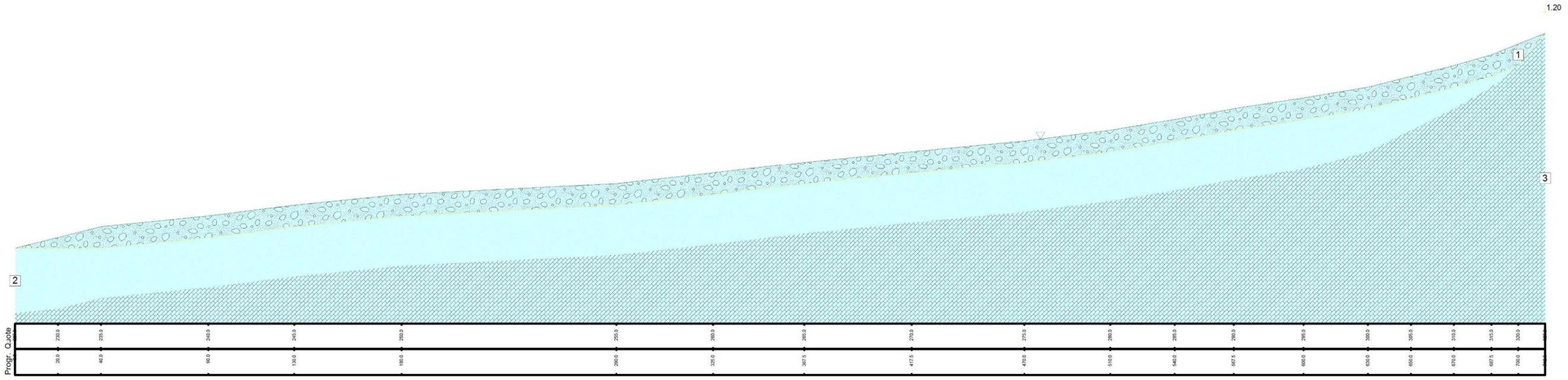
ALLEGATO A

Verifiche di stabilità

Verifica di stabilità
 Litotipo 1: Deposito gravitativo
 Litotipo 2: Substrato alterato
 Litotipo 3: Breccie argillose
 scala 1:1000

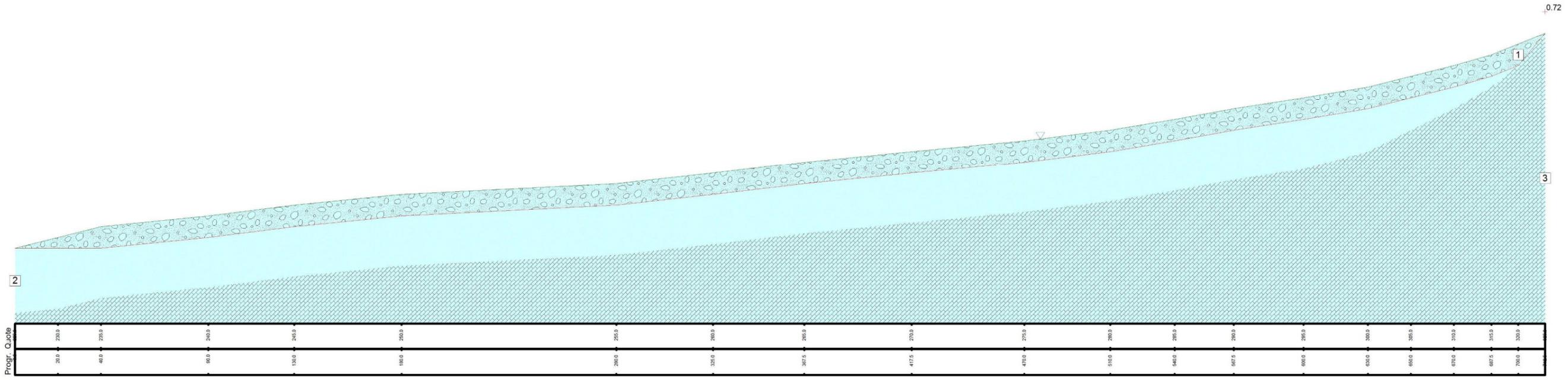
	Litotipo 1:	phi [°] = 15	c [kN/m²] = 5	gamma [kN/m³] = 20
	Litotipo 2:	phi [°] = 21	c [kN/m²] = 20	gamma [kN/m³] = 20
	Litotipo 3:	phi [°] = 25	c [kN/m²] = 25	gamma [kN/m³] = 21

Gamma acqua [kN/m³] = 10
 Metodo: Sama



Verifica di stabilità
 Litotipo 1: Deposito gravitativo
 Litotipo 2: Substrato alterato
 Litotipo 3: Breccie argillose
 scala 1:1000

	Litotipo 1:	phi [°] = 15	c [kN/m²] = 5	gamma [kN/m³] = 20
	Litotipo 2:	phi [°] = 21	c [kN/m²] = 20	gamma [kN/m³] = 20
	Litotipo 3:	phi [°] = 25	c [kN/m²] = 25	gamma [kN/m³] = 21
Gamma acqua [kN/m³] = 10		Comp. sismica orizz. = .074		Comp. sismica vert. = .037
Metodo: Sama				



Verifica di stabilità
 Litotipo 1: Seposito gravitativo
 Litotipo 2: Substrato alterato
 Litotipo 3: Breccie argillose
 scala 1:1000

	Litotipo 1:	phi [°] = 15	c [kN/m²] = 5	gamma [kN/m³] = 20
	Litotipo 2:	phi [°] = 21	c [kN/m²] = 20	gamma [kN/m³] = 20
	Litotipo 3:	phi [°] = 25	c [kN/m²] = 25	gamma [kN/m³] = 21
Gamma acqua [kN/m³] = 10		Comp. sismica orizz. = 0.023	Comp. sismica vert. = 0.115	
Metodo: Sama				

