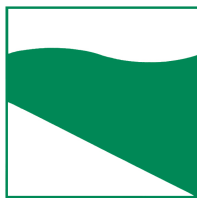




PROTEZIONE CIVILE
Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile



Regione Emilia Romagna



CONFERENZA DELLE REGIONI E
DELLE PROVINCE AUTONOME

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

MICROZONAZIONE SISMICA

Livello 2

Relazione illustrativa

Regione Emilia–Romagna

Comune di Castel d'Aiano



Regione	Soggetto realizzatore	Data
EMILIA–ROMAGNA	Dott. geol. Samuel Sangiorgi	Maggio 2019

INDICE GENERALE

1	INTRODUZIONE.....	3
1.1	Contenuti dello studio.....	3
1.2	Riferimenti normativi.....	4
1.3	Gli elaborati a corredo dello studio.....	5
2	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO.....	7
2.1	Riferimenti bibliografici.....	7
2.2	Sismicità storica.....	8
2.3	Sorgenti sismogeniche e mappa pericolosità sismica INGV.....	8
2.4	Ulteriori elementi di pericolosità sismica di riferimento per la pianificazione territoriale: gli indirizzi regionali per gli studi di microzonazione sismica (DAL 112/2007 e DGR 2193/2015)	9
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA.....	12
3.1	Inquadramento geologico regionale.....	12
3.2	Stratigrafia.....	14
3.2.1	Elementi introduttivi.....	14
3.2.2	Unità Liguridi (formazioni “pre flysch”).....	16
3.2.3	Unità Liguridi.....	17
3.3	Depositi continentali quaternari.....	21
4	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI.....	24
4.1	Dati pregressi.....	24
4.2	Le indagini eseguite per la microzonazione sismica.....	24
5	MODELLO DEL SOTTOSUOLO.....	27
5.1	Capoluogo sud ovest.....	27
5.2	Capoluogo nord ovest.....	28
5.3	Capoluogo zona centro sportivo – Casone e Piani.....	30
5.4	Sasso Molare.....	33
5.5	Villa d'Aiano e Ca del Costa.....	34
5.6	Serra di Sarzana.....	39
5.7	Rocca di Roffeno.....	40
5.8	Santa Lucia.....	43
5.9	Casigno.....	44

5.10 San Cristoforo di Labante.....	45
6 INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE.....	48
7 METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI.....	49
7.1 Cenni introduttivi.....	49
7.2 I fattori di amplificazione considerati per lo studio di MS.....	49
7.3 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: calcolo dei fattori di amplificazione.....	50
7.4 Zone di attenzione per instabilità: calcolo dei fattori di amplificazione.....	52
7.5 Effetti della topografia: calcolo dei fattori di amplificazione.....	53
8 ELABORATI CARTOGRAFICI.....	56
8.1 Carta delle Indagini (Tavola 1).....	56
8.2 Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica (Tavola 2).....	56
8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3).....	57
8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Tavola 4).....	57
8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 5).....	61
8.6 Carta di microzonazione sismica livello 2 (Tavole 6a/b, 7a/b, 8a/b, 9a).....	61
9 BIBLIOGRAFIA.....	62

1 INTRODUZIONE

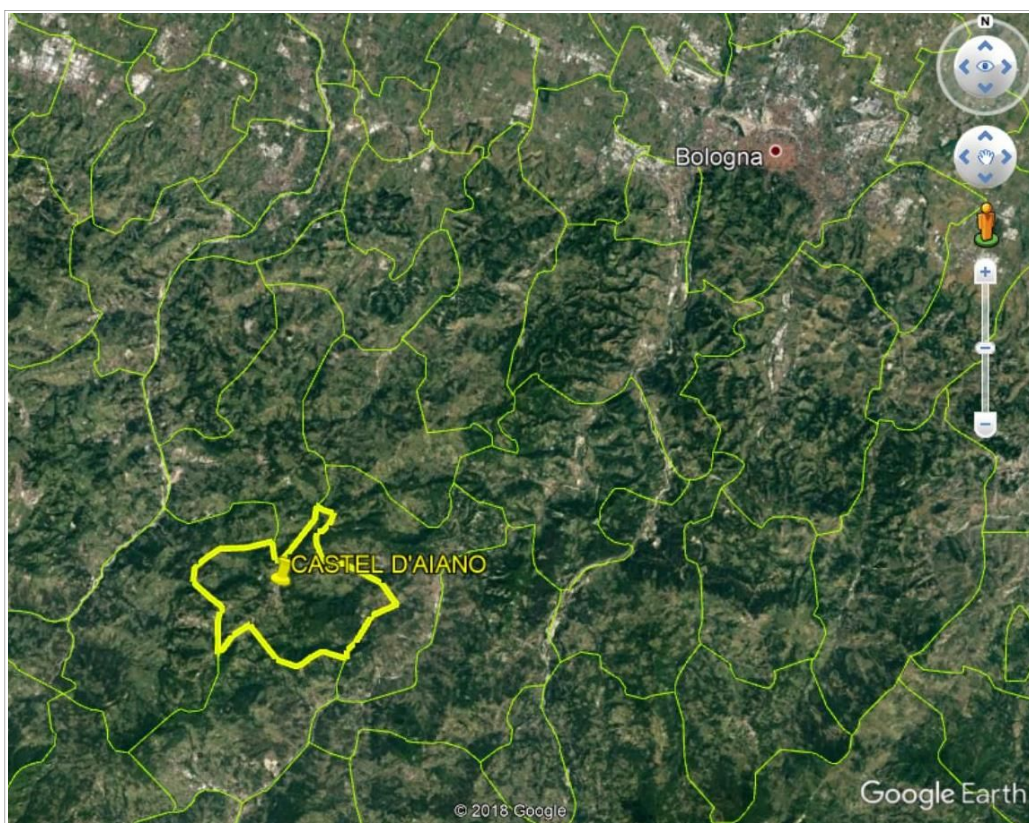
1.1 Contenuti dello studio

L'Amministrazione comunale di Castel d'Aiano è risultata destinataria di contributi stanziati dal Dipartimento della Protezione Civile nazionale per la realizzazione di studi di microzonazione sismica (livello 2) e di analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE), come previsto dalla Legge 77/2009 e ai sensi dell'Ordinanza del Capo Dipartimento della Protezione Civile n. 344/2016, recepita dalla Regione Emilia-Romagna con Deliberazione della Giunta Regionale n. 2188/2016. Tali studi sono stati affidati allo Studio scrivente.

Le nuove analisi hanno inoltre permesso l'adeguamento degli studi di microzonazione sismica comunali vigenti alla recente DGR n. 2193/2015.

Sono state dunque espletate le seguenti attività:

- raccolta dati geognostici e geofisici disponibili ed esecuzione di nuove indagini;
- adeguamento dello studio di microzonazione sismica (MS) di livello 2 per il territorio urbanizzato/urbanizzabile;
- elaborazione delle analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (CLE);
- archiviazione dei dati e adeguamento delle cartografie secondo gli standard di rappresentazione e archiviazione previsti per la MS e la CLE.



*Figura 1.1 -
Localizzazione
del territorio
amministrativo
del Comune di
Castel d'Aiano
(foto aerea:
"Google Earth")*

La figura 1.1 offre un inquadramento del limite comunale di Castel d'Aiano: si tratta di un territorio amministrativo situato in un contesto morfologico montano, di estensione areale totale pari a circa 45,3 Km² e con una popolazione di circa 1865 abitanti (dato ISTAT 01/01/2018).

La figura 1.2 localizza con maggior dettaglio le aree urbane/urbanizzate (il Capoluogo e le frazioni) interessate dallo studio di microzonazione sismica.

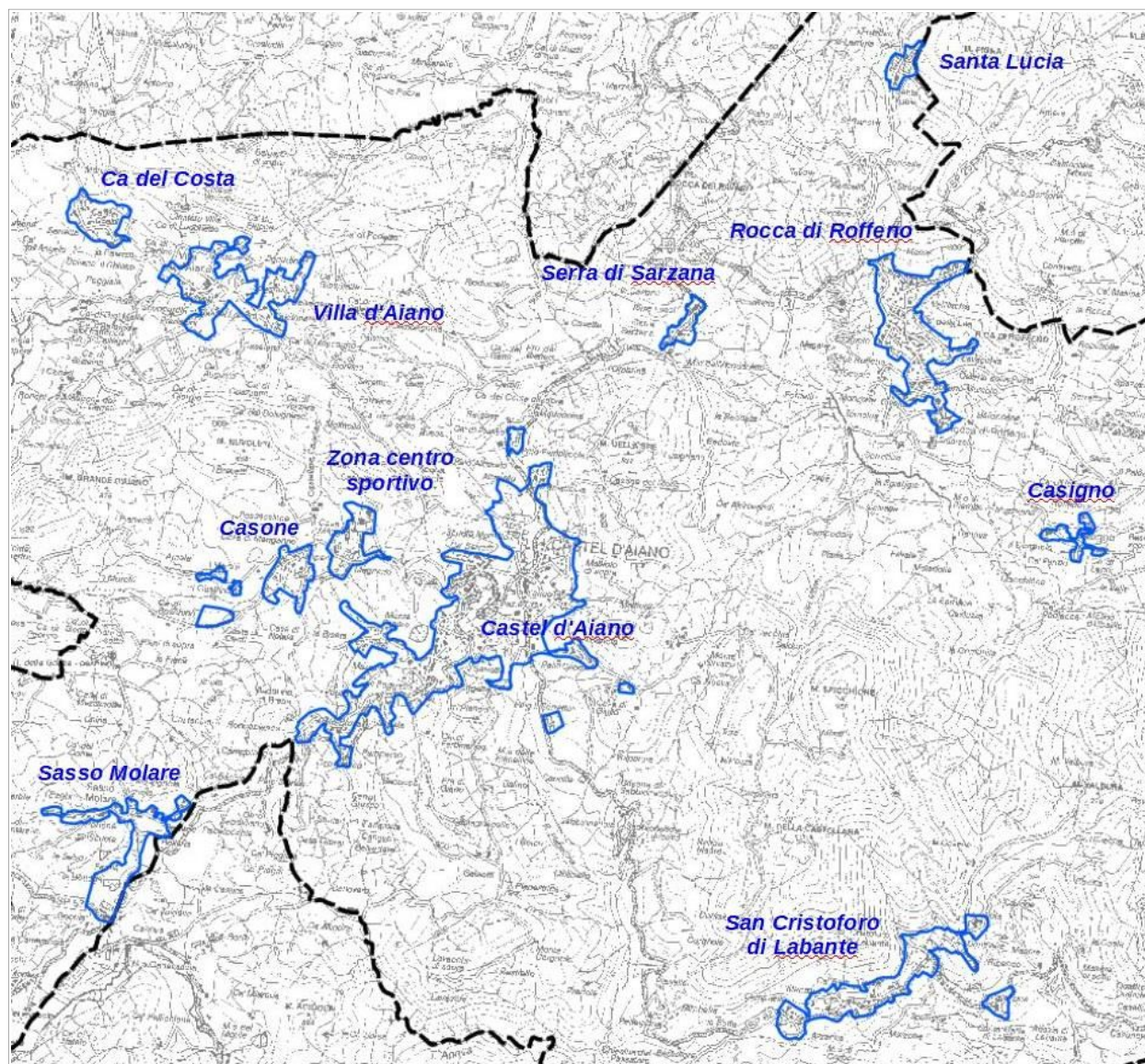


Figura 1.2 – Localizzazione delle aree urbanizzate oggetto di microzonazione (su base topografica della Regione Emilia-Romagna – CTR 1:10.000)

1.2 Riferimenti normativi

Il presente lavoro è redatto sulla base delle indicazioni contenute nell'Allegato C della Delibera 2188/2016 della Giunta della Regione dell'Emilia-Romagna, dal titolo "Approvazione dei criteri, delle linee guida e delle indicazioni tecniche e procedurali per la presentazione dei progetti e l'attribuzione dei contributi per la realizzazione di interventi di riduzione del rischio sismico in edifici pubblici strategici e rilevanti, in edifici privati e per studi di microzonazione sismica".

Per quanto non specificato nel suddetto documento, i riferimenti tecnici per la realizzazione dello studio e per l'elaborazione e la redazione delle tavole cartografiche sono rappresentati dai seguenti testi:

- ✓ “Microzonazione sismica – Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.0b”, redatto dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, ottobre 2015), da qui in avanti “Standard MS 4.0b”;
- ✓ “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica”, approvato dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome e successive modifiche e integrazioni (Gruppo di lavoro MS, 2008; AA.VV., 2011), da qui in avanti “ICMS”.

Nella redazione dello studio ci si è inoltre riferiti alle seguenti normative:

- ✓ Deliberazione dell'Assemblea Legislativa n. 112/2007 Art. 16 c.1 “Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica”;
- ✓ Deliberazione della Giunta Regionale n. 2193/2015 “Art. 16 della LR n.20 del 24/3/2000. Approvazione aggiornamento dell'atto di coordinamento tecnico denominato “Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica”, di cui alla deliberazione dell'Assemblea Legislativa 2 maggio 2007, n.112;
- ✓ LR 30/10/2008 n.19 “Norme per la riduzione del Rischio Sismico”;
- ✓ LR 21/12/2017 n.24 “Disciplina regionale sulla tutela e l'uso del territorio”;
- ✓ DM del 14/01/2008 “Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni”;
- ✓ DM del 17/01/2018 “Aggiornamento delle Norme Tecniche per le Costruzioni”.

Si rammenta che la recente DGR 2193/2015 della Regione Emilia-Romagna ha apportato alcuni aggiornamenti agli indirizzi per gli studi di microzonazione sismica già definiti nella DAL 112/2007. Gli indirizzi regionali per gli studi di MS risultano in tal senso più congrui alle Norme Tecniche per le Costruzioni (DM 14/01/2008); gli aggiornamenti sono inoltre derivati dalle ulteriori esperienze (oltre otto anni) di applicazione della DAL 112/2007 e dalle ulteriori conoscenze scientifiche maturate a seguito degli ultimi importanti eventi sismici italiani (L'Aquila 2009 e Pianura emiliana 2012).

occorre

1.3 Gli elaborati a corredo dello studio

Gli elaborati dello studio di microzonazione sismica per il Comune di Castel d'Aiano i seguenti:

- la presente Relazione Descrittiva (riprodotta in formato *.pdf) che, oltre a caratterizzare e inquadrare le aree oggetto delle analisi nel contesto geologico, geomorfologico e sismotettonico regionale, descrive le metodologie seguite e illustra i risultati dello studio di microzonazione rappresentati nelle diverse cartografie;
- le otto tavole cartografiche (riprodotte in formato *.pdf) elencate in tabella 1.1 e illustrate in dettaglio nel capitolo 8;

- l'archivio informatizzato dei dati delle indagini (alfanumerici e cartografici in formato *.shp – shapefile);
- le sezioni geologiche di riferimento per il territorio studiato (riprodotte in formato *.pdf), contenute nell'Allegato 1;
- i rapporti delle indagini di nuova esecuzione (riprodotti in formato *.pdf), contenuti nell'Allegato 2;
- le sezioni topografiche pubblicate per la stima degli effetti topografici per il territorio studiato (riprodotte in formato *.pdf), contenute nell'Allegato 3;

Elaborato cartografico	Sigla Tavola	Scala
Carta delle indagini	Tavola 1	1:10.000
Carta geologico-tecnica	Tavola 2a/b	1:5.000
Carta delle frequenze naturali dei terreni	Tavola 3	1:10.000
Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS)	Tavola 4a/b	1:5.000
Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs)	Tavola 5	1:10.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 – FA_{PGA}	Tavola 6a/b	1:5.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 – $FH_{0,1-0,5}$	Tavola 7a/b	1:5.000
Carta di microzonazione sismica di livello 2 – $FH_{0,5-1,0}$	Tavola 8a/b	1:5.000

Tabella 1.1 – Elaborati cartografici predisposti per lo studio di microzonazione sismica del Comune di Castel d'Aiano

Tutti gli elaborati sono stati realizzati secondo le specifiche indicate nella DGR 2188/2016 della Regione Emilia-Romagna. Tali specifiche rimandano sostanzialmente alle linee guida emanate dal Dipartimento della Protezione Civile con gli Standard MS 4.0 (CTMS, 2015), che dettagliano ogni aspetto legato a tali studi, integrandoli con alcuni specifici elaborati aggiuntivi, come specificato al capitolo 8. Si segnala a questo proposito che l'obbligo di attenersi in modo rigoroso ai suddetti standard di rappresentazione, ha vincolato il presente lavoro sia a livello di articolazione delle tavole (numero e tipologia) e della relazione (titoli e ordine dei capitoli), che a livello di rappresentazione cartografica (tematismi rappresentati, legende e denominazioni, ma anche layout, colori e font dei caratteri) e di contenuti descrittivi.

Le cartografie elaborate hanno utilizzato come base topografica di riferimento i raster tipografici georeferenziati della Regione Emilia dalla Regione Emilia Romagna (DBT scala 1:5.000), aggiornati al 2013. Per questo lavoro, la base topografica raster è stata georeferenziata secondo il sistema di riferimento richiesto, ovvero nelle coordinate "WGS_1984_UTM_Zone_33N", per produrre tutti gli strati informativi in formato numerico in coerenza con quanto richiesto dagli Standard MS v.4.0b (CTMS, 2015).

2 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

2.1 Riferimenti bibliografici

La sismicità di un territorio è strettamente connessa al suo contesto tettonico-strutturale, dunque alla presenza di strutture geologicamente “attive”. Alla base di ogni stima della pericolosità sismica di un territorio vi è quindi l'indispensabile conoscenza della sua storia sismica (cioè di tutte le informazioni sui terremoti avvenuti nel passato) e della geologia strutturale locale, fattori strettamente connessi tra loro.

A supporto della redazione del presente capitolo, sono stati utilizzati i dati liberamente consultabili di database pubblici sviluppati da diversi enti e gruppi di ricerca:

- il *CPTI15 – Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani versione 2015* (Rovida et al., 2016; <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15>), che raccoglie i parametri dei terremoti avvenuti in Italia con intensità massima ≥ 5 o magnitudo ≥ 4.0 d'interesse nella finestra temporale 1000–2014
- il *DBMI15 – Database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani* utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI15 e provenienti da diverse fonti. È relativo ai terremoti con intensità massima ≥ 5 e d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000–2014 (Locati et al., 2016 <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/>) e la sua precedente versione DBMI04 (Stucchi et al., 2007);
- il *CFTI4Med – Catalogo dei Forti Terremoti in Italia e in area mediterranea* (Guidoboni et al., 2007; <http://storing.ingv.it/cfti4med/>), che riporta per numerose località i risentimenti di circa 300 tra i terremoti storici più forti avvenuti sul territorio italiano, e fornisce anche informazioni sul contesto storico, sociale e demografico in cui gli eventi si sono prodotti, sui parametri epicentrali, sugli effetti dei terremoti sull'ambiente fisico (fagliazione superficiale, frane sismoindotte, liquefazioni, maremoti, ecc.), sul danneggiamento dei centri storici e di beni monumentali;
- la *Mappa di Pericolosità Sismica Nazionale* (INGV, 2004; <http://esse1.mi.ingv.it/>) che definisce una “pericolosità di base” su un reticolo di punti di riferimento. Ad essi sono attribuiti, per nove differenti periodi di ritorno del sisma atteso, i valori di accelerazione orizzontale massima del suolo (a_g) e dei principali “parametri spettrali”, da utilizzare per il calcolo dell'azione sismica;
- la *Zonazione Sismogenetica ZS9* (Meletti e Valensise, 2004 (<http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>), che individua sul territorio italiano 42 macrozone-sorgente e ha rappresentato il riferimento per i calcoli di pericolosità sismica nel territorio nazionale di cui al punto precedente;
- il *Database delle Sorgenti Sismogenetiche Italiane DISS versione 3.2.0* (DISS Working Group, 2015 e Basili et al., 2008; <http://diss.rm.ingv.it>), che contiene sorgenti individuali e composite di terremoti, intese come una rappresentazione georeferenziata semplificata e in 3D di faglie (sorgenti individuali) o regioni contenenti faglie (sorgenti composite) in grado di generare terremoti di M 5.5 o superiore;
- il *Catalogo della Sismicità Italiana* (Castello et al., 2006; <http://csi.rm.ingv.it/>) che contiene tutti gli eventi registrati dalle stazioni della Rete Sismica Nazionale dal 1981 al 2002;
- il *Database ISIDe* (ISIDe Working Group 2010; <http://iside.rm.ingv.it>), che contiene tutti gli eventi registrati dalle stazioni della Rete Sismica Nazionale dal 2003 ad oggi.

2.2 Sismicità storica

Il DBMI15 (Locati et al., 2016), riporta per il Capoluogo 10 eventi sismici (figura 2.1) con modesti risentimenti per i manufatti esistenti (vi risultano associate massime intensità pari a 5). La scarsità di dati è chiaramente imputabile alla mancanza o al non reperimento di fonti storiche.

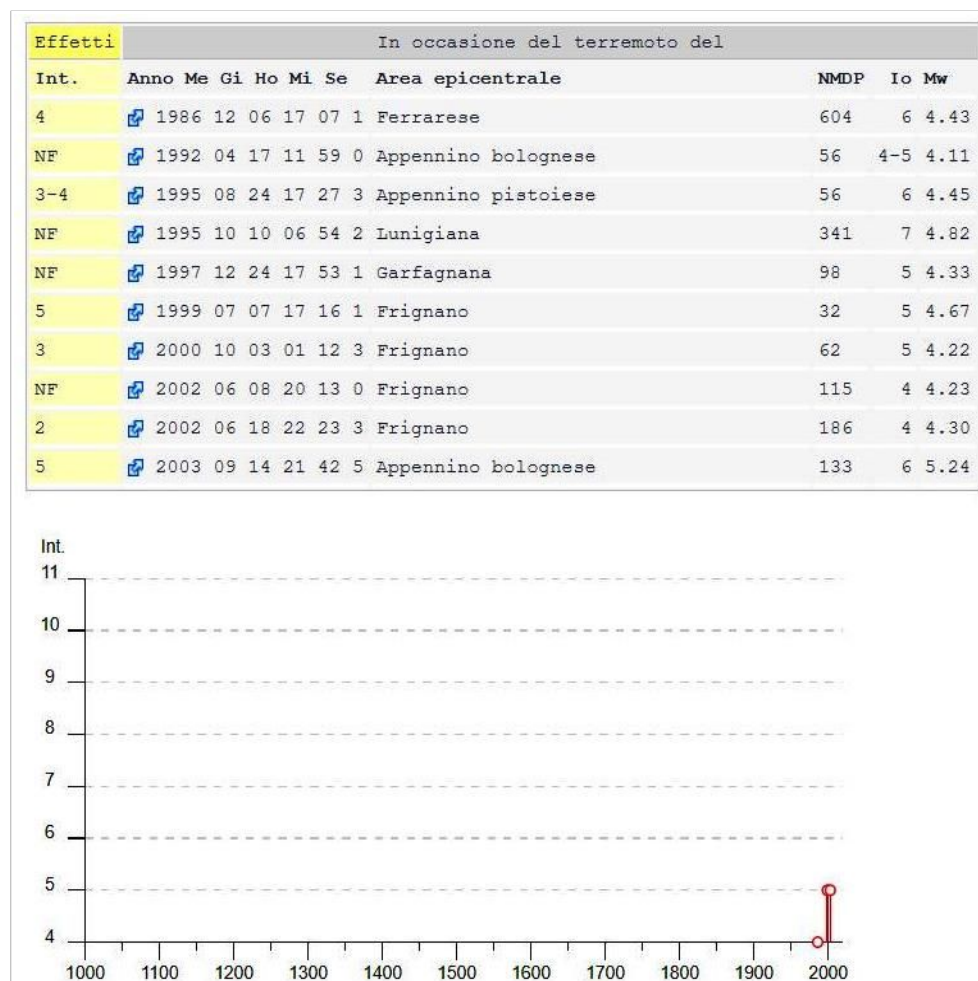


Figura 2.1- Terremoti significativi per il Comune di Castel d'Aiano e macrointensità stimata (fonte: INGV - Database Macrosismico Italiano 2015)

2.3 Sorgenti sismogeniche e mappa pericolosità sismica INGV

Secondo la Zonazione sismogenetica del Territorio Italiano – ZS9, prodotta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) nel 2004 (Meletti e Valensise, 2004), che rappresenta il riferimento per le valutazioni di pericolosità sismica nel territorio nazionale, l'area in esame ricade nella Zona 913 (Appennino Emiliano-romagnolo), caratterizzata da un valore di Mw_{max} pari a 6.14. La zona sismogenica 913 è una delle zone in cui è stato scomposto longitudinalmente l'arco appenninico settentrionale e centrale da Parma fino all'Abruzzo, con eventi sismici riconducibili a meccanismi cinematici prevalentemente compressivi fino al suo margine, oppure a situazioni trascorrenti nelle zone di svincolo della struttura appenninica. Tutta la fascia è caratterizzata da terremoti storici che raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo (fonte: INGV).

Il database DISS v. 3.2 (DISS Working Group, 2010) evidenzia come tutto il territorio di Castel

d'Aiano risulti incluso nell'ampia zona sismogenica composta definita con la sigla "ITCS027: Bore-Montefeltro-Fabriano-Laga" (figura 2.2), che comprende lunga fascia di territorio esteso fino all'Appennino Marchigiano. Questa zona è caratterizzata da sismicità legata a meccanismi tettonici di compressione nella catena appenninica con terremoti caratterizzati da profondità ipocentrali generalmente comprese tra 12 km e 22 km. La magnitudo massima stimata di questa zona è pari a $M_w = 6,2$ desunta dall'analisi dei terremoti storici più significativi associati a questa ampia zona, tuttavia con epicentri piuttosto lontani dall'area studiata (Fabriano, 1741, Cagli, 1781, Camerino, 1799, Sarnano, 1873). Nel territorio di Castel d'Aiano non risultano note sorgenti sismogeniche individuali e la più vicina (distante circa 31 km dal Capoluogo) risulta la "ITIS058 "Loiano", recentemente definita in seguito all'evento sismico del settembre 2003 ($M_w = 5,3$).

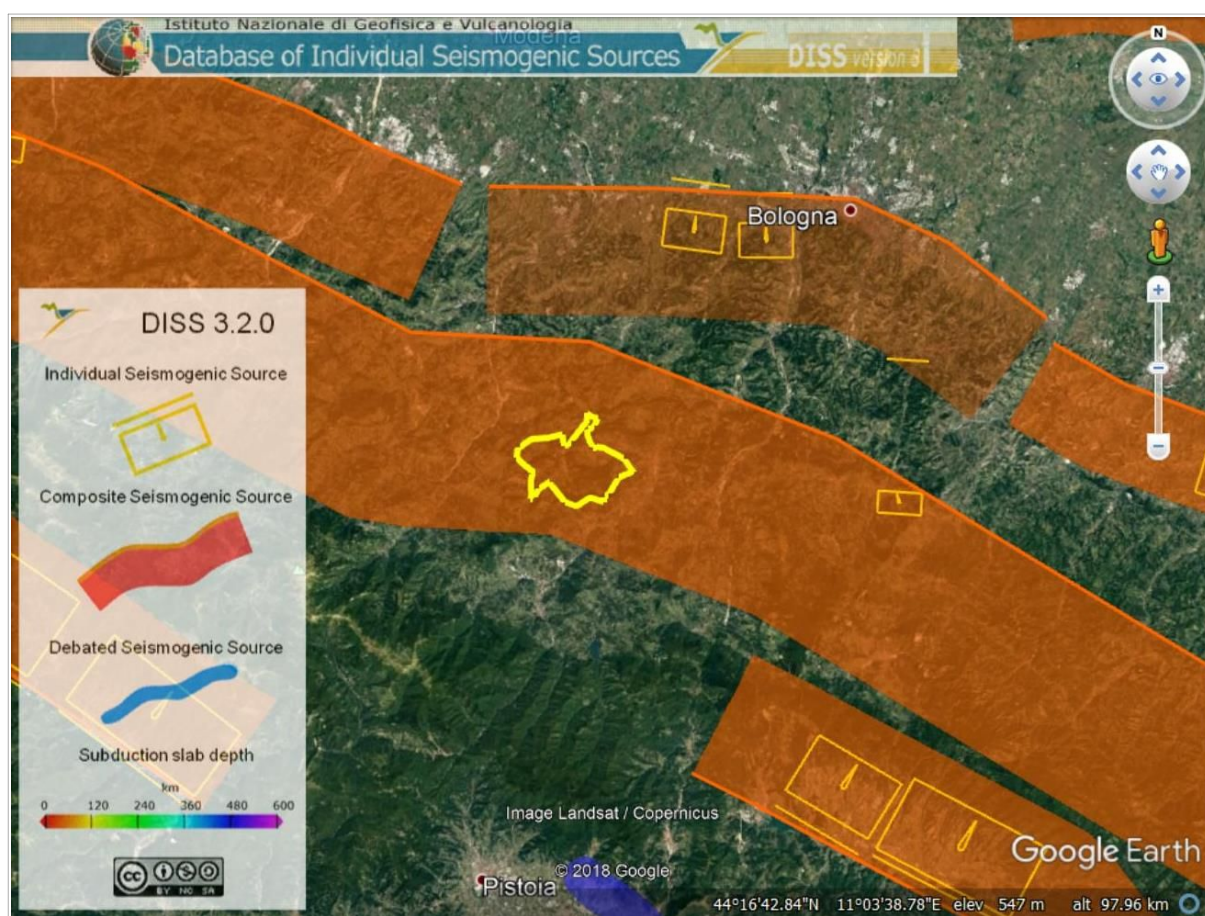


Figura 2.2 – Localizzazione delle sorgenti sismogenetiche contenute nel database DISS (v.3.2). Foto aerea: Google Earth

2.4 Ulteriori elementi di pericolosità sismica di riferimento per la pianificazione territoriale: gli indirizzi regionali per gli studi di microzonazione sismica (DAL 112/2007 e DGR 2193/2015)

La Regione Emilia-Romagna ha elaborato e approvato (con Delibera dell'Assemblea Legislativa n.112 del maggio 2007) gli <<Indirizzi per gli studi di Microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica>>, in coerenza con la LR n.20/2000

<<Disciplina generale sulla tutela e l'uso del territorio>>. Questi indirizzi regionali per la microzonazione sismica, sono stati elaborati sulla scorta degli esiti delle indagini sismiche che la Regione Emilia-Romagna ha effettuato nel territorio regionale negli ultimi 40 anni circa, assumendo come riferimento la “pericolosità di base” elaborata da INGV e recepita a livello nazionale con l'OPCM 3519/2006.

Con la recente approvazione della DGR 2193/2015, la Regione Emilia-Romagna ha introdotto aggiornamenti agli indirizzi riportati nella DAL 114/2007. Questa parziale revisione prende quale riferimento anche le vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni (DM 14/1/2008), le ulteriori esperienze scientifiche seguite ai recenti eventi sismici italiani (L'Aquila 2009; pianura emiliana del 2012) e, infine gli oltre otto anni di applicazione della DAL 112/2007. In sintesi, le principali novità contenute nella la DGR 2193/2015 consistono:

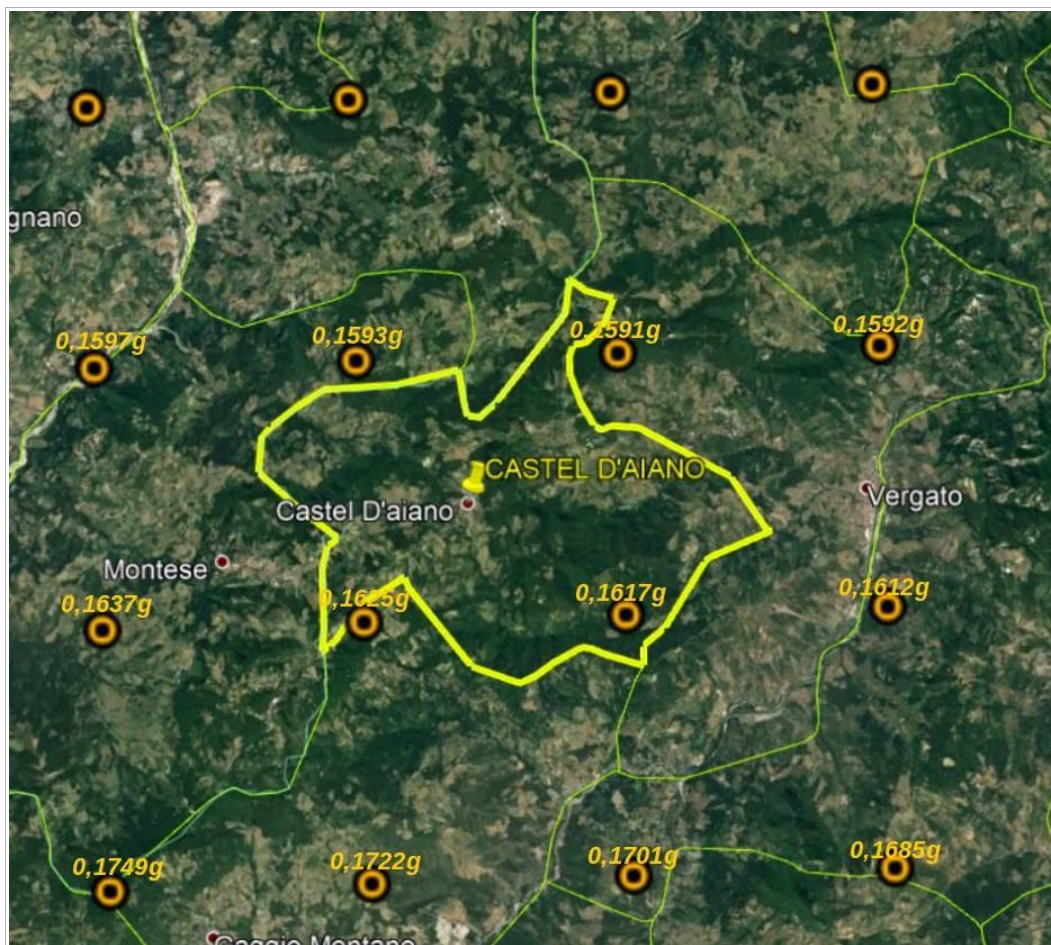
- ✓ nelle rimodulazioni degli abachi di microzonazione sismica da considerarsi per le analisi semplificate (“livello 2”);
- ✓ nella definizione di un ulteriore parametro di amplificazione riferito all'intensità spettrale di Housner (per l'intervallo di periodo T compreso tra 0,5 s e 1,5 s);
- ✓ nella definizione dell'input sismico (a_g al sito di riferimento) che ora è definito in base ai valori di pericolosità sismica elaborati dall'INGV per tutto il territorio nazionale sui punti di una griglia di passo pari a 0,05° (reticolo analogo a quello previsto per le NTC 2008);
- ✓ nell'obbligo di predisporre cartografie delle frequenze naturali dei terreni a scala territoriale e a supporto del “primo livello” di approfondimento;
- ✓ nello stralcio dell'obbligo degli approfondimenti di “livello 3” per la realizzazione di opere di rilevante interesse pubblico (in quanto tali verifiche sismiche saranno espletate ai sensi delle NTC vigenti, con input di pericolosità sismica di base che dovranno tenere conto delle condizioni di progettazione “non ordinaria”).

Gli indirizzi RER forniscono gli elementi essenziali per espletare gli studi di pericolosità sismica secondo i tre “livelli” di approfondimento, inoltre tabelle e formule propedeutiche alla valutazione semplificata dell'amplificazione locale (microzonazione sismica di “secondo livello”).

Per quanto riguarda la a_g al sito di riferimento ($a_{g,ref}$), la figura 2.3 riporta per il territorio comunale di Castel d'Aiano i punti della griglia INGV e i relativi valori di a_{refg} (mappa MPS04). Ai punti vengono attribuiti i parametri della pericolosità sismica di base e in particolare si attribuiscono il valore dell'accelerazione massima attesa su suolo rigido, con una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni. La griglia di punti è costruita per tutto il territorio nazionale (densità di 20 punti per grado, circa un punto ogni 5 km) e la mappa MPS04 è diventata ufficialmente la mappa di riferimento per il territorio nazionale a seguito dell'Ordinanza PCM 3519/2006 (G.U. n.105 dell'11 maggio 2006).

Si evince che per il territorio urbanizzato/urbanizzabile, i valori di a_{refg} (per terremoti con $T_R = 475$ anni) sono compresi tra circa 0,163g e 0,159g, pertanto con una variabilità relativamente modesta della pericolosità “di base”.

Figura 2.3 –
Reticolo INGV di
pericolosità
sismica. La
figura riporta i
punti della
griglia relativi al
territorio
comunale di
Villa d'Aiano



3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

3.1 Inquadramento geologico regionale¹

L'assetto geologico strutturale generale del territorio di Castel d'Aiano è attribuibile al contesto montano più ampio di “catena appenninica” settentrionale. Il settore di catena appenninica del territorio in esame è caratterizzato da un generale assetto strutturale a falde sovrapposte (Elter, 1960; Reuter & Groscurth, 1978), sviluppatosi principalmente nel Terziario in seguito alla collisione tra due blocchi continentali rappresentati dalla zolla Europea (o Sardo-Corsa), e della microplacca Adria o Apula o Adriatico-Padana. Il processo di collisione è stato preceduto dalla chiusura di un'area oceanica: il paleoceano ligure o ligure-piemontese, precedentemente interposto tra di esse (Abbate et alii, 1970).

La catena deriva pertanto dalla deformazione di differenti domini paleogeografici meso-cenozoici: il *Dominio ligure* (corrispondente in larga misura all'area oceanica), il *Dominio sub ligure*, sviluppato sulla crosta assottigliata africana adiacente alla zona oceanica, e il *Dominio toско-umbro* di pertinenza adriatico-padana.

Oltre a questi domini entra a far parte dell'Appennino settentrionale il *Dominio epiligure* (Ricci Lucchi & Ori, 1985; Bettelli et alii, 1989) formato da sedimenti depositi a partire dall'Eocene medio sulle unità Liguri già tettonizzate.

La chiusura dell'Oceano ligure e la collisione tra i due blocchi continentali portano alla formazione di un prisma di accrezione (Treves, 1984) costituito da rocce deformate per raschiatura ed appilamento a spese degli originari sedimenti depositi sui domini citati. Rocce che inizialmente occupavano aree paleogeografiche tra loro affiancate vengono a sovrapporsi, con i terreni del Dominio ligure accavallati su quelli del subligure e di ambedue sul Dominio toско-umbro-marchigiano costituito a sua volta da elementi strutturali sovrapposti.

Nell'appennino emiliano, le Liguridi affioranti sul versante padano, tradizionalmente definite “Liguridi esterne”, non presentano impronte di carattere metamorfico e non risultano aver conservato testimonianza dell'originario substrato oceanico sul quale esse si depositarono e dal quale si scollarono durante l'orogenesi appenninica. Rocce ofiolitiche, tuttavia, sono presenti anche nelle Successioni delle Liguridi esterne, ma sotto forma di masse isolate (anche di considerevoli dimensioni, incluse tettonicamente o per fenomeni di frana). Le Liguridi esterne offrono indirette testimonianze della vicinanza del margine continentale (microplacca Adria): in una successione appartenente a queste ultime, infatti, sono presenti arenarie e conglomerati risedimentati in ambiente profondo (es. Arenarie di Scabiazza, ecc.), con clasti che indicano provenienze da successioni giurassiche deposte sul paleomargine continentale apulo (Sames, 1967) se non, in qualche caso, masse o scaglie tettoniche costituite da parti delle medesime successioni.

¹ Sintesi estratta dalle “Note Illustrative” della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (fogli 236 e 237)

L'orogenesi dell'Appennino settentrionale, che ha scomposto i vari domini paleogeografici appilando e giustapponendo tra loro in modo complicato le successioni stratigrafiche tanto da rendere problematica la ricostruzione degli originari rapporti, è il risultato di movimenti tettonici complessi sviluppatisi in un arco di tempo che dal Cretaceo superiore giunge sino all'attuale. Le varie fasi di questa evoluzione sono solitamente raggruppate in cicli principali:

- 1) il primo ciclo in ordine di tempo comprende le “fasi liguri” (o mesoalpine) ed ha interessato i Domini liguri, interno ed esterno e, probabilmente, anche quello subligure. Esso si considera concluso con l'inizio della deposizione nell'Eocene medio dei terreni della Successione epiligure;
- 2) Il secondo ciclo, miocenico, comprende le “fasi toscane s.l.” (o neoalpine) durante le quali si ha la messa in posto sui Domini tosko-umbri delle Unità liguri e subliguri già tettonizzate e della sovrastante Successione epiligure.

La tettonica delle Liguridi esterne risulta caratterizzata da una prima fase con pieghe isoclinali compresse (Casnedi, 1982; Marini, 1982; Meccheri et alii, 1982; Marroni, 1991; Vescovi, 1991; Bettelli et alii, 1994; 1996), seguita da una seconda fase che ha prodotto un ulteriore raccorciamento ed ha ripiegato le strutture precedenti. Ambedue le fasi sono a vergenza europea, opposta a quella che caratterizza le fasi successive. Esse portano ad una profonda ristrutturazione del prisma di accrezione Ligure che, successivamente durante le fasi toscane, non subirà, tranne poche eccezioni, ulteriori sostanziali modifiche.

L'insieme delle fasi liguri porta ad un appilamento delle successioni deposte nei Domini Liguri in estese falde e alla chiusura dell'oceano ligure-piemontese. I movimenti avvengono in ambiente subacqueo e su questi terreni corrugati si impostano vari bacini minori entro cui si depositano le sequenze detritiche Epiliguri.

Le fasi toscane sono caratterizzate a partire dall'Oligocene superiore dalla collisione delle due zolle continentali l'Europea (o Sardo-Corsa) e l'Apula con una tettonica a *thrusts* e falde, prima con sottoscorrimento verso ovest delle Unità toscane al di sotto delle Unità tettoniche subliguri e liguri già impilate e successivamente di quelle umbro-marchigiane al di sotto delle precedenti. Vengono così ad individuarsi le principali unità tettoniche che ora costituiscono l'ossatura della catena appenninica settentrionale in cui la parte più profonda dell'edificio è occupata dal nucleo metamorfico apuano (Carmignani et alii, 1978) al quale si sovrappone la Falda toscana a sua volta sovrascorsa dalle Subliguridi e dalle Liguridi.

Nel settore emiliano, in corrispondenza dell'attuale crinale appenninico, sono presenti al di sopra della Falda toscana le Unità tettoniche Modino e Cervarola (Reutter, 1969; Dallan Nardi & Nardi, 1972; Abbate & Bruni, 1989; Chicchi & Plesi, 1992), costituite in prevalenza da depositi terrigeni di avanfossa di età miocenica inferiore e dalle unità che ne rappresentano o ne rappresentavano l'originario substrato (Unità tettonica Sestola-Vidicalico, Successione di base di M. Modino). Falda toscana e Unità Modino e Cervarola si accavallano poi verso l'esterno sulle Unità umbro-marchigiane deformate durante le fasi neogeniche.

La strutturazione dell'Appennino è strettamente connessa da un lato all'evoluzione

estensionale del Mediterraneo occidentale e dall'altro al contemporaneo sottoscorrimento del basamento padano-adriatico e delle coperture meso-cenozoiche al di sotto di quello ligure-toscano (Tomaselli et alii, 1992) e della catena neoformata. Tale strutturazione ha portato le Unità tettoniche Liguri e Subliguri con sovrapposte stratigraficamente le formazioni Epiliguri a costituire una estesa coltre alloctona che a partire da] Miocene inferiore si accavalla via via sugli altri domini (quelli Toscani e quelli Umbro-Marchigiani) sino al margine padano dell'Appennino (figura 3.1).

Il fronte della catena, sepolto dai sedimenti quaternari padano-adriatici e deformato da sistemi di pieghe e *thrusts* strutturati in una serie di archi (Pieri & Groppi, 1981; Castellarin et alii, 1986), si sviluppa nel Pliocene e nel Pleistocene.

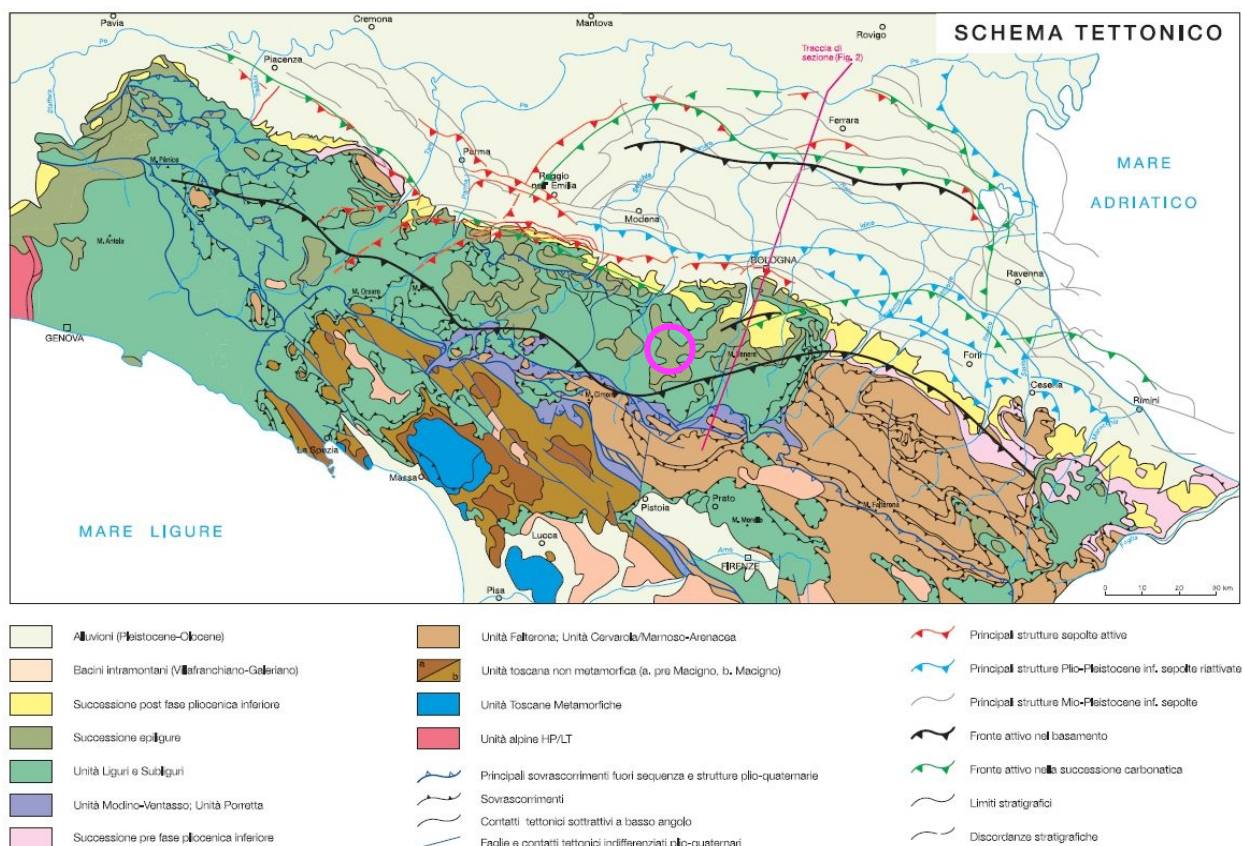


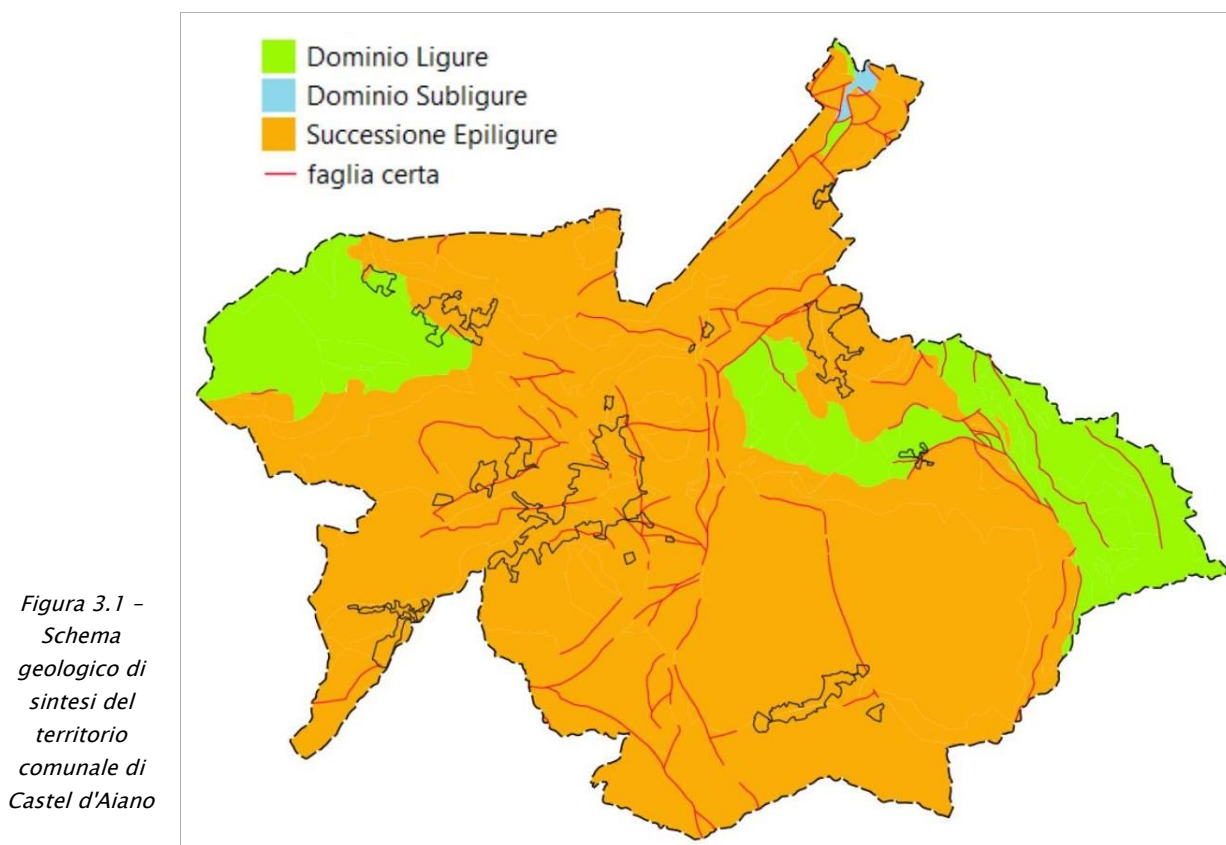
Figura 3.1 – Schema tettonico dell'area studiata (fonte: SGSS Regione Emilia-Romagna)". Il territorio studiato è localizzato nel cerchiato fuxia

3.2 Stratigrafia²

3.2.1 Elementi introduttivi

Il territorio comunale di Castel d'Aiano (figura 3.1) è costituito da bedrock affioranti appartenenti ai domini Subliguri (limitatamente a un modesto settore settentrionale), Ligure (nei settori occidentali e orientali) e alle coperture della Successione Epiliguri (prevalenti).

² Sintesi estratta dalle "Note Illustrative" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (fogli 236 e 237)



Come già scritto nel precedente paragrafo, le unità del Domino Ligure sono attribuiti alle cosiddette Liguridi "esterne" o "emiliane" (Elter & Marroni, 1992; Vescovi, 1993) costituivano il segmento a crosta oceanica più prossimo al paleomargine della placca Adria o Apula. Sono poi presenti, limitatamente ad una piccola zona settentrionale del Comune unità litostratigrafiche attribuite al Dominio subligure (Auctt.). A questi terreni si aggiungono i depositi continentali quaternari.

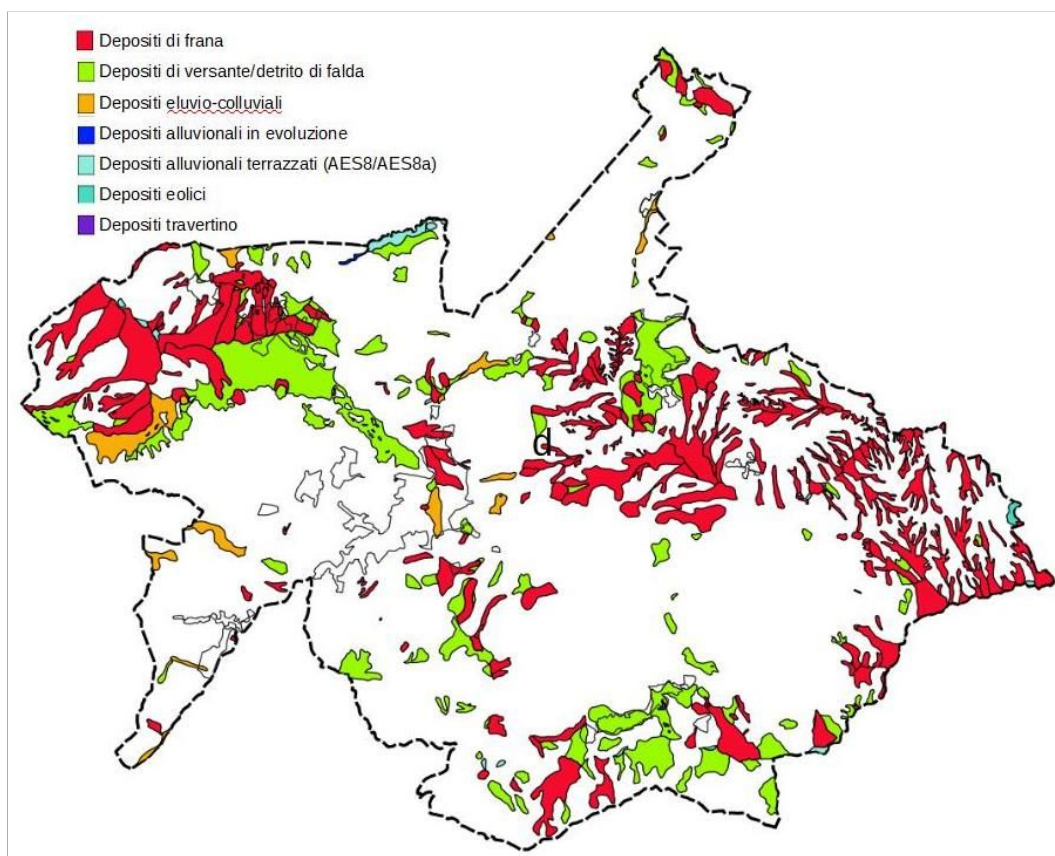
Le unità litostratigrafiche Liguri sono rappresentate da formazioni torbiditiche di età tardo cretacea e paleogenica per le quali è stato possibile ricostruire delle originarie successioni stratigrafiche e da formazioni, genericamente definibili come "pre-flysch" (Complessi di base Auctti), che si presentano per lo più deformate in modo pervasivo con la distruzione dell'originario ordine stratigrafico. Queste ultime costituiscono in gran parte ciò che nei Fogli della Carta Geologica d'Italia a scala 1: 100.000 era definito come "Complesso caotico" e "Complesso indifferenziato".

La Successione Epiligure (Eocene medio-Messiniano inf.), discordante sulle unità litostratigrafiche Liguri (e con la sua porzione miocenica, probabilmente anche su quelle subligruri), è schematicamente costituita da una parte inferiore rappresentata da depositi caotici di colata e da sedimenti torbiditico-emipelagici di mare profondo (formazioni "pre flysch") e da una parte superiore caratterizzata da sedimenti di piattaforma s.l. a dominante carbonatico-terrigena e da peliti e corpi arenacei risedimentati di scarpata-bacino; è dunque caratterizzata da notevoli differenze stratigrafiche all'interno del territorio studiato.

I depositi continentali di età quaternaria sono infine rappresentati da depositi alluvionali,

(terrazzati e non), depositi di versante s.l. e detrito di falda; depositi eluvio-colluviali, eolici e depositi di travertino (es. presso la frazione Labante).

Figura 3.2 -
Depositi
continentali
quaternari nel
territorio
comunale di
Castel d'Aiano



Nei successivi paragrafi verranno descritte con maggior dettaglio le singole unità litostratigrafiche affioranti (dai termini più antichi ai più recenti) e i depositi quaternari che interessano il territorio studiato di Castel d'Aiano.

3.2.2 Unità Liguridi (formazioni “pre flysch”)

APA – ARGILLE A PALOMBINI

Argilliti ed argilliti siltose grigio scure, più raramente verdi, rossastre o grigio-azzurrognole, fissili (nella pelite è spesso presente un clivaggio scaglioso a carattere pervasivo), alternate a calcilutiti silicizzate grigio chiare e grigio-verdi, biancastre in superficie alterata, talvolta con base arenitica da fine a grossolana, in strati da medi a spessi (molto spesso discontinui per motivi tettonici) e più rari calcari marnosi grigi e verdi in strati spessi. Rapporto Argilla/Calcere quasi sempre >1 . Frequenti intercalazioni di siltiti ed arenarie torbiditiche fini (talora mangesifere) a tetto pelitico in letti molto sottili e sottili di colore grigio scuro (o beige se alterate) e di calcareniti medio-grossolane in strati da medi a spessi. La formazione in genere è intensamente deformata con perdita dell'originario ordine stratigrafico alla scala dell'affioramento; gli strati calcilutitici sono spesso “boudinati”, a luoghi silicizzati, pervasivamente fratturati e caratterizzati da una fitta rete di vene di calcite, spalmature verdastre sulle superfici di strato e frattura concoide. All'interno della formazione sono talora

stati cartografati lembi di ofioliti (of) giurassiche, fino a decametrici.

Sedimentazione pelagica argillosa, intervallata da risedimentazione di fanghi carbonatici. Contatti ovunque tettonici o non affioranti. Potenza geometrica variabile da alcune decine ad alcune centinaia di metri. Età deposizionale: da: Cretaceo inf. A: Turoniano

AVT – ARGILLE VARIEGATE DI GRIZZANA MORANDI

Argilliti e argille rosso violacee, verdastre, grigio-scuri e grigio azzurrognole, con subordinate siltiti grigio-scuri o nere manganesifere, in strati sottili o molto sottili e calcilutiti grigio-verdi in strati sottili e medi. Formazione intensamente deformata con perdita dell'originario ordine stratigrafico alla scala dell'affioramento. Pelagiti e torbiditi distali di ambiente di piana abissale. Contatto inferiore non preservato. Potenza fino a 200 m circa. Età deposizionale: da: Cenomaniano A: Santoniano superiore

AVV – ARGILLE VARICOLORI DI CASSIO

Argilliti scuri, rossastre o rosate, verdi e nerastre, con stratificazione (quando preservata) da molto sottile a sottile, in cui si intercalano livelli sottili di torbiditi arenaceo-pelitici grigi, calcilutiti silicee grigiastre o verdognole gradate in strati da medi a spessi e calcilutiti marnose spesse grigio chiaro, litareniti grossolane in strati da medi a spessi e microconglomerati con elementi di basamento cristallino. Localmente distinti elementi ofiolitici (of). Localmente elevato grado di tettonizzazione che rende quasi irriconoscibile l'originaria stratificazione. Ambiente di sedimentazione pelagico e profondo, con apporti torbiditici. In contatto tettonico su APA. La potenza affiorante è variabile, può raggiungere circa 100 m. Età deposizionale: Da: Cenomaniano sup. A: Campaniano terminale

SCB – ARENARIE DI SCABIAZZA

Torbiditi arenaceo-pelitici con arenarie da molto sottili a medie, mal strutturate e poco cementate, talora gradate, con granulometria da fine a finissima, di colore grigio (beige o rossastro se alterate) e argille e argille marnose grigio scuro molto sporche; rapporto A/P < 1 o uguale a 1. Presenza saltuaria di calcilutiti marnose verdi o biancastre e marne calcaree grigio-chiare in strati da sottili a spessi e argilliti varicolorate.

Questi litotipi, alla scala dell'affioramento, talora mostrano "boudinage" e si presentano inglobati in peliti. Ambiente deposizionale di piana bacinale con frequenti apporti torbiditici. La formazione sembra avere rapporti di eteropia con AVV mentre i contatti con APA sono meccanici.

Potenza geometrica affiorante può raggiungere alcune centinaia di metri. Età deposizionale: Turoniano sup. – Campaniano inf.

3.2.3 Unità Liguridi

MOV – FORMAZIONE DI MONTE VENERE

Torbiditi arenaceo-marnosi con base fine grigio-chiaro, in strati da medi a molto spessi fino a banchi di oltre 15 m, al tetto intervalli sottili o medi di argille scure o nerastre. Intercalazioni

metriche di strati arenaceo-pelitici da sottili a spessi grigio brunastri, con rapporto $A/P > 1$, a luoghi prevalenti sugli strati calcareo-marnosi. Le areniti hanno composizione arcosica e possono avere cementazione scarsa, specie quelle a grana più grossolana.. Paleocorrenti con provenienza dai quadranti meridionali. Torbiditi di ambiente marino profondo. Contatto inferiore non preservato. Potenza di oltre 900 m. Età deposizionale: Campaniano sup. – Maastrichtiano sup.

MOH – FORMAZIONE DI MONGHIDORO

Torbiditi arenaceo-pelitiche in strati generalmente spessi, raramente molto spessi, con rapporto $A/P \geq 2/1$. Si intercalano intervalli metrici di strati sottili e medi con rapporto $A/P = 1/2$. Le arenarie sono gradate con base a granulometria da media a grossolana, talora microconglomeratica, localmente poco cementate, di colore grigio scuro ma generalmente marroni o giallastre per alterazione ed ossidazione dei minerali ferici; passano ad argilliti più o meno siltose di colore nerastro. Nella parte bassa della formazione sono presenti torbiditi a base arenacea e tetto calcareo-marnoso con abbondanti tracce di fucoidi. Localmente distinta una litofacies arenacea (MOHa), caratterizzata da strati da sottili a spessi con rapporto $A/P >> 1$, potente fino a 300 m. Torbiditi di piana bacinale. Limite inferiore graduale su MOV, dove non tettonizzato. La potenza geometrica massima è di qualche centinaio di metri. Età deposizionale: Maastrichtiano sup. – Paleocene

MCS – FLYSCH DI MONTE CASSIO

Torbiditi a base calcarenitica fine e media passante a marne calcaree grigio-biancastre, in strati da spessi a molto spessi, alternate a pacchi di torbiditi arenaceo-pelitiche da sottili a spesse, grigiastre. Torbiditi di piana abissale. Contatto inferiore tettonizzato su SCB e AVV. Potenza parziale di alcune centinaia di metri. Età deposizionale: Campaniano sup. – Maastrichtiano sup.

BAI – BRECCIE ARGILLOSE DI BAISO (BAI1 – Membro della Val Fossa)

Brecce poligeniche a matrice argillosa grigio scura e nerastra con clasti eterometrici (in genere di piccole dimensioni) di peliti, calcilutiti e arenarie; materiali provenienti prevalentemente da AVV, SCB e AVS. Sono presenti a luoghi lembi non cartografabili di litotipi riferibili ad AVV o AVS, inclusi metrici e decametrici di MMP, inclusi calcareo-marnosi di flysch a elmintoidi, inclusi marnosi varicolori (BAI1mp). Contatto inferiore discordante su AVV, SCB e AVS.

Potenza massima di 100 m circa. Età deposizionale: Luteziano sup. – Bartoniano

ANT – MARNE DI ANTOGNOLA

Marne argillose e marne siltose verdognole o grigie con patine mangesifere; fratturazione concoide o con tipiche superfici concentriche; frequenti i microfossili e talora i bioclasti. Stratificazione da molto sottile a media, talora difficilmente percepibile, sia per scarsa classazione granulometrica che per bioturbazione. Sono presenti rari livelli torbiditici di arenarie vulcanoclastiche, arcosiche e quarzoso-feldspatiche, da sottili a medi, e strati sottili e sottilissimi, discontinui, di cineriti biancastre, tipicamente alterate in giallo o giallo ocre. Il limite inferiore è netto, discordante, su MMP, sfumato su RAN; in eteropia con MVT. Ambiente

di sedimentazione di piattaforma esterna, scarpata e base scarpata con apporti torbiditici. La potenza totale della formazione raggiunge alcune centinaia di metri. Età deposizionale: Rupeliano terminale – Burdigaliano?

ANT4 – MEMBRO DI ANCONELLA

Prevalenti torbiditi arenaceo-pelitici; arenarie quarzoso-feldspatiche, generalmente poco cementate, gradate con grana da grossolana a fine, di colore grigio chiaro alterate in giallastro; marne argillose, argille siltose grigie, grigio verdi, grigio scuro o nerastre; A/P sempre > 1 , fino a $>>10$. Gli strati variano da sottili a spessi, raramente banchi; talvolta amalgamati. La geometria del membro è complessa, con spessore che può raggiungere i 600 m.

ANT4A – Lito facies Arenaceo-Pelitica

Torbiditi pelitico-arenacei in strati sottili o sottilissimi, oppure da medi a molto spessi tabulari e con $1 < A/P < 10$.

MVT – BRECCIE ARGILLOSE DELLA VAL TIEPIDO-CANOSSA

Brecce a matrice argillosa grigia o grigio-scura, talora varicolore, con clasti decimetrici o di dimensioni maggiori di prevalenti calcilutiti biancastre tipo "palombino", calcari marnosi, marne, argilliti, siltiti e arenarie, e inclusi da decametrici ad ettometrici di formazioni liguri o epiliguri. La matrice può essere prevalente. Alla scala del campione è evidente la tessitura clastica "matrix-supported". I blocchi di maggiori dimensioni, talora cartografabili, sono presenti per lo più alla base. Il limite inferiore è netto su MMP; questa unità presenta evidenti rapporti di eteropia con ANT e risulta anche sovrapposta ad unità epiliguri e liguri più antiche. Depositi di colata gravitativa (mud e debris flow). La potenza massima varia da qualche decina ad oltre 200 metri. Età deposizionale: Aquitaniano

CTG – FORMAZIONE DI CONTIGNACO

Marne carbonatiche e selciose, più o meno siltose, di colore grigio-verdognolo o grigio azzurro, con patine manganesifere nerastre e ocracee, o arenarie risedimentate fini grigie. Gli strati sono generalmente di spessore medio, spesso poco evidenti; sono presenti intervalli arenacei biancastri, gradati, da sottili a spessi, con base netta. Diffusa fratturazione scheggiata. Nella parte alta, localmente, aumenta la frequenza delle areniti e si può osservare una stratificazione tabulare. Ambiente di sedimentazione di scarpata e piattaforma esterna, con sporadici apporti torbiditici. Il limite inferiore è netto su ANT4 e sfumato per alternanza con ANT. La potenza varia da qualche decina di metri a circa 150 metri. Età deposizionale: Aquitaniano terminale – Burdigaliano

PAT – FORMAZIONE DI PANTANO

Areniti siltose fini e finissime, grigie (beige se alterate), alternate a peliti marnose e siltose grigio-chiare; stratificazione generalmente poco marcata o addirittura impercettibile a causa dell'intensa bioturbazione, quando visibile di spessore medio; sono presenti resti di Echinidi, Gasteropodi e Lamellibranchi. Alla base talora affiorano delle areniti glauconitiche. Talora la parte alta degli strati arenacei è gradata e con laminazione ondulata. Localmente si intercalano

strati arenacei risedimentati medi, mal strutturati, di colore nocciola. Verso l'alto affiorano livelli di marne siltose grigio-azzurre laminate.

Il limite inferiore è netto, discordante, su CTG; talora la base è elisa tettonicamente. Sedimentazione in ambiente da litorale a piattaforma esterna. La potenza è fino a circa 500 m. Età deposizionale: Burdigaliano sup.–Langhiano inf.

PAT2 – Membro di Montecuccolo

Biocalcareni ed areniti ibride giallastre da fini a grossolane, localmente microconglomeratiche, con stratificazione prevalentemente obliqua e media a grande scala; verso l'alto e verso nord areniti piu' fini e piu' bioturbate. Contatto inferiore su PAT1, localmente su CTG. Ambiente di piattaforma interna con influssi di marea. Potenza da 0 a 150 m.

PAT1 – Membro di Sassoguidano

Areniti ibride prevalentemente finissime e fini, a luoghi bioturbate, talora ricche in glauconite, con stratificazione da media a molto spessa, tabulare ed obliqua a piccola scala, a luoghi poco evidente. Verso l'alto areniti piu' grossolane e strutture sedimentarie piu' evidenti. Localmente indizi di slump. Contatto inferiore discontinuo su CTG. Ambiente di piattaforma interna e di battigia. Potenza variabile da pochissimi metri a 300 m circa.

CIG – FORMAZIONE DI CIGARELLO

Marne siltoso-sabbiose, talora argillose, grigie, grigio scure o beiges se alterate, bioturbate e fossilifere; sono presenti sia bioclasti che biosomi (Lamellibranchi, Gasteropodi, talora Echinidi). Stratificazione generalmente poco evidente per l'assenza di livelli grossolani e per la bioturbazione. Localmente affiorano intervalli di slump e di strati sottili arenaceo-pelitici tabulari con $A/P < 1$. Localmente, verso la base, possono esser presenti livelli discontinui di vulcanoclastiti ricche di cristalli millimetrici di biotite, o calcareniti grossolane giallastre in strati spessi. Ambiente di sedimentazione di piattaforma esterna e scarpata-bacino. Il limite inferiore è per alternanza o sfumato con PAT. La potenza varia da qualche decina di metri a circa 500 metri. Età deposizionale: Langhiano – Serravalliano

CIG2 – Membro di Monte Luminasio

Arenarie fini e medie, localmente biocalcareni e litareniti grossolane e microconglomeratiche, alternate a peliti siltose grigie, in strati da sottili a molto spessi, prevalentemente tabulari. Rapporto $A/P > 1$. Intercalazioni metriche e decametriche di peliti sabbiose e di corpi arenacei lenticolari (intercalati a varie altezze stratigrafiche entro CIG). Torbiditi di scarpata bacino. Potenza variabile da 0 a 150 m circa.

CIG1 – Membro di Montalto Nuovo

Alternanze di arenarie finissime bioturbate e siltiti o peliti marnoso-sabbiose in strati da sottilissimi a medi; verso l'alto arenarie bioturbate in strati metrici e peliti marnose. Ambiente di piattaforma esterna. Passaggio sfumato su PAT. Potenza massima di poche decine di metri

3.3 Depositi continentali quaternari

Depositi alluvionali:

b1 – Depositi alluvionali in evoluzione

Costituiti da ghiaie, talora embriciate, sabbie e limi argillosi di origine fluviale, attualmente soggetti a variazioni dovute alla dinamica fluviale; detrito generalmente incoerente e caotico, costituito da clasti eterometrici ed eterogenei, talora arrotondati, in matrice sabbiosa, allo sbocco di impluvi e valli secondarie. Sono talora fissati da vegetazione.

AES8 – Depositi del subsistema di Ravenna

Nelle porzioni intravallive, sono costituite da ghiaie di canale fluviale passanti a limi ed argille. Le ghiaie hanno uno spessore fino a tre metri circa; i depositi fini sovrastanti hanno uno spessore variabile fino a due metri circa. Età: Pleistocene sup. – Olocene.

AES8a – Unità di Modena (AES8a)

Il Subsistema di Ravenna distingue una unità di rango gerarchico inferiore che, dove presente, ne costituisce il tetto stratigrafico. Il limite superiore è sempre affiorante e generalmente costituito da un suolo calcareo; il limite inferiore è costituito da una superficie di erosione fluviale nelle aree intravallive e dal contatto netto sul suolo non calcareo (o scarsamente calcareo). Età deposizionale: post-romana (IV–VI sec. d.C. – Attuale).

Altri depositi di fondovalle e collina:

a1 – Deposito di frana attiva

Deposito gravitativo con evidenze di movimenti in atto o recenti, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente. La maggior parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di movimento sovrapposti nello spazio e nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.

a1a – Deposito di frana per crollo e/o ribaltamento

Deposito originato da distacco di rocce litoidi da un pendio acclive e messo in posto con processi di caduta libera, rimbalzo e rotolamento di ciottoli e massi. L'accumulo detritico è costituito da materiale eterogeneo ed eterometrico, con frammenti litoidi di dimensioni variabili tra qualche cm³ e decine di m³, privo di matrice o in matrice sabbioso-pelitica a luoghi alterata e pedogenizzata. E' caratteristica la riattivazione improvvisa e la estrema velocità del movimento.

a1b – Deposito di frana per scivolamento

Deposito originato dal movimento verso la base del versante di una massa di terra o roccia, che

avviene in gran parte lungo una superficie di rottura o entro una fascia, relativamente sottile, di intensa deformazione di taglio.

a1d – Deposito di frana per colamento lento

Deposito messo in posto da movimento distribuito in maniera continuata all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. I materiali coinvolti sono per lo più coesivi. I depositi più frequenti sono costituiti in prevalenza da una matrice pelitica e/o pelitico-sabbiosa che include clasti di dimensioni variabili.

a1e – Deposito di frana per colamento rapido

Deposito messo in posto da movimento distribuito in maniera continuata all'interno della massa spostata. Le superfici di taglio all'interno di questa sono multiple, temporanee e generalmente non vengono conservate. I materiali coinvolti sono per lo più granulari. I depositi più frequenti sono costituiti in prevalenza da una matrice pelitica e/o pelitico-sabbiosa che include clasti di dimensioni variabili. Le colate di detrito sono più rare.

a1g – Deposito di frana complessa

Deposito messo in posto in seguito alla combinazione nello spazio e nel tempo di due o più tipi di movimento.

a2 – Deposito di frana quiescente

Deposito gravitativo senza evidenze di movimenti in atto o recenti ma con possibilità di riattivazione, costituito da litotipi eterogenei, raramente monogenici, ed eterometrici, più o meno caotici. La tessitura dei depositi è condizionata dalla litologia del substrato e dal tipo di movimento prevalente. La maggior parte dei depositi di frana del territorio appenninico è comunque di tipo complesso ed è il risultato di più tipi di movimento sovrapposti nello spazio e nel tempo (tipicamente scorrimenti/colamenti). La tessitura prevalente risulta costituita da clasti di dimensioni variabili immersi in una abbondante matrice pelitica e/o sabbiosa.

a2b – Deposito di frana per scivolamento

(descrizione analoga a a1b)

a2d – Deposito di frana per colamento lento

(descrizione analoga a a1d)

a2g – Deposito di frana complessa

(descrizione analoga a a1g)

a2h – Deposito di frana per scivolamento in blocco

Movimento gravitativo in massa complesso e profondo che interessa grandi ammassi rocciosi, talora con relative coperture superficiali, e si attua attraverso una deformazione per lo più lenta e progressiva della massa rocciosa, senza una superficie di scorrimento ben determinabile.

a3 – Depositi di versante

Costituito da litotipi eterogenei ed eterometrici più o meno caotici. Frequentemente l'accumulo si presenta con una tessitura costituita da clasti di dimensioni variabili immersi e sostenuti da una matrice pelitica e/o sabbiosa (che può essere alterata per ossidazione e pedogenesi), a luoghi stratificato e/o cementato. La genesi può essere gravitativa, da ruscellamento superficiale e/o da soliflusso.

a4 – Deposito eluvio-colluviale

Coltre di materiale detritico, generalmente fine (sabbie, limi e peliti) prodotto da alterazione "in situ" o selezionato dall'azione mista delle acque di ruscellamento e della gravità, con a luoghi clasti a spigoli vivi o leggermente arrotondati.

a6 – Detrito di falda

Accumulo detritico costituito da materiale eterogeneo ed eterometrico, generalmente a quote elevate o molto elevate, con frammenti litoidi di dimensioni variabili tra qualche cmc e decine di mc, privo di matrice o in matrice sabbioso-pelitica alterata e pedogenizzata, di origine gravitativa frequentemente alla base di scarpate e lungo i versanti più acclivi.

d1 – Deposito eolico

Sabbie fini, limi e limi argillosi in genere notevolmente pedogenizzati, su paleosuperfici.

Tr – Deposito di travertino

Roccia di origine chimica, formatasi per deposito di carbonato di calcio presso sorgenti, cascate o bacini di laghi.

4 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Dati pregressi

La fase iniziale di lavoro ha previsto la raccolta, selezione e riordino delle indagini geognostiche/geofisiche e di laboratorio disponibili per il territorio di Castel d'Aiano. In questo senso, si è potuto disporre di un discreto numero di prove geognostiche e geofisiche di repertorio fornite dall'Amministrazione comunale. Si tratta di prove relative a indagini geologiche, archiviate presso l'Ufficio Tecnico comunale e svolte per gli interventi più significativi di progettazione esecutiva (permessi di costruire) o per interventi di pianificazione (es: Variante Generale al Piano Regolatore e Varianti specifiche; Piani Particolareggiati; ecc.).

Le prove pregresse, considerate per lo studio di microzonazione e implementate nel database che costituisce l'archivio delle indagini per questo lavoro, risultano così distinte per tipologia:

- ✓ n. 9 carotaggi (a carotaggio continuo o a distruzione di nucleo) e trincee esplorative;
- ✓ n. 6 prove penetrometriche statiche con punta meccanica (CPT)
- ✓ n. 9 prove penetrometriche dinamiche superpesanti (DPSH)
- ✓ n. 26 prove penetrometriche dinamiche medie (DM)
- ✓ n. 8 stendimenti sismici attivi MASW;
- ✓ n. 69 registrazioni microtremori sismici a stazione singola (HVSr)

4.2 Le indagini eseguite per la microzonazione sismica

Le prove integrative eseguite per questo studio sono state localizzate con lo scopo di disporre di ulteriori conoscenze geognostico/geofisiche del sottosuolo investigato, in relazione alla complessità sismostratigrafica locale e alla quantità/qualità di indagini di repertorio già disponibili. In questo senso, sono state eseguite le seguenti ulteriori indagini:

- ✓ n. 16 prove penetrometriche dinamiche superpesanti (DPSH) → (foto 4.1) eseguite con mezzo semovente cingolato “Pagani” e spinte fino a “rifiuto strumentale”.
- ✓ n. 6 stendimenti sismici attivi MASW → (foto 4.1) Le prove MASW hanno consentito la stima della velocità di propagazione delle onde sismiche di taglio (V_s) nel sottosuolo fino a circa -35÷40 metri di profondità. La metodologia per la realizzazione di una indagine sismica MASW ha previsto acquisizioni dei segnali sismici con sismografo multicanale ABEM RAS24 a 24 canali, generati da sorgenti energizzanti artificiali lungo lo stendimento dei geofoni.
- ✓ n. 19 registrazioni microtremori a stazione singola (HVSr) → (foto 4.1) con registrazioni di 18 minuti e frequenza di campionamento di 128 Hz, eseguite con strumento “Tromino” della Micromed.

La figura 4.1 offre una localizzazione/distribuzione di sintesi delle indagini di repertorio e delle indagini integrative eseguite per questo studio

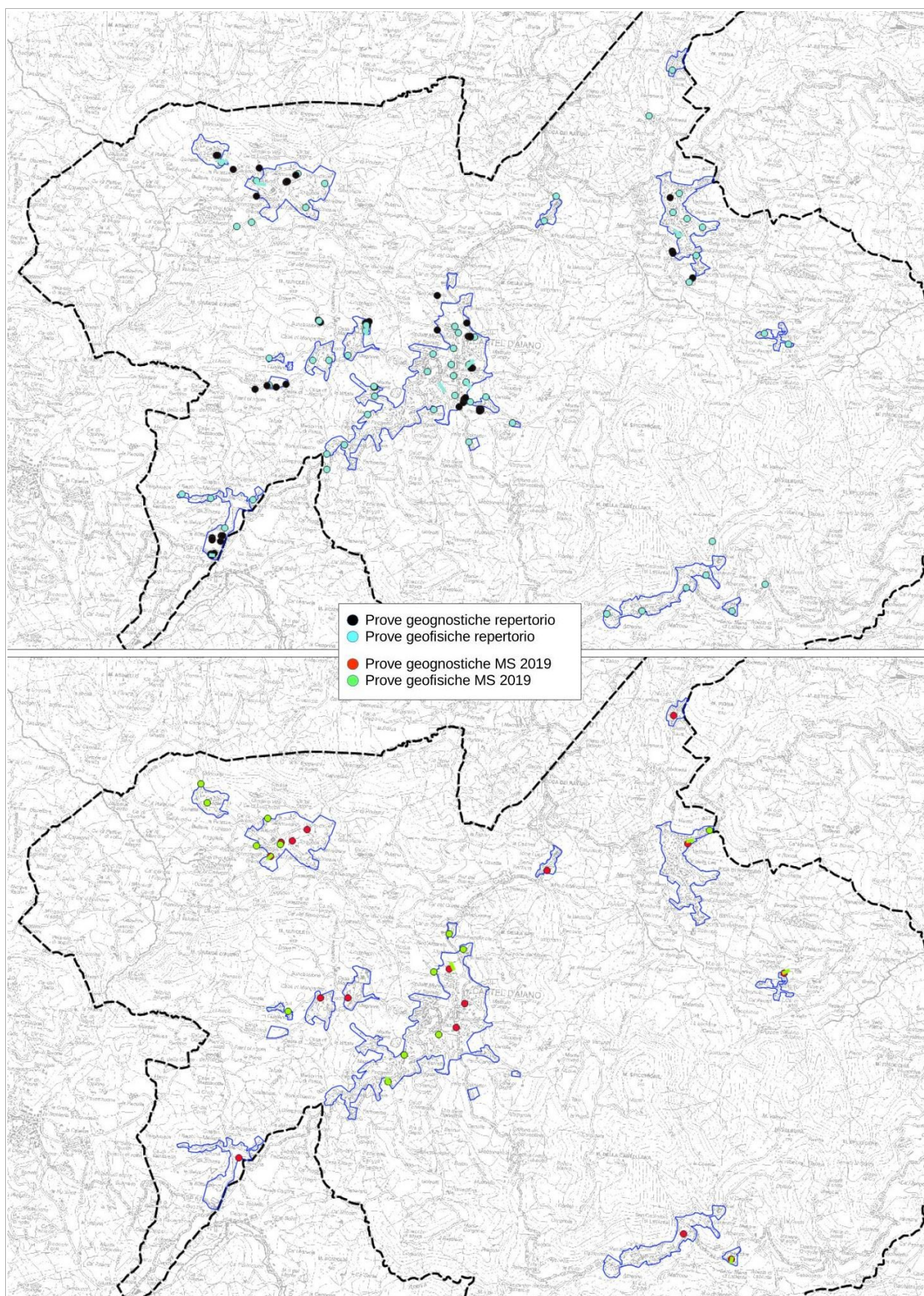


Figura 4.1 – Localizzazione delle indagini di repertorio (in alto) e delle indagini integrative (in basso) eseguite per questo studio



Foto 4.1 – Esecuzione di indagini geognostiche/geofisiche eseguite per questo studio

5 MODELLO DEL SOTTOSUOLO

Il contesto geologico generale, descritto nel capitolo 3 e gli esiti delle indagini geognostiche e geofisiche disponibili e di nuova esecuzione hanno permesso la classificazione e la modellazione del sottosuolo finalizzata alla caratterizzazione sismica.

Nei seguenti paragrafi vengono descritti gli elementi ritenuti essenziali ai fini della caratterizzazione sismica delle aree studiate.

5.1 Capoluogo sud ovest

L'area urbana più meridionale del Capoluogo è insediata in rilievi formati da alternanze di arenarie e peliti della formazione di Cigarello (membro CIG2), con stratificazione immergente verso sud e SE (figura 5.1). Più in particolare l'abitato è situato sul crinale spartiacque tra il bacino idrogeologico del fiume Reno a SE e il bacino del fiume Panaro a NO.

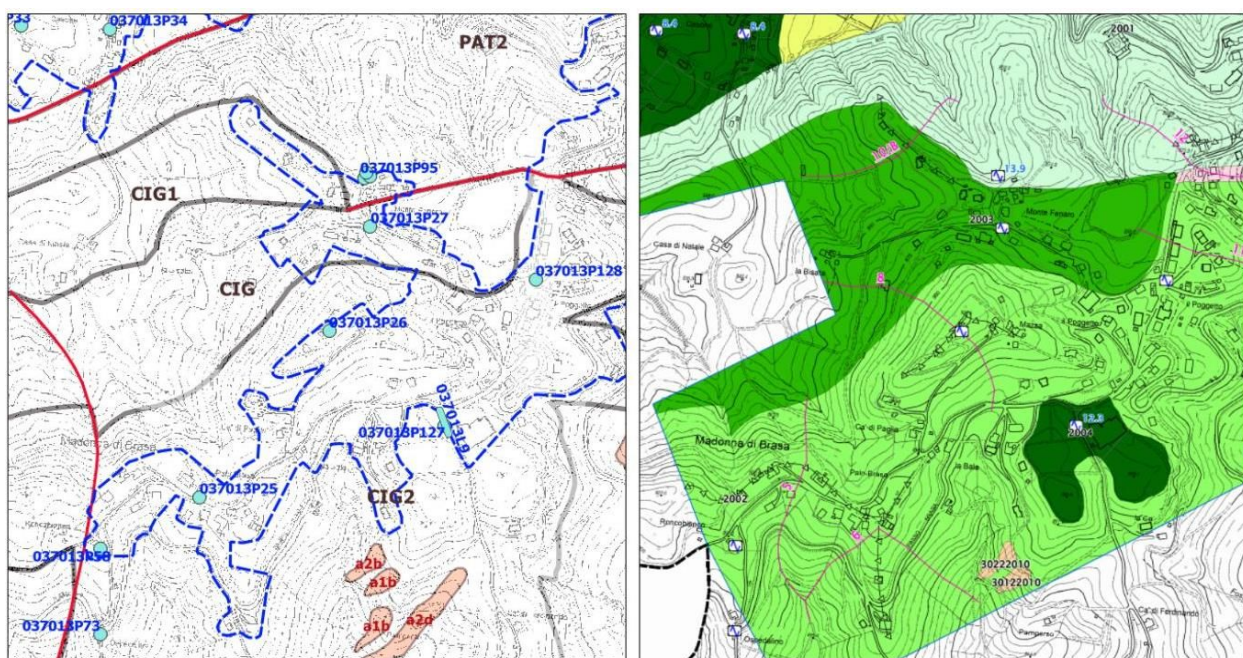


Figura 5.1 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Le indagini effettuate e/o disponibili evidenziano bedrock affiorante in cresta e nei rilievi, con registrazioni HVSr prive di amplificazioni (figura 5.2). Prove penetrometriche dinamiche eseguite presso “Monte Fenaro” sono state spinte a rifiuto strumentale a circa 3,0÷3,4 metri confermando l'assenza di coperture e/o bedrock alterato amplificabile. Unica eccezione, il pianalto a sud del toponimo “Poggetto” con amplificazioni ad alte frequenze (12,3÷7,0 Hz) attribuibili a riflettori alla base del substrato roccioso alterato (spessori fino a 4÷7 metri). Lo stendimento MASW (L9) ha inoltre stimato una Vs media del substrato CIG2 pari a circa 500 m/s. Per i rilievi e le creste, le sezioni topografiche hanno consentito di stimare amplificazioni per condizioni morfologiche comprese tra 1,1 e 1,2.

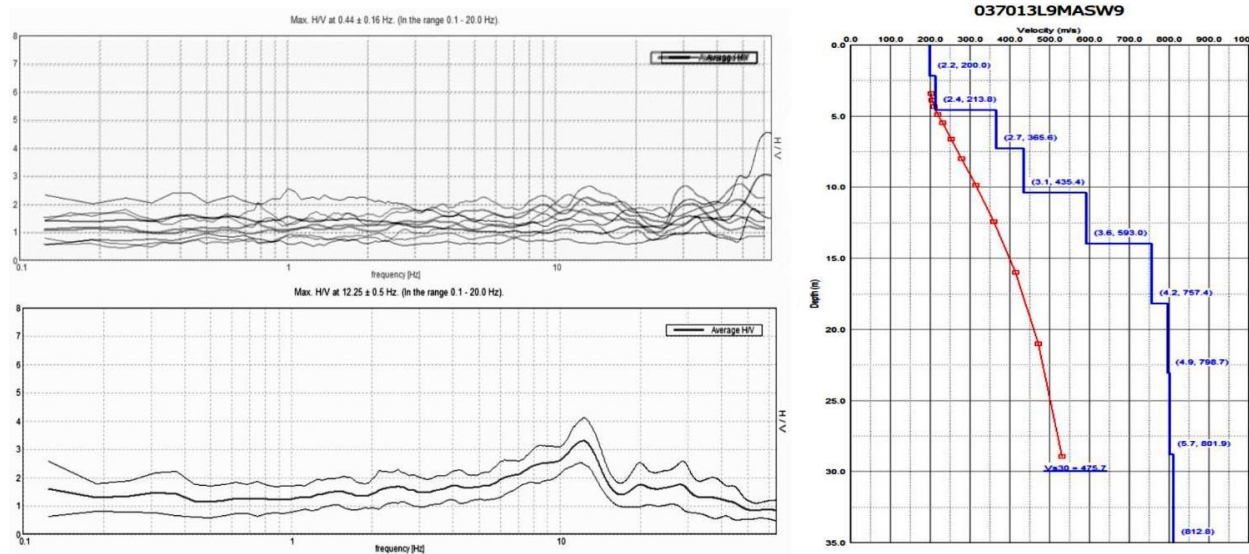


Figura 5.2 – In alto a dx: registrazioni HVSr eseguite nel Capoluogo (P26; P27; P128) nella zona MOPS 2002. In basso a sx: prova HVSr P127 (zona MOPS 2004). A dx: modello sismostratigrafico ottenuto dalla prova MASW “L9” (zona MOPS 2004)

5.2 Capoluogo nord ovest

L'area urbana settentrionale del Capoluogo (il nucleo storico) è insediata sui rilievi formati da alternanze di arenarie e peliti della formazione di Cigarello (membro CIG2) e da areniti della Formazione di Pantano (membro PAT2), con registrazioni HVSr ancora prive di amplificazioni significative (prove P1 e P2).

Per i rilievi e le creste, le sezioni topografiche hanno consentito di stimare amplificazioni per condizioni morfologiche, fino a 1,4 nella cresta più settentrionale (scarpata verso nord, con acclività anche superiori a 50°).

Il contatto tettonico tra CIG2 e PAT2, non affiorante, è tuttavia rilevabile dal contesto morfologico del versante orientale: si tratta presumibilmente di fratturazione diretta con immersione subverticale e direzione circa SSO–NNE e riconducibile genesi cinematica di tipo distensivo. Non si evidenziano particolari strutture di alterazione, tuttavia è presumibile un certo grado di deformazione che localmente può interessare anche il substrato più competente (PAT2). In questo senso, le registrazioni HVSr eseguite in settori del Capoluogo caratterizzati da possibile bedrock alterato per fagliazione, hanno evidenziato, in alcuni casi, assenza di amplificazioni (es. prove P2, P27). In altre situazioni le tomografie hanno invece rilevato amplificazioni spettrali a frequenze alte (riflettori fino a 5÷7 metri), come ad esempio la prova P136 (f_0 a circa 6,8 Hz).

Per questo motivo, il limite tettonico tra CIG2 e PAT2 (nel settore a ridosso del nucleo abitato storico) è stato parzialmente incluso nella zona 3080, caratterizzato da uno spessore presumibilmente variabile di substrato roccioso molto fratturato/alterato (figura 5.3).

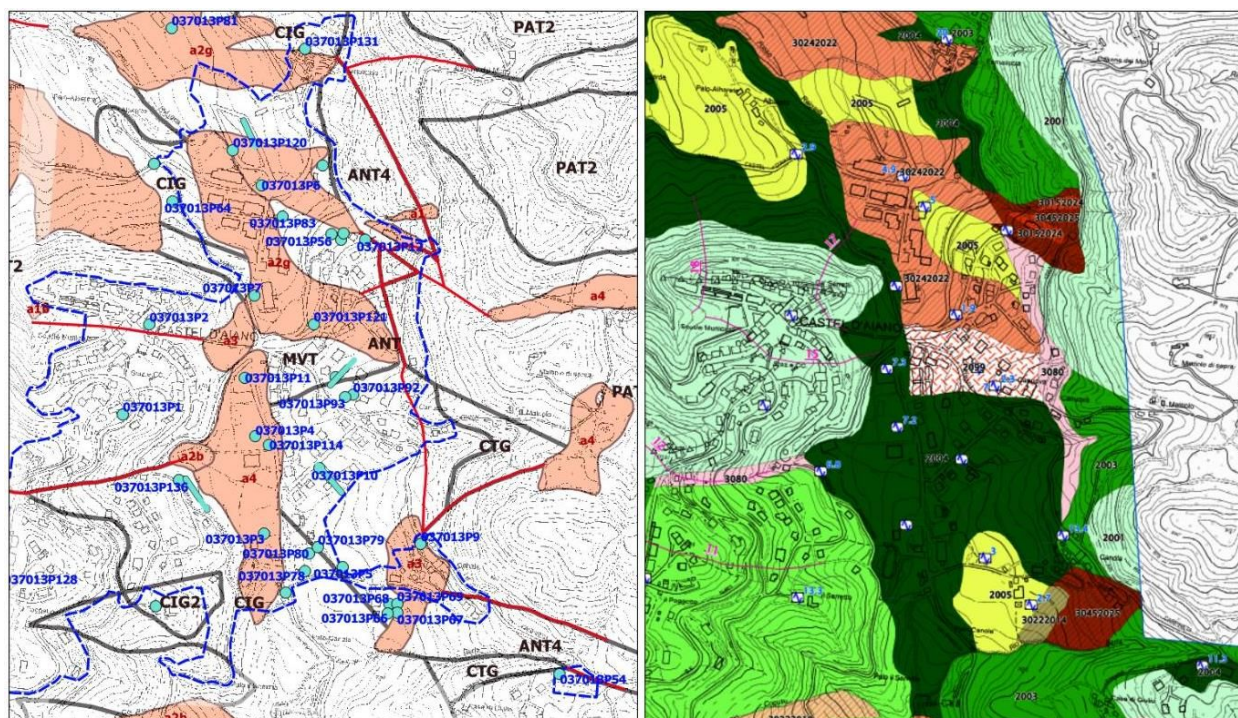


Figura 5.3 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

L'abitato più recente è invece insediato nel sottostante pianalto, sviluppato in direzione N-S, e al piede del suo versante orientale, caratterizzato da acclività più contenute (circa $10 \div 15^\circ$). Le indagini effettuate nell'abitato più orientale (pianalto e versante) hanno evidenziato riflettori sismici più significativi a profondità variabili tra $4 \div 5$ metri a circa 12 metri. Lo spessore di depositi superficiali più “soffici” viene ulteriormente confermato dalle indagini penetrometriche eseguite (figura 5.4). Questo generale contesto è da imputare sia alla presenza di coperture recenti (la carta geologica rileva coperture eluvio-colluviali nel pianalto), sia al disfacimento del substrato roccioso meno competente e/o tettonicamente più alterato (Marne di Antognola – ANT–; argille marnose della Formazione di Cigarello –CIG–; Brecce Argillose della Val Tiepido –AVT–; marne della formazione di Cotignaco –CTG–), in affioramento nel versante orientale del pianalto. Nello stesso versante, la cartografia geologica riporta alcune frane quiescenti che presumibilmente hanno interessato lo spessore più alterato del substrato roccioso.

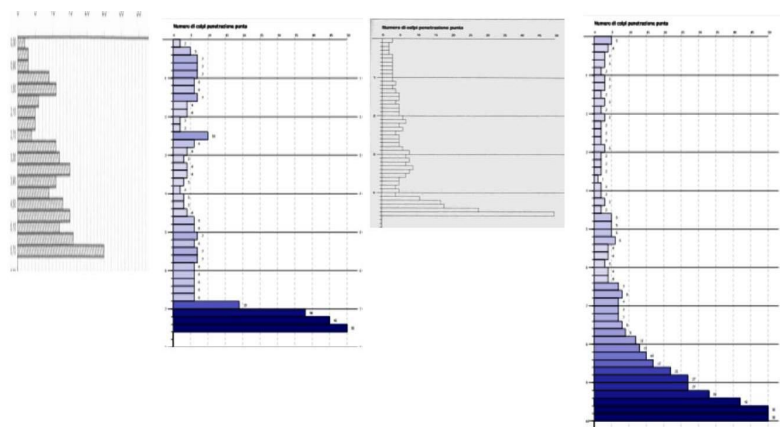


Figura 5.4 – Penetrometrie eseguite nel Capoluogo: da sx a dx P77, P114, P64 (eseguite nella zona MOPS 2004) e P120 (zona MOPS 2005)

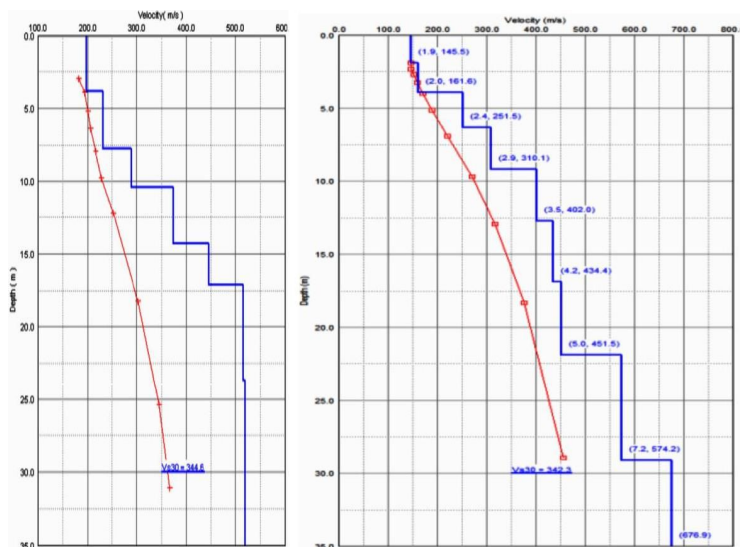


Figura 5.5 – Modelli sismostratigrafici ottenuti dalle prove MASW L2 (a sx) e L11 (a dx)

Gli esiti delle indagini geofisiche (stendimenti MASW e registrazioni HVSR) indicano substrato roccioso “non rigido”, con Vs comprese tra 450 m/s e 600 m/s (figura 5.5).

Nel versante orientale, la cartografia geologica rileva principali linee di fratturazione con direzione circa N-S corrispondenti ai limiti tettonici tra il bedrock delle Formazioni di Cigarellino e Antognola (CIG; ANT/ANT4) e il sovrastante (in senso morfologico) bedrock arenitico della Formazione di Pantano (membri PA11 e PAT2). Anche in questo caso i limiti tettonici non sono affioranti, tuttavia rilevabili dal contesto morfologico del versante (con un netto incremento dell'acclività fino a circa $30\div35^\circ$). Si tratta presumibilmente di fagliazione diretta e di regime distensivo. Le registrazioni HVSR effettuate nelle zone di presumibile fagliazione (figura 5.6) hanno evidenziato amplificazioni spettrali soltanto ad alte frequenze, tuttavia, per la presenza di coperture amplificabili di spessore molto variabile nella zona di contatto tettonico, si è ritenuto di comprendere un ampio tratto di tale limite nella zona di attenzione 3080 (per possibilità di cedimenti differenziali). Una parte di versante è inoltre incluso nella zona 2099 per la presenza di substrato breccioso MVT affiorante molto alterato fino a circa 10 metri (penetrometrie P92–P93–P121).

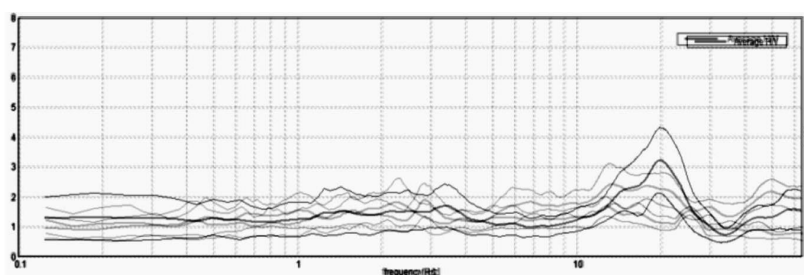


Figura 5.6 – Registrazioni HVSR eseguite in prossimità delle principali lineazioni tettoniche N-S riscontrabili nel versante orientale del Capolago

5.3 Capoluogo zona centro sportivo – Casone e Piani

L'edificazione presso i toponimi “Piani” e “Casone” e presso la zona “centro sportivo” sono insediati su un pianalto caratterizzato da acclività contenute ($5\div10^\circ$). La cartografia geologica indica substrato affiorante marnoso argilloso (Formazione di Cigarellino –CIG–), sovrastante il bedrock più competente, arenitico, della Formazione di Pantano (membrano PAT2). Un contatto

tettonico tra CIG e PAT2 è tuttavia riscontrabile al piede del versante nel settore studiato meridionale. Questo limite è presumibilmente riconducibile a fagliazione diretta distensiva, con direzione SE-NO e immersione verso NO (figura 5.7).

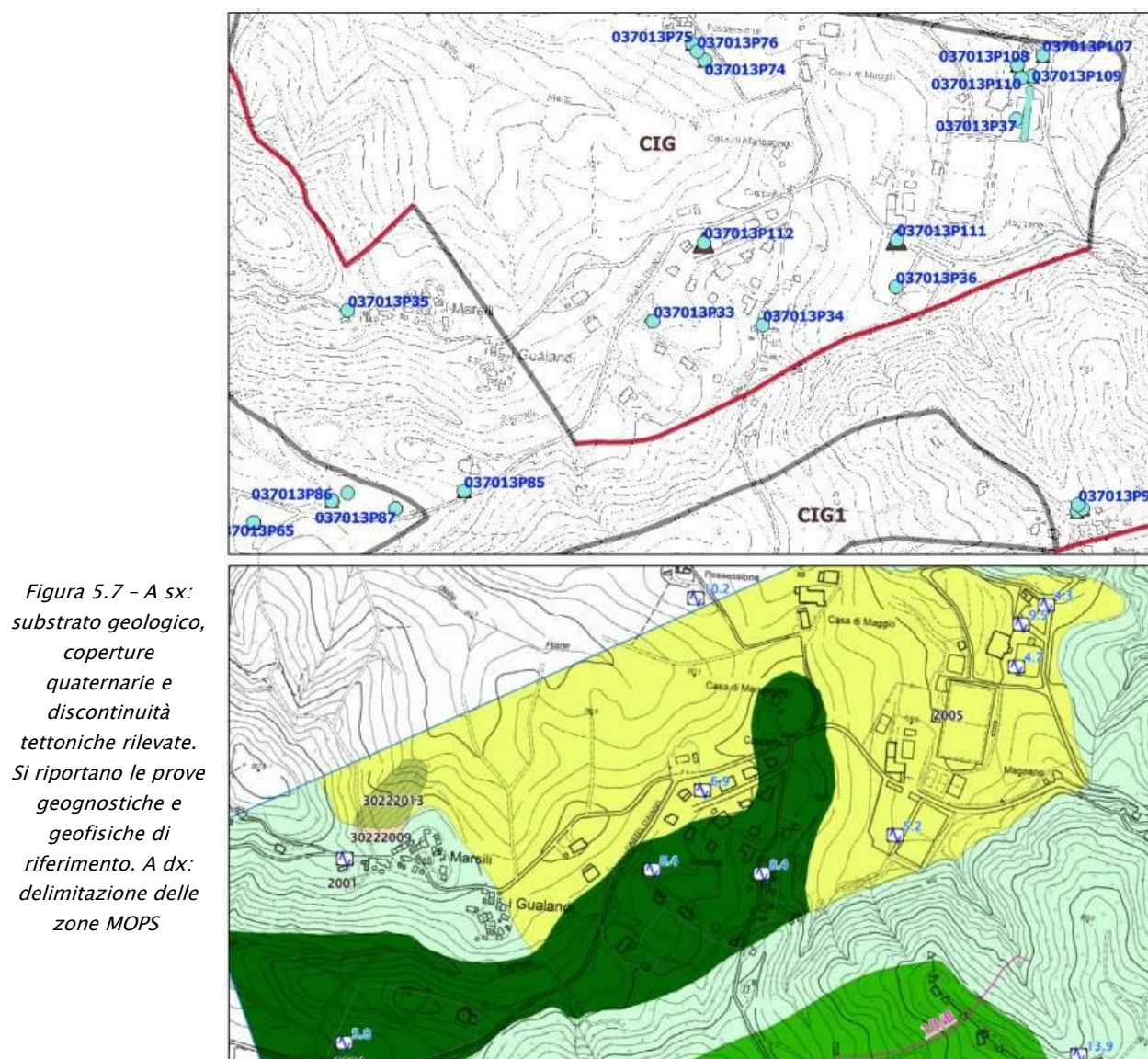


Figura 5.7 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche e geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Le indagini disponibili evidenziano uno spessore più superficiale “soffice” da imputare al progressivo disfacimento del bedrock marnoso argilloso sub affiorante. Le prove penetrometriche hanno attraversato spessori di substrato alterato fino a circa 11 metri (figura 5.8). per quanto riguarda l'areale “Piani” lo spessore penetrabile (circa 5 metri) è presumibilmente ancora riconducibile a substrato CIG sub affiorante.

La base della coltre alterata sembra costituire il principale riflettore sismico, come si evince dalle registrazioni HVSr con massimi spettrali H/V a frequenze medio alte (figure 5.9–5.10–5.11).

Per l'areale di studio “centro sportivo” è disponibile la sezione geologica 2–2' (cfr. allegato 1 – Sezioni”).

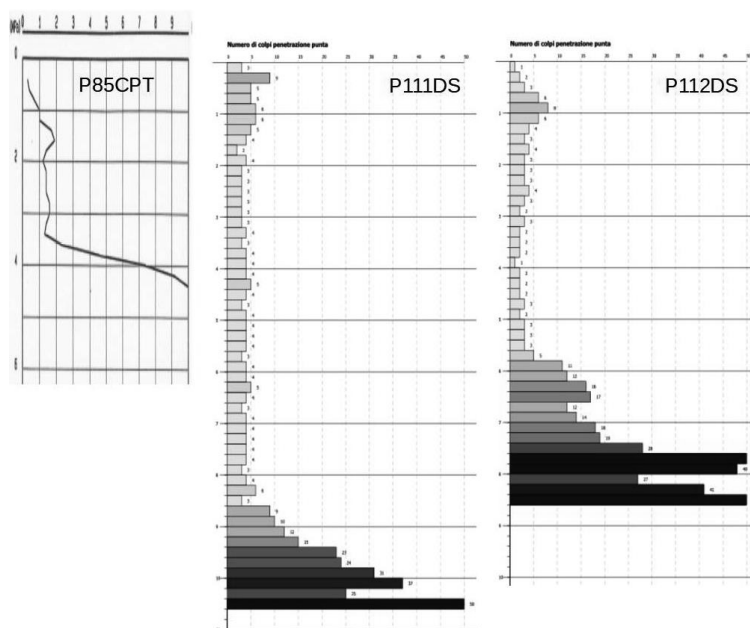


Figura 5.8 – Penetrometrie eseguite a Piani (P85) e Casoni (P111 e P112)

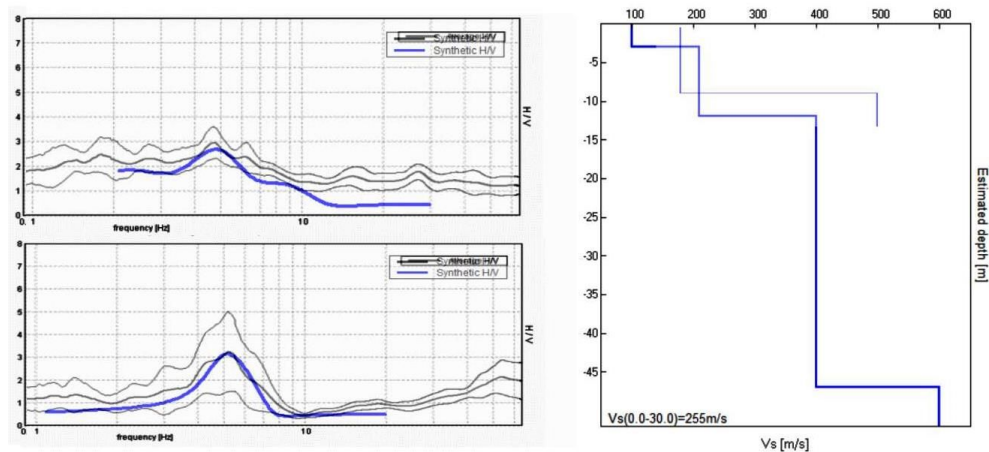


Figura 5.9 – Indagini HVSR (P37 in alto; P36 in basso) eseguite presso il centro sportivo del Capoluogo (MOPS 2005)

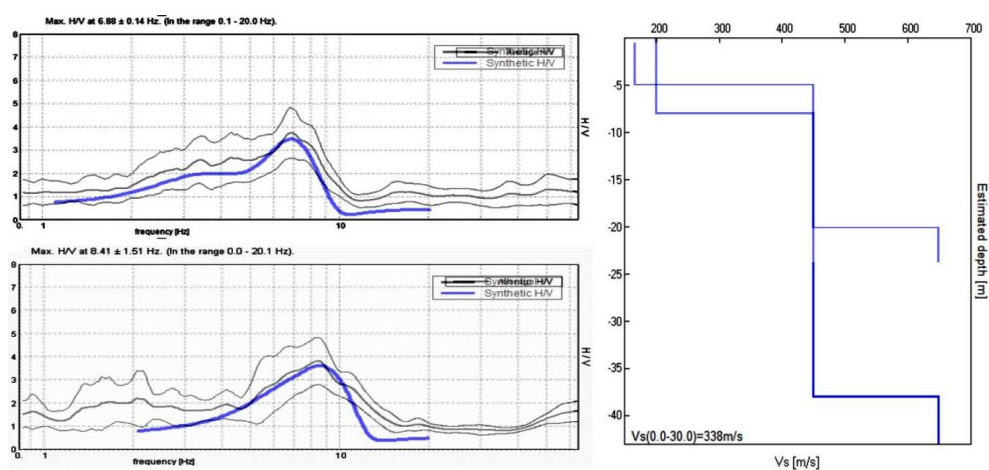
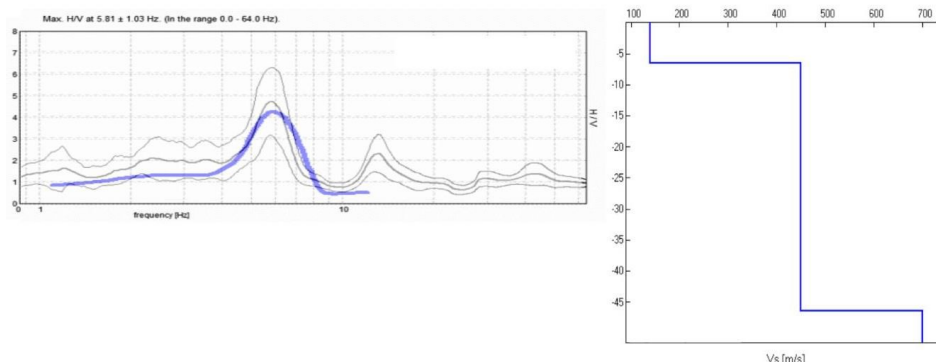


Figura 5.10 – Indagini HVSR (P112 in alto; P33 in basso) eseguite presso il toponimo “Casoni” (MOPS 2005 e 2004)

*Figura 5.11 –
Registrazione HVSR P28
eseguita presso il
toponimo “Piani” (MOPS
2004)*



5.4 Sasso Molare

La frazione Sasso Molare si insedia sul medesimo crinale sul quale è edificato anche il nucleo storico del Capoluogo. Il substrato roccioso del rilievo è costituito da alternanze di livelli arenacei e pelitici è attribuiti alla Formazione di Gigarello (membro CIG2), con stratificazione immergente verso sud (figura 5.12). Il versante meridionale è invece caratterizzato da marne e marne argillose (CIG) affioranti, in contatto tettonico con CIG2, e più a valle dal substrato arenitico della Formazione di Pantano (membro PAT2).

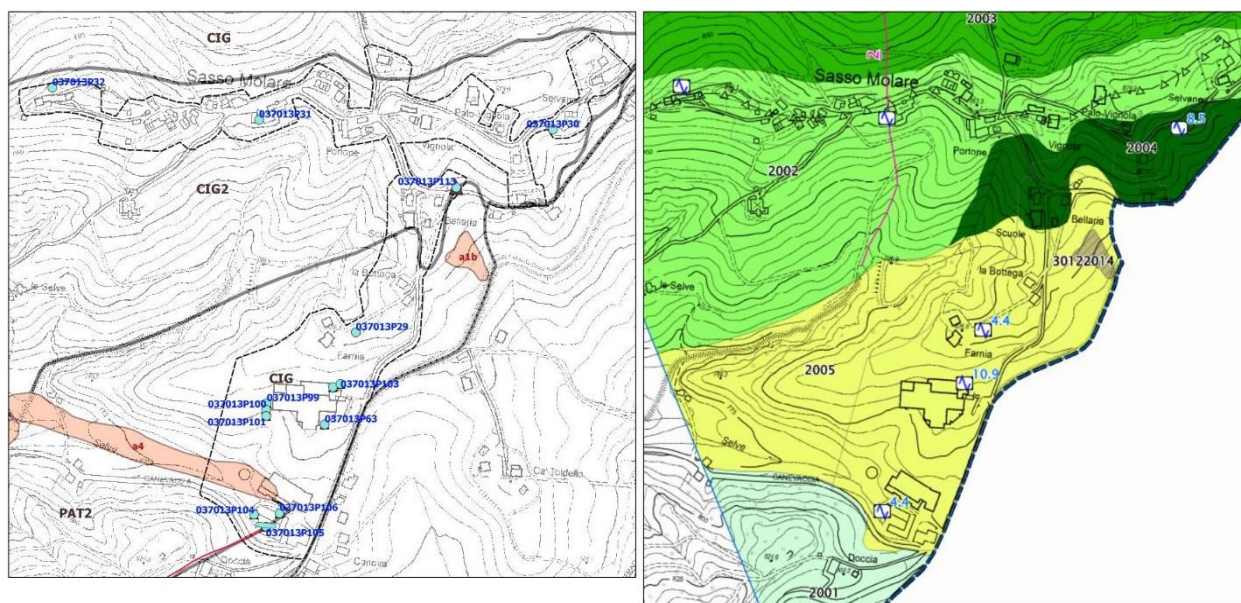
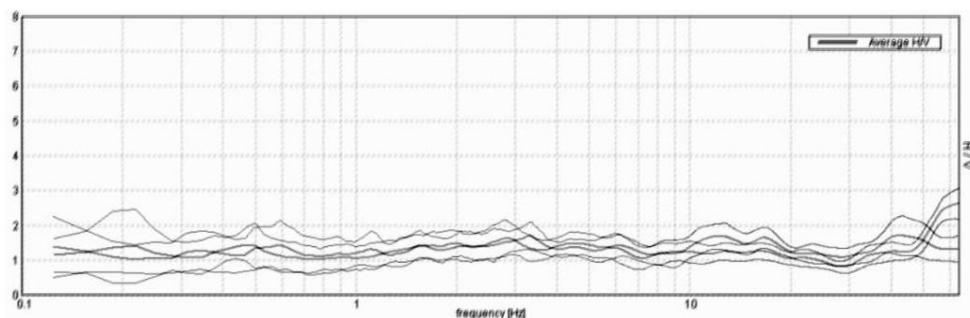


Figura 5.12 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Le indagini effettuate e/o disponibili evidenziano bedrock affiorante in cresta, con registrazioni HVSR prive di amplificazioni (figura 5.13). Prove DPSH indicano come il versante e i rilievi nel settore SE studiato risultino caratterizzati da spessori fino a circa 10 metri di substrato marnoso argilloso CIG molto alterato (figura 5.14): questo intervallo offre verosimilmente il massimo contributo all'amplificazione sismica locale, come dimostrano i risultati delle registrazioni HVSR (figura 5.15). Ancora più a sud (presso il toponimo “Doccia”), il limite tra substrato CIG e PAT2 è anch'esso obliterato dalla coltre alterata e/o da depositi di origine colluviale.

Figura 5.13 – Indagini HVSR con spettri privi di amplificazioni (P31 e P32), eseguite a Sasso Molare nella MOPS 2002



Il bedrock (CIG; CIG2; PAT2) è risultato sempre classificabile “non rigido”. In particolare, lo stendimento MASW (L8) effettuato al limite PAT2/CIG attribuisce al substrato arenitico Vs di circa 470 m/s fino a circa 20 metri di profondità, mentre i modelli sismostratigrafici desunti da HVSR stimano per CIG1 E CIG2 Vs rispettivamente di circa 450 m/s e 450÷600 m/s.

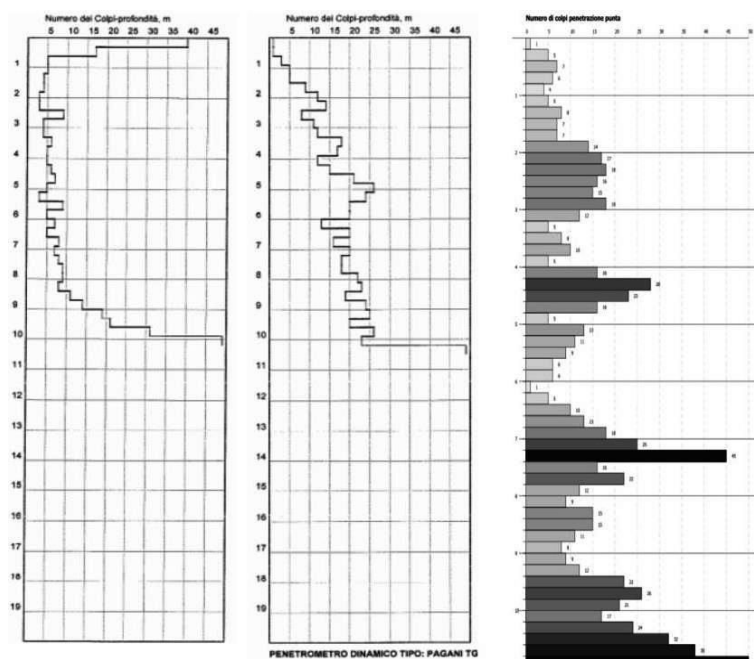
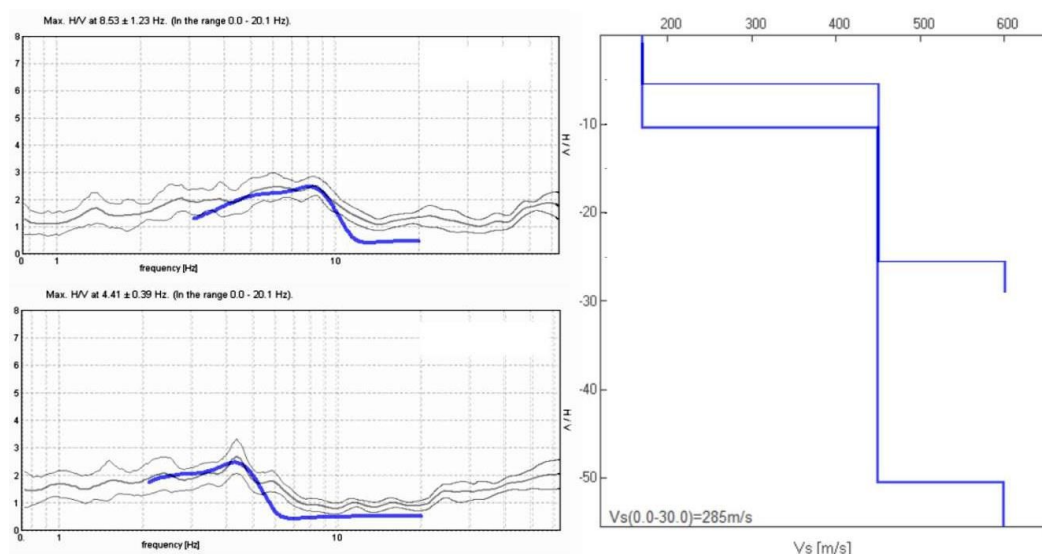


Figura 5.14 – Penetrometrie eseguite a Sasso Molare (P101; P102; P113) in siti compresi nella MOPS 2005

Figura 5.15 – Indagini HVSR eseguite a Sasso Molare e relativi modelli sismostratigrafici. In alto: P30 eseguita nella MOPS 2004. In basso P29 eseguita nella MOPS 2005



5.5 Villa d'Aiano e Ca del Costa

La frazione Villa d'Aiano si colloca in versante, in sinistra idrografica del Rio della Rivola. Il

pendio risulta significativamente più acclive a monte dell'abitato (oltre 40°) e costituito da substrato roccioso lapideo della Formazione di Pantano (membro PAT1).

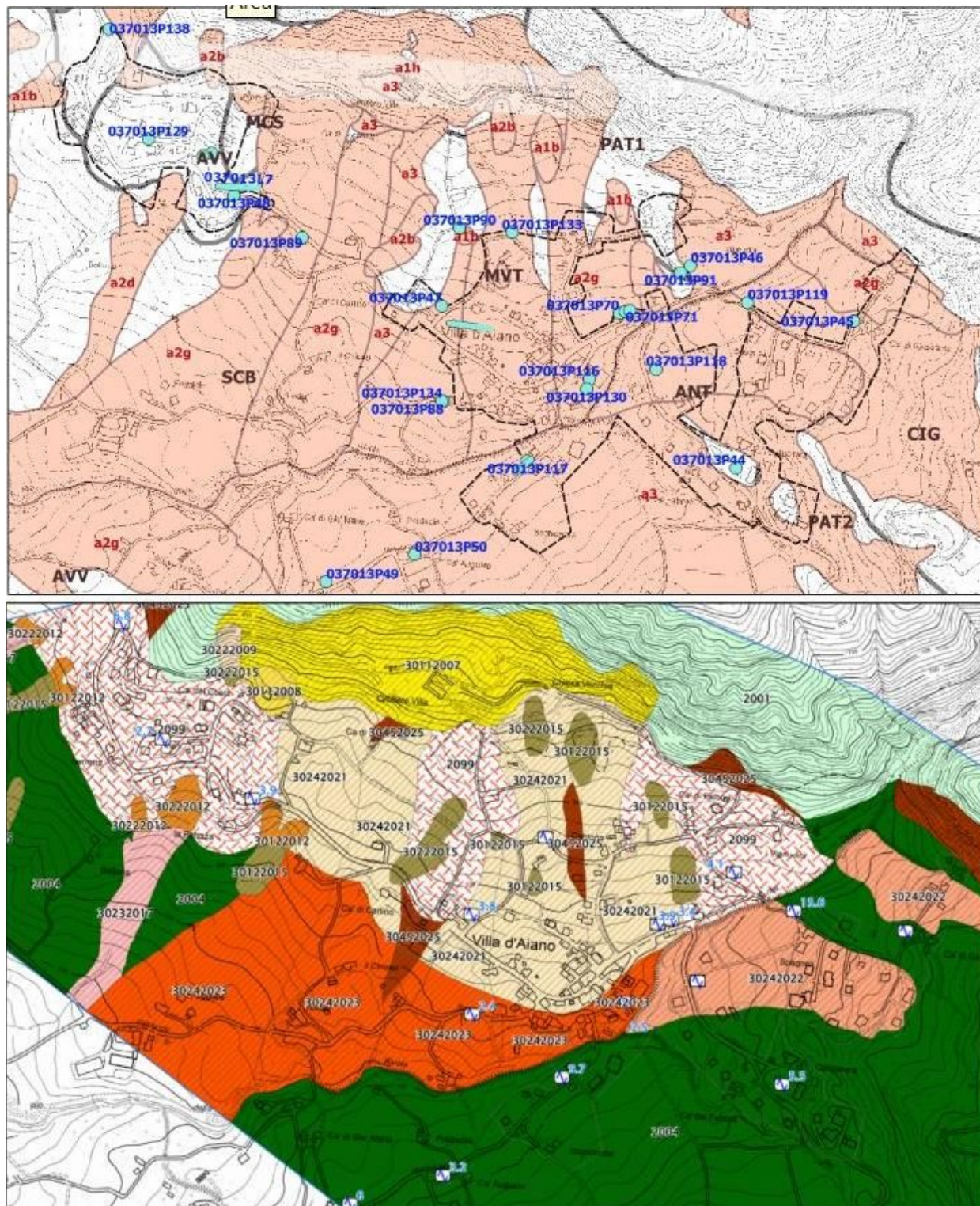


Figura 5.16 – In alto: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. In basso: delimitazione delle zone MOPS

L'abitato è invece prevalentemente insediato nel versante che, fino a oltre il toponimo “Ca del Costa” (a ovest), è caratterizzato da pendenze comprese tra 10° e 15° e costituito da bedrock

prevalentemente argilloso e tettonicamente molto alterato e in particolare da brecce argillose (MVT). In termini stratigrafici, le brecce MVT “sigillano” il sottostante substrato roccioso costituito dalle Arenarie di Scabiazza (SCB), in affioramento nel settore basale del pendio. La cartografia geologica rileva ampie coperture prevalentemente riconducibili a depositi di frana quiescenti e in minor misura a depositi di versante e frane di scivolamento attive (figura 5.16).

Villa d'Aiano è dichiarato “abitato da consolidare” dal 1941, ai sensi della Legge n.445/1908. Negli anni '70 del secolo scorso il Genio Civile realizzò interventi di consolidamento dell'abitato basati su studi geologico tecnici effettuati dall'Università di Bologna (G. Elmi & F. Ori, 1969) con indagini geognostiche (sondaggi e penetrometrie) spinti fino al bedrock più competente. Ulteriori studi sono stati realizzati nel corso degli anni '80 del secolo scorso, finalizzati a redigere una prima cartografia di perimetrazione e zonizzazione: tale studio aveva individuato e delimitato tre differenti zone di pericolosità, rispettivamente riconducibili ad antichi movimenti di crollo, a fenomeni di crollo del detrito di versante³ e a fenomeni di “scoscendimento” e di “creep”. Occorre però rammentare gli studi di cui sopra sono precedenti ai criteri di perimetrazione e classificazione attualmente vigenti (cfr. DGR n.1481/2007).

Gli studi geologici pregressi hanno evidenziato come l'abitato di Villa d'Aiano risulti giacente su un versante che, fino al toponimo Ca del Costa (più a ovest), è prevalentemente costituito da detrito di falda alternato a porzioni di substrato roccioso argilloso-pelitico molto alterato, con spessore variabile da 4,5 metri a 7,0 m. Nell'abitato sono state realizzate opere di drenaggio per limitare la saturazione d'acqua nei sedimenti pelitici e favorire la conservazione della stabilità complessiva del versante, altrimenti precaria. Le condizioni di dissesto della porzione di versante abitato sono dunque riconducibili alla presenza idrica nel terreno, e in particolare all'eccessiva imbibizione della coltre più alterata superficiale, in grado di innescare movimenti di scivolamento e una diffusa presenza di movimenti di “creep”, ovvero di lenti scivolamenti della coltre pelitica più superficiale (fino a circa 1÷3 metri di profondità), causati dall'elevata presenza di acqua ipodermica e dal conseguente decadimento delle resistenze meccaniche del sedimento.

Nel 2006, il Servizio Tecnico di Bacino del Reno ha inoltre realizzato quattro sondaggi a carotaggio continuo (P88, P89, P90, P91) con la messa in opera di altrettanti inclinometri. Le letture inclinometriche messe a disposizione dal STB (da agosto 2007 a ottobre 2012) hanno evidenziato spostamenti cumulativi bassi (dal fondo fino a circa 4÷2 metri dal p.c.), cioè nell'ordine di circa 1,5÷5,5 mm/anno. Inoltre le letture inclinometriche non evidenzerebbero superfici di scorrimento profonde (fino a 30 metri circa).

Nel versante a monte dell'abitato e fino a ridosso della strada provinciale, le registrazioni HVSr effettuate per gli studi di MS hanno evidenziato prevalenti amplificazioni spettrali, di moderata intensità, a frequenze di circa 4 Hz. Si tratta, tuttavia, di spettri H/V di relativa ampiezza e il contributo all'amplificazione è fornito sia dagli spessori di depositi continentali (4,5÷7,0 m) più superficiali, sia dagli spessori di substrato roccioso molto alterato. HVSr e MASW stimano

³ Queste prime due situazioni hanno interessato il versante più acclive a monte dell'abitato

Vs dello spessore maggiormente amplificabile (Vs20) approssimabile a circa 250÷270 m/s (figura 5.17).

Il piede del versante (a valle della strada provinciale) è invece caratterizzato da depositi recenti continentali fino a 15 metri, di minore consistenza, presumibilmente riconducibili a depositi di colata (figura 5.18). In questo settore, le frequenze dei massimi spettrali H/V più basse (2,4÷2,5 Hz) sono riconducibili allo spessore di depositi recenti più “soffici” (Vs15 \cong 150 m/s).

Figura 5.17 –
Indagini eseguite
a Villa d'Aiano
(versante a monte
della SP): masw
(L6), registrazioni
HVSr e relativi
modelli
sismostratigrafici

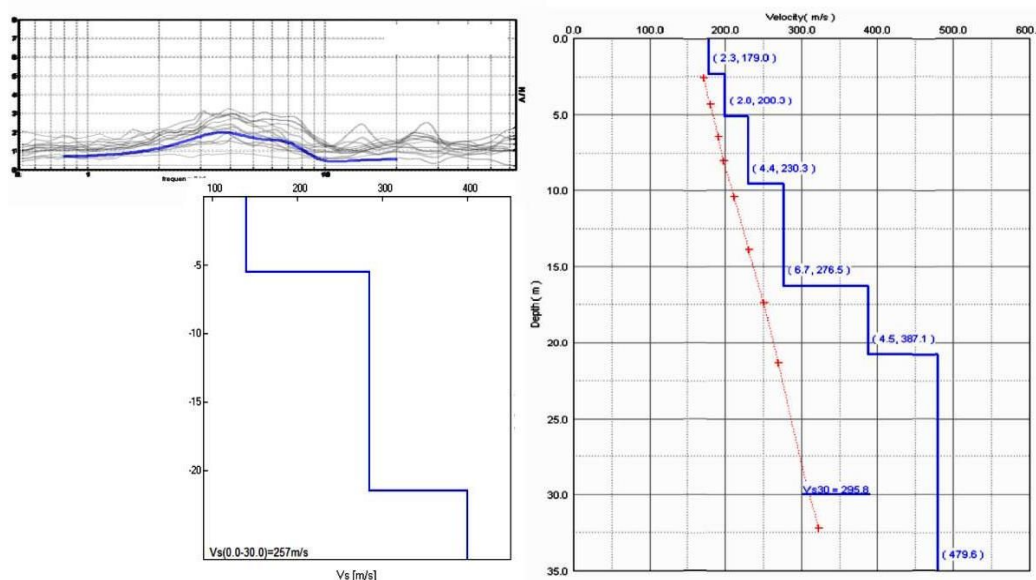
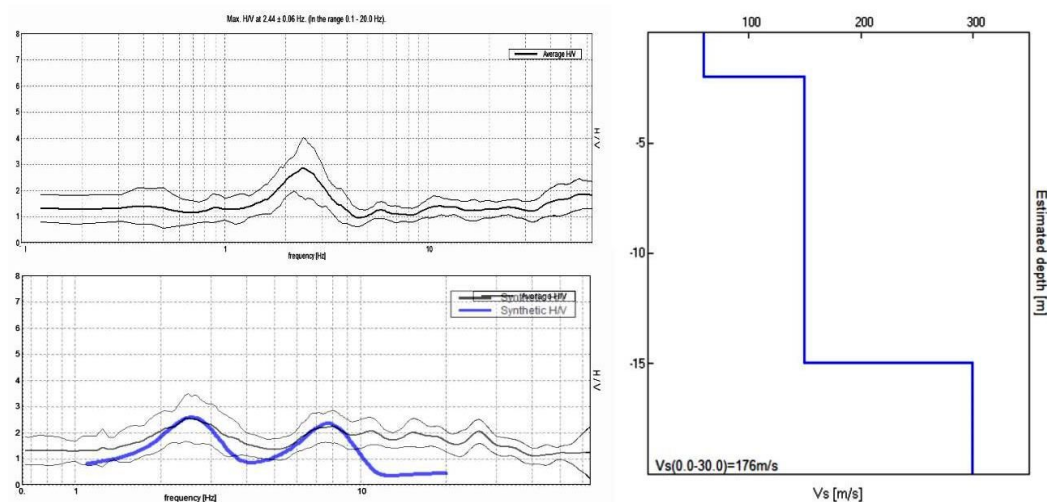


Figura 5.18 –
Indagini eseguite
a Villa d'Aiano
(versante a valle
della SP):
registrazioni
HVSr e relativi
modelli
sismostratigrafici



Il pendio in sinistra idrografica del rio della Rivola presenta moderata acclività (10÷15°) nel settore studiato occidentale, con coperture (di versante o presumibilmente da ricondursi a genesi eluvio-colluviale) oppure bedrock superficiale (SCB) fratturato o detensionato. Lo spessore maggiormente amplificabile è dunque valutato fino a 5÷7 metri (cfr. prova DPSH P117). Il settore studiato est presenta invece una morfologia più complessa, con pendenze variabili da circa 15÷20° (con coperture di versante e depositi di frana sovrastanti marne sabbiose della Formazione di Cigarellino -CIG-) a oltre 40° nei rilievi più orientali formati dal

bedrock arenitico della Formazione di Pantano (membri PAI1 /PAT2). Le prove penetrometriche DPSH eseguite per questo studio (P118 e P119) confermano anche in questo settore spessori di depositi di versante oppure bedrock alterato superficiale fino a 5÷7 metri (cfr. prove P118 e P119). Le registrazioni HVSr evidenziano prevalentemente amplificazioni spettrali a frequenze medio-alte (5,5÷9,7 Hz) riconducibili a riflettori poco profondi (3÷7 metri). Il substrato roccioso (SCB; CIG; PAT1; PAT2) è risultato sempre classificabile “non rigido”. In particolare, lo stendimento MASW (L10) attribuisce al substrato arenaceo-pelitico SCB velocità di taglio V_s comprese tra 390 m/s e 530 m/s nei primi 20 fino a 20 metri di profondità (figura 5.19).

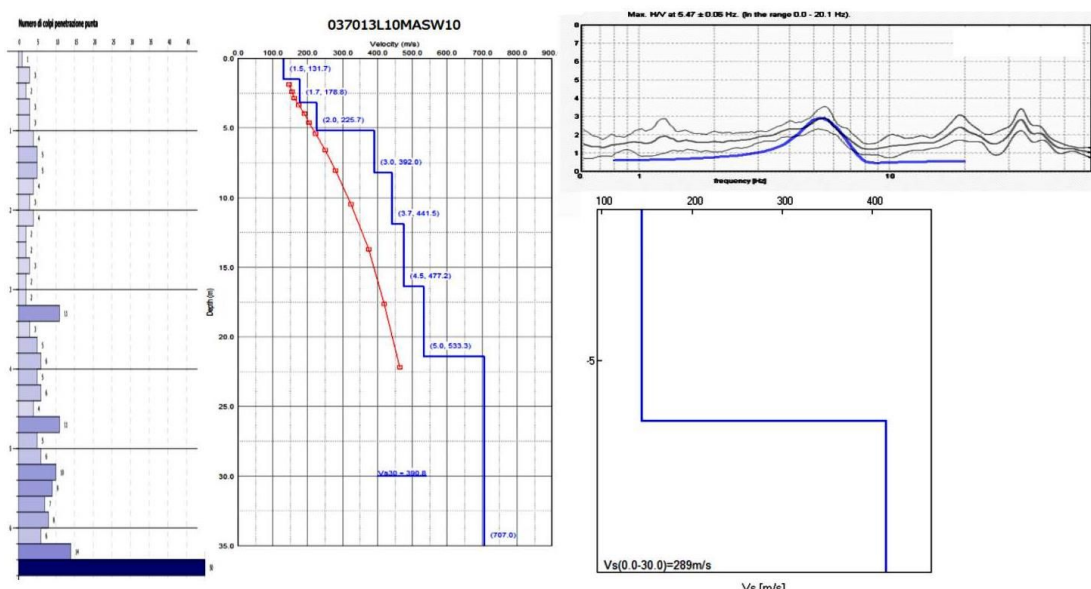


Figura 5.19 – Indagini eseguite a Villa d'Aiano (versante in sx idrografica del Rio della Rivola): a sx DPSH (P117) e MASW (L10); a dx: HVSr (P44) eseguita nei pressi del toponimo “Calcionara” e relativo modello sismostratigrafico

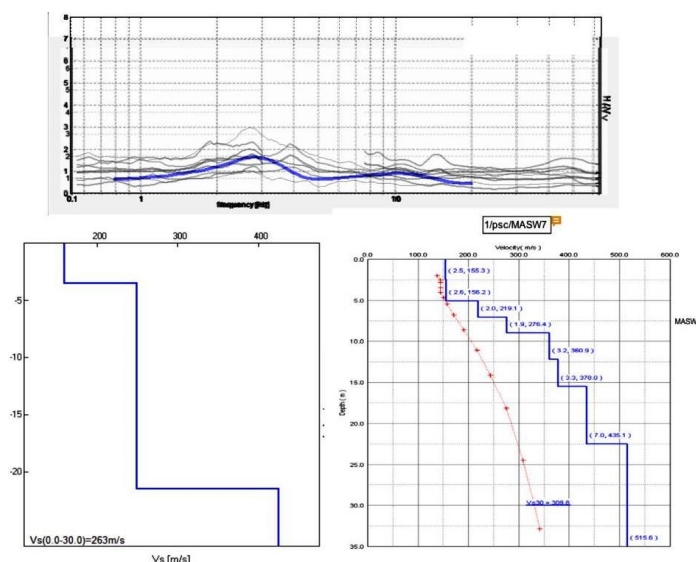


Figura 5.XX – Indagini eseguite a Ca del Costa: in alto HVSr (P42) e in basso a dx MASW (L7)

La cartografia geologica individua alcuni movimenti franosi quiescenti che presumibilmente hanno interessato e soli depositi di versante e/o bedrock alterato.

Per l'areale di studio “Villa d'Aiano” è disponibile la sezione geologica 3-3' (cfr. allegato 1 – Sezioni”).

Per quanto riguarda la località Ca del Costa, situata nel medesimo versante e all'incirca alle stesse quote di Villa d'Aiano (figura 5.20), le indagini HVSR disponibili evidenziano moderate amplificazioni spettrali a frequenze medio-alte ($2,2 \div 6,8$ Hz) riconducibili allo spessore più alterato del substrato roccioso affiorante (prevalentemente argilloso: AVV e BAI1). I modelli sismostratigrafici elaborati da prove MASW e HVSR riconducono a stimare lo spessore complessivo del bedrock “soffice” (alterato/fratturato) e maggiormente amplificabile in circa $20 \div 22$ metri, sovrastante bedrock (Arenarie di Scabiazza?) da considerarsi ancora “non rigido” (V_s comprese tra 400 m/s e 530 m/s).

5.6 Serra di Sarzana

L'areale “Serra di Sarzana” si colloca su versante con rilievi a monte dell'abitato caratterizzati da blocchi di substrato roccioso lapideo della Formazione di Pantano (membro PAT1), con stratificazione immergente verso N. Il versante meno acclive sul quale si insedia l'abitato è invece costituito da bedrock marnoso argilloso riconducibile a placche della Formazione di Cigarellino (CIG), alle Marne di Antognola (ANT e ANT4) e in parte anche alle Brecce Argillose di Baiso (membro BAI1), come evidenziato in figura 5.21. Il contatto tra PAT e questi ultimi litotipi è pertanto di tipo tettonico (fagliazione diretta). La cartografia geologica riporta coperture di versante. Nel versante a valle dell'abitato sono inoltre rilevati alcuni movimenti di versante (per scivolamento e/o colamento), che presumibilmente interessano soltanto lo spessore più alterato del bedrock argilloso marnoso.

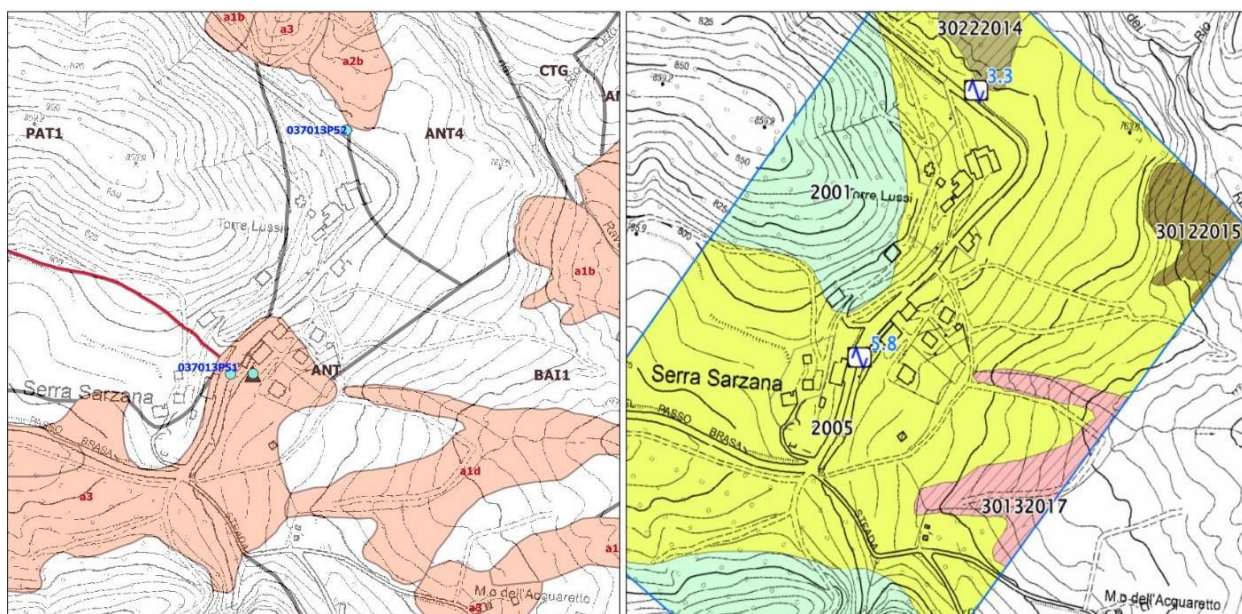


Figura 5.21 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Le indagini espletate (penetrometria DPSH; registrazioni HVSR) evidenziano spessori delle coperture (e di bedrock marnoso argilloso alterato) fino a circa 10 metri (figura 5.22), con moderati contrasti H/V a frequenze medio-alte (f_0 $3,3 \div 5,8$ Hz). Tale contesto è stato cautelativamente estrapolato a tutta la porzione di versante interessata da substrato CIG, ANT4,

BAI1 affiorante e alterato. Il bedrock è da ritenersi complessivamente “non rigido” con Vs comprese tra 400 m/s (ANT) e 500 m/s (PAT1).

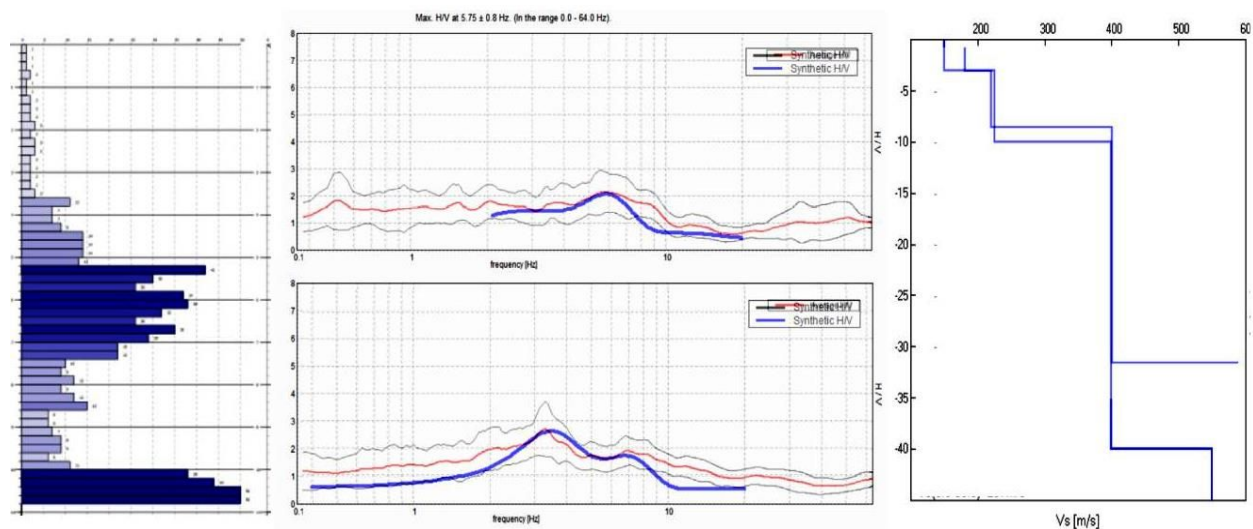


Figura 5.22 – Indagini eseguite a Serra di Sarzana nella zona MOPS 2005): penetrometria DPSH (P122), registrazioni HVSR (P51 e P52) e relativi modello sismostratigrafici

5.7 Rocca di Roffeno

La frazione è insediata nella porzione mediana di un pendio prevalentemente caratterizzato da coperture di versante, mentre il sottostante bedrock è prevalentemente attribuito alle Breccie Argillose di Baiso (membro BAI1) nel settore occidentale e alla Formazione di Pantano (membro PAT1) nel settore più orientale (figura 5.23). Il contatto tettonico tra BAI1 e PAT1 risulta in ampi settori dell'abitato obliterato dalle coperture di versante.

Il substrato roccioso BAI1 è generalmente caratterizzato da un'elevata tettonizzazione e costituisce bedrock sismico scarsamente rigido. La base del versante è inoltre interessata da diffusa instabilità di versante (frane di scivolamento e di colata).

Il bedrock PAT1 è affiorante nel versante e nei rilievi a monte dell'abitato (verso N e NE-E), con stratificazione immergente verso N e NO. Il bedrock lapideo PAT1 è anch'esso caratterizzato da una generale deformazione pervasiva, in particolare nel settore occidentale dell'area studiata si riscontrano fratturazioni riconducibili a fasi tettoniche neoalpine tardive (cfr. “linea Castel d'Aiano-Rodiano”).

Le indagini geognostiche/geofisiche disponibili hanno evidenziato spessori delle coperture molto variabili (circa 3÷15 metri) riconducibili a depositi di versante e, presumibilmente, anche a bedrock molto alterato (es. BAI1). Spessori più modesti delle coperture (fino a circa 5 metri) caratterizzano una stretta fascia lungo la SP “Vergato-Zocca” mentre nell'abitato sottostante le indagini evidenziano spessori “soffici” fino a 15 metri e oltre, con registrazioni HVSR che evidenziano altri spettrali da circa 7,5÷7,0 Hz a 4,0÷1,9 Hz (figure 5.24, 5.25 e 5.26).

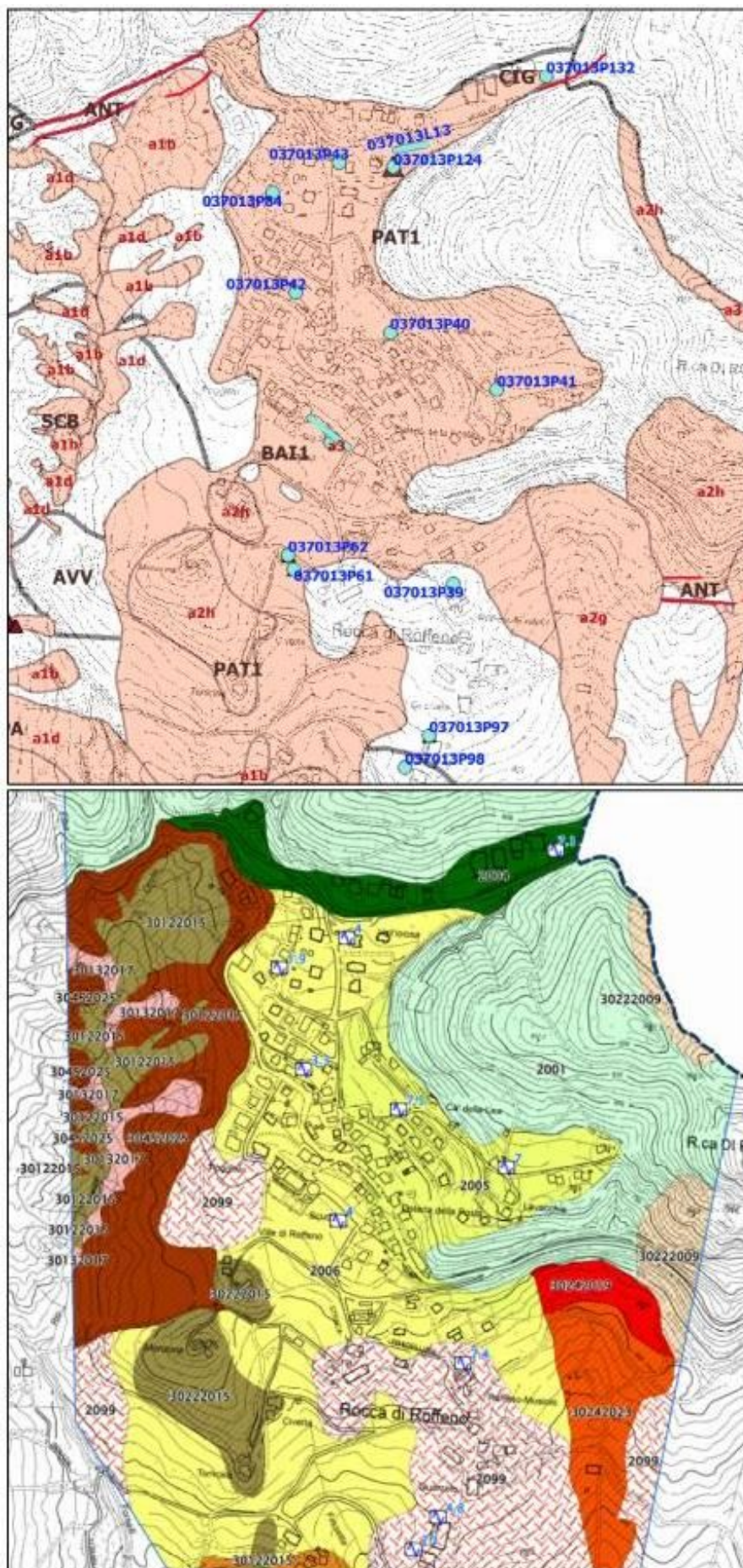


Figura 5.23 – In alto: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. In basso: delimitazione delle zone MOPS

Figura 5.24 -
Registrazione HVSR
(P132) e modello
sismostratigrafico
estrapolabile alla zona
2004 di Rocca di
Roffeno

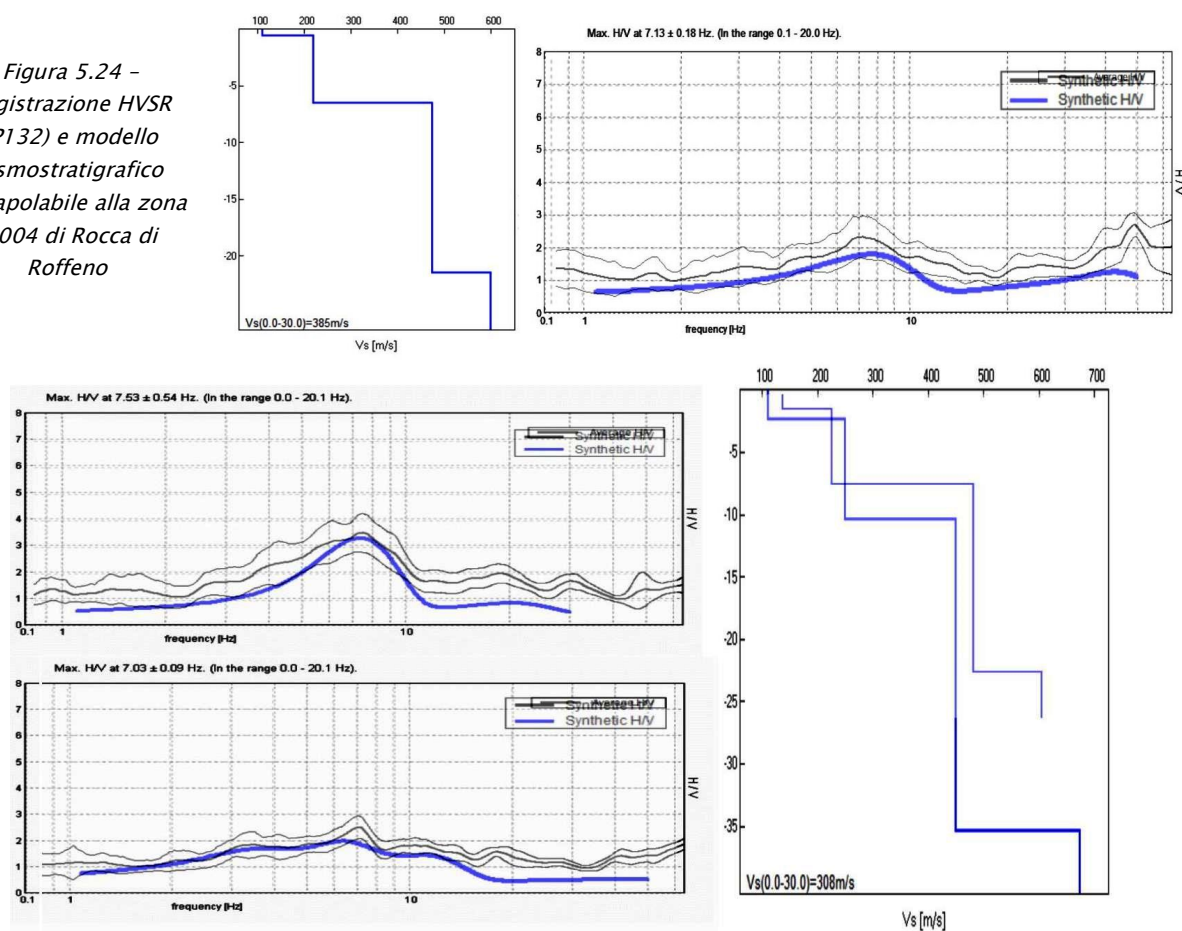


Figura 5.25 - Registrazioni HVSR (P40 e P41) e modello sismostratigrafico estrapolabile alla zona 2005 di Rocca di Roffeno

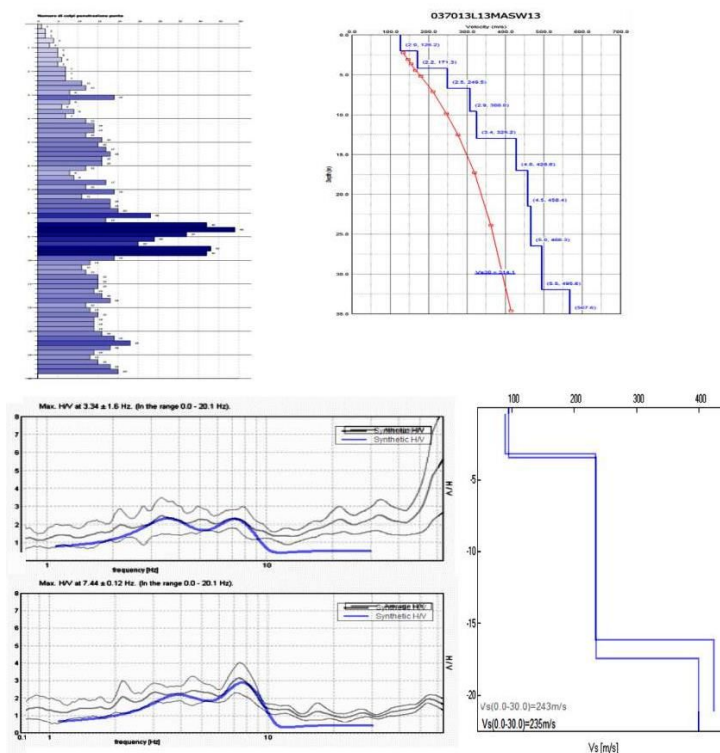


Figura 5.26 - In alto: penetrometria DPSH
(P124) e MASW (L12) realizzate nella zona
MOPS 2006. In basso: registrazioni HVSR (P39
e P42) e modelli sismostratigrafici estrapolabile
alla zona 2006 di Rocca di Roffeno

5.8 Santa Lucia

L'areale "Santa Lucia" si colloca su un pianalto (figura 5.26), limitato da rilievi caratterizzati da substrato roccioso affiorante della Formazione di Pantano (membri PAT 1 e PAT2). Sono inoltre rilevate coperture di origine eluvio-colluviale (cfr. carta geologica 1:50.000). Le indagini espletate (penetrometria DPSH; registrazione HVSR) hanno evidenziato uno spessore delle coperture pari a 4÷5 metri e moderati contrasti H/V a frequenze medio-alte ($f_0 = 6,1$) come evidenziato in figura 5.27). Il modello sismostratigrafico estrapolabile dalla prova sismica rileva come il bedrock lapideo PAT1 /PAT2 risulti localmente caratterizzato da deformazioni tettoniche particolarmente invasive e sia da considerarsi "non rigido" ($V_s \cong 450$ m/s).

Figura 5.26 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

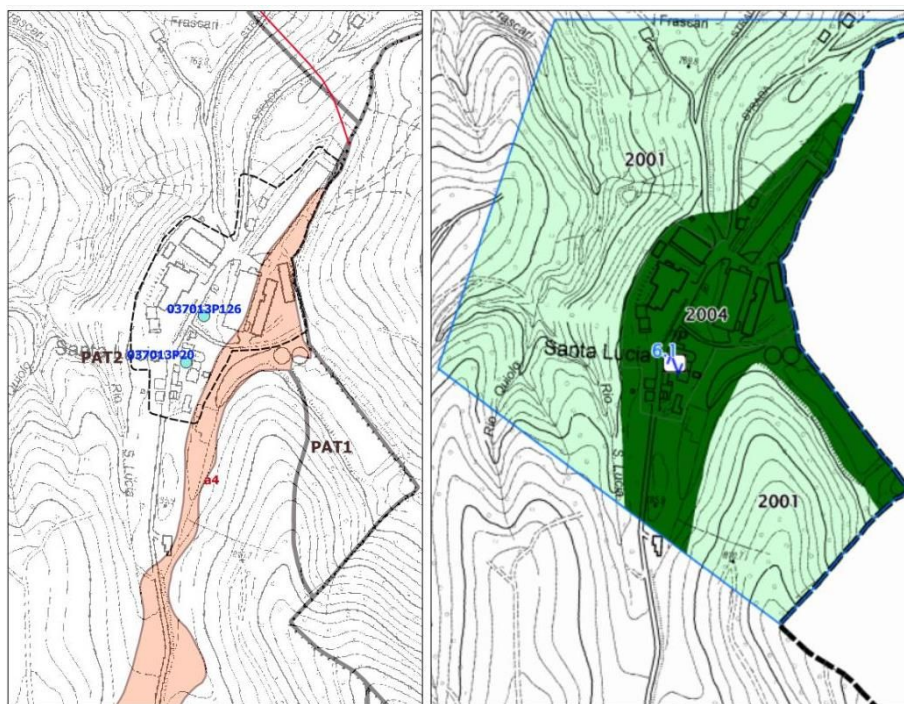
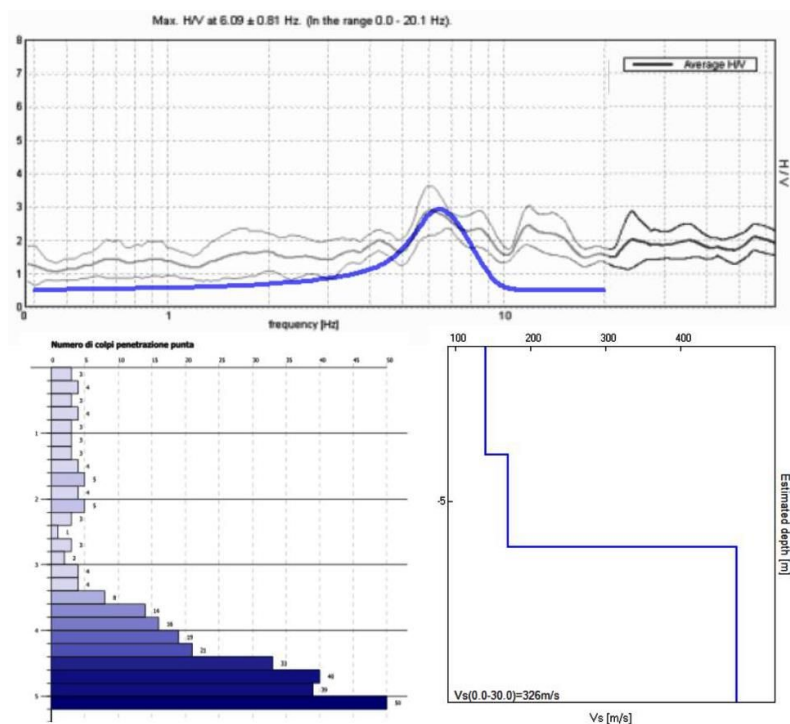


Figura 5.27 – Indagini eseguite a Santa Lucia nella zona MOPS 2004): penetrometria DPSH (P1246), registrazione HVSR (P20) e modello sismostratigrafico



5.9 Casigno

L'abitato di Casigno è insediato in versante esposto a sud e caratterizzato da acclività media di circa $15 \div 20^\circ$. Tutto il settore nord-occidentale del pendio studiato è costituito da substrato roccioso arenaceo-pelitico (torbiditi della Formazione di Monghidoro - MOH - e della Formazione di Montevenere - MOV). Il limite tra MOH e MOV non risulta localmente visibile e tuttavia viene considerato graduale. Il settore sud-orientale, blandamente meno acclive (15°) e invece caratterizzato da coperture marnoso argillose della Formazione di Antognola (ANT), discordanti su MOH e MOV (figura 5.28).

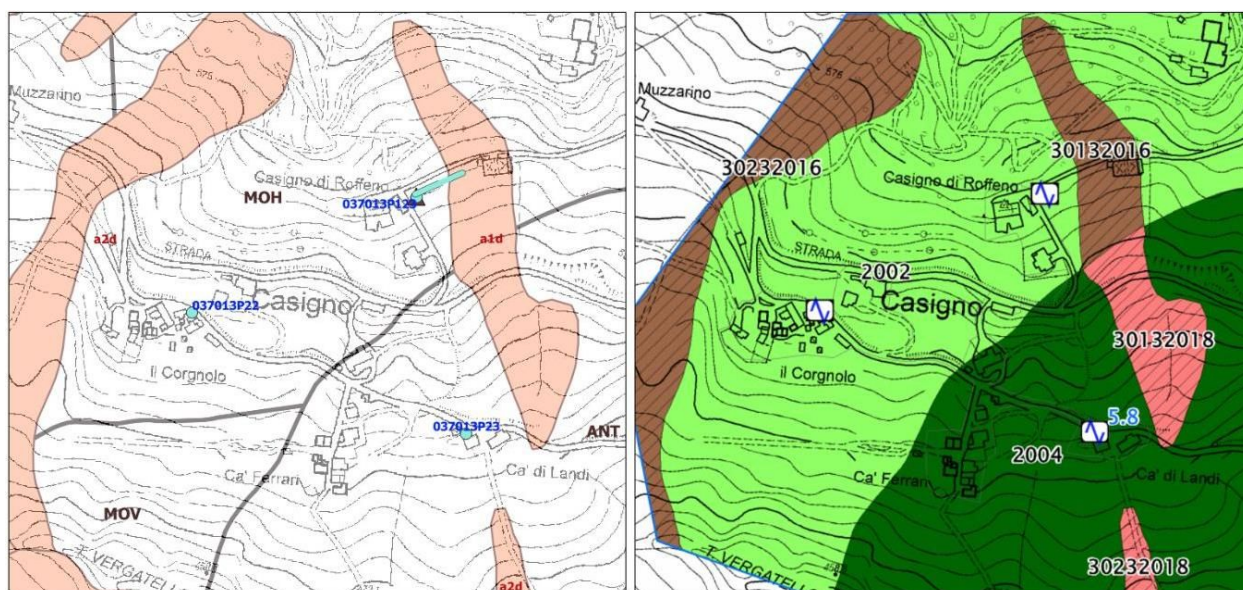
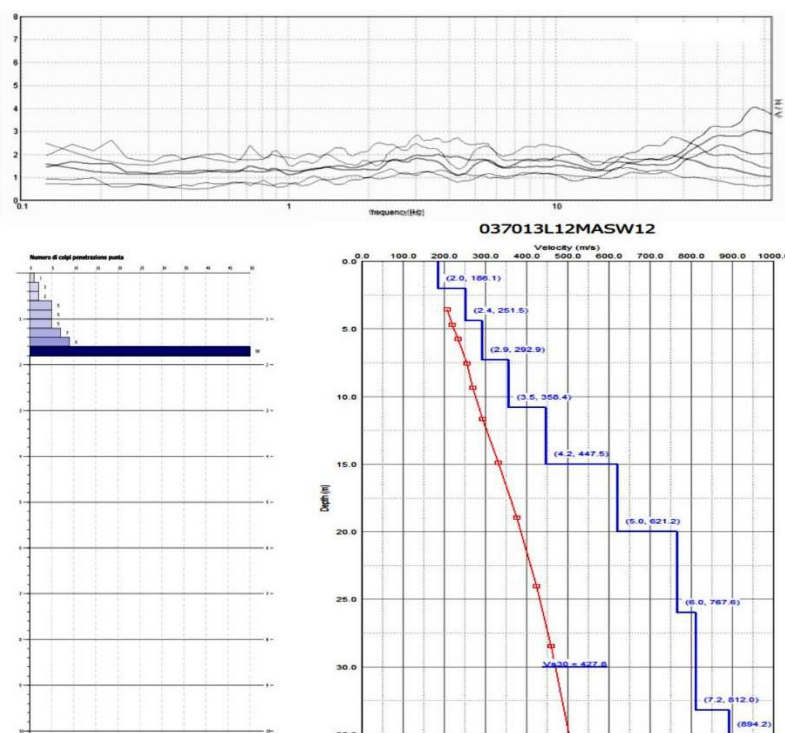


Figura 5.28 – A sx: substrato geologico, coperture quaternarie e discontinuità tettoniche rilevate. Si riportano le prove geognostiche/geofisiche di riferimento. A dx: delimitazione delle zone MOPS

Figura 5.29 – Indagini eseguite a Casigno (zona MOPS 2002): penetrometria DPSH (P123), MASW (L12) e registrazioni HVSR (P22; P123)



La cartografia geologica indica per tutto il pendio studiato bedrock affiorante, ad esclusione di alcuni movimenti franosi che circoscrivono l'abitato a est e a ovest. Le indagini espletate confermano questa condizione e in particolare le registrazioni HVSR eseguite nel settore di versante NO non evidenziano amplificazioni spettrali H/V (con prova DPSH terminata a “rifiuto” a -1,8 m). Lo stendimento MASW effettuato sul bedrock MOH stima una Vs approssimabile a circa 450 m/s (figura 5.29). Nel settore SE del pendio studiato, caratterizzato dal substrato roccioso più tenero (marne argillose) ANT, la registrazione HVSR (P23, figura 5.30) ha invece evidenziato amplificazioni spettrali a frequenze medio-alte e imputabili allo spessore più alterato superficiale (fino a 5÷7 metri) e bedrock complessivamente “non rigido” (Vs comprese tra 400 m/s e 500 m/s).

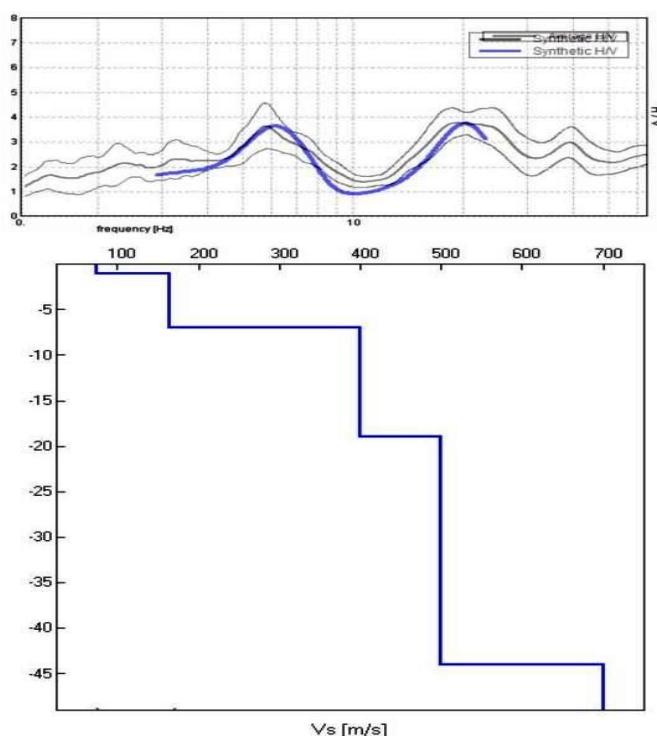


Figura 5.30 – Registrazione HVSR seguita a Casigno (zona MOPS 2004) e modello sismostratigrafico

5.10 San Cristoforo di Labante

La frazione è insediata in versante esposto a S-SE e in sinistra del torrente Aneva, complessivamente caratterizzato da acclività significative (circa 35÷40°). Il substrato roccioso è costituito da areniti della Formazione di Pantano (membro PAT1) nei rilievi a monte dell'abitato e da alternanze arenaceo-pelitiche (Marne di Antognola, membro ANT4) nel pendio sottostante. L'abitato è in prevalenza dislocato in un settore di pendio meno scosceso (circa 15÷20°) e caratterizzato da coperture di versante. Il contatto tettonico tra PAT1 e ANT4 è inoltre incerto: localizzabile poco a monte della Strada Provinciale e celato dai depositi di versante (figura 5.31). Le indagini eseguite in questa porzione di pendio (penetrometria DPSH; registrazioni HVSR) hanno riscontrato amplificazioni a frequenze medio alte (f_0 a circa 3÷6 Hz) riconducibili allo spessore “soffice” delle coperture di versante spesse fino a 4÷7 metri (figura 5.32).

Il settore centrale dell'area studiato è inoltre caratterizzato da potenziale instabilità riconducibile a presenza di cavità (“Grotte di San Cristoforo”), sviluppate all'interno di un'ampia colata di travertino lungo il versante fino al sottostante torrente Aneva. Tale zona è perimetrata come geosito di interesse regionale (DGR 1302/2016).

Figura 5.31 –
In alto:
substrato
geologico,
coperture
quaternarie e
discontinuità
tettoniche
rilevate. Si
riportano le
prove
geognostiche
e geofisiche
di
riferimento e
il limite
dell'area
interessata
da cavità
carsiche
(geosito). In
basso:
delimitazione
delle zone
MOPS

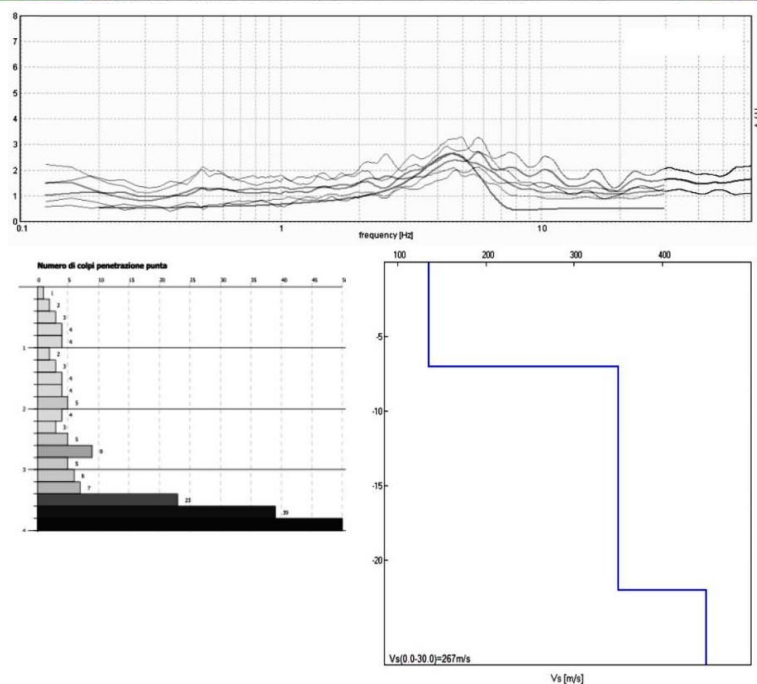
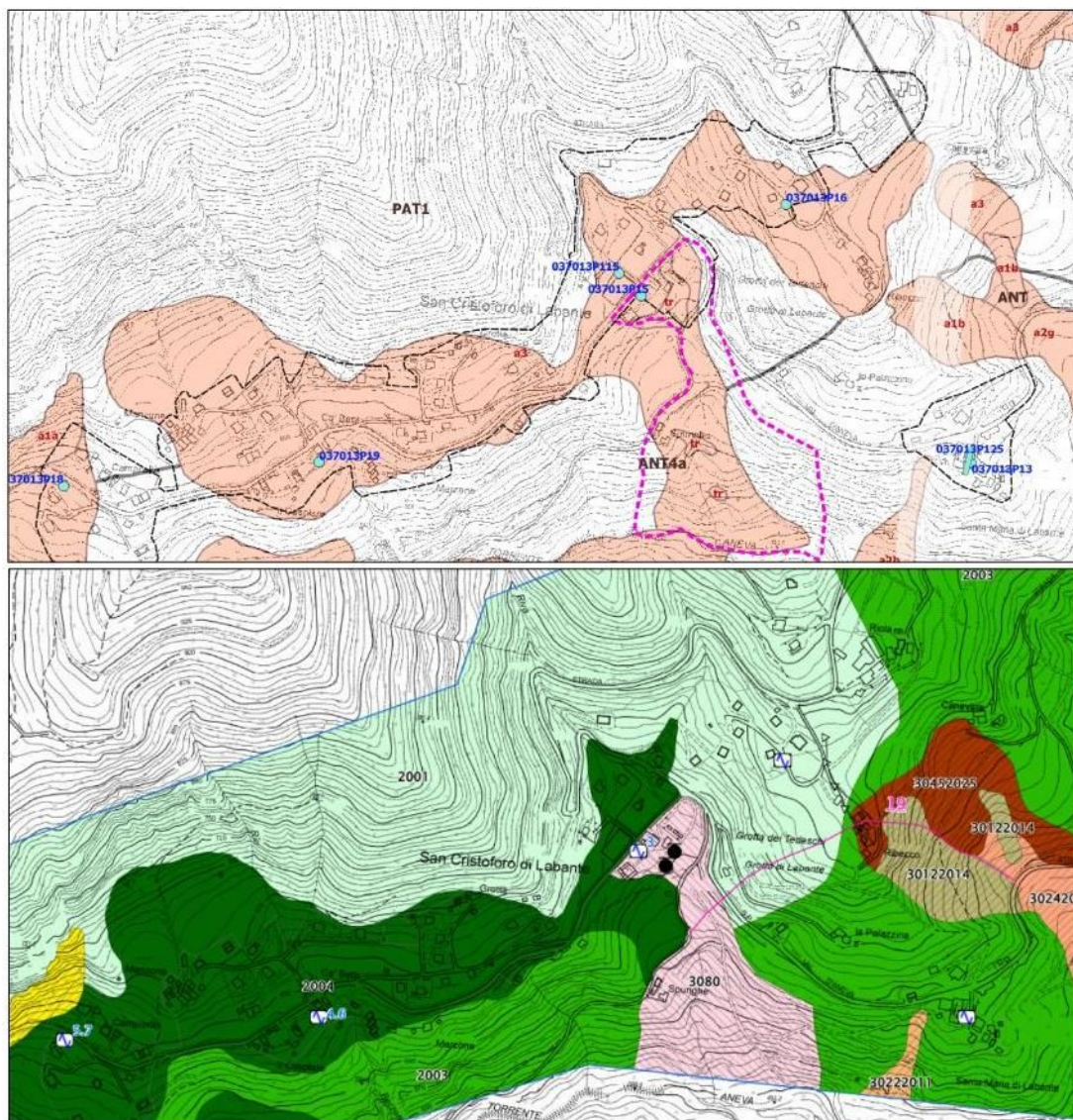


Figura 5.32 – Indagini eseguite a S.
Cristoforo Labate (zona MOPS 2004):
penetrometria DPSH (P115), registrazioni
HVSr (P18; P19) e modello
sismostratigrafico

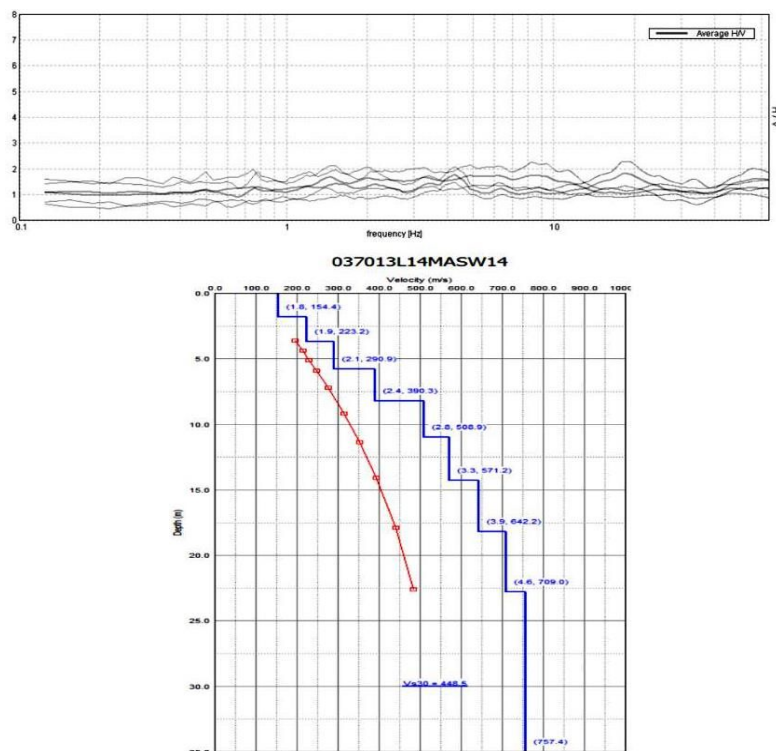


Figura 5.33 – Indagini eseguite a S. Cristoforo Labante: registrazioni HVSR (P16 e P13) eseguite nelle zone MOPS 2001 e 2003); modello sismostratigrafico della prova MASW (L14) eseguita nella zona MOPS 2003

Il settore studiato più orientale è invece caratterizzato da versanti e rilievi con substrato roccioso (PAT1; ANT4a) affiorante e/o coperture continentali di modesto spessore (<3 m), come dimostrato da registrazioni HVSR prive di amplificazioni spettrali H/V (figura 5.33). La prova MASW (L14) ha stimato V_s relative al bedrock ANT4 pari a circa 400÷500 m/s (“non rigido”). Il rilievo presso il toponimo “Ribecco” forma una limitata cresta, per la quale si sono stimate amplificazioni per condizioni morfologiche comprese tra 1,1 e 1,2, mentre il sottostante versante orientale è interessato da frane di scivolamento recenti che hanno interessato più superficialmente il bedrock più pelitico ANT (argille e marne argillose) localmente affiorante. La cartografia del PSAI, inoltre, classifica parte di questo versante come area in dissesto e come ulteriore zona di possibile evoluzione del dissesto (fino a comprendere parte del nucleo abitato “Ribecco”⁴).

⁴ La perimetrazione delle zone di dissesto riportate nella cartografia del PSAI – Bacino del Reno, soggetta a specifiche normative urbanistiche, viene pertanto considerata anche nello studio di MS

6 INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

Lo studio di microzonazione sismica ha innanzitutto permesso di integrare le indagini di repertorio. I dati geognostici considerati offrono una sufficiente “copertura” conoscitiva delle aree studiate e le indagini geofisiche espletate ex novo per questo studio di microzonazione (penetrometrie DPSH; stendimenti MASW e registrazioni HVSR) consentono una modellazione del sottosuolo esaustiva per l'elaborazione della risposta sismica locale semplificata (secondo livello).

Le incertezze sono comunque accettabili in funzione del grado di approfondimento che si è inteso espletare. Lo studio, ha inoltre ben definito le aree che dovranno ineludibilmente approfondire gli aspetti di pericolosità sismica.

7 METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

7.1 Cenni introduttivi

Il fine ultimo dello studio di microzonazione sismica di “livello 2” è quello di consentire una suddivisione del territorio indagato in:

- zone “stabili”
- zone “stabili suscettibili di amplificazione” → a loro volta suddivise in aree a diverso grado di amplificazione da quantificare con analisi semplificate (abachi)
- zone “di attenzione” → a loro volta suddivise per tipologia di instabilità, con stima della pericolosità da ricavare in termini quantitativi (ulteriori analisi di livello 3)

Come riportato nelle note introduttive degli standard di MS (v.4.0), i risultati degli studi sono fondamentalmente riconducibili alla carta delle MOPS (microzone omogenee in prospettiva sismica) e alla cartografia di MS (microzonazione sismica).

Occorre rammentare che la carta delle MOPS è riferita unicamente al “livello 1” di approfondimento e perciò le zone individuate hanno approfondimenti esclusivamente di tipo qualitativo. La cartografia di MS può avere sia zone con approfondimenti di “livello 2”, sia zone con approfondimenti di “livello 3”.

Per il Comune di Castel d'Aiano, lo studio sismico di livello 2 ha permesso di valutare i fattori di amplificazione sismica semplificata delle MOPS individuate per gli areali di studio. La stima dell'amplificazione si è basata sul modello di sottosuolo locale valutato per le aree studiate (cfr capitolo 5) in particolare considerando gli abachi predisposti dalla Regione Emilia-Romagna e riportati nella DGR 2193/2015 (Allegato A2), riferiti a grandi situazioni morfologico-stratigrafiche che tengono conto delle caratteristiche litologiche e morfologiche e della profondità del bedrock sismico.

Si rammenta che la DGR 2193/2015 ha determinato l'aggiornamento dei precedenti indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna (DAL 112/2007).

I paragrafi del presente capitolo illustrano i risultati dello studio e le metodologie di elaborazione utilizzate per determinare i diversi fattori di amplificazione sul territorio e per identificare le zone di attenzione per instabilità.

7.2 I fattori di amplificazione considerati per lo studio di MS

Per suddividere il territorio in base all'amplificazione attesa, in aree a maggiore e minore pericolosità, sono stati calcolati i fattori di amplificazione di ogni zona studiata. I fattori di amplificazione indicati nella DGR regionale n. 2193/2015 sono i seguenti:

- FA PGA → rapporto tra la massima ampiezza dell'accelerazione su affioramento rigido e la massima ampiezza dell'accelerazione alla superficie del deposito (PGA/PGA_0). Il fattore di amplificazione dipende dalla frequenza di eccitazione armonica, dal fattore di smorzamento

D e dal rapporto tra l'impedenza sismica, prodotto tra densità-velocità, della roccia base e quella del deposito;

- FA SI – Intensità spettrale di Housner → indicatore della pericolosità sismica, definito come l'area sottesa dello spettro di risposta di pseudovelocità per determinati periodi dello scuotimento. Nel nostro caso, si sono determinati i fattori di amplificazione per i due intervalli di periodo: $FA_{0,1-0,5s}$ e $FA_{0,5-1,0s}$.

7.3 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: calcolo dei fattori di amplificazione

Il calcolo dei fattori di amplificazione ha interessato le aree urbanizzate/urbanizzabili e alcune ulteriori aree attigue.

Per suddividere il territorio in base all'amplificazione attesa, in aree a maggiore e minore pericolosità, nello studio di microzonazione sismica di livello 2, i fattori di amplificazione vengono calcolati con approccio semplificati mediante l'utilizzo di abachi. In tal senso, si sono utilizzati gli abachi di riferimento per gli studi di MS in Emilia-Romagna (DGR 2193/2015), sulla base delle differenti caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo ritenute importanti dal punto di vista della risposta sismica locale (cfr. capitolo 5).

Le seguenti tabelle 7.1÷7,8 riportano la sintesi riepilogativa dei fattori di amplificazione (FA) riferibili alle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS). Per maggior chiarezza, vengono indicati i FA delle zone MOPS suddividendole per areali di studio. Si riportano il macrocontesto attribuibile a tale zona e i parametri (spessori; V_{SH} ; V_{S30}) necessari per il calcolo dei FA.

Tabella 7.1 Capoluogo

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2099	versante orientale	APPENNINO	$V_{SH10}=200$	2,2	2,3	1,6	Substrato affiorante tettonicamente molto alterato (MVT)
2001	(Territorio vasto)	APPENNINO	$V_{S30}=600$	1,2	1,3	1,3	In zone di crinale sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,4)
2002	(Territorio vasto)	APPENNINO	$V_{S30}=500$	1,4	1,4	1,4	In zone di crinale sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,2)
2003	(Territorio vasto)	APPENNINO	$V_{S30}=450$	1,6	1,6	1,4	In zone di crinale sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,2)
2004	(Territorio vasto)	APPENNINO	$V_{SH5}=150$	2,3	2,1	1,4	
	Pianalto Ca' di Giulio Pianalto a sud di il Poggetto		$V_{SH5}=150$	2,0	1,7	1,4	
2005	(Territorio vasto) "Palo Canola"	APPENNINO	$V_{SH10}=200$ V_{SH10}	2,2	2,3	1,6	

	"Palo Albareto"		=150	2,3	2,6	1,8	
--	-----------------	--	------	-----	-----	-----	--

Tabella 7.2 Villa d'Aiano

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2099	Villa d'Aiano e Ca' del Costa	APPENNINO	VSH20 =250	2,1	2,4	1,9	Substrato affiorante tettonicamente molto alterato (MVT; AVV; BAI1)
2001	--	APPENNINO	VS30=600	1,2	1,3	1,3	
2004	(Territorio vasto)	APPENNINO	VSH5 =150	2,3	2,1	1,4	Coperture eluvio-colluviali oppure bedrock più superficiale molto alterato (CIG, PAT2, SCB)

Tabella 7.3 Serra Sarzana

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2001	--	APPENNINO	VS30=500	1,4	1,4	1,4	
2005	--	APPENNINO	VSH10 =200	2,2	2,3	1,6	

Tabella 7.4 Sasso Molare

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2001	--	APPENNINO	VS30=600	1,2	1,3	1,3	
2002	--	APPENNINO	VS30=500	1,4	1,4	1,4	
2003	--	APPENNINO	VS30=450	1,6	1,6	1,4	
2004	--	APPENNINO	VSH5 =150	2,3	2,1	1,4	
2005	--	APPENNINO	VSH10 =150	2,3	2,6	1,8	

Tabella 7.5 San Cristoforo di Labante

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2001	--	APPENNINO	VS30=600	1,2	1,3	1,3	In zone di crinale sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,2)
2003	--	APPENNINO	VS30=450	1,6	1,6	1,4	In zone di crinale sono stati ulteriormente calcolati FA topografici (da 1,1 a 1,2)
2004	--	APPENNINO	VSH5 =150	2,3	2,1	1,4	

Tabella 7.6 Santa Lucia

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2001	--	APPENNINO	VS30=500	1,4	1,4	1,4	

2004	--	APPENNINO	VSH5 =150	2,3	2,1	1,4	
------	----	-----------	--------------	-----	-----	-----	--

Tabella 7.7 Rocca di Roffeno

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2099		APPENNINO	VSH15 =200	2,2	2,6	1,9	Substrato affiorante tettonicamente molto alterato (APA; BAI1)
2001	--	APPENNINO	VS30=600	1,2	1,3	1,3	
2004	--	APPENNINO	VSH5 =200	2,0	1,7	1,4	
2005	--	APPENNINO	VSH10 =200	2,2	2,3	1,6	
2006	--	APPENNINO	VSH15 =200	2,2	2,6	1,9	

Tabella 7.8 Casigno

ZONA (MOPS)	LOCALITA' INTERESSATE	MACRO CONTESTO	VS / SPESSORI	FA PGA	FA SI (0,1-0,5s)	FA SI (0,5-1,0s)	NOTE
2002	--	APPENNINO	VS30=450	1,6	1,6	1,4	
2004	--	APPENNINO	VSH5 =150	2,3	2,1	1,4	

7.4 Zone di attenzione per instabilità: calcolo dei fattori di amplificazione

Il calcolo dei fattori di amplificazione ha interessato anche le aree perimetrate come “zone di attenzione per instabilità di versante”, come richiesto negli Standard MS v. 4.0b (CTMS, 2015) della protezione Civile. Tuttavia, sono aree ove vengono richiesti ulteriori approfondimenti (livello 3).

Le aree instabili perimetrate sono desunte dalla cartografia geologica RER (superfici di frana già classificate), dall'Inventario del dissesto RER e dalla cartografia di PAI – Bacino del Po – e PSAI – Bacino del Reno –. Per quanto riguarda la cartografia di PAI/PSAI, lo studio di MS ha dunque considerato sia le aree di dissesto (in gran parte coincidenti con l'inventario del dissesto del SGSS regionale), sia le zone di possibile evoluzione già perimetrate e oggetto di specifica normativa urbanistica.

In alcuni casi, gli spessori dei depositi rimaneggiati sono desunti da indagini geognostiche effettuate nei corpi di frana (es. P120DPSH eseguita a Castel d'Aiano nella zona artigianale).

Per il calcolo dei fattori di amplificazione semplificati (che andranno tuttavia confermati con studi di approfondimento di livello 3), si è dunque considerato il contesto litostratigrafico e sismico locale e stimato lo spessore di sedimento rimaneggiato compatibile con la presunta profondità del piano di taglio/scivolamento della frana. Più in generale e soprattutto nel caso di frane di modesta estensione oppure nelle zone di possibile evoluzione del dissesto, si è spesso considerato come intervallo maggiormente amplificabile la profondità delle eventuali coperture e/o il bedrock alterato del circostante versante stabile, visto che il piano di taglio dovrebbe

verosimilmente interessare solamente tale spessore. Le frane sono state classificate considerando sia la tipologia di movimento (crollo; colata; scorrimento; ecc.), sia le principali condizioni morfologiche distinguendo, ove possibile, le zone di distacco da quelle di prevalente accumulo. Non si è invece considerato lo stato di attività, di non facile definizione soprattutto in chiave d'analisi sismica: gli eventuali ulteriori approfondimenti riguardanti le condizioni di attivazione/riattivazione del dissesto dovranno infatti basarsi sugli esiti di pericolosità sismica di base e di amplificazione locale derivata dallo studio di microzonazione sismica.

7.5 Effetti della topografia: calcolo dei fattori di amplificazione

Per gli areali urbanizzati/urbanizzabili, lo studio ha considerato anche gli effetti morfologici dei pendii più acclivi ($<15^\circ$) e in particolare le configurazioni geometriche bidimensionali e tridimensionali (es. cucuzzoli, creste, dorsali allungate) di altezza superiore a 30 metri.

Il calcolo dei fattori di amplificazione topografica è stato espletato secondo quanto indicato nelle DGR n. 2188/2016 e DGR n. 2193/2015 (figura 7.1).

In base alla geometria descritta in figura 7.1, il valore del fattore di amplificazione topografica ST è dato dalla seguente relazione:

$ST = 1 + 0,8 \cdot (\alpha - \beta - 0,4)$ sul segmento BC

dove:

b = valore minimo tra 20α e $(H+10)/4$

α è il gradiente del fronte più ripido e β del fronte meno ripido.

$ST = 1$ in A ($a = H/3$)

$St = 1$ in D ($c = H/4$)

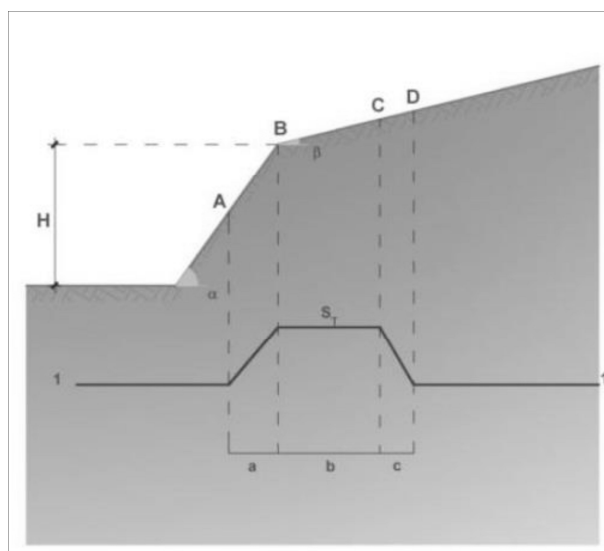


Figura 7.1 – Schema geometrico per il calcolo degli effetti della topografia (cfr. DGR 2193/2015)

L'analisi ha dunque richiesto l'elaborazione di sezioni topografiche, rappresentate nella figura 7.2. La figura 7.3 sintetizza gli esiti di calcolo di ST e delle relative aree di influenza. Le tracce sono state elaborate mediante software GIS e base topografica CTR regionale (scala 1:5.000).

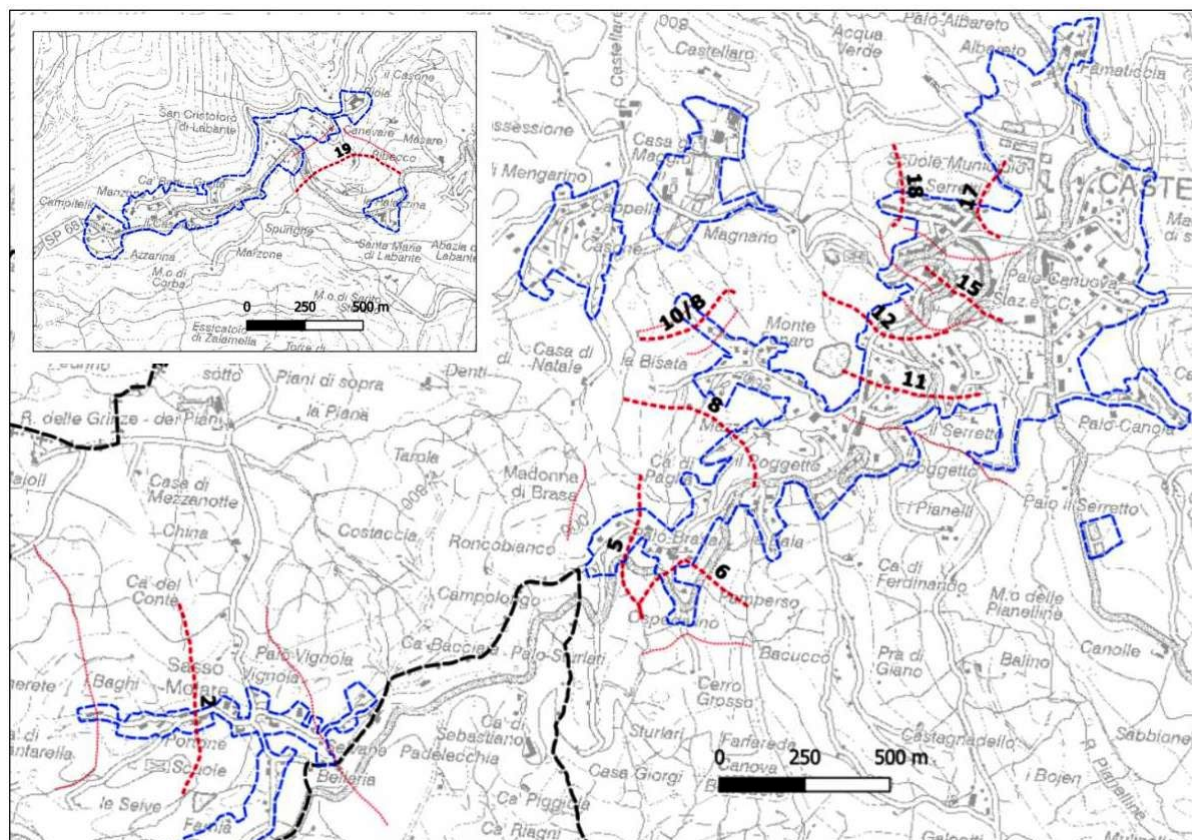


Figura 7.2 – Localizzazione delle sezioni topografiche di riferimento per il calcolo dei fattori di amplificazione ST. Il tratto più marcato indica le sezioni pubblicate in allegato

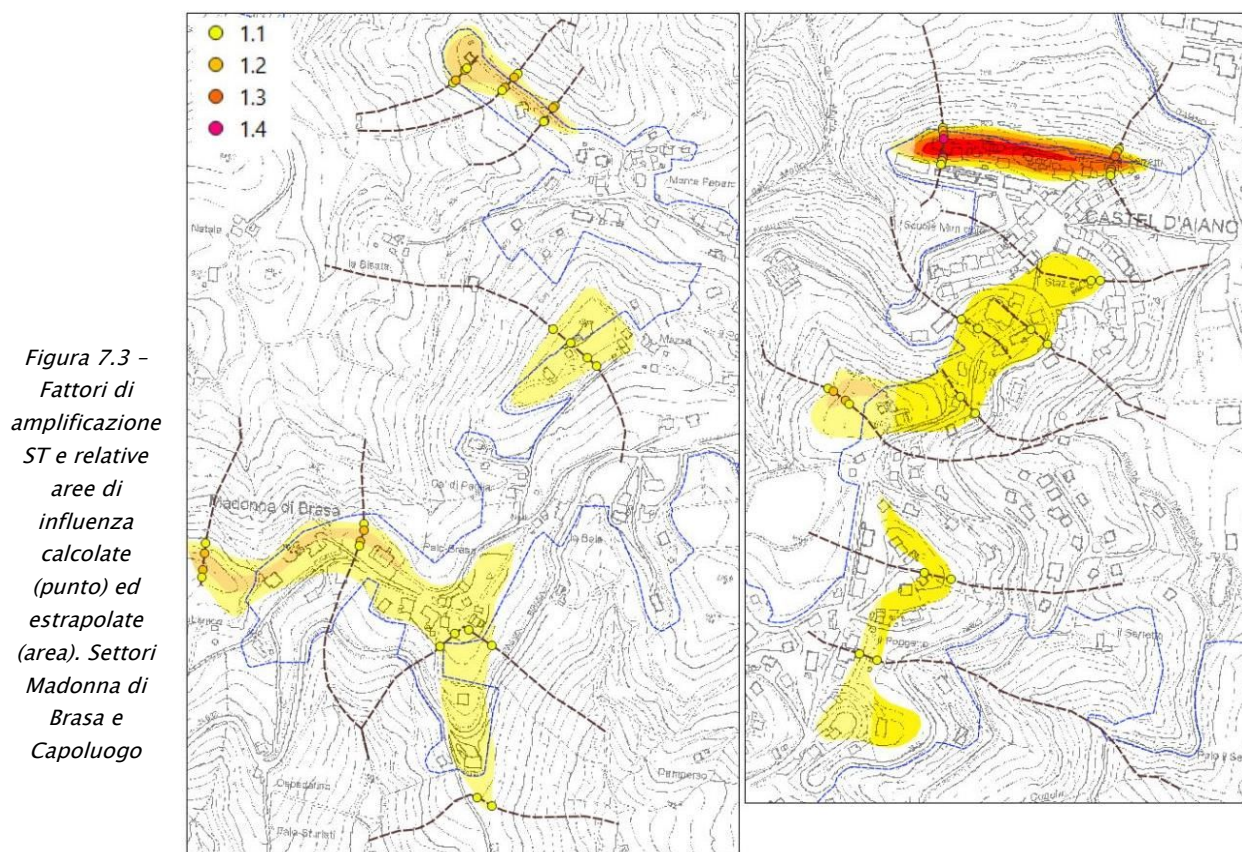


Figura 7.3 – Fattori di amplificazione ST e relative aree di influenza calcolate (punto) ed estrapolate (area). Settori Madonna di Brasa e Capoluogo

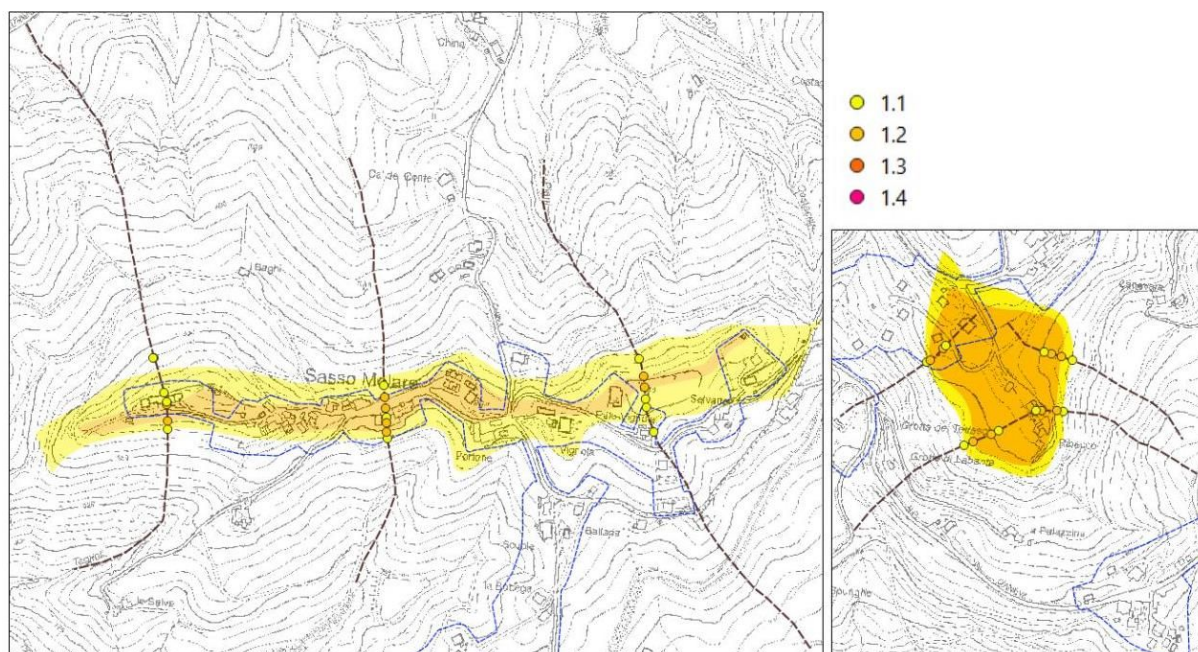


Figura 7.4 – Fattori di amplificazione ST e relative aree di influenza calcolate (punto) ed estrapolate (area). Settori Sasso Molare (a sx) e Roffeno (a dx)

Le analisi morfologiche hanno evidenziato possibilità di amplificazione topografica in settori del principale crinale ove di insediano gli abitati di Sasso Molare, Madonna di Brasa e lo stesso Capoluogo. Occorre precisare che in alcuni casi le aree di interferenza (es. Capoluogo e Roffeno) sono state estrapolate in modo più cautelativo, cioè comprendendo l'intera cresta e/o cucuzzolo, in ragione del contesto morfologico riscontrabile. Gli esiti di ST sono dunque compresi tra 1,1 e 1,4 con amplificazioni più elevate riscontrate cresta più settentrionale del Capoluogo, caratterizzata da ripide pendenze della scarpata nord (fino a $40 \div 45^\circ$).

8 ELABORATI CARTOGRAFICI

8.1 Carta delle Indagini (Tavola 1)

Gli studi di microzonazione sismica hanno consentito di riordinare e selezionare le conoscenze di sottosuolo pregresse, fondate sugli esiti delle indagini geognostiche e geofisiche di repertorio e sugli esiti delle prove integrative.

In questo senso, la “Carta delle Indagini”, realizzata alla scala 1:10.000, permette la visione di insieme delle localizzazioni delle prospezioni geologiche e geofisiche realizzate nel territorio comunale di Castel d'Aiano, raccolte e archiviate in formato digitale per il presente studio. Per una descrizione dettagliata sulla tipologia delle indagini disponibili e in particolare di quelle eseguite per gli studi di MS si rimanda al Capitolo 4.

La cartografia identifica il tipo di prova con la simbologia riportata negli <<Standard di rappresentazione e archiviazione informatica>> CTMS (v.4.1), distinguendo la tipologia delle prove e indicando il sito oggetto delle indagini.

8.2 Carta geologico–tecnica per la microzonazione sismica (Tavola 2)

La <<Carta geologico–tecnica>>, elaborata alla scala 1:5.000, ha lo scopo di fornire ulteriori elementi per la definizione del modello di sottosuolo meno profondo, necessario per lo studio di microzonazione sismica. Tuttavia, nella pianura, si distingue nei contenuti dalla classica carta geologica e/o litologica.

In particolare, la cartografia geologico–tecnica ha suddiviso il territorio studiato sulla base del controllo dei dati tessiturali desunti dalle stratigrafie dei sondaggi a carotaggio continuo (analisi tessiturali; classificazione dei campioni prelevati) e dalle prove penetrometriche, disponendo anche di dati numerici.

L'elaborazione di questa cartografia è basata sul criterio delle classi tessiturali definite secondo gli “standard di microzonazione sismica” (v.4.1);

Il territorio di studio è stato suddiviso nelle classi USCS/AGI riportate in figura 8.1.

La cartografia geologico–tecnica inoltre riporta:

- ✓ “forme di superficie” (creste; aree con cavità sepolte/doline/sinkhole; cavità sepolte puntuali)
- ✓ aree di instabilità di versante (classificate secondo lo stato di attività)
- ✓ forme di superficie e sepolte (faglie certe e incerte)
- ✓ elementi geologici e idrogeologici (giaciture strati e sondaggi/pozzi)
- ✓ le tracce delle sezioni geologiche di riferimento per questo lavoro.






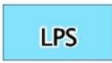






Terreni di copertura	
	RI Terreni contenenti resti di attività antropica
	GC Ghiaie argillose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla – falda detritica (fd), argine/barre/canali (es), terrazzo fluviale (tf)
	ML Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità – eluvi/colluvi (ec), terrazzo fluviale (tf), loess (ls)
	CL Argille e argille limose più o meno consistenti – eluvi/colluvi (ec)
Substrato geologico	
	LP Lapideo
	LPS Lapideo stratificato
	GRS Granulare cementato stratificato
	COS Coesivo sovraconsolidato stratificato
	ALS Alternanza di litotipi stratificato
	SFCO Coesivo sovraconsolidato fratturato o alterato
	SFLPS Lapideo stratificato fratturato o alterato
	SFCOS Coesivo sovraconsolidato stratificato fratturato o alterato

Figura 8.1 – Stralcio della legenda della Tavola 2a – Carta geologico-tecnica: si riportano le classi geotecniche USCS/AGI che caratterizzano il sottosuolo meno profondo del territorio studiato di Castel d'Aiano

8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3)

La <<Carta delle frequenze naturali dei terreni>>, elaborata alla scala 1:10.000, riporta la suddivisione del territorio comunale in aree per classi di frequenza, secondo quanto richiesto nell'Allegato C della Delibera 1227/2015 della Regione Emilia-Romagna: $f_0 \leq 1$ Hz, $1 < f_0 \leq 2$ Hz, $2 < f_0 \leq 8$ Hz, $f_0 > 8$ Hz.

Lo studio di microzonazione ha dunque permesso di proporre una classificazione delle frequenze di possibile amplificazione/risonanza distinguendo le seguenti classi (con colori differenti).

La tavola permette di discriminare le misure anche in base all'entità del rapporto spettrale H/V riferito a contrasti di impedenza alla base delle coperture, in particolare discriminando le prove che hanno ricavato rapporti: $H/V < 2$ (ampiezze basse); $2 \leq H/V < 3$ (ampiezze moderate); $H/V \geq 3$ (ampiezze elevate).

I dati acquisiti attraverso l'estesa campagna di misure di microtremore realizzata a supporto del presente studio, correlati coi dati geognostici disponibili, hanno permesso di individuare zone in cui gli spessori delle coperture continentali e/o del substrato roccioso marino alterato sono significativi per la risposta sismica locale, di definire la profondità del tetto di quello che può essere definito in alcuni casi il substrato rigido e di individuare quindi le caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo importanti dal punto di vista dell'influenza sul moto sismico in superficie, per la definizione dei fattori di amplificazione.

8.4 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Tavola 4)

La cartografia MOPS, elaborata alla scala 1:5.000, rappresenta la suddivisione del territorio

comunale studiato in "Zone stabili suscettibili di amplificazione" e in "Zone di attenzione per instabilità". Tale carta rappresenta l'elaborato fondamentale della microzonazione sismica di livello 1.

Per quanto riguarda le "Zone stabili suscettibili di amplificazioni", l'aggiornamento espletato con lo studio di MS permette di distinguere le seguenti zone, così descritte in legenda (fig. 8.2):

	Zona 99 – Substrato affiorante fratturato o detensionato.		Zona 4 – Coperture eluvio-colluviali su bedrock superficiale molto alterato (ANT; BAI1; CIG; MVT; PAT2; SCB). Spessore medio coperture: 5 metri.
	Zona 1 – Substrato affiorante non rigido. Litotipi prevalenti: rocce lapidee stratificate (PAT1; PAT2).		Zona 5 – Coperture eluvio-colluviali su bedrock non rigido molto alterato (ANT; ANT4a; CIG; CIG2; PAT1). Spessore medio coperture: 10 metri.
	Zona 2 – Substrato affiorante non rigido. Litotipi prevalenti: alternanze di livelli lapidei e pelitici (CIG2; MOH; MOV).		Zona 6 – Coperture eluvio-colluviali su bedrock molto alterato (BAI1). Spessore medio coperture: 15 metri.
	Zona 3 – Substrato affiorante non rigido. Litotipi prevalenti: marne e/o areniti poco cementate (ANT; ANT4; ANT4a; CIG; CIG1; CTG).		

Figura 8.2 – Stralcio della legenda della Tavola 4a/b – Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica: si riportano le zone omogenee stabili (suscettibili di amplificazioni) del territorio studiato di Castel d'Aiano

Nella seguente figura 8.3 si riportano gli schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone stabili.















		Substrato affiorante non rigido. Litotipi prevalenti: rocce lapidee stratificate (PAT1; PAT2).			Substrato affiorante non rigido. Litotipi prevalenti: alternanze di marne o livelli lapidei (CIG2; MOH; MOV).
		Substrato affiorante non rigido. Litotipi prevalenti: marne e/o areniti poco cementate (ANT; ANT4; ANT4a; CIG; CIG1; CTG).			Coperture eluvio-colluviali su bedrock superficiale molto alterato (ANT; BAI1; CIG; MVT; PAT2; SCB). Spessore medio coperture: 5 metri.
		Coperture eluvio-colluviali su bedrock alterato (ANT; ANT4a; CIG; CIG2; PAT1). Spessore medio coperture: 10 metri.			Coperture eluvio-colluviali su bedrock molto alterato (BAI1). Spessore medio coperture: 15 metri.
		Substrato affiorante fratturato o alterato (APA; AVV; BAI1; MCS; MVT; SCB). Spessore medio da 15 a 20 metri.			

Figura 8.3 – Schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone stabili

Sono state infine distinte le seguenti zone di attenzione per instabilità (di versante nel territorio vasto, situazioni di crollo/cavità riscontrate nei travertini a Labante; cedimenti differenziali in zone di contatto tettonico tra litotipi diversi nel Capoluogo). Si precisa che i movimenti di versante sono stati classificati in base alla diverse tipologie di movimento (crollo; colata; scorrimento; ecc.) e in base alle principali condizioni morfologiche (le zone di prevalente distacco; zone di prevalente accumulo). Non si è invece considerato lo stato di attività, tuttavia ogni zona di attenzione per instabilità di versante riporta in legenda tra parentesi le diverse tipologie di attività accorpate). Sono state inoltre delimitate zone di possibile evoluzione di frana, in parte recepite dalla cartografia PAI/PSAI e in parte definite in relazione alle condizioni morfologiche e di complessiva stabilità del versante di interesse. Le zone di attenzione sono così descritte nella legenda (figura 8.4):

2007	ZA_FR 7 (3011) – Zona di prevalente distacco per crollo nel bedrock lapideo.	2017	ZA_FR 17 (3013/3023) – Zona di prevalente distacco per colata nelle argilliti e/o areniti tettonizzate.
2008	ZA_FR 8 (3011) – Zona di prevalente accumulo per crollo derivato da bedrock lapideo.	2018	ZA_FR 18 (3013/3023) – Zona di prevalente accumulo per colata derivato da bedrock marnoso.
2009	ZA_FR 9 (3022) – Zona di prevalente distacco per frana di scorrimento nel bedrock lapideo.	2019	ZA_FR 19 (3024) – Zona di prevalente distacco per frana complessa nel bedrock lapideo.
2010	ZA_FR 10 (3012/3022) – Zona di prevalente distacco per frana di scorrimento nel bedrock lapideo-pelitico.	2020	ZA_FR 20 (3024) – Zona di prevalente distacco per frana complessa nel bedrock marnoso.
2011	ZA_FR 11 (3012/3022) – Zona di prevalente distacco per frana di scorrimento nel bedrock marnoso.	2021	ZA_FR 21 (3024) – Zona di prevalente distacco per frana complessa nelle argilliti e/o areniti tettonizzate.
2012	ZA_FR 12 (3012/3022) – Zona di prevalente distacco per frana di scorrimento nelle argilliti e/o areniti tettonizzate.	2022	ZA_FR 22 (3024) – Zona di prevalente accumulo per frana complessa derivato da bedrock marnoso.
2013	ZA_FR 13 (3022) – Zona di prevalente accumulo per frana di scorrimento derivato da bedrock lapideo.	2023	ZA_FR 23 (3024) – Zona di prevalente accumulo per frana complessa derivato da argilliti e/o areniti tettonizzate.
2014	ZA_FR 14 (3012/3022) – Zona di prevalente accumulo per frana di scorrimento derivato da bedrock marnoso.	2024	ZA_FR 24 (3015) – Zona di prevalente accumulo per frana non definita.
2015	ZA_FR 15 (3012/3022) – Zona di prevalente accumulo per frana di scorrimento derivato da argilliti e/o areniti tettonizzate.	2025	ZA_FR 25 (3045) – Zona di potenziale evoluzione di frana.
2016	ZA_FR 16 (3013/3023) – Zona di prevalente distacco per colata nel bedrock lapideo-pelitico.	3080	ZA_CD – Zona di attenzione per cedimenti differenziali/crollo di cavità/sinkhole.

Figura 8.4 – Stralcio della legenda della Tavola 4a/b – Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica: si riportano le zone omogenee del territorio studiato di Castel d'Aiano

Nella seguente figura 8.5 si riportano gli schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone di attenzione per instabilità.

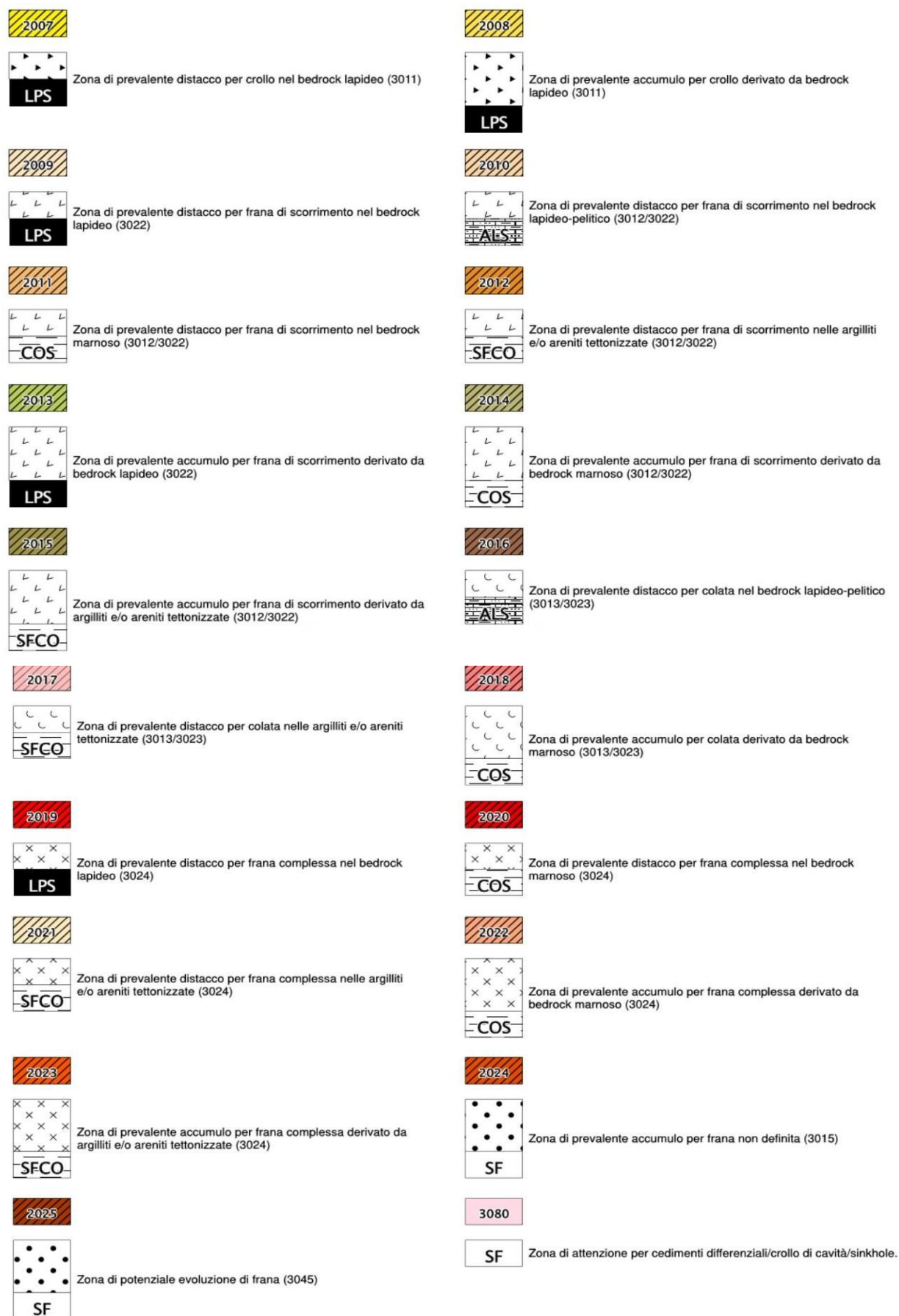


Figura 8.5 – Schemi dei rapporti stratigrafici rappresentativi delle zone di attenzione per instabilità

La cartografia MOPS riporta anche tutti i punti di misura del rumore ambientale con l'indicazione della frequenza fondamentale.

8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 5)

La <<Carta delle velocità delle onde di taglio S>>, elaborata alla scala 1:10.000, localizza tutti i punti di misura di V_s , con indicazione, per ogni punto di controllo, del valore della media armonica nei primi 30 metri della velocità delle onde sismiche di taglio ($V_{s_{30}}$) oppure della V_sH . Tale parametro risulta di fondamentale importanza per la caratterizzazione della risposta sismica locale, sia semplificata (DGR 1227/2015; DGR 2193/2015; criteri nazionali ICMS 2007), sia numerica.

Informazioni relative alle tipologie d'indagine e agli esiti delle V_s misurate nelle aree di approfondimento, sono riportate nei precedenti capitoli a cui si rimanda per eventuali approfondimenti.

8.6 Carta di microzonazione sismica livello 2 (Tavole 6a/b, 7a/b, 8a/b, 9a)

Le cartografie <<carta di microzonazione sismica livello 2>> sono elaborate alla scala 1:5.000 e riportano le “zone stabili suscettibili di amplificazioni” e le “zone di attenzione per instabilità” per le liquefazioni e le “zone di attenzione” riscontrate nel territorio studiato di Castel d'Aiano. Rappresentano gli elaborati finali di sintesi del presente studio di microzonazione sismica.

Si tenga presente che le zone stabili suscettibili di amplificazione derivano dalla cartografia MOPS (Tavola 4) e tuttavia:

- alle “zone stabili suscettibili di amplificazioni” vengono attribuiti i parametri di amplificazione considerati (FA Pga; FA SI) attraverso la suddivisione del territorio studiato in classi di amplificazione, come previsto dagli Indirizzi della CTMS e come indicato negli Standard di rappresentazione per la microzonazione sismica (v. 4.1). Si rammenta che agli areali studiati i fattori di amplificazione sono attribuiti sulla base degli abachi regionali (cfr. DGR 2193/2015, allegato A2).
- Per le “zone di attenzione” per instabilità” vengono attribuiti i parametri di amplificazione considerati (FA Pga; FA SI) sono attribuiti sulla base degli abachi regionali (cfr. capitolo 7) e considerando il contesto litostratigrafico e sismico locale. La stima dello spessore di sedimento rimaneggiato e maggiormente amplificabile è compatibile con la presunta profondità del piano di taglio/scivolamento della frana.

La grafica standard (colore pieno) consente di attribuire alle zone di suscettibilità i rispettivi parametri di amplificazione (ricavati dalle modellazioni numeriche di RSL).

In sintesi, sono state elaborate le seguenti quattro cartografie di microzonazione sismica:

- ✓ Tavola 6a/b → riporta il fattore di amplificazione FA PGA (rapporto tra le massime ampiezze dell'accelerazione orizzontale in superficie e al bedrock sismico (PGA/PGA0);
- ✓ Tavola 7a/b → riporta il fattore di amplificazione FA SI (rapporto di Intensità di Housner in superficie e al bedrock sismico per periodi compresi tra 0,1 e 0,5 secondi);
- ✓ Tavola 8a/b → riporta il fattore di amplificazione FA SI (rapporto di Intensità di Housner in superficie e al bedrock sismico per periodi compresi tra 0,5 e 1,0 secondi).

9 BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (2005) – Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. Deliverable D23.12 of the SESAME project, 62 pp, April 2005. Available at <http://www.SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>.

AA.VV. (2011) – Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica". Supplemento alla rivista Ingegneria Sismica Anno XXVIII – n.2.

Albarello D. e Castellaro S. (2011) – Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. In AA.VV. (2011) – Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica". Supplemento alla rivista Ingegneria Sismica Anno XXVIII – n.2.

Basili R., G. Valensise P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M.M. Tiberti, E. Boschi (2008) – The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. Tectonophysics.

Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P. e Vannucci G. (2004) – Carta sismotettonica della regione Emilia-Romagna; Note illustrative. A cura di : Boccaletti M. e Martelli L., Servizio geologico sismico e dei suoli.

Boulanger R. W. e Idriss I. M. (2004) – *Semi-empirical procedures for evaluating liquefaction potential during earthquakes*. Proc., 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering, and 3rd International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, D. Doolin et al., ed Stallion Press, Vol. 1, 32–56.

Boulanger R. W. e Idriss I. M. (2007) – *Evaluation of cyclic softening in silts and clays*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 133(6): 641–52.

Castellaro S., Mulargia F. e Bianconi L. (2005) – Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia e tecnica ambientale, 3.

Castellaro S. e Mulargia F. (2011) – Seismic soil classification from a different perspective. Annual meeting of the Seismological Society of America, Memphis (Tennessee, USA), Apr. 13–15.

Castellaro S. (2012) – H/V: un contributo oltre Vs30. In "Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici" a cura di Mucciarelli M.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. e Amato A. (2006) – CSI Catalogo della sismicità italiana 1981–2002 versione 1.1. INGV-CNT, Roma, [Online], Available: <http://csi.rm.ingv.it/>.

Cerrina Feroni A., Martelli L., Martinelli P. & Ottria G. (2002) – Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, sismico e dei Suoli – CNR, Istituto di Georisorse e Geoscienze, Pisa. S.EL.CA., Firenze.

Commissione tecnica per la microzonazione sismica (2015) – Microzonazione sismica –

Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.1.

Crespellani, Nardi, Simoncini (1991) – *La liquefazione del terreno in condizioni sismiche*. Zanichelli, Bologna.

DISS Working Group (2015) – Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, ©INGV2015 – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.0.

Elmi, Zecchi (1982) – *Note sulla sismicità dell'appennino emiliano-romagnolo*. In Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Società Geologica Italiana – Guide Geologiche regionali, Bologna.

Galli P., Castenetto S., Peronace E. (2012) – *Terremoti dell'Emilia – maggio 2012 – Rilievo Macrosismico MCS speditivo – Rapporto finale*. Dipartimento della Protezione Civile – Ufficio Rischio Sismico e Vulcanico.

Galli, Meloni, Rossi (1999) – *Historical liquefaction in Italy: relationship between epicentral distance and seismic parameters*. European Geophysical Society XXVIII General Assembly Natural Hazards NH3, The Hague, Netherlands.

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. Disponibili nel sito web del Dipartimento della Protezione Civile, area “Rischio Sismico” all'indirizzo: http://www.protezionecivile.it/cms/view.php?dir_pk=395&cms_pk=15833.

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G. e Valensise G., INGV-SGA (2007) – CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.–1997) and Mediterranean Area (760 B.C.–1500). <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.

ISIDe Working Group (2010) – Italian Seismological Instrumental and parametric database. [Online], Available: <http://iside.rm.ingv.it>.

ISPRA (2009) – *Carta Geologica d'Italia, Fogli 236 e 237*. Coord. Scientifico: Regione Emilia-Romagna. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia – Regione Emilia-Romagna, Servizio geologico, sismico e dei suoli. SystemCart, Roma.

Lanzo G. & Silvestri F. (1999) – *Risposta Sismica Locale*. Edizioni Hevelius

Locati, R. Camassi e M. Stucchi (a cura di), 2015. *DBMI15*.

Meletti, Valensise (2004) – *Zonazione sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto conclusivo*. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 3274/2003), Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Ministero delle Infrastrutture (2008) – D.M. 14/01/2008 (G.U. n.29 del 04/02/2008 – Norme Tecniche per le Costruzioni, Roma.

Ministero delle Infrastrutture (2018) – D.M. 17/01/2018 (G.U. n.42 del 20/02/2018 – Aggiornamento delle Norme Tecniche per le Costruzioni.

Pieri M. e Groppi G. (1981) – Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy). Progetto Finalizzato Geodinamica, publ.n° 414, C.N.R., 23.

Provincia di Bologna – *Variante al PTCP in materia di riduzione del rischio sismico. Adeguamento alla L.R. 19/2008.* 2013

Regione Emilia Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, CNR – Istituto di Geoscienze e Georisorse – *Università degli Studi di Firenze – INGV – Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe (2017) – scala 1:250.000*

Regione Emilia Romagna – Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli – Carta Geologica in scala 1:10.000 della regione Emilia-Romagna – cartografia interattiva consultabile on line: https://applicazioni.regione.emilia-romagna.it/cartografia_sgss

Regione Emilia Romagna – Legge Regionale n.24/2017 – “Disciplina regionale sulla tutela e l’uso del territorio”

Regione Emilia Romagna – Delibera Regionale n.112/2007 – “Approvazione dell’atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell’art. 16, comma 1, della LR 20/2000 Disciplina generale sulla tutela del territorio, in merito a <<Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale ed urbanistica>>”.

Regione Emilia Romagna – Delibera della Giunta Regionale n.2193/2015 – “Art. 16 della L.R. n.20 del 24/3/2000. Approvazione aggiornamento dell’atto di coordinamento tecnico denominato <<Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale ed urbanistica>>, di cui alla deliberazione dell’Assemblea Legislativa 2 maggio 2007, n. 112”.