

MACROAREA 7

S. DEMETRIO, STIFFE VALLECUPA, PEDICCIANO, ARISCHIA

GRUPPO DI LAVORO

1 ISPRA

2 CNR-IAMC

3 CUGRI- Univ. Napoli

4 Università
degli Studi di Siena
Dipartimento
di Scienze della Terra

5 INGV – Sezione
di Milano-Pavia

6 INGV– Centro
Nazionale Terremoti

Rilievi geologici:

• Berti D.¹ • Blumetti A.M.¹ • Capotorti F.¹ • Di Stefano R.¹ • Fiorenza D.¹ • Muraro C.¹

Indagini idrogeologiche:

• Conte G.¹ • Martarelli L.¹ • Monti G.M.¹ • Motteran G.¹

Indagini geofisiche:

• Angelino A.³ • Baldassarre T.¹ • Di Fiore V.² • Eulilli V.¹ • Fagioli R.¹ • Ferri F.¹ • Iavarone M.³ • Matarazzo D.¹
• Pulsinelli C.¹ • Puzzilli L.M.¹ • Rapolla A.³ • Scotto di Vettimo P.³ • Tarallo D.^{xx} • Tugliozi C.¹

Misure strumentali:

Albarelo D.⁴ • Ameri G.⁵ • Augliera P.⁴ • D'Alema E.⁴ • Franceschina G.⁴ • Guerrini F.⁶ • Ladina C.⁶ • Lovati S.⁴
• Lunedei E.⁶ • Luzi L.⁴ • Maistrello M.⁴ • Marzorati S.⁴ • Massa M.⁴ • Paulucci E.⁶ • Piccarreda D.⁴ • Pileggi D.⁶ • Puglia R.⁴

Simulazioni numeriche:

• Chiessi V.¹ • Pugliese A.¹

Carte di microzonazione:

• Berti D.¹ • Blumetti A.M.¹ • Capotorti F.¹ • Di Stefano R.¹ • Fiorenza D.¹ • Muraro C.¹

Editing, informatizzazione e allestimento grafico:

• Roma M.¹

Coordinamento:

• Amanti M.¹ • Cesi C.¹

Alle indagini, elaborazioni e predisposizione dei testi ha collaborato, come per la macroarea 6, il coordinatore di macroarea C. Cesi.

7.1 INTRODUZIONE

La Macroarea 7 comprende cinque siti: la frazione di Arischia, nel comune de L'Aquila; l'abitato di S. Demetrio ne' Vestini con estensione alla frazione di Stiffe; le due frazioni di Valle Cupa e Pedicciano appartenenti al comune di Fagnano Alto.

Le peculiari caratteristiche geologiche e morfologiche di ciascun sito rendono opportuna una trattazione analitica caso per caso. Tuttavia, ove possibile, vengono presentate sintesi di dati e considerazioni valide per l'intera macroarea.

I siti che compongono la Macroarea 7 (Fig. 7.1) si estendono a SE dell'Aquila, ad una distanza dall'epicentro

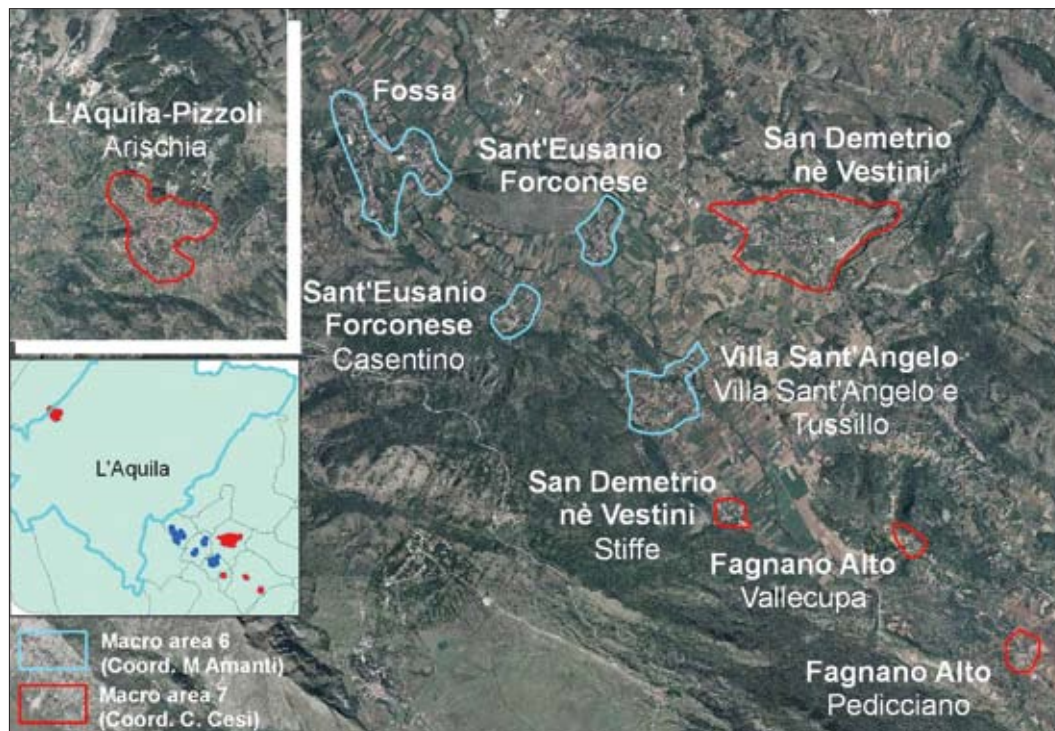


Fig. 7.1 → Ubicazione delle aree perimetrate appartenenti alla Macro Area 7 (in rosso). L'area di Arischia è ubicata a NW della città de L'Aquila, della quale costituisce una frazione.

compresa tra i 17 (S. Demetrio) e i 25 (Pedicciano) Km, con l'eccezione di Arischia che si situa a N-NE all'altezza del Km 14 della SS 80, a circa 8 Km dall'epicentro. I centri abitati presentano in generale un nucleo più antico costruito a mezza costa, alla base dei versanti in roccia o lungo la fascia del detrito di falda (Stiffe, Valle Cupa, Arischia), o su pianoro rilevato (Pedicciano) talora terrazzato (S. Demetrio), cui si associano aree di espansione che sono state ricomprese nelle perimetrazioni da sottoporre allo studio di microzonazione. I nuclei antichi risultano in generale quelli più danneggiati, ma danneggiamenti cospicui si riscontrano anche in zone di edifici più recenti (es. Arischia – via Macindole).

L'areale dei siti in studio è relativamente modesto, ma questo non contribuisce all'omogeneità delle situazioni trattate ai fini della microzonazione, a causa della variabilità e complessità dell'assetto geologico della macroarea.

I siti posti a SE si collocano verso la porzione terminale della depressione tettonica che si sviluppa in corrispondenza dell'alta e media Valle dell'Aterno per una lunghezza di circa 30 km, con direzione

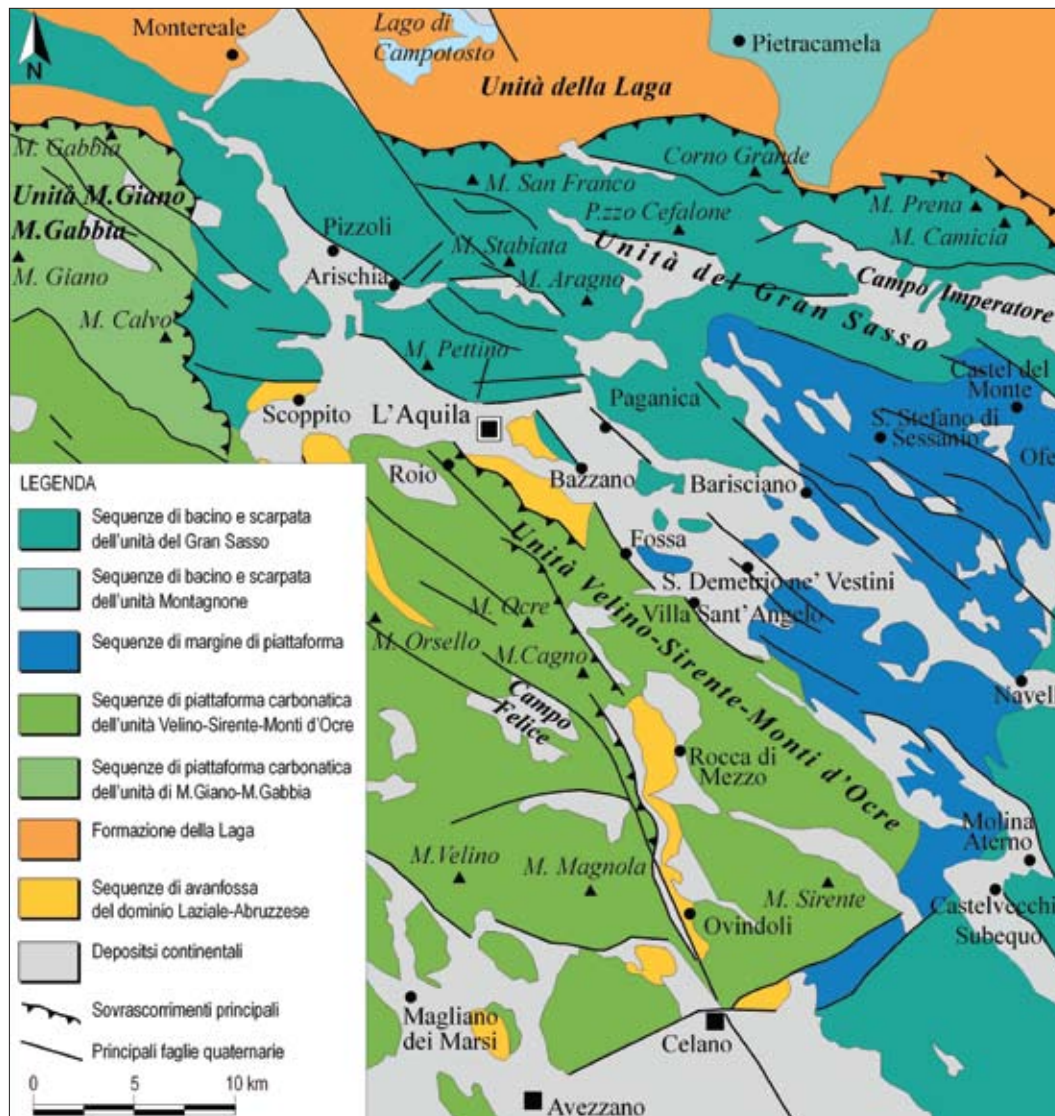


Fig. 7.2 → Schema geologico - strutturale del settore geografico in cui ricadono le aree perimetrate oggetto della micro zonazione sismica (modificato da Blumetti *et al.*, 2002).

NW-SE, tra le unità strutturali del Gran Sasso a N, e Velino-Sirente-Monti d'Ocre a S.

Tale depressione trova origine e sviluppo nella tettonica distensiva post orogena, che ha determinato il ribassamento delle strutture e ha generato le condizioni per la rilevante sedimentazione di ambiente continentale estesa a tutto il Quaternario (Bosi & BERTINI, 1970). L'assetto morfologico e la sequenza deposizionale dell'area in esame risultano pertanto fortemente correlati all'assetto strutturale.

L'assetto tettonico dell'unità del Gran Sasso è caratterizzato da faglie normali a direzione NW-SE e E-W, le quali ribassano le strutture verso SW e bordano depressioni tettoniche situate anche immediatamente a tergo del sovrascorrimento frontale; a sua volta l'unità dei Monti d'Ocre, delimitata verso N dal sovrascorrimento Monte Cagno-Monti D'Ocre, è caratterizzata da faglie dirette a direzione NW-SE che dislocano le precedenti strutture compressive, ribassandole a NE e generando una serie di dorsali allungate in senso appenninico. In questo contesto si assiste ad un importante sistema di faglie dirette (Fig. 7.2), ad attività quaternaria e probabilmente tuttora attivo, che limita la depressione a NE. A tale quadro appartiene la faglia che interessa l'abitato di S. Demetrio, riconosciuta nel presente studio di MS

come attiva e capace. Rimane invece ancora non ben delineato il ruolo delle faglie normali del bordo sud-occidentale della depressione che si sovrimpongono su precedenti faglie inverse.

Per quanto riguarda il sito di Arischia, questo si trova in un settore geografico di convergenza tra gli ambienti sedimentari di piattaforma (Laziale-Abruzzese *Auctorum*, a S), di transizione (verso il bacino Umbro e verso la scarpata del Gran Sasso) e di avanfossa (Montiti della Laga, a N). I rapporti strutturali tra questi paleo ambienti sono stati determinati, nel tempo, dallo sviluppo e dall'evoluzione di importanti lineamenti tettonici ben noti in letteratura (Linea Olevano-Antrodoco *Auctorum*; *thrust* dei Monti Sibillini; sovrascorrimento dell'unità di piattaforma e margine di M. Gabbia-M. Giano-Valle del Velino sul dominio di transizione dell'unità G. Sasso-Posta-M. Mozzano).

L'area perimetrata, geologicamente ricadente nel settore nord-occidentale dell'unità del Gran Sasso, si situa in corrispondenza della fascia pedemontana interessata dal sistema di faglie quaternarie che hanno controllato la formazione e l'evoluzione delle conche intermontane di Pizzoli-Arischia e, più a S, de L'Aquila. Il sito è interessato dal tratto più meridionale della faglia di Pizzoli, anch'esso classificato in questo studio di MS come attivo e capace.

Per una descrizione degli elementi stratigrafico-strutturali si rimanda alle specifiche descrizioni riferite ai singoli siti contenute nel DvD.

Per lo studio di MS della Macroarea 7 sono state svolte le seguenti attività:

- perimetrazione dei siti, su indicazione del DPC e delle autorità locali (Sindaco e/o struttura tecnica del Comune);
- raccolta dei dati pregressi (cartografie, relazioni tecniche, database, ..);
- revisione del rilevamento geologico CARG in termini geologico-tecnici, stratigrafici, litologici e geomorfologici, con adattamento ad una scala di maggior dettaglio;
- rilevamento idrogeologico speditivo, finalizzato alla identificazione della presenza ed eventuale profondità di una falda acquifera;
- esecuzione di sondaggi meccanici a carotaggio continuo, spinti a profondità variabili tra i 30 e 50 m dal p.c., con esecuzione di prove SPT e prelievo di campioni, anche indisturbati;

Fig. 7.1 → Riepilogo delle indagini realizzate nella Macroarea 7. Per ciascuna metodologia è indicato il numero di indagini eseguite.

TABELLA 7.1											
	areale sito perimetrato (ha)	INGV Milano			UNI Siena		ISPRA	prosp sismica	sondaggio (prof. in m)	CNR-IAMC	
		SSR strument terremoto	HVSR strument. terremoto	HVSR tromino noise	HVSR strument. stazione	strument. array	geoelettrica			DH	MASW
Arischia	111,3	2	3	8	14	1	3	/	S7.2 (47) S7.3 (25)	DH26 DH27	2
S.Demetrio	189,9	1	3	3	4(TN), 26(SI)	2	2	1	/	no	1
Stiffe	13,5	1	1	1	5(TN), 7(SI)	1	1	2(TN)	S7.5 (33)	DH32	/
Vallecupa	11,9	1	2	5	7	1	1	/	S7.4 (50)	DH31	/
Pedicciano	19,4	/	1	5	6	1	1	/	S7.1 (50)	DH30	/
Totali		5	10	22	69	6	8	3	5	5	3
TN = Provincia Autonoma di Trento		SI = Università di Siena									

- esecuzione di indagini geofisiche Down Hole (DH);
- esecuzione di prospezioni geoelettriche con tecnica tomografica (ERT) lungo profili mediamente superiori ai 400 m;
- registrazione ed analisi dei microtremori (HVSR;SSR);
- esecuzione di indagini sismiche a rifrazione.

Per una descrizione di dettaglio delle indagini eseguite nei differenti siti (Tab. 7.1) si rimanda ai contenuti del DvD, oltre a quanto indicato più avanti nell'analisi sito per sito.

Per la Macroarea 7 le attività relative alla MS sono state coordinate da ISPRA, che ha operato con propri geologi, geofisici, idrogeologi, geoinformatici, esperti in modellazione e personale tecnico.

Le attività ISPRA, in accordo con quanto previsto dal DPC, si sono integrate con quelle dell'Università di Siena e dell'INGV di Milano per l'elaborazione ed interpretazione dei dati di sismica passiva, e con quelle del CNR-IAMC di Napoli per i dati di Down Hole.

Alla costruzione del modello geologico si è pervenuti attraverso un esame comparato ed una discussione collegiale dei risultati conseguiti nei singoli *task*; le attività si sono svolte sia presso le rispettive sedi che in riunioni presso la sede di ISPRA. L'arco temporale abbracciato dallo studio va dal maggio-giugno 2009 (primi profili ERT ad Arischia e perimetrazione dei siti) al dicembre 2009 (ultime MASW ad Arischia) per le attività di campagna; fino al 15 gennaio 2010 per l'elaborazione ed integrazione dei dati (carte di MS di livello 3 e revisione dei testi delle relazioni d'accompagnamento delle varie cartografie).

7.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

In questo capitolo vengono presentati al punto 7.2.1 i dati e gli elementi di validità generale per tutta la Macroarea 7, sia con riferimento agli aspetti metodologici e strumentali applicati nelle varie prospezioni di campagna che relativi ai criteri generali di elaborazione e rappresentazione dei dati, comprese le metodologie e le scelte poste a base delle simulazioni numeriche.

A partire dai capitoli successivi la trattazione illustra i risultati conseguiti, analizzandoli sito per sito.

7.2.1 Dati ed elementi d'interesse per l'intera Macroarea 7

Dati gravimetrici

Anche per questa macroarea, preliminarmente agli altri dati e all'esame dei singoli siti, si presentano i risultati dell'analisi gravimetrica con lo scopo, anche in questo settore, di ricavare informazioni sull'assetto geologico profondo della Valle dell'Aterno ed in particolare sull'andamento del basamento carbonatico e sulla consistenza dei sedimenti alluvionali. L'analisi non è stata estesa alla frazione di Arischia.

La figura di riferimento è la **figura 7.3** che descrive le anomalie gravimetriche residue, il cui significato è compiutamente discusso nel DvD allegato.

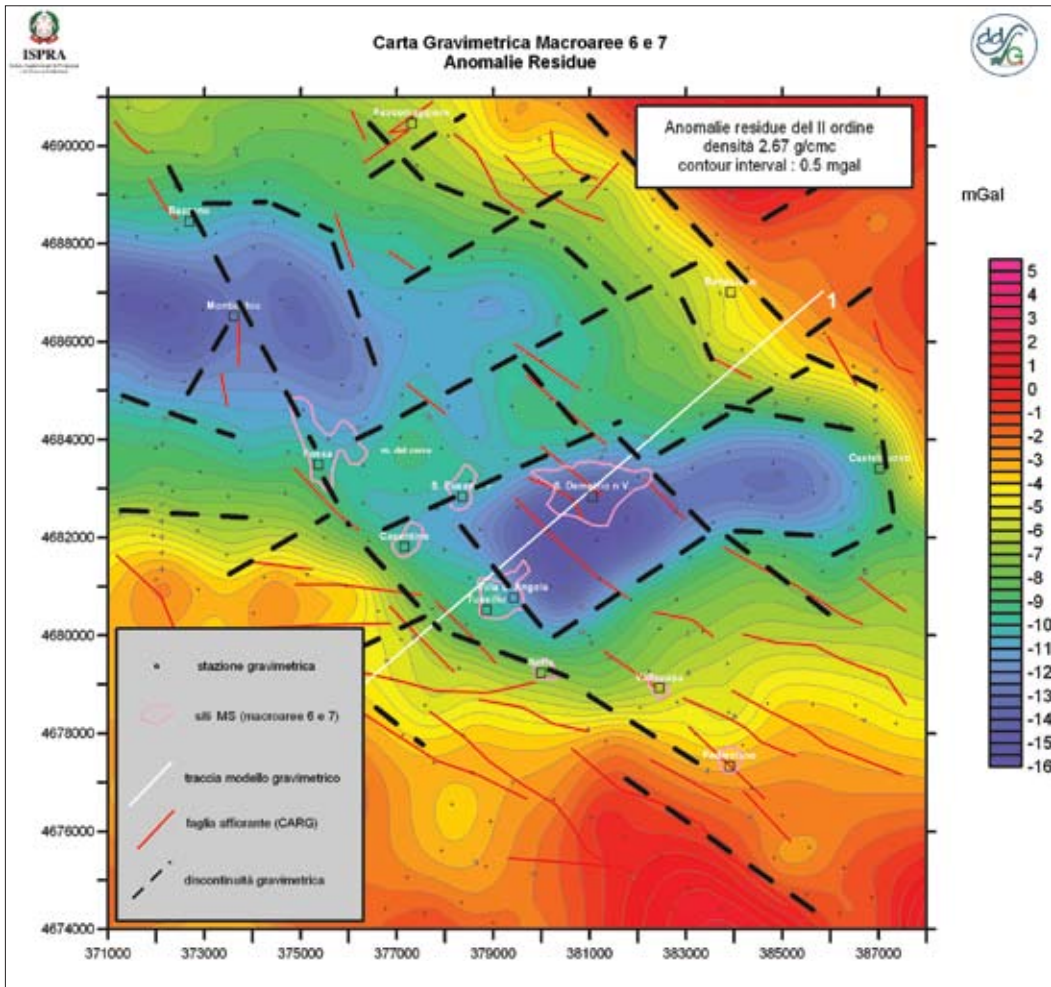


Fig. 7.3 → Carta delle anomalie gravimetriche residue, ottenuta da filtraggio con polinomio del II° ordine. La densità utilizzata per il calcolo delle riduzioni è 2.67 g/cm^3 . Sono evidenziate le principali discontinuità gravimetriche e le faglie presenti nei rilievi geologici del progetto CARG.

Qui si richiamano brevemente due elementi: l'elevato gradiente gravimetrico, generato dal contrasto di densità tra i sedimenti alluvionali ed i terreni carbonatici, presente nelle aree dei siti di Stiffe, Vallecupa e Pedicciano e le due aree di anomalia negativa, l'una centrata tra il sito di S. Demetrio ne' Vestini e Villa S. Angelo (ad asse circa SW-NE), l'altra tra S. Demetrio e Castelnuovo (ad asse decisamente W-E). Entrambi i minimi sono delimitati da fasce ad elevato gradiente, suggerendo un loro controllo principalmente tettonico tramite discontinuità orientate in senso NW-SE e SW-NE.

Il sito di S. Demetrio ne' Vestini si trova compreso entro una ben delineata area di minimo gravimetrico. In particolare, la porzione N del sito in esame coincide con una fascia ad elevato gradiente interpretabile come effetto di discontinuità orientate SW-NE che hanno ribassato il basamento carbonatico; la parte S del sito ricade interamente nell'area ribassata vera e propria. Per meglio definire le strutture negative presso S. Demetrio ne' Vestini, è stato elaborato un modello gravimetrico 2.75D lungo un profilo (P1) orientato SW-NE, ai fini di fornire una stima quantitativa degli spessori dei sedimenti quaternari in questo settore. Esso inizia e termina sugli affioramenti carbonatici presenti sui due versanti della valle.

Il modello gravimetrico ottenuto (Fig. 7.4) rappresenta una delle soluzioni di *best fitting* compatibili con i valori osservati ed è stato realizzato ipotizzando nella parte W dello stesso, la presenza, sotto i sedimenti

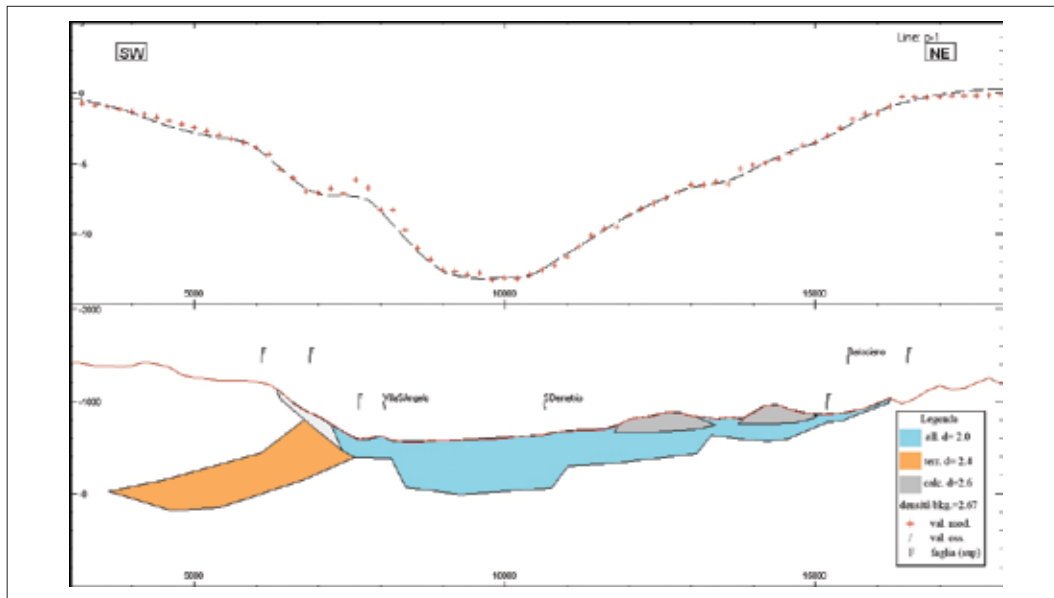


Fig. 7.4 → Schema geologico - strutturale del settore geografico in cui ricadono le aree perimetrate oggetto della micro zonazione sismica (modificato da Blumetti *et al.*, 2002).

quaternari, delle sequenze pelitico-arenacee e delle torbiditi mioceniche, affioranti solo raramente nella valle. Tale modello mostra in generale una buona corrispondenza tra alcune faglie osservate in superficie e le dislocazioni profonde, raffigurando per quest'area uno stile tettonico a *Graben* ove il basamento viene fratturato e dislocato da un sistema di faglie dirette che si è sovrapposto al precedente regime compressivo che aveva portato al sovrascorrimento NE-vergente delle formazioni carbonatiche su quelle terrigene. Il modello mostra presso S. Demetrio ne' Vestini uno spessore massimo dei sedimenti quaternari dell'ordine dei 550 m. Nel modello, alcuni isolati affioramenti carbonatici sono stati interpretati come non radicati; questa ipotesi è l'unica compatibile con i valori osservati stante la presente consistenza numerica e distribuzione spaziale dei dati a disposizione, i quali non consentono ricostruzioni accurate di dettagli superficiali dell'ordine di pochi chilometri. Il modello mostra spessori massimi dei sedimenti quaternari dell'ordine dei 500 m che vanno assottigliandosi nella porzione NE del profilo. Il sovrascorrimento delle unità carbonatiche avrebbe un'estensione massima orizzontale di circa 3 km. Per i rimanenti siti di Stiffe, Vallecupa e Pedicciano, la gravimetria mostra come essi siano posizionati in aree prossime ad importanti discontinuità; in genere si tratta del passaggio dai terreni carbonatici affioranti alle formazioni alluvionali di fondo valle.

Misure geoelettriche ERT

In ciascuna delle località appartenenti alla Macroarea 7 è stata realizzata almeno un'indagine di geoelettrica multi elettrodo (Tab. 7.2), lungo stendimenti opportunamente scelti in ragione del *target* geologico da investigare. Nel caso di S. Demetrio ne' Vestini è stato realizzato un secondo stendimento per l'individuazione del passaggio della faglia diretta che, con orientazione NNW-SSE, si sviluppa circa parallela alla SR 291. Ad Arischia, l'indagine di geoelettrica è stata concentrata nella zona di via Macindole, esterna al nucleo abitativo più antico e fortemente danneggiato, ma anch'essa con manifesti ed intensi effetti di sito. In questa località sono stati effettuati tre stendimenti circa NW-SE, tra loro subparalleli, che hanno permesso una ricostruzione "pseudo 3D" dell'assetto geologico locale.

TABELLA 7.2 RIEPILOGO DELLE INDAGINI GEOELETTRICHE ESEGUITE NELLA MACROAREA 7

Comune	Località	Tipo	Codice	Lunghezza	Array	Orientazione
S.DEMETRIO NEI VESTINI	Centro	ERT	SDM1	475	WEN WESCH	N19°E
S.DEMETRIO NEI VESTINI	Centro	ERT	SDM2	475	WEN WESCH	N19°E
S.DEMETRIO NEI VESTINI	Stiffe	ERT	STF1	475	WEN WESCH	N49°E
FAGNANO ALTO	Pedicciano	ERT	PED1	355	WEN WESCH	N60°E
FAGNANO ALTO	Vallecupa	ERT	VCP1	355	WEN WESCH	N40°E
ARISCHIA	Macindole	ERT	ARI1	237,5	WEN P-DIP	N120°E
ARISCHIA	Macindole	ERT	ARI2	237,5	WEN DIPDIP	N120°E
ARISCHIA	Macindole	ERT	ARI3	237,5	WEN P-DIP	N95°E

Tab. 7.2 → Riepilogo delle indagini geoelettriche eseguite nella Macroarea 7.

Negli altri siti della macroarea la materializzazione degli stendimenti è avvenuta sempre all'interno delle perimetrazioni, il più possibile in prossimità del centro abitato colpito, con l'intento della caratterizzazione geologico-strutturale (profondità del *bedrock*, geometria dei corpi sedimentari, spessori coperture, ecc.) del sito investigato.

Le configurazioni elettrodiche sono state scelte coniugando la necessità di ottenere informazioni sulle variazioni laterali e verticali della resistività dei terreni con la necessità di ottenere un'elevata profondità di investigazione, su tratti di pendio con inclinazioni anche del 34% (Stiffe). In generale si è operato con 72 o 96 elettrodi metallici collegati al sistema tramite cavi multipin da 8 elettrodi ciascuno e distanza elettrodica di 5 m. La lunghezza dei profili varia pertanto da 237,5 m a 475 m con profondità di investigazione da 40 m a circa 75 m. I profili sono stati realizzati utilizzando generalmente due tipi di configurazione elettronica: Wenner e Wenner-Schlumberger. I rilievi di via Macindole (Arischia), per il maggiore dettaglio richiesto, sono stati eseguiti con distanza elettrodica di 2,5 metri e *array* Wenner e Dipolo Dipolo/Polo-Dipolo.

Le indagini sono state supportate da un rilevamento plano-altimetrico per l'attribuzione del dislivello tra ciascun elettrodo lungo la traccia del profilo.

I dati sono stati sottoposti ad analisi qualitativa direttamente in campagna e successivamente processati con il software PROSYS (analisi e filtraggio) e con il software di interpretazione RES2DINV v. 3.58 (M.H. Loke) che consente un ulteriore controllo sulla qualità dei dati misurati e una procedura di separazione degli errori sistematici ed accidentali. Il modello 2D del sottosuolo a partire dai dati di resistività apparente è ottenuto tramite inversione ai minimi quadrati. Le misure effettuate con diversi *array* hanno subito un'elaborazione separata, e, quando le informazioni geologiche del *sito* suggerivano la presenza di discontinuità sia verticali che laterali, i dati provenienti da *array* differenti sono stati combinati, previo ulteriore filtraggio, allo scopo di utilizzare al meglio la sensibilità propria dei dispositivi ai cambiamenti di resistività.

Misure di sismica passiva

Le misure di sismica passiva sono state effettuate dai gruppi di lavoro dell'Università di Siena (UNISI) e dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezioni di Milano-Pavia (INGV). Il gruppo UNISI ha effettuato misure di vibrazioni ambientali a stazione singola con sensori tri-direzionali e su antenna sismica (su sensori verticali). Il gruppo INGV ha effettuato sia misure di vibrazioni ambientali a stazione singola che misure di eventi sismici deboli (*weak motion*). Sulle registrazioni di eventi deboli è stata anche applicata la tecnica della stazione di riferimento (*Spectral Standard Ratio* o SSR).

In generale, la scelta dei punti di misura è stata effettuata sulla base di indicazioni preliminari sulle caratteristiche geologiche delle aree indagate e tenendo conto della distribuzione delle zone di danneggiamento. Tutte le aree di massimo danneggiamento (le cosiddette aree rosse) sono state interessate da più di una misura a stazione singola.

In ciascun sito, inoltre, è stata assicurata almeno una misura di vibrazioni ambientali su antenna sismica, con l'eccezione di S. Demetrio ne' Vestini dove sono stati eseguiti due *array*.

Nel complesso, per la Macroarea 7, risultano effettuate 98 misurazioni, considerando che alcuni punti sono stati oggetto di misure ripetute o di misure *weak motion*, così ripartite: 66 dal gruppo UNISI (60 di rumore sismico e 6 *array*); 32 dal gruppo INGV (22 di rumore sismico e 10 di eventi deboli). A queste si aggiungono le misure di rumore sismico eseguite dalla Provincia Autonoma di Trento: 4 a S. Demetrio ne' Vestini e 5 a Stiffe [Tab. 7.1].

Le misure HVSR sono state classificate secondo un indice di qualità in base ai criteri esposti nella Proposta per una classificazione delle misure HVSR (Albarello *et al.*, questo volume) presente nel DvD allegato e conseguentemente rappresentate nella Carta delle indagini.

Le misure di rumore sismico sono state riclassificate e riorganizzate per una loro rappresentazione cartografica in termini di classi di frequenza e ampiezza (vedi Carte strumentali nel DvD allegato).

Infine, per le finalità delle indagini eseguite e le tecniche di acquisizione ed elaborazione dei dati impiegate dai gruppi di lavoro di UNISI e INGV si rimanda a quanto già illustrato in dettaglio per la macroarea 6, avendo i due gruppi utilizzato lo stesso approccio nelle due macroaree.

Misure in foro (Down Hole)

Prove Down Hole finalizzate alla determinazione dei profili delle onde sismiche di compressione P, e di taglio S, con la profondità sono state effettuate in ciascun sito. Fa eccezione San Demetrio ne' Vestini, sito per il quale non è stato programmato alcun sondaggio meccanico e di conseguenza nessun Down Hole.

L'attrezzatura impiegata per le prove Down Hole ed i parametri di acquisizione utilizzati per le prove eseguite nei diversi siti sono:

- Sismografo: 24 canali a 24 bit per canale;
- Sorgente: massa battente 10 Kg;
- Geofono: 5D a 10 Hz (una componente verticale, quattro componenti orizzontali disposte a 45°) con dispositivo di bloccaggio al foro mediante pistoni ad aria compressa;
- Trigger: chiusura di circuito tramite blaster e controllo dei ritardi o anticipi mediante geofoni esterni;
- Intervallo di campionamento: variabile 0.25-0.50 ms;
- Finestra temporale di acquisizione: 1 s;

- Distanza intergeofonica: variabile da 1-2 m;
- Distanza bocca pozzo: 2 m;
- Stack: variabile da 3-10;

Le prove sono state eseguite mediante l'acquisizione di battute verticali su piastra metallica ed orizzontali su sistema per la generazione prevalentemente di onde SH.

L'elaborazione dei dati, per la determinazione delle velocità delle onde P ed S, è stata condotta con il metodo delle velocità medie per intervallo di profondità, a partire dall'analisi visuale e dallo studio dei correlogrammi nei casi di più difficile interpretazione. Per ogni registrazione sono state effettuate un minimo di tre battute per ciascuna profondità e per ciascun tipo di energizzazione, e questo per aumentare il rapporto S/N ma anche per minimizzare l'eventuale errore di localizzazione dei primi arrivi.

Un test per verificare gli eventuali ritardi o anticipi indotti sulle fasi P ed S dal sistema *trigger* (causati da un'impresione di chiusura dello *starter* nel sistema *trigger*) durante le fasi di energizzazione, è stato eseguito introducendo durante l'acquisizione i dati dei geofoni esterni, di cui uno a componente verticale ed uno a componente orizzontale.

Nella fase di acquisizione oltre a registrare il segnale ad intervalli di 1-2 m a partire dal piano campagna e fino a fondo foro ove possibile, la procedura per ulteriore verifica di bontà del segnale, ha previsto la registrazione di dati anche in fase di risalita dal fondo foro del geofono con intervalli di profondità doppi rispetto ai precedenti.

L'elaborazione sostanzialmente si è concretizzata nelle seguenti fasi:

- valutazione visuale in campagna ed analisi di Fourier per valutare la presenza di eventuale rumore coerente nei dati;
- valutazione della necessità di applicare un filtro passa banda oppure di aumentare il numero di energizzazione per aumentare il rapporto S/N;
- equalizzazione spettrale dinamica per l'equiparazione energetica di battuta;
- studio polarizzazione dell'onda SH mediante la tecnica dell'inversione di fase delle onde SH;
- visualizzazione delle *cross*-correlazioni e delle coppie di registrazioni corrispondenti, per la determinazione degli arrivi delle onde SH.

I risultati delle prove Down Hole eseguite nella Macroarea 7 sono stati elaborati mediante statistica descrittiva al fine di evidenziare quali fossero le variazioni di velocità delle onde S (V_s) con la profondità. Una siffatta analisi non deve essere intesa come una procedura impiegata per la costruzione di abachi di velocità delle onde sismiche S da utilizzare ai fini progettuali. Infatti, data la forte variabilità litologica e quindi geo-sismica dei terreni superficiali, si rende necessario uno studio specifico per ogni sito di sedime.

Il grafico riportato nella **figura 7.5** rappresenta i risultati di tali analisi. Per ogni profondità nel grafico, è riportato il valore minimo, massimo, la media con la relativa deviazione standard e infine il gradiente medio di velocità (dV/dz).

Le evidenti fluttuazioni dei valori di V_s rilevabili nei diagrammi sono legate alla presenza di alternanza

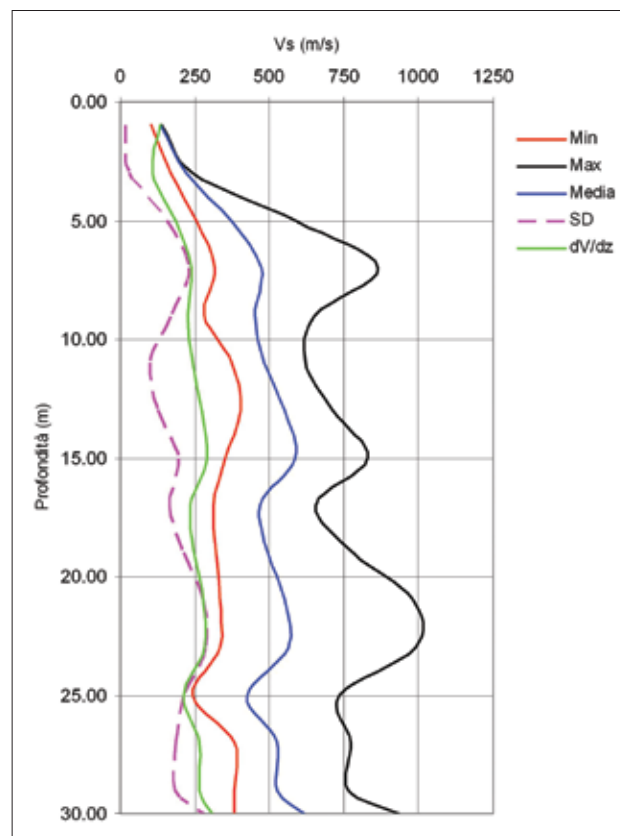


Fig. 7.5 → Variazioni di velocità delle onde S (V_s) con la profondità. Per ogni profondità, nel grafico sono riportati i valori: minimo, massimo, la media con la relativa deviazione standard ed infine il gradiente medio di velocità (dV/dz).

di livelli limo-sabbiosi con ghiaie e conglomerati che spesso si ritrovano in queste aree.

In conclusione, i risultati dei Down Hole eseguiti, mostrano un'evidente eterogeneità delle caratteristiche geo-sismiche dei terreni superficiali nei siti analizzati. Questo, ovviamente è legato alla genesi del complesso di sedimentazione che questi depositi hanno subito nei diversi periodi e nei diversi punti della ne' Vestini alle dell'Aterno.

Misure MASW

Nei siti di S. Demetrio ne' Vestini ed Arischia sono state eseguite, rispettivamente, una e due prospezioni sismiche tipo MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) per la definizione delle caratteristiche sismo-elastiche dei terreni fino a profondità di circa 30-40 m, consentendo pertanto anche la definizione del profilo verticale di velocità delle onde di taglio.

Le acquisizioni sono state eseguite con stendimenti lineari di geofoni posti a distanza reciproca costante, tenendo in debito conto le condizioni geologiche locali e logistiche onde evitare variazioni stratigrafiche laterali nell'ambito della lunghezza dello stendimento e brusche variazioni di quota.

L'energizzazione è stata ottenuta tramite massa battente, con punto di impatto sul terreno esterno agli stendimenti, in allineamento con i rispettivi assi. L'acquisizione di campagna è stata condotta mediante il sismografo PASI modello 16SG24-N a 24 bit, con 24 geofoni verticali a 4,5 Hz. Il *processing* dei dati acquisiti è stato eseguito con software WinMASW 4.1 Pro.

Assetto idrogeologico

I sopralluoghi idrogeologici sono stati effettuati nel mese di luglio e quindi in condizioni idrologiche stagionali di magra; essi sono stati finalizzati alla definizione delle caratteristiche idrogeologiche generali dell'area d'indagine ed al rilevamento dell'esistenza di potenziali orizzonti saturi in relazione alla possibilità d'innescio di fenomeni di liquefazione indotti da sollecitazioni sismiche.

Le perimetrazioni oggetto della microzonazione sismica si situano a ridosso dei rilievi carbonatici delle dorsali appenniniche (Gran Sasso, Sirente, Velino e Monti d'Ocre) e/o ricadono nella piana alluvionale dell'alto bacino del Fiume Aterno costituita da sedimenti fluvio-lacustri-palustri.

Le rocce dei rilievi costituiscono il substrato calcareo-marnoso (Cretacico e/o Miocenico) dell'area e presentano una permeabilità da medio-alta ad elevata sia per fessurazione che per carsismo (epigeo e subordinatamente ipogeo). In corrispondenza dei termini carbonatici dei rilievi avviene gran parte del processo d'infiltrazione meteorica (la piovosità media annua nel periodo 1921-1985 è stata di circa 700 mm) che alimenta gli acquiferi basali d'importanza regionale. Questi ultimi trovano recapito in sorgenti, spesso di rilevante produttività, poste in posizione periferica ai rilievi, anche considerevolmente distanti dall'area d'alimentazione.

Tra le dorsali e la piana alluvionale s'interpone una fascia di raccordo costituita principalmente da depositi detritici (di versante, conoide, ecc.). Localmente i depositi detritici possono ospitare un'aliquota delle acque d'infiltrazione e dare luogo, sorretti da livelli intercalati di minore permeabilità, ad acquiferi minori che alimentano sorgenti in genere modeste (fino a pochi l/s) che risentono delle variazioni stagionali.

Il settore della Valle dell'Aterno non è sede di acquiferi di rilievo, per la presenza di materiali a granu-

lometria prevalentemente limosa-sabbiosa scarsamente permeabile. Tuttavia sono presenti alcune falde di limitata estensione localizzate in orizzonti relativamente più permeabili formati da livelli o lenti sabbiose-ghiaiose.

Da quanto riportato in letteratura non c'è evidenza di un significativo travaso dagli acquiferi carbonatici a quelli della piana alluvionale.

Simulazioni numeriche

L'analisi di risposta locale è stata eseguita mediante una simulazione numerica utilizzando codici di calcolo 1-D e 2-D.

L'analisi monodimensionale è stata eseguita per stratigrafie con un andamento dei litotipi piano-paralleli, mentre l'analisi 2D è stata utilizzata quando la pendenza della morfologia era superiore a 15° o l'andamento degli strati in profondità si discostava dall'orizzontale.

Nel primo caso è stato utilizzato il codice EERA (*Equivalent linear Earthquake Response Analysis*); questo codice è stato sviluppato a partire dagli stessi assunti teorici di SHAKE ed è integrato in un foglio di calcolo EXCEL. Per le analisi bidimensionali è stato utilizzato il codice BESOIL che si basa sul metodo degli elementi di contorno risolvendo il problema di propagazione delle onde partendo dalla soluzione della risposta di uno spazio elastico indefinito al carico concentrato in un punto; a differenza di altri metodi non richiede la discretizzazione di tutto il dominio di calcolo ma solo i contorni riducendo la complessità del sistema di equazioni che devono essere risolte.

Dal punto di vista metodologico si è così operato: partendo dalla carta di microzonazione di primo livello per ogni area delimitata è stata effettuata una analisi monodimensionale, ove la pendenza e le stratigrafie non consentivano questa semplificazione è stata utilizzata la modellazione bidimensionale. Dato il caso di zone, definite dalla microzonazione di livello 1, in cui gli spessori dei materiali di copertura presenti potevano variare entro un certo *range*, è stata effettuata un'analisi parametrica al fine di evidenziare le situazioni più critiche in termini di scuotimento.

I risultati sono stati espressi utilizzando i seguenti fattori di amplificazione:

- FA e FV, così come definiti dal Gruppo di lavoro MS (2008)
- $FA_{0.1-0.5}$ definito come rapporto tra gli integrali di Housner, considerando l'intervallo di periodo 0.1-0.5s.

L'analisi numerica ha richiesto la conoscenza dei seguenti dati provenienti da studi di pericolosità sismica e dalla campagna di indagini in sito e in laboratorio:

- input sismico;
- geologia locale;
- parametri geotecnici in situ ed in laboratorio;
- parametri geofisici derivanti da prove in foro e da misure geofisiche di tipo passivo.

Sono stati presi in considerazione tre input sismici, su un'ipotetica roccia affiorante piana, corrispondenti ad un periodo di ritorno di 475 anni e definiti mediante lo spettro di risposta elastico al 5% di smorzamento critico:

- spettro Normativa Sismica ottenuto dalla vigente normativa.(Norm);
- spettro probabilistico Lade1 SP96. Goriano Sicoli (Prob);

- spettro deterministico da macrosismica SP96 M=6.7 Repi 10 km (Det).

Gli spettri sono stati convertiti in accelerogrammi spettro-compatibili prima di essere utilizzati nelle analisi di amplificazione locale.

Le informazioni relative alla geologia locale sono state ricavate dalle carte e sezioni geologiche quelle stesse che sono state utilizzate per individuare le zone omogenee in prospettiva sismica. Sulla base dei dati reperiti sono state individuate le unità geologiche-geofisiche omogenee e le relative stratigrafie che sono state oggetto dell'analisi numerica.

Le proprietà dinamiche dei materiali sono state definite con le curve del rapporto del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) variabili con la deformazione. Le curve utilizzate, riportate in

figura 7.6, sono state scelte sulla base sia delle caratteristiche geotecniche e litologiche del campione rispetto alle unità omogenee considerate, sia della vicinanza geografica del sondaggio con la sezione analizzata.

In particolare per:

- **MAT1** - Materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali. Sono state scelte le curve del limo argilloso debolmente sabbioso del campione C1 del sondaggio S6.8 prelevato alla profondità di 21.0-21.4 m a Casentino (S. Eusanio Forconese).
- **MAT2** - Litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi. Sono state scelte le curve proposte da Seed & Idriss, 1970 e Idriss, 1990.
- **MAT3** - Breccie calcaree cementate, Detriti. Sono state scelte le curve medie per le sabbie proposte da Sanò, 2009 (comunicazione personale).

Per quanto riguarda la modellazione bidimensionale, il codice BESOIL utilizzato non permette l'uso di curve di degrado ma utilizza valori di smorzamento e moduli elastici costanti. Si è pertanto proceduto in corrispondenza alle sezioni analizzate in 2D ad effettuare una serie di elaborazioni monodimensionali atte a determinare quali fossero in media i valori caratteristici da utilizzare nella modellazione bidimensionale. Nella definizione degli spessori e delle velocità per la definizione della risposta locale sono stati utilizzati i dati provenienti dalla sismica passiva, analizzati in funzione delle conoscenze degli aspetti litostratigrafici delle zone indagate ed inseriti nel quadro generale delle conoscenze derivanti anche dalle indagini dirette. Sono state utilizzate anche informazioni reperite presso le amministrazioni comunali ed uffici pubblici relative a campagne geognostiche effettuate precedentemente nell'area aventi differenti finalità. Le litologie utilizzate per le modellazioni sono state quindi ottenute da una semplificazione dello schema geologico precedentemente descritto.

La suddivisione in microaree è stata effettuata solo sulla base dei fattori FA, utilizzando come input lo spettro di normativa. Le aree ove la differenza tra i vari FA non risultasse superiore al 10% e dal punto di vista litotecnico non fossero presenti sostanziali differenze sono state accorpate. In generale il fattore FA varia tra 1.0 e 2.7 mentre il valore FV è compreso tra 1.0 e 2.6 con valori più elevati caratteristici di stratigrafie in cui lo spessore dei depositi alluvionali tende ad azzerarsi in prossimità dell'affioramento dei rilievi carbonatici. Si evidenzia che il fattore $FA_{0.1-0.5}$ si è rivelato paragonabile a quello FA.

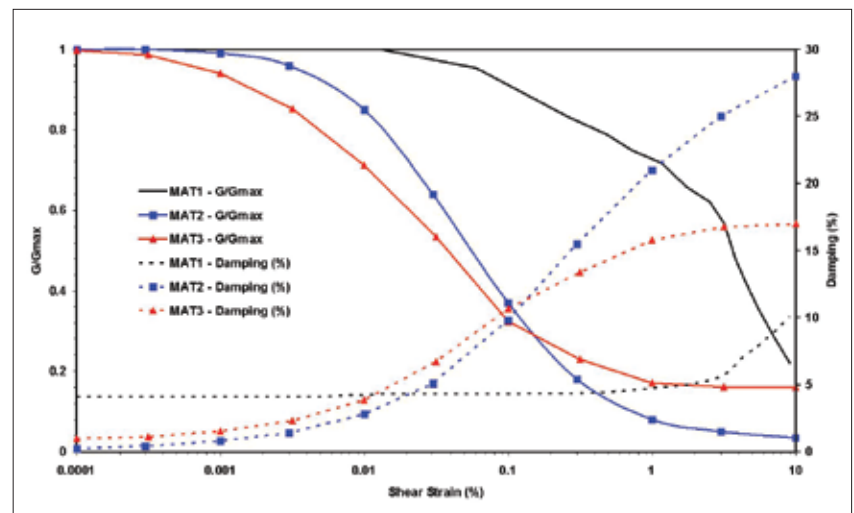


Fig. 7.6 → Curve del rapporto del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) in funzione della deformazione. Le curve utilizzate sono state scelte sulla base sia delle caratteristiche geotecniche e litologiche del campione rispetto alle unità omogenee considerate, sia della vicinanza geografica del sondaggio meccanico con la sezione analizzata.

7.2.2 Dati ed elementi per singolo sito

7.2.2.1 Arischia

Carta delle indagini

Nell'area in oggetto, a supporto dei dati emersi dal rilevamento geologico-geomorfologico-litotecnico e strutturale, sono state eseguite ulteriori analisi, prevalentemente attraverso misure e prove in campagna, che hanno permesso di caratterizzare il territorio ai fini delle caratteristiche geologiche d'insieme e della definizione delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1).

La ricerca di documentazione derivante da studi pregressi non ha dato risultati apprezzabili, sia per l'inesistenza di elaborati organici e/o utili, sia per la difficoltà di effettuare ricerche presso gli uffici degli Enti Locali, colpiti dal sisma. In ogni caso sono state rinvenute notizie dell'esistenza di due pozzi per emungimento dell'acqua, ubicati come riportato in carta, che hanno raggiunto profondità piuttosto elevate, ma soltanto di uno (quello situato sul lato NW) è stato possibile avere indicazioni, riportate a voce, della stratigrafia esistente.

Sono stati realizzati due sondaggi meccanici, le cui stratigrafie sono riportate nel DvD allegato. Il primo (S7.2, ubicato in zona rossa, in piazza G. D'Eramo nei pressi della cattedrale) ha raggiunto la profondità di 47 m; il secondo (S7.3, ubicato in via Macindole) si è fermato a 25 m. Nei due perfori sono state realizzate, a varie profondità, cinque prove SPT e, a cura di IAMC-CNR, prove Down Hole (DH) fino a 35 metri di profondità nel primo foro (DH 26) e fino a 23 m nel secondo (DH27).

A cura di ISPRA, nella parte nord est dell'abitato (via Macindole), in prossimità del sondaggio S7.3, sono stati realizzati tre profili di geoelettrica (ERT).

Sono state eseguite da UNISI e da INGV-Milano rispettivamente 14 e 8 misure a stazione singola HVSR per un totale di 22 acquisizioni. Delle 14 misure realizzate da UNISI 6 risultano di classe A, mentre le restanti 8 di classe B. Quelle INGV risultano 4 in classe A e 4 in classe B.

UNISI ha, inoltre, realizzato uno stendimento di sismica passiva (*array*) con lo scopo di ricavare il profilo di velocità delle onde di taglio nel sottosuolo.

Il quadro delle indagini si completa infine con due profili MASW (società CONGEO).

L'integrazione di tutti i dati provenienti dalle analisi descritte ha permesso l'elaborazione di un affidabile modello geologico dell'area di studio (si veda la carta geologica in scala 1:5.000 e le sezioni allegate).

Carta geologica: assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

Arischia si trova nella zona d'incontro tra diversi paleoambienti sedimentari: la piattaforma laziale abruzzese (a S), la transizione da questa al bacino Umbro Marchigiano (a N e a NW) e alla scarpata del Gran Sasso (ad E), il bacino di avanfossa dei Monti della Laga (ancora a N). I rapporti strutturali tra questi paleoambienti sono stati determinati, nel tempo, dallo sviluppo e dall'evoluzione di importanti lineamenti tettonici ben noti in letteratura (Fig. 7.2), quali la linea Olevano-Antrodoco - *thrust* dei M. Sibillini, che sovrappone ad W il dominio pelagico umbro-marchigiano-sabino all'estrema porzione nord-orientale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, e, al letto di questa, il sovrascorrimento dell'unità di piattaforma e margine di M. Gabbia - M. Giano - Valle del Velino sul dominio di transizione dell'unità G. Sasso - Posta - M. Mozzano (Salvucci, 1995/2; Piana, 1995/2; Blumetti *et al.*, 2002).

L'area di studio è situata nel settore nord-occidentale dell'unità del Gran Sasso, in corrispondenza della

fascia pedemontana interessata dal sistema di faglie quaternarie che ha portato alla formazione ed all'evoluzione delle conche intermontane di Pizzoli-Ariscchia (Fig. 7.7) e, più a S, dell'Aquila.

La struttura del substrato è costituita da una monoclinale blandamente ondulata con generale immersione verso i quadranti sud-occidentali, che nelle formazioni a comportamento duttile (Marne con Cerroghna e Scaglia detritica/Scaglia cinerea) presenta frequenti ripiegature minori alla scala dell'affioramento. L'abitato di Ariscchia è interamente situato al tetto della faglia di Pizzoli-Ariscchia, che pone a contatto i calcari dolomitizzati e cataclasati del Calcare Massiccio (al letto) con la formazione delle Marne con Cerroghna (al tetto) nel settore occidentale e settentrionale dell'abitato, mentre pone a contatto le calcareniti, calciruditi e marne a fucoidi (al letto) con la Scaglia detritica-Scaglia cinerea (al tetto) nella porzione più orientale dell'area di studio (si veda la carta geologica in scala 1:5.000). Numerosi Autori (Blumetti, 1995; Moro *et al.*, 2002) hanno dimostrato che tale linea, che ha sviluppo NW-SE, cinematica distensiva, grande evidenza morfologica e rigetto stratigrafico attorno ai 1500-2000 m si è attivata nel corso del disastroso terremoto del 1703.

Fig. 7.7 → Panoramica dei versanti situati tra Ariscchia (a destra) ed il comune di Pizzoli. Gli abitati sono costruiti a poca distanza dalla faglia attiva (indicata con sovrassegno in blu), associata all'imponente rottura di pendio e alle ampie fasce cataclasiche nel calcare Massiccio.



Il nucleo urbano si è sviluppato lungo una superficie generalmente regolare, con pendenze che tendono a variare piuttosto gradualmente, fatta eccezione per i rilievi immediatamente a letto della faglia principale, in corrispondenza degli sbocchi dei vari valloni montani, dove le pendenze variano con una certa rapidità dando origine a versanti piuttosto acclivi. In questa zona, nei pressi del piano di faglia più volte citato, le caratteristiche litologiche e strutturali del substrato sono profondamente modificate cosicché il Calcare Massiccio affiorante si presenta fortemente dolomitizzato o fisicamente alterato sino ad essere trasformato in farina di roccia ed origina forme pseudo-calanchive, piuttosto atipiche in questo tipo di sedimenti. La presenza di rocce del substrato tanto deformate e disgregate, contribuisce notevolmente alla formazione e sviluppo, sempre con elevati spessori, di diverse tipologie di detriti e di più generazioni di conoidi che si interdigitano tra di loro e che si espandono nella piana pedemontana.

Per la gran parte del centro abitato, il substrato litoide, al di sotto dei sedimenti quaternari olocenici, è costituito dai depositi marnosi e calcarenitici della formazione delle Marne con Cerroigna. Tale substrato è affiorante (settore sud-occidentale dell'abitato in zona Colle S. Vincenzo) o situato a ridotta profondità (da 5 m a 15 m) sotto depositi olocenici sciolti (settore ad W e NW del cimitero); da qui, procedendo verso NW, si registra un progressivo approfondimento di questa superficie di contatto, almeno sino agli 80 m (si vedano la carta geologica e i profili allegati).

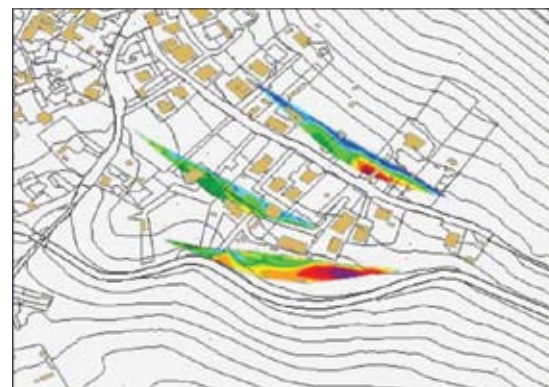
In base alle facies riscontrate, tutti i sedimenti di copertura cartografati sono stati distinti in: depositi detritici e di paleofrana (prevalentemente sviluppati nel settore centrale ed orientale dell'abitato); depositi di conoide, alluvionale e mista (prevalentemente sviluppati nel settore occidentale). La loro età è riferibile all'Olocene. Il rilevamento geologico effettuato, i profili geoelettrici ed il sondaggio eseguito nell'area di via Macindole (S7.3), a NE del cimitero, hanno evidenziato la presenza, al di sotto di una coltre di copertura di circa 7-8 m di spessore di depositi detritici matrice-supportati, di un accumulo detritico a tessitura eterometrica e caotica, contenente anche blocchi di dimensioni da decimetriche a metriche, probabilmente correlabile con un antico corpo di frana a cinematica imprecisabile.

Dati strumentali

MISURE ERT

La campagna di indagine sul sito di Arischia è stata effettuata a partire dal mese di maggio 2009 in località Macindole, scelta per l'elevato grado di danneggiamento degli edifici e per la distribuzione del danno apparentemente erratica. Qui sono state realizzate 3 tomografie di resistività elettrica (ERT) ad alta risoluzione con 96 elettrodi a distanza elettrodoica di 2,5 metri, utilizzando lungo ciascuno stendimento differenti array di acquisizione (Dipolo Dipolo, Polo-Dipolo e Wenner). La profondità massima di investigazione effettivamente raggiunta è stata di circa 50 m. Gli stendimenti sono stati realizzati nel settore di versante che, da via Macindole, scende verso la sede stradale SS 80 "L'Aquila-Teramo" (carta delle indagini allegata e Fig. 7.8). Il dato di resistività è stato correlato con la stratigrafia del sondaggio S7.2 e con i dati geologici di superficie, ricostruendo così l'assetto geologico locale. Nelle tomografie GEOEL 2 (Fig. 7.9) e GEOEL 3 (Fig. 7.10), i massimi di resistività sono associabili all'Unità della Scaglia Rossa, a consistenza litoide, mentre all'unità delle Marne con Cerroigna, costituita da alternanze di calcareniti, marne e marne calcaree, si associano valori di resistività variabili tra i 120

Fig. 7.8 → Ubicazione dei tre profili ERT nell'area di Via Macindole (Arischia).



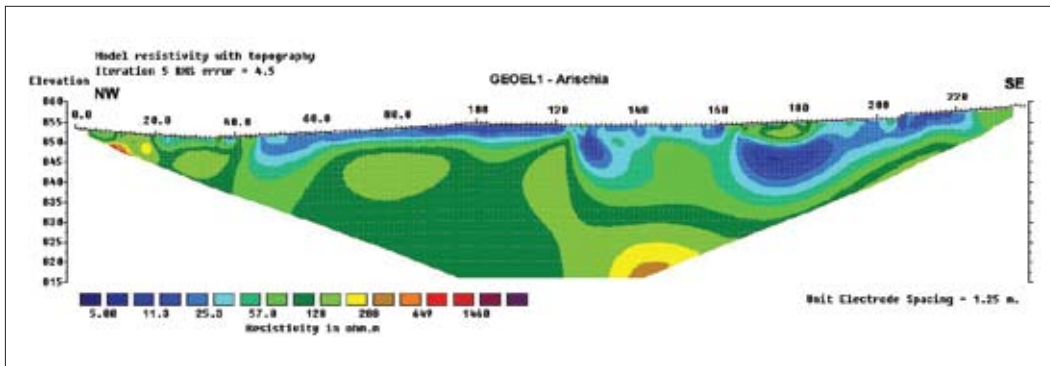


Fig. 7.9 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL1 nel settore di Via Macindole (Arischia)

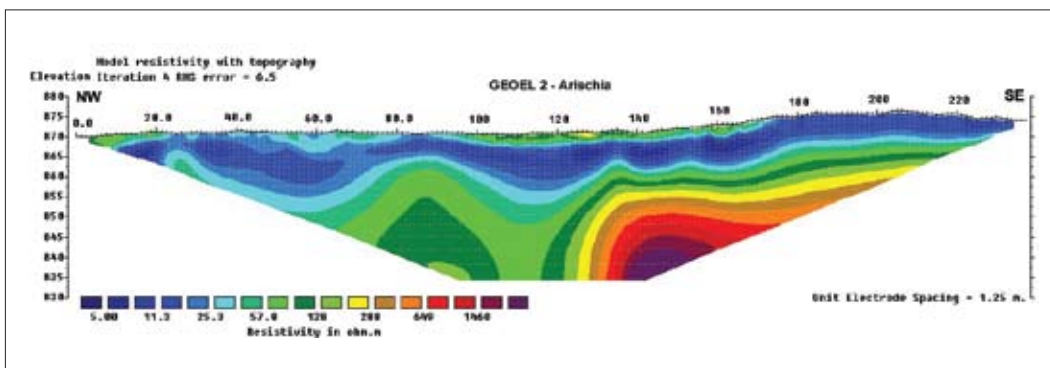


Fig. 7.10 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL2 nel settore a monte della sede stradale di Via Macindole (Arischia).

Ωm (frazione marnosa prevalente) e i 500 Ωm circa. Nella tomografia GEOEL 2, il contatto tettonico tra queste due unità, ipotizzato dalle evidenze di superficie lungo il versante, viene confermato dal netto gradiente di resistività presente al centro della sezione.

La stessa lineazione tettonica a direzione NNE-SSW, più a valle, viene intercettata anche dalla tomografia eseguita lungo la sezione GEOEL3. La GEOEL1 (Fig. 7.8) sembra confermare la presenza, in profondità, della sola Unità delle Marne con Cerrognana e, in accordo con i dati di superficie, la presenza a profondità sempre più ridotta verso il margine orientale di questa ERT, dell'unità della Scaglia rossa in contatto laterale lungo l'elemento tettonico NNE-SSW sopra richiamato. Lungo lo stesso profilo, l'ispessimento verso W del corpo conduttivo superficiale in prossimità del Fosso del Monte Omo è riconducibile alla probabile presenza di un paleo alveo, riempito da materiale prevalentemente fine.

La ERT 2, oltre ad individuare la posizione della linea tettonica, evidenzia anche la coltre quaternaria dei detriti matrice sostenuti (primi 8-10 metri di spessore) ben distinguibili dai terreni sottostanti a più elevata resistività (parte destra della ERT). La ERT 1, a sua volta, evidenzia il contrasto laterale di resistività (a centro sezione) tra le Marne con Cerrognana ed i depositi caotici (paleofrana) in matrice fine come intercettati dal sondaggio S7.2 fino a 20 m, suggerendo un appoggio di questi depositi sulle sottostanti Marne con Cerrognana secondo una paleosuperficie a sezione curva.

Tale geometria torna evidente anche lungo la ERT 3 dove questo corpo di frana, su cui poggiano alcuni degli edifici più danneggiati della località Macindole, viene evidenziato tra le progressive 80 m e 140 m sovrapposto all'unità delle Marne con Cerrognana secondo un contatto che indica chiaramente il rastremarsi del corpo di frana verso la superficie in direzione Est.

MISURE HVSR

Le misure eseguite sono ubicate nella carta delle indagini. Quelle nell'area del centro storico (M1, S1, S2, S3, S4, ARI1, MI23) presentano tutte una frequenza di risonanza attorno ai 3 Hz. La potenza dello strato risonante può essere stimata approssimativamente assumendo per la velocità media delle coperture un valore circa pari a 370 m/s compatibile con i valori ricavati dalle misura Down Hole. Risulta quindi che lo spessore dei probabili sedimenti limoso-sabbiosi su cui risiede questa porzione del centro storico è dell'ordine di 25 m e 30 metri. Le forti ampiezze riscontrate nelle misure realizzate, indicano, inoltre, un notevole contrasto d'impedenza con i materiali sottostanti che potrebbero risultare quelli individuati dal sondaggio ubicato in Piazza d'Eramo a circa 30 m di profondità e caratterizzati da V_s di poco superiori a 800 m/s.

Delle altre misure HVSR effettuate (M5, M6, M7, M8, ARI4), solo la M7, M8 e ARI14 sono risultate interpretabili e mostrano la presenza di un picco significativo attorno ai 3 Hz sebbene di piccola ampiezza. Questi risultati non sembrano compatibili con la ricostruzione geologica che pone questi punti di misura su roccia affiorante (Marne con Cerrognna) a meno di ipotesi (deboli) sulla presenza di variazioni di rigidità all'interno di quest'ultima formazione oppure di effetti di bordo per il sito di misura.

Le misure (MI25, ARI5), effettuate in prossimità dello stendimento della MASW1_ARI, presentano entrambe un picco compreso tra 2.5 e 3 Hz con valori delle ampiezze dei rapporti spettrali tra 3 e 5. I valori in frequenza possono essere interpretati come l'effetto di un orizzonte risonante alla profondità di circa 25-35 m. Questa ipotesi è confermata dai risultati della MASW, il cui profilo mostra due principali variazioni di velocità, il primo a circa 12 m di profondità (si passa da circa 250 m/s a 470 m/s) ed il secondo a circa 27 m di profondità (si passa da 420 m/s a 610 m/s). Questo secondo contrasto concorda con i massimi in frequenza delle misure HVSR e potrebbe rappresentare il passaggio dai sedimenti Olocenici alle Marne con Cerrognna (CRR in carta geologica).

MISURE PASSIVE SU ARRAY SISMICO

Con il metodo degli algoritmi genetici, la curva di dispersione ottenuta dall'antenna sismica approntata nei pressi di via Macindole è stata invertita congiuntamente al rapporto H/V acquisito in sua prossimità (S5). Il profilo risultante mostra diverse variazioni di velocità delle onde di taglio. Si passa infatti da 150 m/s a 400 m/s ad una profondità di 2-3 m, da 400 m/s a 700 m/s a 5-7 m ed infine da 700 m/s a 1000 m/s a 13-15 m (Fig. 7.11 e Tab. 7.3). Le velocità sembrano ben accordarsi con quelle ricavate dalla prova Down Hole, poco distante dall'array, che evidenzia all'incirca le stesse variazioni ma a profondità

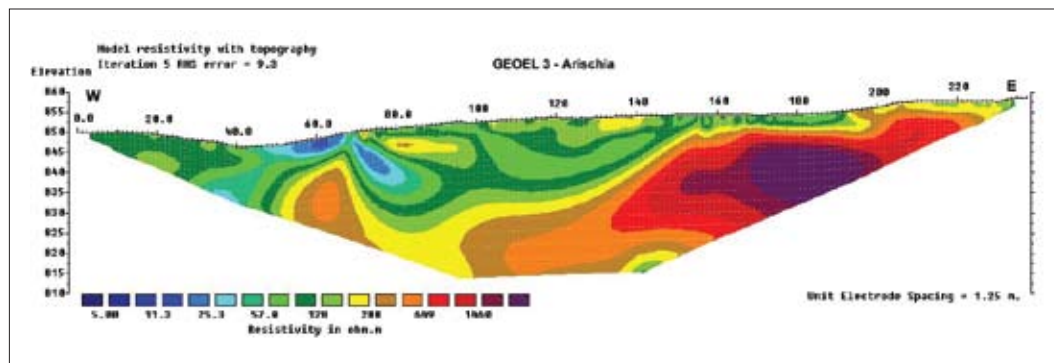


Fig. 7.11 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL3 nell'area di Via Macindole (Arischia), nel settore subito a monte della SS 80 L'Aquila-Teramo.

leggermente diverse. Il contrasto d'impedenza più evidente (quello tra 700 m/s e 1000 m/s) risulta, per esempio, dai dati del Down Hole a circa 20 m di profondità. Questo passaggio potrebbe corrispondere a quello tra i materiali detritici costituiti da clasti calcareo-dolomitici e la formazione marnosa indicata nella carta geologica con la sigla CRR.

MISURE MASW

Nel sito sono state eseguite due prospezioni MASW.

La prima è stata realizzata nel settore meridionale dell'abitato (zona cimitero), nell'area di sedimentazione di un vasto corpo di conoide, utilizzando un allineamento di 24 geofoni intervallati ogni due metri, con *offset* di energizzazione pari a 2 m. Nella **tabella 7.4** seguente sono riassunti i risultati del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sismica. Come è evidente, non rimane individuato, nell'ambito della profondità investigata, alcun *bedrock* sismico. La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità può essere stimata pari a 351 m/s.

La seconda indagine MASW è stata ubicata nel settore nord-occidentale dell'abitato (area Boccanello), utilizzando un allineamento di 24 geofoni a spaziatura 2,5 m, con *offset* di energizzazione pari a 5 m. I risultati del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sono riassunti nella **tabella 7.5** seguente.

La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità è stimabile in 365 m/s.

MISURE DOWN HOLE

Nel sito di Arischia sono state effettuate due prove Down Hole. Una (DH 26) in corrispondenza del sondaggio S7.2 ubicata in Piazza G. D'Eramo e l'altra (DH 27) nella perforazione S7.3 di Via Macindole

I risultati sono visualizzati nelle **figure 7.12 e 7.13** seguenti.

Il DH26 incontra alla profondità di poco superiore ai 30 m un corpo sedimentario caratterizzato da una velocità di V_s superiore agli 800 m/s, che verosimilmente non corrisponde al substrato geologico, qui costituito dalle Marne con Cerrognola, appena raggiunte a fine sondaggio alla profondità di 46 m dal p.c. L'estensione areale del corpo sedimentario sembra potersi seguire tramite la distribuzione delle misure di rumore sismico che testimoniano la presenza in questo settore di un deciso contrasto di impedenza a profondità intorno ai 30 m.

Il DH 27, a sua volta, individua un *bedrock* sismico con V_s 800 m/s ad una profondità di poco superiore ai 20 m, da relazionarsi al substrato geologico.

TABELLA 7.3

h (m)	Vs (m/s)
2	150
3	400
8	710
23	912
38	1100
804	2000
4820	2996
∞	3469

Tab. 7.3 → Profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array. I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Fig. 7.12): h indica gli spessori mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

TABELLA 7.4

Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0,0	3,6	3,6	0,3	216	5	1,91
2	3,6	11,9	8,3	0,5	266	5	1,91
3	11,9	23,5	11,6	1,5	473	8	2,06
4	23,5	26,8	3,3	0,4	424	40	2,03
5	26,8	-	-	-	610	50	2,10

TABELLA 7.5

Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0,0	2,6	2,6	0,1	178	0	1,93
2	2,6	11,1	8,5	0,3	279	3	1,96
3	11,1	25,5	14,4	1,1	475	3	2,11
4	25,5	-	-	-	662	0	2,14

Tab. 7.4 → Risultati dell'indagine MASW eseguita ad Arischia, nella zona del cimitero. A partire dalla curva di dispersione, individuata sullo spettro del segnale, il processo di inversione restituisce quale modello geosismico interpretativo quello caratterizzato dai valori di spessore, Δ e Vs riportati in tabella.

Tab. 7.5 → Risultati dell'indagine MASW eseguita ad Arischia, nella zona di Boccanello. Il modello geosismico restituito dal processo d'inversione è caratterizzato dai valori di spessore, Δ e Vs riportati in tabella.

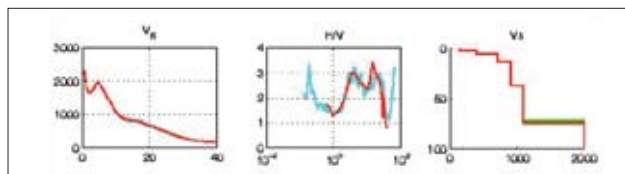


Fig. 7.12 → Risultati dell'inversione (con il metodo degli algoritmi genetici) della curva di dispersione effettiva ricavata dall'array e della curva HVSR ottenuta nella stessa posizione. A sinistra: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (in azzurro). Al centro: confronto fra la curva HVSR teorica (in rosso) e sperimentale (in azzurro). A destra è riportato il profilo di velocità delle onde S di massimo accordo (in rosso) con (in verde) i valori di velocità relativi a profili il cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del profilo di massimo accordo.

DATI IDROGEOLOGICI

Nel settore NW dell'area perimetrata (strada verso S. Lorenzo), ove affiorano depositi limo-sabbiosi e subordinatamente ghiaiosi, la soggiacenza della falda acquifera, deducibile da pozzi per acqua compresi nella fascia altimetrica 840-850 m s.l.m., si attesta intorno ai 80-100 m di profondità e si riferisce presumibilmente all'acquifero del substrato calcareo-marnoso. In conformità ad informazioni riferite dai proprietari dei pozzi, a profondità inferiori, all'interno dei materiali detritici sono stati rinvenuti orizzonti saturi, ma con assenza di un acquifero d'adeguata produttività.

Nel settore orientale della stessa area (lungo la strada che si ricongiunge alla S.S. 80) la falda acquifera è presente ad una profondità di 220-240 m (fascia altimetrica del p.c. 850-860 m s.l.m.) e, quindi, anche in questo settore è da riferirsi all'acquifero basale. In questo settore è presente in affioramento una coltre detritica clasto-sostenuta e/o a matrice prevalente, di spessore presunto di circa 20 m. Il sondaggio S7.3, realizzato nell'ambito della campagna di MS nella stessa area, ha confermato uno spessore di detriti a matrice sostenuta fino alla profondità di 27-28 m poggiante direttamente sul substrato calcareo-marnoso.

Nel settore SE (a valle del cimitero) si rinvengono depositi composti di sabbie e limi, distribuiti su una fascia altimetrica 770-820 m s.l.m. Non sono stati rinvenuti pozzi e i depositi non hanno evidenze di venute d'acqua. Ad E di questo settore, la sorgente che alimenta la Fonte degli Archi (quota 800 m s.l.m.) è risultata secca.

7.2.2.2 S. Demetrio ne' Vestini

Carta delle indagini

La campagna geognostica è consistita nell'esecuzione di prospezioni geoelettriche e sismiche. In particolare, per quanto riguarda la geoelettrica, sono stati effettuati n° 2 stendimenti in località La Villa Grande, mentre le prospezioni sismiche sono consistite nella misura del rumore sismico ambientale in punti variamente distribuiti sull'area ed in un profilo MASW. In particolare sono state eseguite da UNISI e da INGV-Milano rispettivamente 26 e 3 misure a stazione singola HVSR per un totale di 29 acquisizioni. Delle 26 realizzate da UNISI 11 risultano di classe A mentre le restanti 15 di classe B. Quelle INGV risultano 2 in classe A e 1 in classe B.

UNISI ha, inoltre, realizzato due stendimenti di sismica passiva (metodo dell'antenna sismica) con lo scopo di ricavare il profilo di velocità delle onde di taglio nel sottosuolo.

Sono stati infine acquisiti i risultati di una prospezione sismica di superficie a rifrazione in onde P ed SH, eseguita in un'area adiacente il campo sportivo nei giorni successivi al sisma (Ordine dei Geologi della Regione Abruzzo), e le informazioni stratigrafiche relative a due sondaggi (comunicazione personale del dr. Geol. Gaudenzio Leonardis), uno eseguito in corrispondenza della facciata della chiesa di S.Maria dei

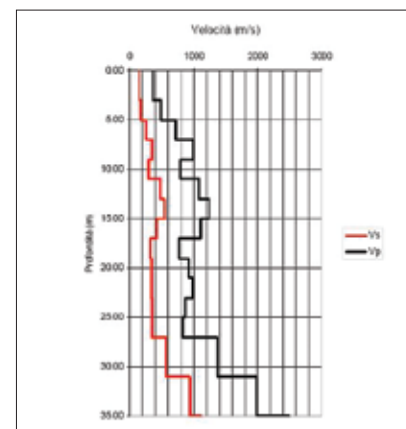


Fig. 7.13 → Profili di velocità V_p e V_s (DH 26) in corrispondenza del sondaggio (S7.2) ubicato in Piazza G. D'Eramo. Alla profondità di poco superiore ai 30 metri si individua un elemento sedimentario caratterizzato da una V_s superiore agli 800 m/s.

Raccomandati (via Cavantoni), l'altro sul piazzale che fronteggia tale facciata e che si sviluppa ad una quota di circa 5 metri inferiore rispetto alla chiesa. Il primo incontra i conglomerati al di sotto di una coltre di sabbie limose spessa dai 12 ai 14 metri; il secondo incontra i conglomerati immediatamente al di sotto del piano campagna.

Carta geologica: assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

L'area in esame, ricadente nei Fogli 146 Sulmona (Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000) e 359 L'Aquila della nuova Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 (Apat, 2006), è posta all'interno del bacino intermontano della media valle del Fiume Aterno.

In particolare la zona in esame si trova lungo la parte terminale della fascia pedemontana di raccordo tra la catena del Gran Sasso e il Fiume Aterno che, come risulta dal Foglio 359 L'Aquila (Apat, 2006) e da Bertini e Bosi (1993), è costituita da depositi conglomeratici di ambiente fluviale, ghiaiosi e sabbiosi di conoide alluvionale e sabbioso-limosi di ambiente fluvio-lacustre e lacustre. I primi corrispondono alla Formazione di Valle dell'Inferno di Bertini e Bosi (1993), attribuita al supersistema di Aielli-Pescina nel Foglio 359 "L'Aquila" (APAT, 2006). Allo stesso supersistema appartengono i limi biancastri affioranti in un piccolo lembo in prossimità della frazione di S. Giovanni (Formazione di S. Nicandro, di ambiente lacustre in Bertini e Bosi, 1993). Sopra i depositi conglomeratici si hanno ghiaie e sabbie di ambiente di conoide alluvionale attribuiti alla Formazione di S. Giovanni da Bertini e Bosi (1993), e al sistema di Catignano nella nuova Carta Geologica d'Italia (Foglio 359 "L'Aquila" - APAT, 2006). Chiudono il ciclo della sedimentazione pleistocenica i depositi fluvio-lacustri sabbioso-limosi (Formazione di San Mauro di Bertini e Bosi, 1993) che affiorano in località La Villa Grande. A copertura si hanno i depositi olocenici eluvio-colluviali, detritici e di frana.

L'area di San Demetrio ne' Vestini è situata all'interno di una depressione tettonica complessa, che include la conca Aquilana e si sviluppa per una lunghezza di circa 30 km, con direzione NW-SE, tra le unità strutturali del Gran Sasso, a Nord, e Velino-Sirente-Monti d'Ocre, a Sud, in corrispondenza dell'alta e media Valle dell'Aterno.

L'impostazione e lo sviluppo della depressione dell'alto e medio Aterno sono legati ad una tettonica distensiva che, dopo la fase compressiva orogenica, ha determinato il ribassamento delle strutture al di sotto della depressione tettonica stessa, che è divenuta sede per tutto il Quaternario di un'abbondante sedimentazione di ambiente continentale. Un'importante sistema di faglie dirette ad attività quaternaria e tuttora attive (come dimostrato tra l'altro dalla recente attività sismica) limita questa depressione a NE e faglie minori la attraversano generando scarpate di faglia alte fino a decine di metri. L'assetto strutturale quindi condiziona in modo evidente l'assetto morfologico e la sequenza deposizionale dell'area in esame.

In particolare in essa sono state individuate almeno quattro linee tettoniche a direzione NNW-SSE, tutte caratterizzate da cinematica normale con settore sud-occidentale ribassato. Queste strutture si riflettono in altrettante scarpate di faglia, conferendo all'area di San Demetrio ne' Vestini un caratteristico profilo trasversale a gradoni. Tra queste faglie le due più a settentrione interessano l'abitato di S. Giovanni e, concordemente al loro sviluppo, concorrono alla formazione delle depressioni poste lungo l'allineamento Fossa Cupa-Lago Sinizzo. Il settore centrale è interessato da una faglia che ha determinato la dislocazione dei depositi conglomeratici e sabbioso ghiaiosi e la formazione di una

scarpata alta da 10 m a 25 m. Lungo questo elemento tettonico si sviluppa gran parte dell'abitato di San Demetrio ne' Vestini ed in particolare le frazioni di La Villa Grande, Colle, Collarano e Cavantoni. L'ultima faglia si trova in corrispondenza della SR 261, al margine sud-occidentale dell'area rilevata in dettaglio: essa disloca i depositi conglomeratici e sabbioso-limosi generando una scarpata alta alcuni metri nella sua porzione nord-occidentale. L'attività di questa faglia ha influenzato la sedimentazione del bacino lacustre in cui si andavano depositando gli orizzonti sabbioso-limosi presenti nella zona de La Villa Grande.

Dal punto di vista morfologico, come già accennato, l'area di San Demetrio ne' Vestini è posta lungo la fascia di raccordo tra la catena del Gruppo del Gran Sasso a NE e la valle Fiume Aterno a SW. Degrada da q. 1100 m s.l.m. circa a quota 560 m s.l.m. circa con un gradiente di pendenza variabile intorno al valore medio del 6%. Il profilo trasversale dell'area risulta a gradoni per la presenza di diverse superfici terrazzate separate, come già detto, da scarpate di faglia. Come rilevato dallo studio di Bertini e Bosi (1993), il sollevamento generale dell'area è stato accompagnato da intense fasi erosive e gli Autori individuano almeno 6 superfici situate a quote diverse; l'abitato di S. Demetrio ne' Vestini si trova su una di queste, ed in particolare su un terrazzo costituito da una conoide che si sviluppa con direzione E-W tra quota 720 a E (frazione di S. Giovanni) e quota 615 a W (località Colle). Tale conoide degrada verso W con gradienti di pendio dell'ordine del 5% (anche 20%, nella zona apicale di S. Giovanni). Il terrazzo è bordato a N dalle depressioni di località Fossa Cupa e a ESE dalla valle del fosso Sinizzo. I fianchi di quest'ultima sono molto acclivi e sono costituiti da strati conglomeratici a differente competenza. Questo determina variazioni repentine nel profilo dei versanti, che evolvono per processi legati alla gravità (locali frane da crollo) e all'azione delle acque meteoriche (dissoluzione e ruscellamento diffuso).

L'origine del terrazzo in parola è evidentemente tettonica e, in corrispondenza dell'allineamento La Villa Grande-Cavantoni, la superficie della conoide risulta interrotta da una scarpata di faglia alta da 10 m a 25 m, a direzione NNW-SSE. Lungo la porzione sud-occidentale dell'area, vallecole a conca, a sviluppo NNE-SSW, disarticolano le propaggini terminali della conoide, costituite da facies poco competenti, in una serie di blande ondulazioni e dossi delimitati da pendii poco acclivi. Come già evidenziato, data l'elevata permeabilità dei depositi presenti, la circolazione superficiale delle acque si manifesta attraverso il ruscellamento solo in occasione di eventi meteorici importanti ed anche lo scorrimento di tipo lineare, rappresentato da rii e ruscelli, risulta fortemente condizionato dagli eventi pluviometrici.

Dati strumentali

MISURE ERT

I profili realizzati in questa località hanno entrambi orientamento NE-SW, lunghezza di 475 m e sono stati misurati con *array* Wenner e Wenner-Schlumberger. La GEOEL 1 è stata realizzata a ridosso delle località San Martino e Villa Grande (Fig. 7.14): i valori fortemente resistivi risultano correlabili a livelli maggiormente cementati dei conglomerati (unità APbn) del supersintema di Aielli-Pescina e le diminuzioni di resistività registrate in senso verticale tra le progressive 110 m e 230 m possono riferirsi a variazioni granulometriche entro la stessa unità e/o a variazioni del suo grado di addensamento. Nella prima metà della tomografia la

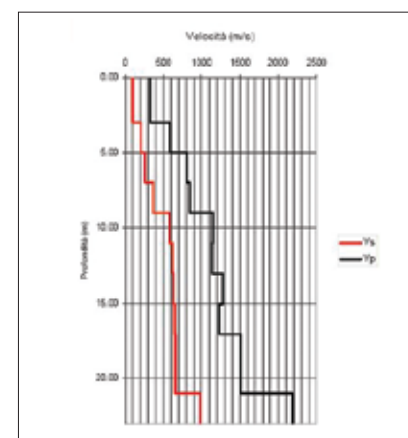


Fig. 7.14 → Profili di velocità V_p e V_s (DH 27) in corrispondenza del sondaggio (S 7.3) ubicato nel settore di Via Macindole.

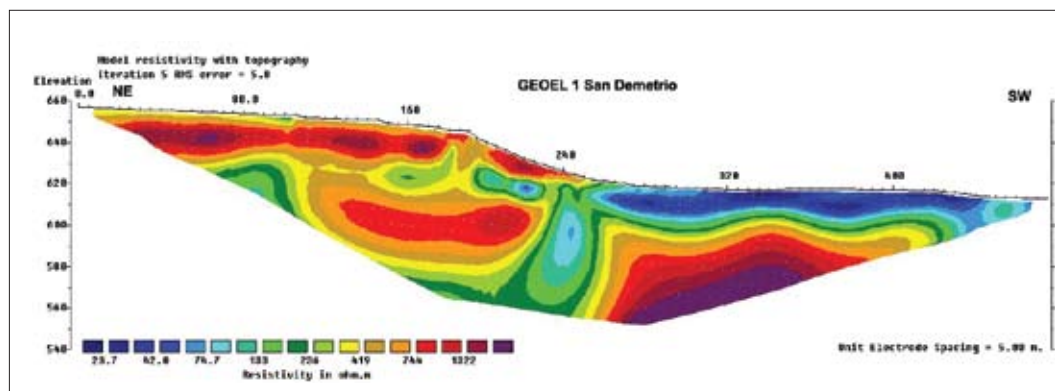


Fig. 7.15 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL1, realizzata nel settore a ridosso delle località San Martino e Villa Grande (S. Demetrio ne' Vestini). La presenza del lineamento tettonico che ribassa verso valle i conglomerati e la soprastante sequenza pleistocenica è suggerita dalla discontinuità laterale di resistività e dall'area di minimo che si rileva in corrispondenza della progressiva 250 metri.

diminuzione di resistività al margine inferiore sinistro segna il probabile passaggio stratigrafico dei conglomerati sui limi dell'unità APe2, ad essi stratigraficamente soggiacenti. Agli stessi conglomerati è riferibile l'anomalia resistiva individuata nella seconda metà della ERT, qui lo spessore conduttivo superficiale sarebbe riferibile alla presenza dei depositi sabbioso-limosi della unità denominata *ACTe2* che mostrano uno spessore di circa 20 m al massimo. La presenza del lineamento tettonico che ribassa verso valle i conglomerati e la soprastante sequenza pleistocenica è suggerita dalla discontinuità laterale di resistività e dall'area di minimo che si rileva in corrispondenza della progressiva 250 m. La tomografia GEOEL 2 (Fig. 7.15) ha individuato molto bene l'elemento tettonico NNW-SSE in prossimità della SR 261, identificandolo come discontinuità e area di separazione tra i settori iniziale e terminale della tomografia. A valle della sede stradale la presenza dei conglomerati ribassati dalla faglia viene suggerita dall'anomalia fortemente resistiva alla base della sezione, ciò conferma uno spessore di circa 50 m per i depositi sabbiosi e limosi soprastanti (unità *ACTe2*) caratterizzati da un progressivo aumento dei valori di resistività fino a 300 Ohm/m.

MISURE HVSR

Quasi tutte le misure eseguite nel comune di San Demetrio ne' Vestini (Carta delle indagini), con l'esclusione di S3, M3, M8, M10 e M11, mostrano un picco in bassissima frequenza (circa a 0.5 Hz) non significativo secondo i criteri di SESAME. Tuttavia la forte persistenza di tale massimo nelle misure permette, comunque, di ipotizzare la presenza di una superficie risonante relativamente profonda (dell'ordine delle centinaia di metri) compatibili con la profondità del substrato carbonatico dedotto dalle misure gravimetriche. Oltre questo massimo, in molte misure (M1, M2, M3, M4, M5, M8, M9, M105, S1, S7, S8) compaiono picchi a più alte frequenze (generalmente compresi tra 5 e 10 Hz). Ipotizzando una velocità delle coperture dell'ordine 500 m/s tali picchi potrebbero rappresentare una profondità della superficie risonante posta a profondità da 10 m a 30 m) ovvero al probabile contatto tra sabbie e conglomerati così come ipotizzato dai risultati ottenuti dagli *array*. Dalle misure effettuate questa superficie risonante sembra approfondirsi in direzione NE.

Misure passive su *array* sismico

UNISI ha realizzato due *array* sismici ubicati nelle zone di Villa Grande e Cardamone. Con il metodo degli algoritmi genetici, le curve di dispersione ottenute dalle antenne, sono state invertite congiuntamente ai rapporti H/V acquisiti in prossimità dei due stendimenti (S8 ed M7). Il profilo risultante dai

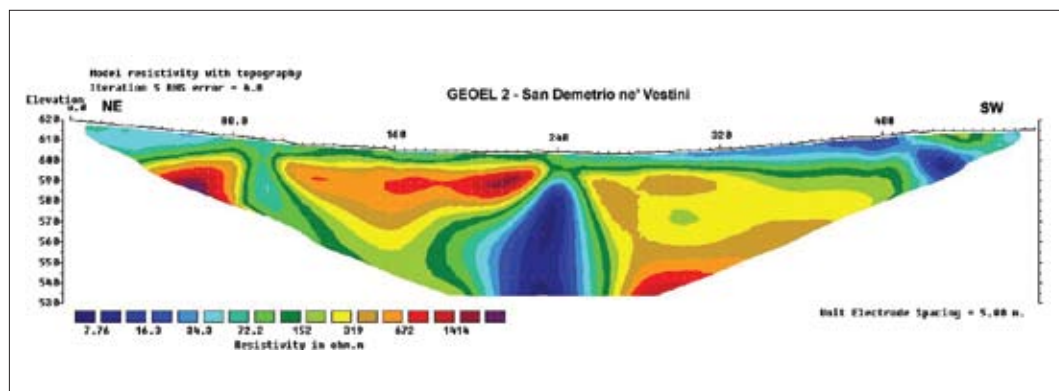


Fig. 7.16 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL2, realizzata in direzione NNE-SSW a partire dalla località Villa Grande. La tomografia individua in modo evidente, dopo l'intersezione con il tracciato della strada SR 261 (progressiva 250-260 m), l'elemento tettonico orientato circa NW-SE che si sviluppa quasi parallelo alla strada.

TABELLA 7.6	
h (m)	Vs (m/s)
1	206
2	340
2,5	450
5,5	550
50	1000
30	830
500	1541
∞	2208

Tab. 7.6 → Profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array di località Villa Grande. I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Fig. 7.17): h indica gli spessori mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

dati riferiti a località Villa Grande mostra una variazione significativa delle velocità: si passa da 550 m/s a 1000 m/s, a circa 10-15 m di profondità (Fig.7.16 e Tab 7.6). Questo orizzonte potrebbe rappresentare il passaggio da sabbie a conglomerati. I risultati del profilo dell'area di Cardamone mostrano la medesima variazione di velocità (da 550 m/s a 1000 m/s circa) alla profondità di circa 30-35 m (Fig.7.17 e Tab 7.7). I profili così ottenuti sono stati utilizzati come indicazione di massima per altre tre inversioni, realizzate con le sole curve HVSR nei punti di misura S1, S4 ed S6 (Fig.7.18). I risultati dell'inversione della misura S6, ubicata nell'area di San Giovanni, sembrano confermare quanto ipotizzato sino ad ora, evidenziando una variazione di velocità tra 500 m/s e 1000 m/s alla profondità di circa 50 m. Il profilo di velocità della S1 mostra un aumento graduale delle velocità da 500 m/s a 1000 m/s mentre nel profilo della S4 si osservano due variazioni di velocità a 25 (si passa

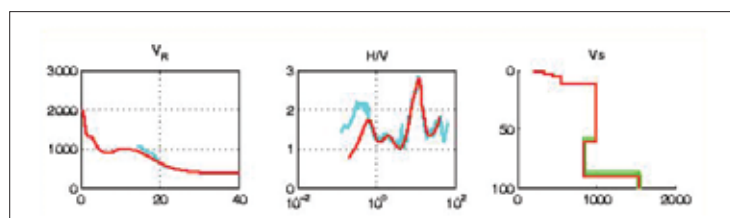


Fig. 7.17 → Risultati dell'inversione (con il metodo degli algoritmi genetici) della curva di dispersione effettiva ricavata dall'array realizzato in località Villa Grande e della curva HVSR ottenuta nella stessa posizione. A sinistra: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (in azzurro). Al centro: confronto fra la curva HVSR teorica (in rosso) e sperimentale (in azzurro). A destra è riportato il profilo di velocità delle onde S di massimo accordo (in rosso) con (in verde) i valori di velocità relativi a profili il cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del profilo di massimo accordo.

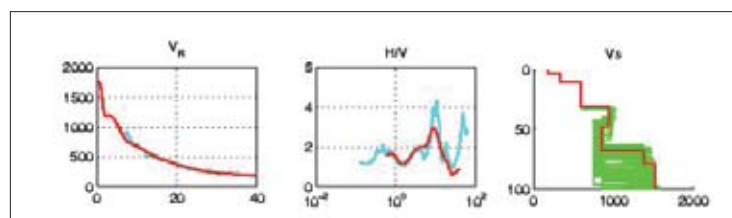


Fig. 7.18 → Risultati dell'inversione (con il metodo degli algoritmi genetici) della curva di dispersione effettiva ricavata in corrispondenza dell'array realizzato in località Cardamone e della curva HVSR ottenuta nella stessa posizione. A sinistra: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (in azzurro). Al centro: confronto fra la curva HVSR teorica (in rosso) e sperimentale (in azzurro). A destra è riportato il profilo di velocità delle onde S di massimo accordo (in rosso) con (in verde) i valori di velocità relativi a profili il cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del profilo di massimo accordo.

TABELLA 7.7	
h (m)	Vs (m/s)
3	190
6,5	330
20	600
16,5	1000
20	850
11	1375
310	1500
∞	2000

da 500 m/s a 750 m/s) e 60 m (si passa da 750 m/s a 1000 m/s). Seppure leggermente differenti i risultati di quest'ultime due misure non sembrano essere discordanti con i precedenti: gli intervalli di velocità, infatti, sono all'incirca gli stessi. A conferma di quanto ipotizzato con le tecniche di sismica passiva, inoltre, intervengono i profili di velocità ottenuti dalle misure MASW che presentano, a circa 23 m di profondità, un passaggio di Vs da 580 m/s a 850 m/s.

Tab. 7.7 → Profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array di località Cardamone). I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Fig. 7.18): h indica gli spessori, mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

MISURE MASW

La prospezione MASW è stata eseguita a SW dell'abitato, oltre la S.R. 261, in un settore non coperto da indagini strumentali. Si è utilizzato uno stendimento di 24 geofoni con equidistanza di 2,0 m ed *off-set* di energizzazione pari a 5 m. Di seguito si riporta la Tab. (Tab. 7.8) seguente riassume i dati del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sismica.

TABELLA 7.8							
Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0,0	1,6	1,6	0,1	177	2	1,86
2	1,6	4,5	2,9	0,3	237	4	1,88
3	4,5	15,2	10,7	0,6	328	4	1,94
4	15,2	19,0	3,8	0,2	407	13	2,02
5	19,0	24,3	5,3	0,7	583	18	2,08
6	24,3	-	-	-	854	22	2,15

Tab. 7.8 → Risultati dell'indagine MASW eseguita a S.Demetrio ne' Vestini, nel settore a SW della SR261. Il modello geosismico restituito dal processo d'inversione è caratterizzato dai valori di spessore, γ e Vs riportati in tabella.

L'indagine sembra evidenziare la presenza a circa 25 m di profondità di un substrato a circa 800 m/s. La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 382 m/s.

DATI IDROGEOLOGICI

Il territorio comunale si trova in sinistra idrografica del Fiume Aterno ed è delimitato ad E dai rilievi carbonatici di piattaforma che costituiscono la struttura idrogeologica del Gran Sasso.

Sono stati rinvenuti 4 pozzi perforati utilizzati per scopi irrigui, ubicati all'interno dell'area urbanizzata qui di seguito riportati con le loro caratteristiche (Tab. 7.9).

TABELLA 7.9					
Pozzo	Uso	Quota p.c.	Prof. Falda	Quota falda	Prof. pozzo
n°		m s.l.m.	m	m s.l.m.	m
23	Irriguo	561,70	19,00	543	27,30
24	Irriguo	650,40	57,30	593	109,90
25	Irriguo	645,71	54,58	591	110,00
26	Irriguo	634,10	43,70	590	102,65

Tab. 7.9 → Dati riepilogativi relativi ai quattro pozzi censiti nell'area urbanizzata di S.Demetrio ne' Vestini. Il pozzo n. 23 attinge da un orizzonte acquifero più superficiale.

Non si hanno a disposizione le stratigrafie dei singoli pozzi; i proprietari hanno descritto sommariamente le stratigrafie riferendo di un'alternanza di depositi di brecciolino compresi tra livelli d'argilla e di marna. Con buona probabilità durante le perforazioni sono state intercettate due o tre falde acquifere di limitata potenzialità.

L'acquifero sfruttato, posto tra i 90 m e i 100 metri di profondità dal p.c., è costituito dai depositi ghiaiosi. Si evidenzia inoltre la presenza di un pozzo perforato profondo circa 300 m usato per scopo antincendio ubicato al di fuori del limite di perimetrazione. Da quanto asserito dal proprietario, la falda è stata

rinvenuta a circa 250 m dal p.c. (325 m di quota), la stratigrafia è costituita da un'alternanza di sabbia/ghiaia/limi e l'acquifero sfruttato è rappresentato da ghiaie. La portata emunta è di circa 9 l/sec.

7.2.2.3 S. Demetrio né Vestini (frazione di Stiffe)

Carta delle indagini

Le indagini a disposizione per l'abitato di Stiffe sono: il rilevamento geologico e geomorfologico alla scala 1:5.000; un sondaggio geognostico (S7.5 nella carta delle indagini) eseguito nel piazzale antistante la chiesa di S. Andrea, spinto fino alla profondità di 33 m, con 5 prove SPT e prelievo di 2 campioni indisturbati; informazioni ricavate da 4 pozzi per acqua ad uso privato; un profilo geoelettrico ERT lungo 475 m (eseguito da ISPRA); le misure HVSR acquisite da UNISI e da INGV-Milano (rispettivamente 7 e 1 misura); uno stendimento di sismica passiva (antenna sismica) sempre a cura di UNISI; un profilo di velocità (V_p e V_s) ottenuto mediante Down Hole (DH32). In particolare le misure HVSR di UNISI risultano 1 in classe A, 5 in classe B ed 1 in classe C. La misura INGV è in classe A.

A queste si aggiungono le indagini geofisiche condotte dalla Provincia Autonoma di Trento nella zona della Biglietteria e nel settore di realizzazione dei moduli abitativi provvisori (MAP), consistenti in 5 misure HVSR, 1 ReMi, 2 sismiche a rifrazione ed 1 profilo di geoelettrica ERT.

Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

L'abitato di Stiffe poggia, nella sua parte centromeridionale, sui calcari ciclotemici del Cretacico inferiore e, nella parte settentrionale, sui limi e sabbie continentali del sistema di Catignano. Entrambe le formazioni non sono però quasi mai affioranti all'interno del paese, ad eccezione della rupe calcarea all'estremità S dell'abitato. Il limite fra esse è stato quindi dedotto attraverso studi geofisici e con l'analisi delle foto aeree. Sempre in base ai dati geofisici, lo spessore del sistema di Catignano fino al substrato carbonatico non dovrebbe essere maggiore di 10-15 m nella parte meridionale, per poi approfondirsi verso N-NE. Infatti, in corrispondenza del piazzale della vecchia chiesa, al di sotto di alcuni metri di alluvioni recenti del Fiume Aterno (SPT a rifiuto a 3.2 m; SPT N24 a 5.4 m), sono stati carotati 23 m di limi e subordinate sabbie e ghiaie, inizialmente scarsamente consistenti e addensate (per circa 8 m) e successivamente mediamente consistenti e addensate, appartenenti al sistema di Catignano (SPT a rifiuto a 9 m; SPT N25 a 12 m; SPT N21 a 14.8 m). Al di sotto, e fino a fondo pozzo, sono state campionati 4 m di argille limose a luoghi debolmente sabbiose, molto consistenti, con intercalati livelli di sabbia fine-media sciolta e satura e ghiaie sciolte con clasti calcarei eterometrici di piccole dimensioni. Questi ultimi litotipi appartengono presumibilmente al supersistema di Aielli-Pescina. I dati in nostro possesso lasciano ipotizzare una frammentazione del substrato a gradinata, immergente verso NE e susseguenti salti di spessore dei terreni di copertura spostandosi nella medesima direzione, come riportato nella sezione geologica. La traccia delle faglie riportate in carta e responsabili del disseccamento del substrato, a direzione sia WNW-ESE che NW-SE, è stata inferita attraverso misure di piani affioranti più a W e attraverso l'analisi di un profilo geoelettrico. Per la scarsità di affioramenti, anche il limite fra il sistema di Catignano e i sedimenti alluvionali dell'Aterno, che occupano buona parte della porzione orientale dell'area di pertinenza, è stato dedotto. Nella parte meridionale dell'area si hanno

alcune scarpate sui calcari ciclotemici che formano la forra delle grotte di Stiffe. La giacitura degli strati è in prevalenza di alcuni gradi immergente a S-SW. Queste scarpate, insieme ad altre poste poco al di fuori dell'area, sono oggetto di potenziale crollo di ammassi rocciosi che possono raggiungere alcune opere antropiche, così come verificatosi, a seguito del sisma del 6 aprile, in corrispondenza della biglietteria delle grotte e lungo la strada di accesso alle stesse. Sul bordo sud-orientale dell'area i calcari lasciano spazio ad una coltre detritica formata dallo smantellamento degli stessi e, più a valle, ad una spessa coltre eluvio-colluviale. Lo spessore di entrambe queste unità non è facilmente misurabile ed è deducibile in qualche metro. In base ai dati di rilevamento e di letteratura (CENTAMORE *et al.*, 2006), al di sotto dovrebbero esserci ancora, almeno per buona parte, i limi e sabbie del sistema di Catignano. Il fitto reticolo di faglie che interessa l'area, direttamente osservato e misurato solo all'interno dei calcari ciclotemici, è formato in prevalenza da faglie dirette o transtensive, circa E-W e meridiane, in rapporti fra loro non chiaramente deducibili. Queste faglie dovrebbero però essere subordinate e complementari al maggiore sistema ad andamento appenninico responsabile della formazione della Valle dell'Aterno. I tracciati di una di queste faglie NW-SE, insieme ad un'altra NNW-SSE, che ribassano a gradinata il substrato dove sorge Stiffe verso NE, sono stati dedotti con lo studio dei dati geofisici e di un pozzo per l'acqua, e segnati quindi come ipotetici all'interno dell'area di pertinenza.

L'abitato di Stiffe è situato a ridosso del ripido versante della dorsale carbonatica al contatto, in destra orografica, con la pianura alluvionale del Fiume Aterno. L'area alle spalle del paese è contraddistinta dalla presenza di una profonda forra di origine fluvio-carsica, che si sviluppa su un dislivello di circa 300 m ed è caratterizzata da scarpate morfologiche di altezza variabile fino ad alcune decine di metri. Lungo la forra, a circa 700 m di quota s.l.m., si ha la risorgenza principale del carsismo ipogeo della porzione nord-orientale della dorsale carbonatica del Sirente, rappresentato dalle Grotte di Stiffe. Le acque che fuoriescono dalle grotte si raccordano al fondovalle attraverso vari salti, per più di 100 m di dislivello, indicando chiaramente come i processi carsici ipogei non abbiano tenuto il passo con l'approfondimento del reticolo superficiale (Callor & Segre, 1958; Bagnaia *et al.*, 1989). La forte acclività dei versanti carbonatici a monte dell'abitato, unita alla presenza delle scarpate morfologiche sopramenzionate ed alle caratteristiche di fratturazione e stratificazione, determina notevole instabilità del pendio, con possibilità di frane per crollo e ribaltamento, come verificatosi a seguito del sisma del 6 aprile 2009.

Dati strumentali

MISURE ERT

Immediatamente a N dell'abitato è stata realizzata un'indagine geoelettrica con dispositivi Wenner e Wenner-Schlumberger lungo uno stendimento di 96 elettrodi orientato in direzione SW-NE per complessivi 475 m di lunghezza (vedi Carta delle Indagini). Entro i primi 80 m di stendimento la tomografia individua, al di sotto di un conduttivo superficiale, una anomalia notevolmente resistiva piuttosto omogenea (ρ 2000 Ω m), riferibile alla presenza di termini carbonatici del substrato, delimitata lateralmente da un repentino decremento dei valori di resistività fino a 30-50 Ω m tra le progressive 90 m e 210 m che confermerebbe la presenza di un elemento tettonico WNW-ESE che porta in contatto i predetti termini carbonatici con i depositi del Supersistema di Catignano (Fig.7.19). I valori medio-bassi di resistività tra le progressive 90 m e 240 m sembrano aumentare solo in profondità al margine inferiore della sezione

e ciò potrebbe essere connesso con la relativa vicinanza in profondità dei limi e argille limose molto consistenti del supersistema Aielli-Pescina. La variazione laterale di resistività al centro della sezione contribuisce a definire il settore di probabile contatto tra i depositi del sistema di Catignano e i sedimenti alluvionali dell'Aterno, con un evidente cambio della geometria delle isolinee di resistività che suggeriscono, più a valle, una giacitura nettamente suborizzontale dei depositi. La presenza di falda idrica, sfruttata da alcuni pozzi ad uso irriguo ubicati nel settore alluvionale, potrebbe aver influenzato i valori di resistività misurati.

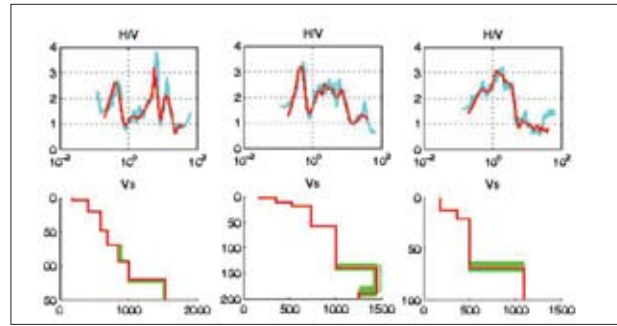


Fig. 7.19 → Risultati dell'inversione (con il metodo degli algoritmi genetici) delle curve HVSR S1, S4 ed S6 (rispettivamente nell'ordine da sinistra verso destra). In alto: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (in azzurro). In basso sono riportati i profili di velocità delle onde S di massimo accordo (in rosso) con (in verde) i valori di velocità relativi a profili il cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del corrispondente profilo di massimo accordo.

MISURE HVSR

Le misure sono ubicate nella Carta delle indagini. Delle tre misure effettuate nella parte alta del paese (M2, M2bis, M3) solo le M2 risultano interpretabili (con difficoltà) e indicano la sostanziale assenza di fenomeni di risonanza. Questo risultato suggerisce che queste misure siano collocate su un affioramento del substrato calcareo.

La misura M1 presenta un picco netto e con elevati valori d'ampiezza alla frequenza di circa 5 Hz. Attribuendo alle coperture una velocità delle onde S compatibile con il profilo in figura 7.20 (250 m/s), questa misura indica a circa 10-15 m di profondità la presenza di un'interfaccia risonante, probabilmente tra sabbie appartenenti al Sistema di Catignano e Calcari. La misura ST14 presenta anch'essa un picco a circa 4.5 Hz con ampiezze dei rapporti spettrali molto meno marcate. Anche tale misura potrebbe essere rappresentativa del passaggio tra sabbie e calcari. Se così fosse, osservando l'ubicazione delle misure, significherebbe che l'interpretazione attribuita alla M2 ed alla M2bis, considerate piatte, non sarebbe corretta. Tali 2 misure, infatti, secondo questa ipotesi, risiederebbero sulle sabbie e non sui calcari e per tale ragione dovrebbero mostrare massimi risonanti. La misura S3 ubicata a NE dell'abitato presenta un picco significativo a 3 Hz ad indicare una copertura spessa circa 20-25 m.

La misura S1 presenta un massimo risonante a 4.5 Hz con valori di ampiezza dei rapporti spettrali pari a 4. Il picco, interpretato con velocità medie di V_s ricavate dal profilo Down Hole potrebbe corrispondere all'interfaccia individuata a 15 m nel profilo di velocità del Down Hole posta a 15 m. Questa interpretazione indica una velocità media delle onde S nella copertura di circa 300 m/s, compatibile con i valori del Down Hole.

La S2 ha dei massimi localizzati a 2, 3 e 18 Hz. Il massimo in più alta frequenza potrebbe rappresentare la presenza di una sottile coltre alluvionale (qualche metro) mentre i massimi a 2 e 3 Hz potrebbero corrispondere ad orizzonti risonanti che, utilizzando un valore della velocità media delle onde S nelle coperture di circa 350 m/s, potrebbero collocarsi ad una profondità di circa 30 m e 45 metri rispettivamente. Dunque tali misure sembrerebbero individuare una formazione spessa all'incirca 15 m che potrebbe corrispondere al sistema Aielli-Pescina.

MISURE PASSIVE SU ARRAYSISMICO

L'antenna sismica è stata approntata sul margine NE dell'abitato. La curva di dispersione ottenuta è stata invertita con il metodo degli algoritmi genetici congiuntamente al rapporto H/V acquisito in sua prossimità [S3]. Il profilo risultante mostra una variazione delle velocità delle onde di taglio da 300 m/s a 700 m/s a circa 25 m di profondità (Fig. 7.20 e Tab. 7.10). L'orizzonte evidenziato non sembra, viste le

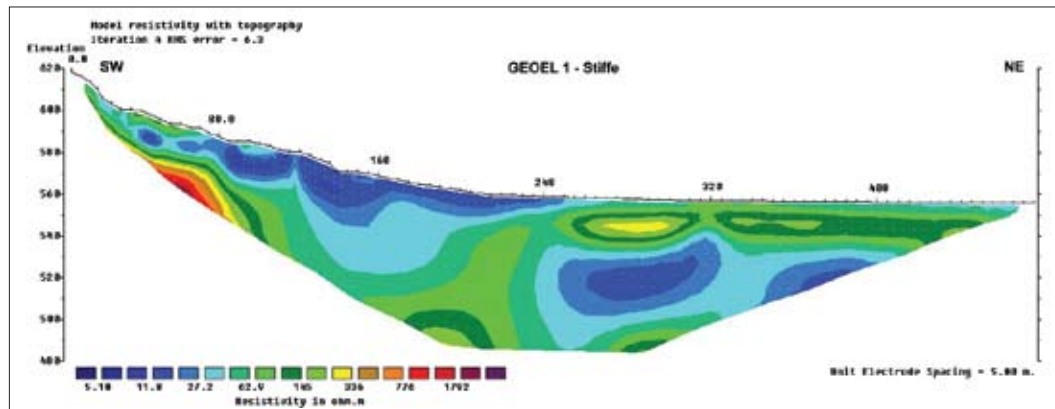


TABELLA 7.10	
h (m)	Vs (m/s)
3	219
5	239
15	350
416	700
496	1500
1000	3000
∞	3787

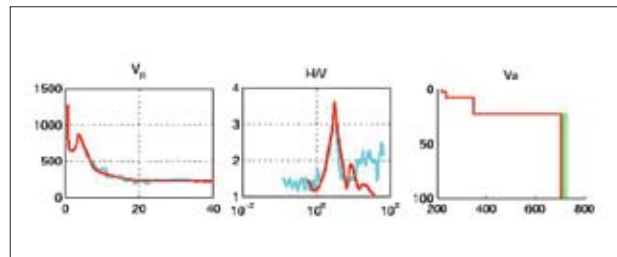
velocità relativamente basse, essere il substrato carbonatico. Molto probabilmente si tratta del contatto tra il sistema di Catignano ed il sistema Aielli-Pescina con un passaggio da sabbie ad argille. La prova Down Hole è ubicata su una situazione geologicamente differente (materiali alluvionali) e non mostra sino alla profondità di 30 m particolari variazioni di velocità (V_s media di circa 360 m/s).

Fig. 7.20 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL1, eseguito al margine settentrionale dell'abitato di Stiffe.

Tab. 7.10 → Profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array. I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Fig. 7.21): h indica gli spessori mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

MISURE DH

La misura del profilo delle velocità V_p e V_s in foro (DH32) è stata eseguita nel sondaggio S7.5 antistante la chiesa posta prima dell'ingresso all'abitato. I risultati sono diagrammati nella figura 7.22 e mostrano, in sintesi, un regolare



incremento delle Vs e V_p sino a 15 m (670 m/s per le Vs) cui segue un loro brusco decremento; dopodiché le Vs si mantengono costanti sui 400 m/s e le V_p intorno ai 1000 m/s.

Fig. 7.21 → Risultati dell'inversione (con il metodo degli algoritmi genetici) della curva di dispersione effettiva ricavata in corrispondenza dell'array e della curva HVSR ottenuta nella stessa posizione. A sinistra: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (in azzurro). Al centro: confronto fra la curva HVSR teorica (in rosso) e sperimentale (in azzurro). A destra è riportato il profilo di velocità delle onde S di massimo accordo (in rosso) con i valori di velocità relativi a profili il cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del profilo di massimo accordo.

DATI IDROGEOLOGICI

L'abitato di Stiffe, ricadente nel territorio comunale di San Demetrio ne' Vestini, si trova in destra idrografica del Fiume Aterno a ridosso della dorsale carbonatica che comprende il gruppo del Sirente-Velino.

Sono stati censiti 4 pozzi qui di seguito elencati con le loro caratteristiche (Tab. 7.11)

I pozzi 1, 2 e 3, sono stati realizzati nella piana alluvionale e sono ubicati al di fuori del limite di perimetrazione; il pozzo 4 è posizionato a ridosso dei rilievi calcarei. Da quanto riferito dal proprietario, quest'ultimo pozzo, ha intercettato un acquifero multifalda in pressione.

La risorgiva carsica presente nella Grotta di Stiffe, ubicata al di fuori dell'area perimetrata, è alimentata dalle acque d'infiltrazione provenienti da un inghiottitoio posto sull'altopiano delle Rocche. La

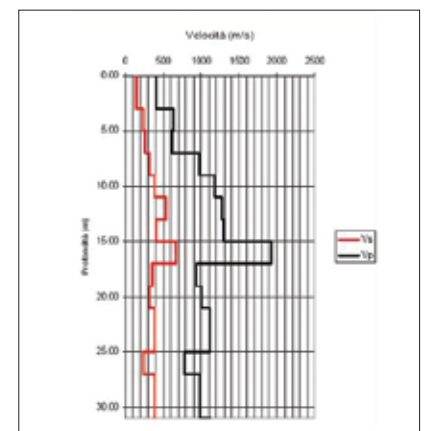


Fig. 7.22 → Profili di velocità V_p e V_s (DH32) in corrispondenza del sondaggio (S7.5).

portata varia da un massimo 2,1 ad un minimo di 1,2 mc/s.
(fonte: Cassa del Mezzogiorno).

7.2.2.4 Fagnano Alto (frazione di Vallecupa)

Carta delle indagini

Le indagini a disposizione per l'abitato di Vallecupa sono: il rilevamento geologico e geomorfologico alla scala 1:5.000; un sondaggio geognostico (S7.4) spinto fino alla profondità di 50 m, con 5 prove SPT e prelievo di 3 campioni indisturbati; informazioni ricavate da 1 pozzo per acqua ad uso privato; un profilo geoelettrico ERT lungo 355 m (eseguito da ISPRA); le misure a stazione singola HVSR acquisite da UNISI e da INGV-Milano (rispettivamente 7 e 5 misure); uno stendimento di sismica passiva (antenna sismica) sempre a cura da UNISI; un profilo di velocità (V_p e V_s) ottenuto mediante la tecnica Down Hole (DH31). In particolare le misure HVSR di UNISI risultano 6 in classe A ed 1 in classe C. Quelle INGV risultano 3 in classe A e 2 in classe B.

Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

L'abitato di Vallecupa è sito in parte su depositi continentali fluvio-lacustri pleistocenici, riferibili al supersintema di Aielli-Pescina, e in parte su depositi di versante, cementati e non, derivanti dallo smantellamento della dorsale carbonatica affiorante al limite nord-orientale dell'area di studio.

I depositi appartenenti al supersintema di Aielli-Pescina sono costituiti da limi argillosi e limi sabbiosi consistenti e molto consistenti con intercalazioni di argille siltose da mediamente a molto consistenti; con abbondanti elementi carboniosi (SPT N13 a 3.5 m; SPT N20 a 6 m; SPT N15 a 9 m; SPT a rifiuto a 12 m; SPT N18 a 15 m). Sono presenti livelli subordinati di ghiaie (spessore da pochi cm a 1-2 m) con ciottoli calcarei in matrice sabbioso-limosa, mediamente addensate. Talora si rinvenivano livelli diatomitici e livelli arrossati. Tali depositi, sub affioranti nell'area di pertinenza, sono visibili in uno spaccato poco a SE del paese. All'interno dell'area investigata tali depositi giacciono al di sotto di una coltre eluvio colluviale di spessore inferiore al metro e quindi non riportata in carta. Lo spessore sino al substrato, misurato in sondaggio, si aggira intorno ai 50 m, ma è presumibilmente maggiore a SW della faglia incerta riportata in carta, come osservabile nella sezione geologica. Il substrato a NE dell'abitato è formato dai calcari ciclotemici a gasteropodi del Cretacico inferiore, con giacitura debolmente a reggipoggio, ben stratificati, con giunti di strato lisci; gli strati sono spesso amalgamati in pacchi fino ad 1.5 m di spessore. La roccia è caratterizzata da più sistemi di *joint*, in prevalenza a direzione appenninica e antiappenninica, con spaziatura variabile da pochi a 40 cm; le fratture sono solitamente aperte, con superfici ruvide ed alterate e talora con riempimento in terra.

La dorsale carbonatica è limitata sul suo bordo sud-occidentale da una faglia diretta a direzione appenninica, immergente a SW, il cui specchio è visibile per alcune decine di metri con pendenze variabili tra 36° e 80°, suggerendo una geometria di tipo *stair-case trajectory*. Come osservabile nella sezione geologica, il lembo ribassato, in base a dati di sondaggio, si trova a circa 50 m di profondità al di sotto

TABELLA 7.11

Pozzo	Uso	Quota p.c.	Prof. Falda	Quota falda	Prof. pozzo
n°		m s.l.m.	m	m s.l.m.	m
1	IRRIGUO	557,00	2,65	554	14,85
2	IRRIGUO	558,20	3,95	554	6,25
3	IRRIGUO	558,95	6,60	552	20,00
4	IRRIGUO	562,06	21,40	540	61,50

Tab. 7.11 → Dati riepilogativi relativi ai quattro pozzi censiti nell'area di Stiffe. I pozzi 1, 2 e 3, risultano perforati nella piana alluvionale, mentre il 4 è posizionato a ridosso dei rilievi calcarei.

dell'abitato, ed è probabilmente ulteriormente ribassato verso SW da altre due faglie dirette a direzione appenninica, sintetiche alla prima, in carta solo ipotizzate. La prima di queste due faglie, non direttamente rilevabile nell'area di pertinenza, è stata però osservata in uno spaccato entro i depositi del supersistema di Aielli-Pescina, poco a SE dell'area di studio; la seconda, più a valle, è stata dedotta in base ai dati derivanti da un profilo geoelettrico. Un ulteriore lembo di carbonati è affiorante, isolato fra i detriti, al limite orientale dell'area e risulta spostato verso sud rispetto alla dorsale principale. Questo dato suggerisce la presenza di una faglia di trasferimento circa meridiana (come segnata nella carta geologica allegata) o, in alternativa, la possibilità che questo lembo possa essere una grande frana in roccia di età non stabilita. All'estremità meridionale dell'area sono presenti depositi alluvionali recenti, di pochi metri di spessore, incassati entro i depositi del supersistema di Aielli-Pescina.

L'abitato di Vallecupa è situato su un pendio a pendenza progressivamente minore verso valle, che soggiace, appena a monte dell'abitato, ad un ripido rilievo carbonatico delimitato da un orlo di scarpata di faglia. Questa forma una parete morfologica alta da 5 m a 10 m e direttamente osservabile per un tratto di circa 150 m. La presenza di tale elemento morfologico, unitamente allo strato di fratturazione dell'ammasso roccioso sopra descritto, determina una notevole scompaginazione della struttura carbonatica, con formazione di blocchi eterometrici di dimensioni da decimetriche fino a qualche metro cubo. Tali caratteristiche si riscontrano in tutto il versante a NE dell'abitato, che per tale motivo risulta un'area soggetta a frane di crollo o ribaltamento. All'estremità meridionale dell'area è presente una scarpata morfologica di 10 m di altezza che borda un rilievo costituito da depositi fluvio-lacustri pleistocenici.

Dati strumentali

MISURE ERT

Lo stendimento GEOEL 1 di 72 elettrodi per complessivi 355 m di lunghezza, è stato realizzato in direzione NE-SW attraversando il centro abitato di Vallecupa al margine sud-orientale dell'abitato, come riportato nella Carta delle Indagini. I due *array* utilizzati lungo questo profilo sono Wenner e Wenner-Schlumberger. Nella tomografia risultante illustrata in [figura 7.22](#) è evidente un esteso corpo conduttivo allungato fino alla progressiva 220 m, il quale si approfondisce gradualmente fino a circa 40 m di spessore in corrispondenza di metà stendimento dove un resistivo superficiale chiuso e di limitata estensione, raggiunge valori di circa 120 Ω m. Poco più a valle è presente un gradiente orizzontale di resistività (da 3-5 Ω m a 110 Ω m) che introduce ad un settore più resistivo con discreta continuità laterale: a SW vengono registrati i massimi valori di ρ in corrispondenza di un affioramento di depositi detritici grossolani. I dati di geologia di superficie e quelli derivati dal sondaggio S6.4 consentono di correlare il corpo conduttivo che interessa gran parte della sezione tomografica con i limi argillosi e limi sabbiosi del supersistema Aielli - Pescina, mentre le anomalie resistive più superficiali all'inizio ed al centro della sezione sono riferibili, per geometria ed estensione, a depositi detritici di versante. Nella prima metà della ERT, infine, l'accento ad un aumento dei valori di ρ al margine inferiore si correla alla relativa vicinanza del substrato carbonatico immediatamente più in basso, ribassato da elementi tettonici verso.

Il gradiente laterale di resistività a centro sezione potrebbe essere ricondotto ad un contatto eteropico tra differenti litologie dello stesso supersintema oppure alla presenza di un elemento tettonico, non senza un certo margine di incertezza sulla sua effettiva ubicazione.

MISURE HVSR

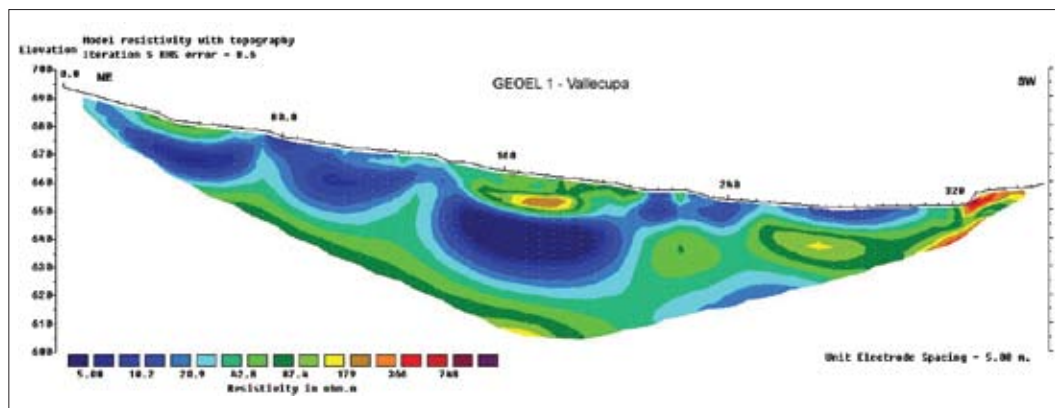
Le registrazioni M1, M2, M3, S1, S2, S3, VAL1, VAL5, MI15 sono state effettuate all'incirca su terreni appartenenti al Supersintema di Aielli-Pescina (sigla AP in carta geologica): tutte mostrano massimi della curva HVSR compresi tra 2 e 2.5 Hz, con ampiezze dei rapporti spettrali comprese tra 3 e 5. I valori in frequenza dei massimi risonanti e le notevoli ampiezze misurate consentono d'ipotizzare un notevole contrasto nelle proprietà meccaniche all'interfaccia, la quale può essere ragionevolmente collocata a circa 40-50 m di profondità, nell'ipotesi che la velocità media delle onde S nella copertura sia dell'ordine di 300 m/s, come suggerito dalle misure dell'antenna sismica e del Down Hole. Questa stima risulta compatibile con il valore di 50 m dedotto dal sondaggio per il passaggio al substrato calcareo.

Le misure VAL6 e MI22 sono ubicate sul detrito a ridosso del versante nella zona Est appena fuori dall'abitato. Entrambe le misure, coerentemente con la geologia, mostrano massimi risonanti in alta frequenza (superiore a 10 Hz), con ampiezze spettrali comprese tra 4 e 6: essi permettono d'ipotizzare una situazione geologica composta da una coltre detritica poco profonda (pochi metri al massimo), che risiede direttamente sul substrato roccioso, affiorante sul versante a N del paese.

La misura M4 è stata realizzata nei pressi del campo sportivo, piuttosto lontano dal centro abitato e comunque al di fuori dell'area perimetrata. La misura mostra 2 netti massimi a 3 e 10 Hz. Il primo massimo rappresenta una interfaccia risonante della profondità di circa 30-40 m (nell'ipotesi di una V_s nelle coperture di 300 m/s circa), mentre il secondo massimo (in alta frequenza) potrebbe essere legato a riporti antropici superficiali.

MISURE PASSIVE SU ARRAYSISMICO

L'array è stato realizzato da UNISI a SW dell'abitato nei pressi della tangenziale. La curva di dispersione ottenuta è stata invertita con il metodo degli algoritmi genetici congiuntamente al rapporto H/V acquisito in sua prossimità (M3). Il profilo risultante mostra una variazione delle velocità delle onde di taglio a circa 10 m e 25-30 m di profondità (Fig. 7.23 e Tab. 7.12). La prima variazione è tra circa 180



Tab. 7.12 → Profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array. I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Fig. 7.24): h indica gli spessori mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

TABELLA 7.12	
h (m)	Vs (m/s)
7	229
5	188
12	325
6	445
298	558
514	1057
484	579
∞	3853

Fig. 7.23 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL1, realizzato in prossimità dell'abitato di Vallecupa, al margine sud-orientale, con orientazione NE-SW.

m/s e 320 m/s mentre la secondo tra 320 m/s e 530 m/s. La velocità di 320 m/s concorda con i risultati della prova Down Hole realizzata nella piazza del paese. Sia la prova Down Hole che l'array, di apertura molto ridotta, non arrivano a definire le velocità del substrato che dalle stratigrafie del sondaggio risulta essere alla profondità di circa 50 m.

MISURE DOWN HOLE

La misura dei profili di velocità per le onde P ed S (V_p e V_s) in foro (DH31) è stata eseguita nel sondaggio ubicato nella piazza dell'abitato (sondaggio 7.4). I risultati sono diagrammati nella figura 7.24 e mostrano un regolare andamento delle V_s a partire dai 15 m, con valori di 400 m/s che si mantengono tali anche oltre la profondità diagrammata, fino a 41 m, ultimo punto acquisito. È anche evidente un primo gradino già a 5 m dal p.c..

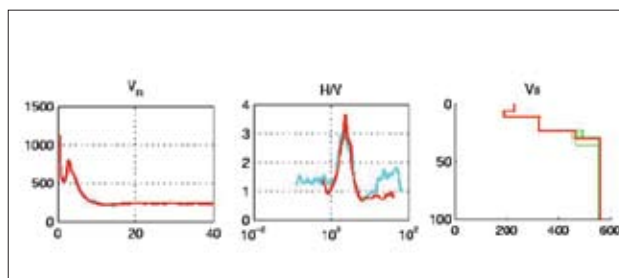


Fig. 7.24 → Risultati dell'inversione con il metodo degli Algoritmi Genetici della curva di dispersione effettiva ricavata in corrispondenza dell'array e della curva HVSR ottenuta nella stessa posizione. A sinistra: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (in azzurro). Al centro: confronto fra la curva HVSR teorica (in rosso) e sperimentale (in azzurro). A destra è riportato il profilo di velocità delle onde S di massimo accordo (in rosso) con (in verde) i valori di velocità relativi a profili il cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del profilo di massimo accordo.

DATI IDROGEOLOGICI

Il nucleo abitato si trova in sinistra idrografica del Fiume Aterno alla base del versante sud-occidentale di un rilievo carbonatico tra le quote 650 m e 750 m s.l.m.

È stato individuato un solo pozzo qui di seguito riportato (Tab. 7.13). Nella zona meridionale è presente un fontanile denominato Fontana di Vallecupa che, al momento del sopralluogo, presentava una portata di circa 1,18 l/s; non è stato possibile determinare l'alimentazione della sorgente.

TABELLA 7.13

Pozzo	Uso	Quota p.c.	Prof. Falda	Quota falda	Prof. pozzo
n°		m s.l.m.	m	m s.l.m.	m
5	IRRIGUO	660,78	1,70	659	3,20

Tab. 7.13 → Dati relativi all'unico pozzo censito nell'area perimetrata di Vallecupa.

7.2.2.5 Fagnano Alto (frazione di Pedicciano)

Carta delle indagini

Le indagini a disposizione per l'abitato di Pedicciano sono: il rilevamento geologico e geomorfologico alla scala 1:5.000; un sondaggio geognostico (S7.1) spinto fino alla profondità di 50 m, con 5 prove SPT; informazioni ricavate da 4 pozzi per acqua ad uso privato; un profilo geoelettrico ERT lungo 475 m (eseguito da ISPRA); le misure a stazione singola HVSR acquisite dall'Università di Siena e da INGV-Milano (rispettivamente 6 e 5 misure); uno stendimento di sismica passiva (antenna sismica) sempre a cura dell'Università di Siena; un profilo di velocità (V_p e V_s) ottenuto mediante tecnica Down Hole (DH31). In particolare le misure HVSR di Siena risultano tutte in classe A. Quelle INGV risultano 2 in classe A e 3 in classe B.

Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

L'abitato di Pedicciano è sito su un rilievo appena accennato, formato da un antico detrito di versante a clasti carbonatici e con grossi blocchi, prevalentemente clasto-sostenuto e da poco a mediamente

cementato (SPT N19 a 3 m; SPT a rifiuto a 6 m, 9 m, 12 m e 15 m). Questa unità non è mai direttamente affiorante in corrispondenza del paese ma solo nel suo intorno. Comunque, la sua presenza è stata rilevata negli interrati delle abitazioni e verificata attraverso un sondaggio geognostico. Due depressioni, a NW e a S del paese, riempite da sedimenti eluvio-colluviali, interrompono la continuità dell'affioramento detritico. Lo spessore dell'antico deposito di versante è per sua stessa costituzione estremamente variabile; al di sotto della piazza principale del paese è stato direttamente misurato, attraverso un sondaggio, in 42 m. Nelle due depressioni sopra citate, invece, potrebbe (almeno in quella settentrionale, attraversata da una stesa geoelettrica che indica terreni a bassa resistività per varie decine di metri) ridursi a zero, mentre nel rilievo a SW del paese potrebbe arrivare a misure molto consistenti in quanto gli stessi detriti a blocchi si rinvergono fin quasi al sottostante alveo del Fiume Aterno.

Non si può neanche escludere che l'attuale conformazione a colline e depressioni intorno all'abitato di Pedicciano sia legata all'azione di faglie che abbiano formato piccoli *Horst* e *Graben*, rialzando e riabbassando l'unità di detrito di versante, più competente dei terreni sopra e sottostanti. In effetti, in corrispondenza del sondaggio nella piazza di Pedicciano, al di sotto dei detriti a clasti carbonatici sono state rinvenute, fino alla profondità di 50 m, argilliti marnose sterili di probabile origine lacustre. Tutte queste considerazioni ci portano anche a sottolineare come, con gli attuali dati, sia molto difficile raffigurare in modo corretto un profilo che attraversi l'area di studio. In quello riportato, infatti, i dati certi in profondità, trattandosi di formazioni interdigitale fra loro e a geometria non tabulare, sono quindi limitati al solo sondaggio di 50 m.

A NE dell'abitato l'intera area di pertinenza si è supposto essere suddivisa in due parti da una faglia diretta a direzione appenninica ed immergente a NE, non direttamente rilevabile sul terreno ma emergente poco a SE dell'area. Questa faglia è stata ipotizzata in quanto limiterebbe a NE l'affioramento dei detriti antichi di versante, che si interrompono con un brusco contatto contro le sabbie e i limi del supersistema di Aielli-Pescina, formati da un'alternanza di sabbie fini, limi e argille mediamente addensate e mediamente consistenti, con alla base sabbie con quarzo e miche, mediamente addensate, dello spessore di circa 2 m. Lo spessore del supersistema in questa parte dell'area, rilevato attraverso l'analisi di due pozzi privati per irrigazione, si aggira fra i 20 m e gli oltre 25 m, in probabile approfondimento verso NE. Al di sotto, nei suddetti pozzi sono stati genericamente rinvenuti dei carbonati, che a nostro parere sono probabilmente ancora dei clasti e blocchi del detrito di versante antico come affiorante a SW. Non è comunque del tutto escluso che possa trattarsi del reale substrato carbonatico, considerazione che aumenta il grado di indeterminatezza del profilo geologico allegato, come già precedentemente spiegato. Va infine segnalato che appena a SE dell'area di pertinenza affiorano due lingue di calcareniti a briozoi e litotamni del Miocene medio, circondate da affioramenti dello stesso supersistema di Aielli-Pescina e limitate da faglie dirette, una considerata il proseguimento di quella precedentemente descritta ed una ipoteticamente prolungata fino all'interno dell'abitato. Queste faglie, vista la giacitura e direzione, dovrebbero essere leggermente disassate da una faglia di trasferimento destra. In carta quest'ultima è stata segnata al limite SE dell'area, con andamento antiappenninico, anche se questo e la sua stessa posizione vanno considerati solo come ipotetici.

Dati strumentali

MISURE ERT

In questa località l'indagine geoelettrica è stata realizzata immediatamente a NW del centro abitato, lungo un profilo allungato in direzione NE oltre la SR 261, attraversata in corrispondenza della progressiva 290 m (vedi Carta delle Indagini). Per la realizzazione della ERT di [figura 7.25](#) sono stati utilizzati dispositivi Wenner e Wenner – Schlumberger con distanza elettrodoica di 5 m per complessivi 475 m di lunghezza. La tomografia individua presso il margine SW un'area con resistività molto elevata ($\rho > 3000 \Omega\text{m}$) limitata lateralmente da un'apprezzabile diminuzione dei valori di resistività, sia in superficie per la presenza di una piccola area conduttiva riferibile a terreni eluvio colluviali, sia in profondità dove alla progressiva 145 m è presente un nucleo resistivo a $280 \Omega\text{m}$ circa.

A centro sezione la tomografia individua un'ulteriore area molto resistiva di forma allungata tra le progressive 170 m e 270 m ($\rho \text{ max } 500 \Omega\text{m}$). L'interpretazione geologica della distribuzione di resistività trova conforto nei dati stratigrafici del sondaggio S6.3 che ha attraversato per circa 42 m il deposito detritico di versante dell'unità *APa*, cui possono essere senz'altro ricondotte entrambe le suddette anomalie resistive.

La stessa perforazione incontra, fino a 50 m, delle argilliti marnose che risultano correlabili con l'area di bassa resistività limitante il corpo resistivo superficiale di centro sezione entro i primi 35 m circa di profondità. Nella porzione successiva della ERT è presente un'unica area con resistività di 80-140 Ωm che risale verso l'alto inserita in un contesto sostanzialmente conduttivo (ρ anche inferiore a $5 \Omega\text{m}$). Il chiaro contrasto laterale di resistività in corrispondenza della progressiva 210 m, con valori di ρ che passano rapidamente da circa 150 a qualche Ωm , è coerente con l'ipotetica prosecuzione della faglia diretta ad andamento appenninico che, attraversando il paese di Pedicciano, ribasserebbe verso SE i depositi del Supersintema. Analogamente, l'anomalia resistiva posta a circa due terzi della sezione suggerisce una prosecuzione della faglia diretta che, emergendo poco a SE dell'area, demarca il contatto tra gli antichi detriti di versante dell'unità *APa* e i depositi sabbiosi e limosi del medesimo Supersintema Aielli-Pescina. In questo settore terminale della ERT i valori di resistività misurata potrebbero aver risentito della presenza di acqua in falda (superficie piezometrica a circa 20 m dal piano campagna nel pozzo privato ad uso irriguo in località Campo Famerò), la cui presenza tende a mascherare o attenuare eventuali discontinuità geoelettriche tra differenti litologie.

MISURE HVSR

Le misure a stazione singola per lo più ubicate nell'area abitata (M1, M2, S2, S2bis, S3, MI16, PED5, PED6) risultano interpretabili e presentano tutte un massimo risonante a circa 2 Hz, con ampiezze dei rapporti spettrali comprese tra 2 e 3.5. Ipotizzando una velocità media delle onde S dell'ordine di 700 m/s (compatibile con l'inversione in [figura 7.26](#) e con le misure Down Hole) tali picchi sembrerebbero indicare uno spessore delle coperture compreso tra 60 m e 80 m. La misura M2, in particolare, presenta, oltre al picco a 2 Hz, un forte massimo risonante oltre i 10 Hz, attribuibile alla presenza di una sottile coltre eluvio-colluviale nei pressi della misura.

Le misure S1, PED3, PED4 sono ubicate sui depositi sabbioso-limosi ad E della strada tangenziale e risultano tutte ben interpretabili. Anche queste misure mostrano la presenza di una risonanza a 2 Hz, con valori

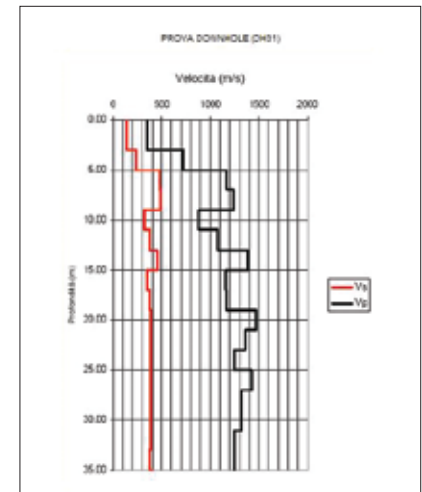


Fig. 7.25 → Profili di velocità V_p e V_s (DH31) in corrispondenza del sondaggio (S7.4).

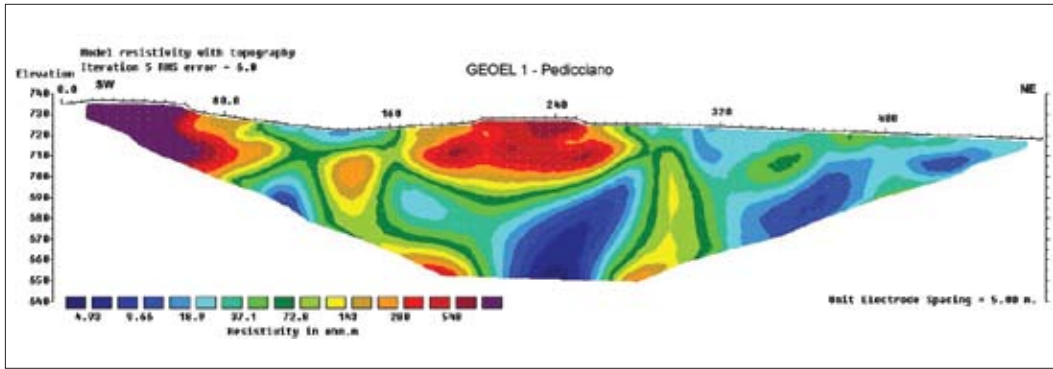


Fig. 7.26 → Tomografia elettrica lungo il profilo GEOEL1 realizzato immediatamente a nord-ovest dell'abitato di Pedicciano, allungato in direzione SW-NE oltre la strada SR 261. A centro sezione la tomografia individua un'area molto resistiva ($\rho_{max} > 500 \Omega m$) che in profondità lascia il campo ad un'area a bassi valori di resistività. Successivamente, il sondaggio S7.1 ha in effetti attraversato per circa 42 m il deposito detritico di versante dell'unità APA, e fino a 50 m delle argilliti marnose.

di ampiezza leggermente maggiore a quelli ottenuti nelle misure illustrate sopra. Ciò è interpretabile come l'esistenza d'una differenza più marcata tra le proprietà meccaniche dei materiali che definiscono la stratigrafia dell'area, senza una sostanziale differenza negli spessori delle coperture.

MISURE PASSIVE SU ARRAYSISMICO

L'array risulta ubicato sul margine Nord-Ovest dell'abitato, in un settore dove l'indagine geoelettrica sembra escludere la presenza del materiale carbonatico fortemente cementato incontrato dal sondaggio meccanico e che appare costituire l'immediato sottosuolo dell'abitato medesimo. Con il metodo degli algoritmi genetici, la curva di dispersione ottenuta è stata invertita congiuntamente al rapporto H/V acquisito in sua prossimità (M2). Il profilo risultante mostra diverse variazioni di velocità delle onde di taglio: si passa da 450 m/s a 700 m/s circa ad una profondità stimata di 35-45 m, per giungere a velocità che si assestano a 1200 m/s alla profondità di circa 75 m (Fig. 7.26 e Tab 7.14). Complessivamente i risultati sono coerenti sia con le frequenze di risonanza delle misure HVSR sia con la stratigrafia ricavata dal sondaggio, che presenta a 40 m un passaggio da brecce ad argilliti. Non concordano, invece, i valori di velocità ricavati dalla prova Down Hole che presentano velocità circa costanti sino a 30 m di profondità e pari a circa 700 m/s.

TABELLA 7.14

h (m)	Vs (m/s)
2	109
3	427
3	475
20	494
12	687
28	907
72	1221
328	1137
2323	1983
∞	2587

Tab. 7.14 → Profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array. I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Fig. 7.27): h indica gli spessori mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

MISURE DH

Un profilo di velocità (V_p e V_s) è stato ricavato dalla prova Down Hole (DH30) eseguita nella perforazione ubicata nel piazzale antistante la chiesa principale (sondaggio 7.1). Gli andamenti di V_p e V_s sono diagrammati in figura 7.27; ambedue mostrano un primo salto di velocità a 5 m dal p.c. (da 300 a 700 m/s per le V_s). Da 5 m in poi le V_s mantengono una velocità pressoché costante intorno ai 750 m/s che appare caratterizzare per l'intero spessore le brecce presenti in sondaggio.

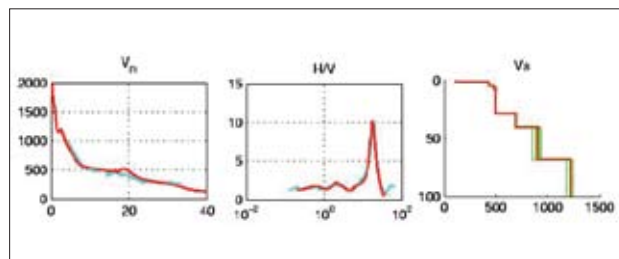


Fig. 7.27 → Risultati dell'inversione congiunta della curva di dispersione effettiva ricavata dall'array e della curva HVSR ottenuta nella stessa posizione. A sinistra: confronto fra la curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (in azzurro). Al centro: confronto fra la curva HVSR teorica (in rosso) e sperimentale (in azzurro). A destra è riportato il profilo di velocità delle onde S di massimo accordo (in rosso) con (in verde) i valori di velocità relativi a profili il cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del profilo di massimo accordo.

DATI IDROGEOLOGICI

Nella località di Pedicciano sono stati rinvenuti e misurati tre pozzi ed un sondaggio geognostico qui di seguito riportati con le loro caratteristiche (Tab. 7.15 e 7.16).

Non sono disponibili le stratigrafie dettagliate relative ai pozzi ma soltanto generiche notizie riferite dai proprietari. La stratigrafia del pozzo 8 dovrebbe essere rappresentata da un'alternanza di depositi limoso-sabbiosi facenti parte del supersistema Aielli-Pescina.

Per il pozzo 6 il proprietario ha riferito di aver trovato, dopo un'alternanza di depositi di sabbie e limo, un trovante calcareo alla profondità di 22-24 m.

Il sondaggio 7, eseguito per ricerca d'acqua, è risultato sterile. Al momento della misura è risultato ostruito alla profondità di 40 m mentre il proprietario ha riferito una profondità totale di 60 m.

Tab. 7.15 → Dati relativi ai tre pozzi censiti nell'area perimetrata di Pedicciano.

TABELLA 7.15					
Pozzo	Uso	Quota p.c.	Prof. Falda	Quota falda	Prof. pozzo
n°		m s.l.m.	m	m s.l.m.	m
6	IRRIGUO	720,62	6,40	714	22,00
8	IRRIGUO	714,83	6,50	708	23,80
9	IRRIGUO	710,50	2,60	708	8,10

TABELLA 7.16					
Pozzo	Uso	Quota p.c.	Prof. Falda	Quota falda	Prof. pozzo
n°		m s.l.m.	m	m s.l.m.	m
7	/	724,21	/	/	40

Tab. 7.16 → Dati relativi ad un sondaggio eseguito per ricerca d'acqua al limite ovest dell'abitato e risultato sterile. La profondità riferita dal proprietario è di 60 metri, ma durante l'ispezione la perforazione è risultata ostruita a 40 metri dal p.c..

7.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

7.3.1 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

ARISCHIA

Nella definizione delle aree omogenee in prospettiva sismica si è proceduto per gradini successivi individuando da prima delle grandi aree con caratteristiche simili e all'interno di queste effettuando ulteriori distinzioni per piccoli settori omogenei o microzone (si veda la carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica allegata). Il substrato affiorante è stato distinto in funzione della presenza o meno di superfici di stratificazione evidenti. Nel caso in cui gli affioramenti risultavano situati in aree con pendenze di versante inferiori ai 15°, la microzona è stata considerata stabile (microzona 1011, settore sud-occidentale dell'abitato, Colle San Vincenzo); per pendenze maggiori, le microzone sono state considerate suscettibili di amplificazioni locali per inclinazione del pendio (microzone 2004 e 2005).

La mancanza di un'adeguata quantità di dati pregressi relativi al sottosuolo e la difficoltà a trovare tagli stradali o incisioni fluviali da cui risalire agli spessori dei sedimenti superficiali ha reso decisamente più ardua la definizione delle microzone con affioramento di questi materiali a diversa consistenza (limi di conoide fluviale e mista, colluvi e detriti matrice-supportati) o addensamento (sabbie e ghiaie di conoide fluviale e mista, detriti di varia granulometria). Dalla sovrapposizione ed elaborazione di tutti

i dati derivanti dalle analisi dirette realizzate, tuttavia, è stato possibile fornire un quadro sufficientemente esaustivo anche per questi settori e definire, di conseguenza, un chiaro modello geologico in prospettiva sismica dell'area.

In riferimento alla potenza dei depositi di copertura quaternari superficiali sono, a grandi linee, individuabili due settori principali in cui il substrato è riscontrabile a bassa profondità, compresa tra 5 e 15 m, oppure a profondità maggiori o molto maggiori di 15 m (sino 80 m almeno).

Nel primo caso (bassi spessori di copertura) sono state incluse tutte quelle aree che sono prossime ai versanti con substrato affiorante, come le microzone 2003, 2007, 2010, 2011, 2014, 2015, 2017 e 2018, derivate dalla differenziazione in base alla facies, granulometria, addensamento/consistenza del deposito superficiale. A titolo di esempio si citano le microzone 2010 e 2011 (Fig.7.28), che sono caratterizzate dalla presenza dello stesso substrato (non stratificato), ma presentano nella porzione superficiale della relativa colonna stratigrafica elementi le cui caratteristiche litologiche e litotecniche sono decisamente differenti.

Nel secondo caso (elevati spessori di copertura), ricadono invece le microzone in posizione più distale da affioramenti del substrato, quali la 2001, 2002, 2006, 2008, 2009, 2012, 2013, 2016 e 2019, anch'esse distinte secondo le modalità del gruppo precedente.

Caratteristiche litologiche e tecniche di grande dettaglio sono state definite nelle due microzone in cui sono stati eseguiti i sondaggi e dove sono state realizzate diverse prove SPT. Per quanto riguarda la microzona 2002, il sondaggio 7.2 ha messo in luce, sino ai 30 m di profondità, alternanze di limi sabbie, limi e argille mediamente o molto consistenti/addensati, mentre alla profondità di 30 m è stato rinvenuto per lo spessore di circa 15 m un corpo di ghiaie sabbiose sciolte con livelli molto cementati da carbonato di calcio secondario (il maggiore compreso tra 30 m e 35 m di profondità). A -45 m sono comparsi i primi sedimenti calcareo- marnosi e calcarenitici del substrato in posto (Marne con Cerrognna). Nel caso della zona 2016, dove è stato eseguito il sondaggio S7.3, fino ad uno spessore di 2,3 m di profondità è stato incontrato del materiale di riporto caratterizzato dalla presenza di inclusi antropici; da questa profondità fino a 8,4 è stato rinvenuto un detrito caratterizzato da una matrice limosa molto consistente e abbondantissima, di colore marrone con rari e piccoli (massimo 1 cm) inclusi carbonatici. Dagli 8 m si è registrato un aumento della porzione dei clasti calcarei e si è passati, in modo piuttosto brusco, ad un ammasso caotico di colore da avana a nocciola mediamente piuttosto addensato, costituito da calcareniti di varia provenienza formazionale (rudstone e rudiste, marne grigio avana in livelli e ciottoli, calcareniti e clasti immersi anche in matrice di suolo bruno rossastro e limi avana). Intorno ai 16 m il sedimento ha mostrato caratteri meno caotici ed è risultato costituito quasi esclusivamente da marne, calcareniti, subordinatamente marne argillose da avana ad avana grigiastro. Intorno ai 20 m, tra i clasti, sono comparsi anche noduli di selce. Per il tratto finale del sondaggio (da 16 m a 25 m) la caoticità del deposito si è ridotta notevolmente, sino a indicare la vicinanza del substrato in posto (non raggiunto).

S. DEMETRIO NE' VESTINI

Sulla scorta dei risultati dello studio effettuato, che ha portato alla definizione delle caratteristiche tessiturali e fisico-meccaniche dei depositi presenti, e da quanto emerso dalla prospezione sismica

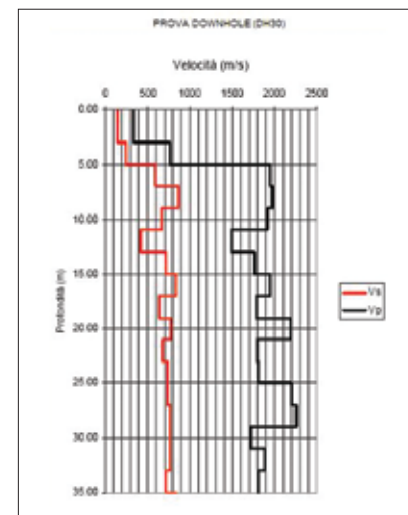


Fig. 7.28 → Profili di velocità V_p e V_s (DH30) in corrispondenza del sondaggio (S7.1). Ambedue i profili mostrano un primo salto di velocità a 5 m dal p.c. (da 300 a 700 m/s per le V_s). Da 5 m in poi le V_s mantengono una velocità pressoché costante intorno ai 750 m/s che appare caratterizzare per l'intero spessore le brecce incontrate in sondaggio.

effettuata nell'area per conto dell'Ordine dei Geologi della Regione Abruzzo, che ha permesso di identificare nei conglomerati di base il substrato sismico (V_s media = 1160 m/s), l'abitato in questione è stata suddiviso in aree che comprendono zone stabili, zone suscettibili di amplificazione locali e zone suscettibili di instabilità. Per quanto riguarda le prime si distribuiscono lungo aree caratterizzate da pendii con inclinazione inferiore a 15° costituite da conglomerati da molto addensati a poco cementati solo a luoghi moderatamente cementati con intercalati orizzonti da moderatamente cementati a cementati. Questi ultimi presentano delle fratture variamente orientate in genere molto distanti, subordinatamente distanti (Ercoli, 1981, modif.). I blocchi hanno forma tabulare, raramente prismatica (Dearman, 1991).

Per quanto concerne le zone soggette ad amplificazione, in funzione delle caratteristiche tessiturali e fisico-meccaniche rilevate in campagna sono state individuate 7 zone distribuite sulle quasi totalità dell'area in esame.

La zona 2001 è posta a NE dell'abitato di S. Giovanni ed è costituita da limi sabbiosi e limi con sabbie da moderatamente consistenti a consistenti con intercalazioni di livelli centimetrici ghiaiosi da poco a moderatamente cementati. I dati di campagna non permettono di definire lo spessore di tali depositi (lo spessore massimo di affioramento è di circa 20 m) e la tipologia della formazione sottostante. Le zone numerate da 2002 alla 2006, con esclusione della 2003, sono suscettibili di amplificazione per la presenza, al di sopra dei conglomerati sopra descritti, di depositi di copertura dallo spessore superiore ai 5 m. In particolare le zone 2002 e 2004, distribuite su gran parte del territorio in questione, sono costituite dai depositi di conoide alluvionale nei quali si distingue una porzione prossimale prevalentemente ghiaiosa (zona 2002, V_s media = 640 m/s) da una parte distale a componente sabbiosa prevalente (zona 2004). Entrambe presentano uno spessore massimo di circa 20 m.

Nella zona 2004 ricade anche il settore del centro storico all'incirca tra la chiesa di S. Maria dei Raccomandati e p.za Garibaldi, il quale mostra particolari evidenze di risentimento sismico. L'attribuzione alla zona 2004 è avvenuta anche estrapolando le informazioni stratigrafiche di un sondaggio (vedi punto 7.2.2) che indica la presenza di 12-14 m di sabbie limose al di sopra dei conglomerati.

La zona 2003, presente a ridosso della SR 261, lungo porzioni dell'abitato in località Cavantoni e lungo la fascia orientale dell'area rilevata (valle del Fosso Sinizzo), è caratterizzata dalla presenza di coltri eluvio-colluviali rappresentate da sabbie limoso-ghiaiose incoerenti, talora limi sabbioso-ghiaiosi poco consistenti con spessori variabili da qualche metro a 5 m.

Lungo i settori occidentali, morfologicamente depressi rispetto alle aree sopra citate, sono presenti le zone 2005 e 2006 costituite da depositi più fini di origine fluvio-lacustri. In località Villa Grande tali depositi sono costituiti da sabbie generalmente massive, addensate a luoghi moderatamente addensate e con spessore di circa 15 m (zona 2005). Nei settori più occidentali (sud-ovest della SR 261) si hanno sabbie da moderatamente addensate ad addensate con intercalati livelli centimetrici limosi poco consistenti per uno spessore supposto pari a 50 m circa (zona 2006).

La zona 2007 comprende aree costituite da conglomerati, ma suscettibili di amplificazione per fattori topografici in quanto poste su versanti con inclinazione superiore a 15° . È presente in una fascia che borda l'abitato tra S. Giovanni e Cavantoni, ed ancora lungo il settore centro-settentrionale (La Villa grande - S.Martino) e a ridosso della strada S.R. 261 nell'estremo settore nord-occidentale.

Le zone 3022 danno conto delle aree, ad estensione estremamente limitata, interessate da frane di crollo, presenti lungo la scarpata che da S. Giovanni a Collarano borda il settore nord-orientale e orientale del terrazzo su cui sorge l'abitato di S. Demetrio ne' Vestini e lungo la scarpata in località La Villa Grande.

Infine merita un commento la zona 3070 che è in relazione alla faglia lungo l'allineamento S.Martino-Collarano, riconosciuta come attiva e capace nel presente studio (vedi relazione geologica nel DvD allegato). La faglia è inferita a partire dagli elementi geologico-morfologici e tettonici evidenziati dal rilevamento geologico di dettaglio e dalle prospezioni geofisiche. In particolare il suo possibile tracciato risulta mascherato dalla coltre eluvio colluviale che sutura l'elemento tettonico e dal tessuto urbanizzato.

Ai fini della carta di primo livello, alla faglia inferita è stata pertanto associata una fascia di probabile ubicazione della faglia medesima (zona 3070) che non assume quindi il significato di una vera e propria fascia di instabilità per "deformazioni permanenti", ma più semplicemente tende ad individuare un settore da sottoporre agli studi di approfondimento secondo quanto previsto dagli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica".

S. Demetrio né Vestini (frazione di Stiffe)

Nella Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica dell'area di Stiffe è stata individuata soltanto una zona stabile, di piccole dimensioni, situata nella zona più orientale dell'abitato. Tale zona è identificata col codice 1011 ed è costituita da substrato calcareo lapideo stratificato di età cretacea. Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali individuate sono sette:

Zona 2001. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita da substrato calcareo lapideo stratificato, di età cretacea, con pendenza 15°.

Zona 2002. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- ghiaie e ghiaie sabbiose calcaree sciolte e poco addensate e spessore 1-5 m;
- substrato calcareo lapideo stratificato di età cretacea.

Zona 2003. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- limi e subordinate sabbie e rari livelli di ghiaie con clasti da centimetrici a decimetrici. I limi sono da scarsamente a mediamente consistenti e le sabbie da scarsamente a mediamente addensate. Spessore intorno a 10-15 m, dedotto attraverso dati geoelettrici e dall'analisi dei microtremori;
- substrato calcareo lapideo stratificato di età cretacea.

Zona 2004. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- limi e subordinate sabbie e rari livelli di ghiaie con clasti da centimetrici a decimetrici. I limi sono da scarsamente (fino a circa 8 m dal p.c.) a mediamente consistenti e le sabbie da scarsamente (fino a circa 15 m dal p.c.) a mediamente addensate. Spessore: circa 25 m dedotto dai dati del sondaggio effettuato nel piazzale antistante la chiesa di S. Andrea;
- argille limose a luoghi debolmente sabbiose, molto consistenti, con intercalati livelli di sabbia fine-media sciolta e satura e ghiaie sciolte con clasti calcarei eterometrici di piccole dimensioni. Spessore non valutabile in base ai dati in nostro possesso, minimo 4m i base ai dati del sondaggio effettuato nel piazzale antistante la chiesa.

- substrato calcareo lapideo stratificato di età cretacea;

Zona 2005. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- riporti antropici, coltri eluvio colluviali e detriti di versante a matrice terrosa con clasti a spigoli vivi eterometrici (da mm a cm). Spessore 1-10 m;
- limi e subordinate sabbie e rari livelli di ghiaie con clasti da centimetrici a decimetrici. I limi sono da scarsamente a mediamente consistenti e le sabbie da scarsamente a mediamente addensate. Spessore minimo 10 m, presumibilmente molto maggiore a NE della faglia riportata in carta;
- possibile presenza, a NE della faglia, di argille limose a luoghi debolmente sabbiose, molto consistenti, con intercalati livelli di sabbia fine-media sciolta e satura e ghiaie sciolte con clasti calcarei eterometrici di piccole dimensioni. Spessore non determinabile;
- substrato calcareo lapideo stratificato di età cretacea.

Zona 2006. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- ghiaie e ghiaie sabbiose calcaree sciolte e poco addensate. Spessore: 5 m;
- limi e subordinate sabbie e rari livelli di ghiaie con clasti da centimetrici a decimetrici. I limi sono da scarsamente a mediamente consistenti e le sabbie da scarsamente a mediamente addensate. Spessore 10-15 m;
- substrato calcareo lapideo stratificato di età cretacea.

Zona 2007. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- ghiaie e ghiaie sabbiose calcaree sciolte e poco addensate. Spessore: 5 m, misurato nel sondaggio effettuato nel piazzale antistante la chiesa;
- limi e subordinate sabbie e rari livelli di ghiaie con clasti da centimetrici a decimetrici. I limi sono da scarsamente (fino a circa 8 m dal p.c.) a mediamente consistenti e le sabbie da scarsamente (fino a circa 15m dal p.c.) a mediamente addensate. Spessore: circa 25 m, misurato nel sondaggio effettuato nel piazzale antistante la chiesa;
- argille limose a luoghi debolmente sabbiose, molto consistenti, con intercalati livelli di sabbia fine-media sciolta e satura e ghiaie sciolte con clasti calcarei eterometrici di piccole dimensioni. Spessore minimo riscontrato in sondaggio: 4 m;
- substrato calcareo lapideo stratificato di età cretacea.

Nell'area è stata identificata un'ampia zona suscettibile di instabilità per frane da crollo e ribaltamento, che occupa gran parte dell'area di affioramento del substrato. Tale zona è identificata col codice *3022* ed è costituita da calcareo lapideo stratificato, intensamente fratturato e con pendenza > 15°.

FAGNANO ALTO (FRAZIONE DI VALLECUPA)

Nella Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica dell'area di Vallecupa non sono state individuate zone stabili, in quanto le zone di affioramento del substrato carbonatico sono sia suscettibili di amplificazione locale per effetto della pendenza > 15°, sia suscettibili di instabilità per frane da crollo e ribaltamento.

Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali individuate sono due:

Zona 2001. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- limi argillosi e limi sabbiosi consistenti e molto consistenti con intercalazioni di argille siltose da

mediamente a molto consistenti. Subordinati livelli di ghiaie con ciottoli calcarei in matrice sabbioso-limosa. Lo spessore riscontrato in sondaggio si aggira intorno ai 50 m, ma è presumibilmente maggiore a SW della faglia incerta riportata in carta;

- substrato calcareo lapideo stratificato di età miocenica.

Zona 2002 La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- detriti di versante cementati a matrice terrosa con clasti calcarei a spigoli vivi eterometrici (da millimetrici a decimetrici) e con grossi blocchi sparsi di dimensioni fino a 2-3 m³. Spessore 1-10 m;
- limi argillosi e limi sabbiosi consistenti e molto consistenti con intercalazioni di argille siltose da mediamente a molto consistenti. Subordinati livelli di ghiaie con ciottoli calcarei in matrice sabbioso-limosa. Lo spessore riscontrato nel sondaggio si aggira intorno ai 50 m, ma è presumibilmente maggiore a SW delle faglie incerte riportate in carta;
- substrato calcareo lapideo stratificato di età miocenica.

Nell'area è stata identificata un'ampia zona suscettibile di instabilità per frane da crollo e ribaltamento, identificata col codice *3022*, che comprende sia la fascia di affioramento del substrato calcareo lapideo stratificato (di età cretacea), stabile suscettibile di amplificazione locale per pendenza > 15°, sia la sottostante fascia di detrito di versante a grossi blocchi poggiante sui depositi fluvio-lacustri. Quest'ultima fascia risulterebbe quindi, oltre che instabile (come riportato in carta), anche come zona stabile suscettibile di amplificazione locale, la cui sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- detriti di versante sciolti a matrice terrosa con clasti calcarei a spigoli vivi eterometrici (da millimetrici a decimetrici) e con grossi blocchi sparsi di dimensioni fino a 2-3 m³. Spessore 1-10 m;
- limi argillosi e limi sabbiosi consistenti e molto consistenti con intercalazioni di argille siltose da mediamente a molto consistenti. Subordinati livelli di ghiaie. Lo spessore ipotizzato si aggira uniformemente intorno ai 50 m, in quanto è stato utilizzato il dato proveniente dal sondaggio nella zona 2001 ed è stata considerata l'inclinazione del substrato circa parallela al pendio;
- substrato calcareo lapideo stratificato di età miocenica.

FAGNANO ALTO (FRAZIONE DI PEDICCIANO)

Nella Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica dell'area di Pedicciano è stata individuata soltanto una zona stabile, di piccole dimensioni, situata poco al di fuori dell'area di delimitazione dell'abitato. Tale zona è identificata col codice *1011* ed è costituita da substrato calcareo lapideo stratificato di età miocenica.

Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali individuate sono quattro:

Zona 2001. La sezione geolitologica rappresentativa, dopo i primi metri, è stata solo dedotta attraverso dati geoelettrici e dei microtremori, ed'è da considerarsi, pertanto, come ipotetica. Essa risulta costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- riporti antropici, coltri eluvio colluviali e detriti di versante a matrice terrosa con clasti a spigoli vivi eterometrici (da mm a dm). spessore 1-5 m;
- sabbie e limi mediamente consistenti, di spessore probabilmente molto variabile, da 5 m a più di 50m.

Zona 2002. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- riporti antropici, coltri eluvio colluviali e detriti di versante a matrice terrosa con clasti a spigoli vivi eterometrici (da mm a dm). spessore 1-5 m;
- deposito di versante da poco a mediamente cementato, prevalentemente clasto-sostenuto, costituito da clasti calcarei a spigoli vivi, eterometrici (dimensioni variabili dal cm³ a qualche m³), con matrice limoso-sabbiosa, più raramente argillosa, a luoghi prevalente; rare intercalazioni di limi ocrei. Spessore variabile da 5 m ad almeno 40 m (come nel sondaggio effettuato nel piazzale antistante la chiesa) e comunque molto variabile a causa della natura del deposito, a geometria non tabulare ed interdigitato con gli altri depositi coevi.

Zona 2003. La sezione geolitologica rappresentativa è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- deposito di versante da poco a mediamente cementato, prevalentemente clasto-sostenuto, costituito da clasti calcarei a spigoli vivi, eterometrici (dimensioni variabili dal cm³ a qualche m³), con matrice limoso-sabbiosa, più raramente argillosa, a luoghi prevalente; rare intercalazioni di limi ocrei. Spessore variabile da 5 m ad almeno 40 m (come nel sondaggio effettuato nel piazzale antistante la chiesa) e comunque molto variabile a causa della natura del deposito, a geometria non tabulare ed interdigitato con gli altri depositi coevi;
- marne argillose scure foliettate, con rare intercalazioni sabbiose. Spessore minimo: 10 m in base ai dati del sondaggio.

Zona 2004. La sezione geolitologica rappresentativa è stata dedotta dai dati di due pozzi ad uso privato ed è costituita, dall'alto verso il basso, dai seguenti litotipi:

- sabbie e limi mediamente consistenti, di spessore minimo di circa 20 m (misurati in pozzo), con possibile aumento spostandosi verso NE;
- sabbie con quarzo e miche poco addensate. Spessore: circa 2 m.

Al di sotto sono stati trovati (fondo pozzo) clasti decimetrici di calcari che probabilmente fanno parte del detrito di versante come già sopra descritto. Lo spessore e l'estensione laterale non sono conosciuti, sembrerebbero comunque diminuire verso NE in base a dati geoelettrici. Non è comunque del tutto escluso che possa trattarsi del substrato carbonatico.

Nell'area di Pedicciano non sono state individuate zone suscettibili di instabilità.

7.3.2 Carta di microzonazione sismica (livello 3)

La cartografia di livello 3, così come concordato con il DPC, presenta una legenda che classifica il territorio perimetrato e oggetto della microzonazione sismica, in zone omogenee dal punto di vista della funzione di amplificazione, in relazione al valore di FA calcolato attraverso le simulazioni numeriche. L'approccio adottato in questo studio, conformemente a quanto indicato nel volume Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro, 2008), parte dalla cartografia detta di livello 1 (Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica). In tale carta il territorio in studio è stato preliminarmente classificato in zone omogenee sulla base delle conoscenze derivate dalle indagini pregresse note sul territorio e dei nuovi rilievi geologici, geofisici e geo-meccanici di dettaglio. Tali zone sono state classificate come stabili, instabili per una serie di fattori, oppure stabili ma suscettibili di amplificazione sismica.

L'esecuzione delle indagini specifiche sul territorio e l'esecuzione di simulazioni numeriche con modelli mono o bidimensionali doveva in seguito migliorare tale conoscenza permettendo la realizzazione di carte di livello 1 e 3.

Le carte di questo studio sono una diretta derivazione dalle Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica, delle quali mantengono, quasi in ogni caso, i limiti delle zone, ed attribuiscono a ciascuna delle zone stesse un valore di FA, così come emerge dalle simulazioni numeriche effettuate e descritte più avanti in questo volume. Talora, come risultato delle simulazioni, zone precedentemente distinte nelle Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica sono state accorpate in base al valore di FA ad esse assegnate. Nel solo caso di Arischia non si è fatto uso direttamente della carta di MS di livello 1, ma si è operata una delimitazione in zone definita in base alle risultanze delle sezioni 2D effettuate.

Di seguito per ciascun sito si descrivono i risultati delle simulazioni che hanno portato ad attribuire i valori di FA (e di FV) che si ritrovano in carta.

ARISCHIA

L'assetto geologico e litostratigrafico di Arischia, come già evidenziato, si presenta piuttosto articolato, risultando di particolare rilievo la morfologia del substrato sepolto che influenza notevolmente la risposta del sito. Sono state effettuate due perforazioni. La prima (sondaggio S7.2 nel centro cittadino, in piazza G. D'Eramo) ha incontrato il substrato (Marne con Carogna) a 46 m di profondità; i materiali incontrati sono pressoché detritici e incoerenti, i valori di N_{spt} sono sempre elevati se si esclude a 8.8 m il valore riscontrato di 11.

Nel secondo sondaggio in località Macindole (S7.3) è stato attraversato un corpo detritico ascrivibile ad una frana; anche in questo caso i valori di N_{spt} sono molto elevati.

Questo sito è quello in cui una complessa situazione lito-stratigrafica ha reso necessario effettuare una serie di analisi 2D. In particolare la presenza di depositi dalla geometria a conca influenza notevolmente la risposta dei terreni. Per questo sito, contrariamente a tutti i precedenti, non si è fatto direttamente uso della carta di microzonazione di primo livello ma si è operata una delimitazione in zone definita anche in base alle risultanze delle sezioni 2D effettuate.

Le zone così individuate sono identificate con lettere (da A ad E), con associati valori di FA e FV che non si discostano in modo significativo dagli altri casi analizzati nella Macroarea (Fig. 7.30).

Globalmente si ha una zona centrale dell'area priva di particolari amplificazioni, orientata NE-SW e

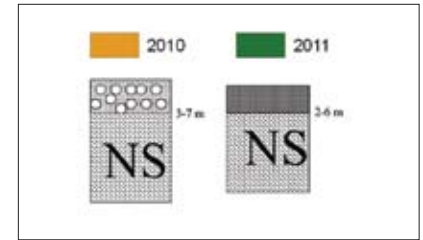


Fig. 7.29 → Esempio estratto dalla carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica dell'area di Arischia. Nel caso a sinistra (microzona 2010) è presente uno spessore superficiale di 3-7 m di sabbie e ghiaie di conoide fluviale e mista; in quello a destra di 2-6 m di detriti matrice-supportati. Il substrato è costituito dal Calcare Massiccio alterato e dolomitizzato.

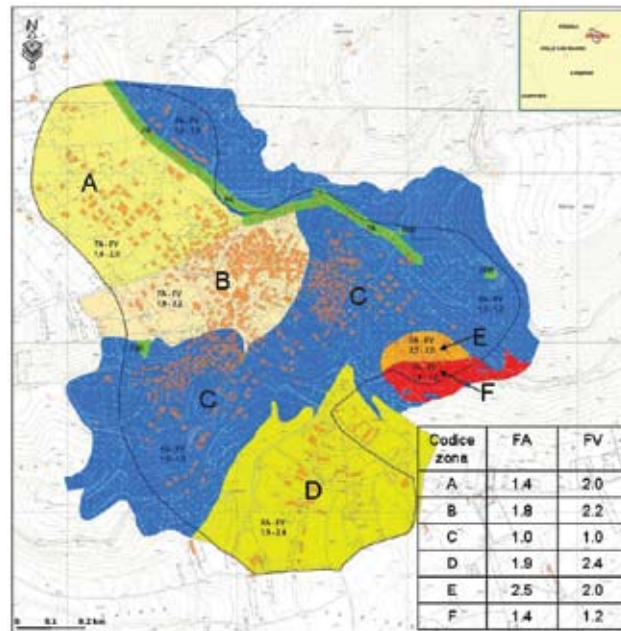


Fig. 7.30 → Procedura per la carta di microzonazione sismica dell'area di Arischia. A partire dalla carta di microzonazione di primo livello si è operata una nuova delimitazione in zone in base alle risultanze delle modellazioni 2D effettuate. Le zone sono identificate in Fig. con le lettere da A ad E; ad esse sono associati i valori di FA e FV presentati nella tabella.

coincidente con il substrato affiorante o sub-affiorante (zona C); ai bordi di questa dorsale si hanno le zone a maggior amplificazione. In particolare si segnala la zona E in cui si hanno i massimi valori di FA (FA=2.5), mentre per FV si ha un valore di 2.0 a causa, come precedentemente citato, della particolare conformazione in termine di spessori e caratteristiche meccaniche dei depositi; questo può spiegare l'elevato danneggiamento riscontrato in strutture anche recenti.

Un'altra area critica è la zona D (cimitero) che presenta i più elevati valori di FV riscontrati, pari a 2.4. Il valore di FA è molto più basso e si attesta su valori di 1.9.

Nella periferia NW e SE dell'area si hanno dei moderati valori di amplificazione con valori di FA pari a 1.4 e FV oscillante tra 2.0 e 1.2.

TABELLA 7.17

Zone code	Layer Number	Soil Material Type(*)	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus Gmax (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)	
A	1	2	5	5,0	77,47		19,00	200	
	2	2	6	6,0	165,14		18,00	300	
	3	2	4	4,0	392,20		19,00	450	
	4	2	2	2,0	293,58		18,00	400	
	5	1	10	10,0	204,57		19,00	325	
	6	2	10	10,0	309,89		19,00	400	
	7	2	10	10,0	349,83		19,00	425	
	8	2	15	15,0	484,20		19,00	500	
	9	0			1436,54	2	22,02	800	
D	1	2	5	5,0	77,47		19,00	200	
	2	2	6	6,0	165,14		18,00	300	
	3	2	4	4,0	237,26		19,00	350	
	4	2	2	2,0	293,58		18,00	400	
	5	2	10	10,0	349,83		19,00	425	
	6	2	10	10,0	392,20		19,00	450	
	9	0			1436,54	2	22,02	800	
	(*) 1 Materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali 2 Litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi 3 Breccie calcaree cementate, Detriti 0 Bed rock sismico								

Nella Tab. seguente (Tab. 7.17) sono rappresentate le colonne analizzate per le zone A e D con le indicazioni degli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) e il rapporto di smorzamento iniziale (D, %).

Sono state simulate alcune sezioni 2D. Per quanto riguarda il settore di Via Macindole (zone E ed F) ove si sono evidenziati i maggiori effetti di amplificazione del moto e dove sono state delineate le specifiche condizioni geologico-stratigrafiche legate alla presenza della paleofrana, la sezione di calcolo presa a riferimento è schematizzata nella figura 7.31. Le figure 7.32 e 7.33 descrivono i corrispondenti andamenti di FA e FV. Nei grafici si evidenziano due picchi in corrispondenza delle chiusure delle fasce di detriti costituiti dal corpo di frana. Sono stati utilizzati valori percentili (85%) per definire due situazioni tipo, da cui derivano le zone E ed F delimitate in planimetria (Fig. 7.30) e nella carta di microzonazione sismica.

Tab. 7.17 → Colonne litologiche analizzate per le zone A e D di Arischia. Sono indicati gli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) ed il rapporto di smorzamento iniziale (D, %). Nella colonna "Soil Material Type" sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione le cui proprietà dinamiche sono state definite con le curve di Fig. 7.6 (vedere relativo capitolo per i dettagli).

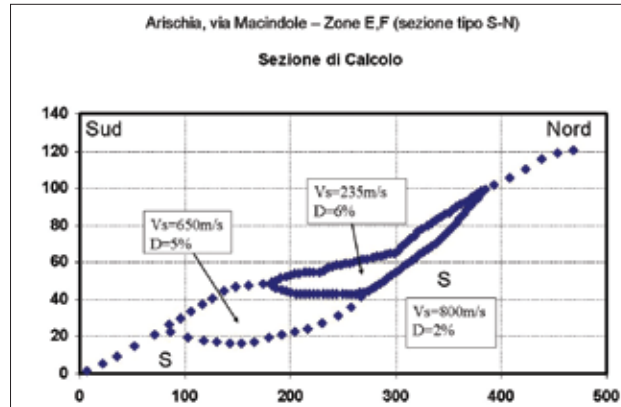


Fig. 7.31 → Sezione tipo di calcolo, utilizzata per la modellazione bidimensionale delle zone E ed F di Arischia, settore di via Macindole, dove si è in presenza di un corpo di frana antico delimitato tramite le indagini geofisiche e riconosciuto nel sondaggio S7.3. Con la lettera S è indicato il substrato.

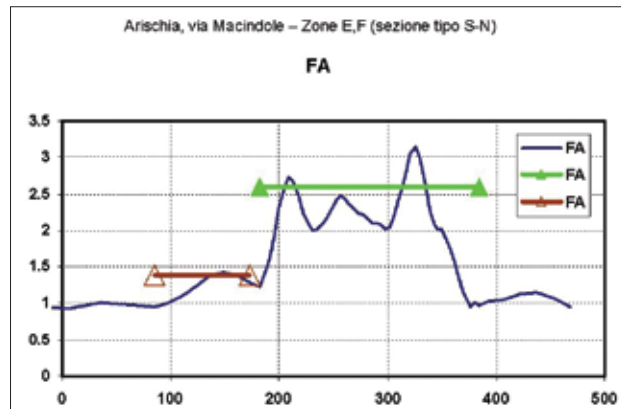


Fig. 7.32 → Andamento della funzione FA ricavata per la sezione di calcolo delle zone E ed F di Arischia, settore di via Macindole. Sono evidenziati i due valori di FA (85° percentile) utilizzati per definire le due situazioni tipo riportate in cartografia.

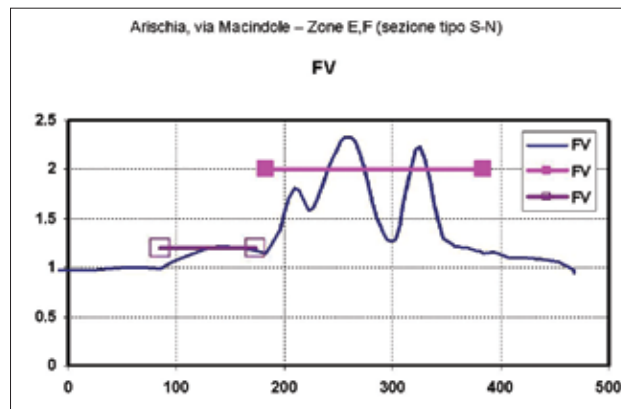


Fig. 7.33 → Andamento della funzione FV ricavata per la sezione di calcolo delle zone E ed F di Arischia, settore di via Macindole. Anche in questo caso sono evidenziati i valori corrispondenti all'85° percentile.

Per quanto riguarda la zona B, le sezioni tipo prese a riferimento per il calcolo sono due. La prima è schematizzata nella [figura 7.34](#) e ad essa si correlano le [figure 7.35](#) e [7.36](#), che illustrano gli andamenti di FA e FV calcolati per questa sezione. Per la seconda sezione la [figura](#) di riferimento è la [7.37](#); i risultati della modellazione bidimensionale in termini di FA e FV sono descritti nelle [figure 7.38](#) e [7.39](#). Anche in questo caso sono stati utilizzati valori percentili (85%) per definire le situazioni tipo.

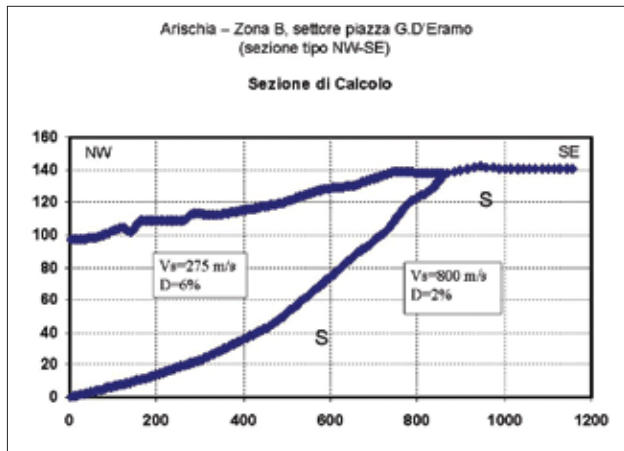


Fig. 7.34 → Una delle due sezioni tipo di calcolo utilizzata per la modellazione bidimensionale della zona B di Arischia. La sezione schematizza i rapporti stratigrafici tra substrato (S) e sedimenti sovrastanti lungo un allineamento NW-SE nel settore di P.zza G. D'Eramo.

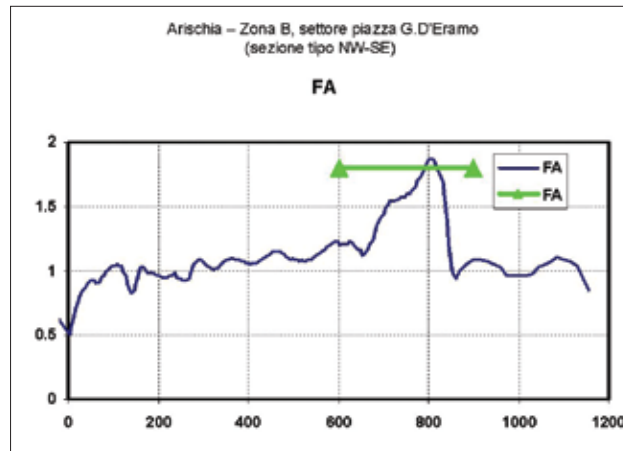


Fig. 7.35 → Andamento della funzione FA ricavata per la sezione di calcolo della zona B di Arischia di Fig. 7.34. È evidenziato il valore di FA corrispondente all'85° percentile.

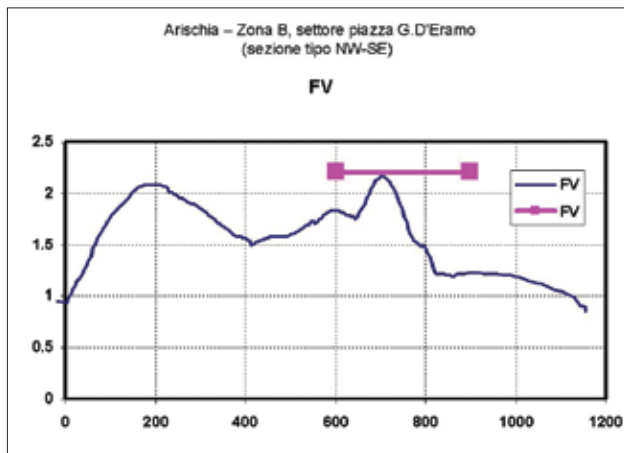


Fig. 7.36 → Andamento della funzione FV ricavata per la sezione di calcolo della zona B di Arischia di Fig. 7.34. Anche in questo caso è evidenziato il valore di FV corrispondente all'85° percentile.

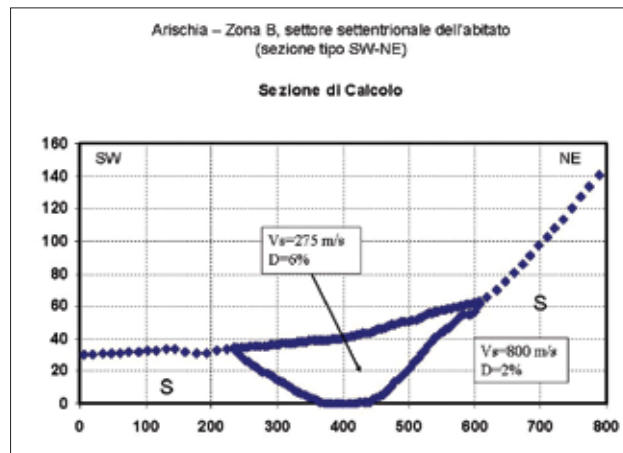


Fig. 7.37 → Seconda sezione tipo di calcolo utilizzata per la modellazione bidimensionale della zona B di Arischia. La sezione schematizza i rapporti stratigrafici tra substrato (S) e sedimenti sovrastanti lungo un allineamento SW-NE nel settore settentrionale dell'abitato.

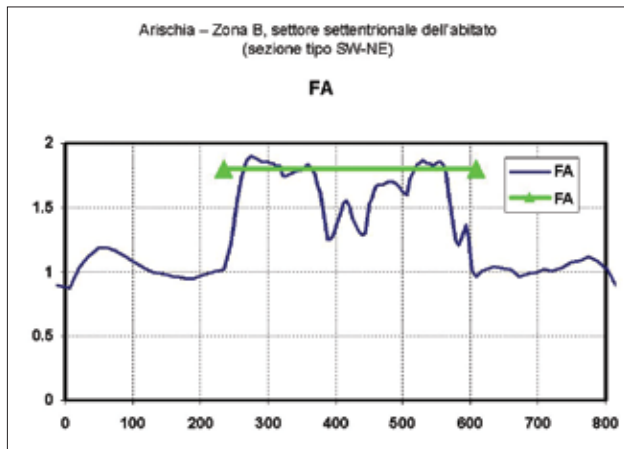


Fig. 7.38 → Andamento della funzione FA ricavata per la sezione di calcolo della zona B di Arischia di Fig. 7.37. È evidenziato il valore di FA corrispondente all'85° percentile.

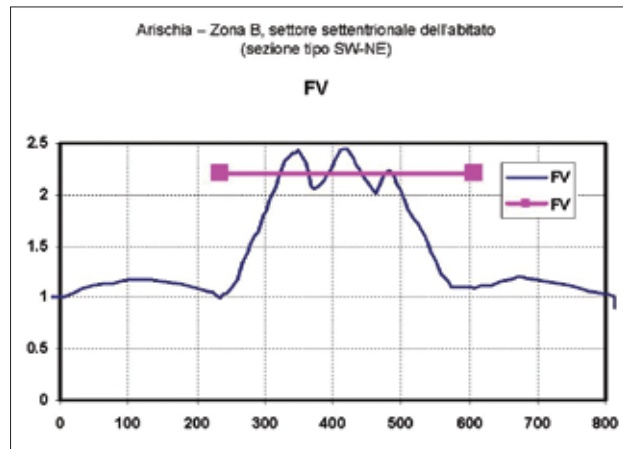


Fig. 7.39 → Andamento della funzione FV ricavata per la sezione di calcolo della zona B di Arischia di Fig. 7.37. Anche in questo caso è evidenziato il valore di FV corrispondente all'85° percentile.

S. DEMETRIO NE' VESTINI

Questa località è l'unica a non essere stata interessata da perforazioni e prove di Down Hole in quanto la situazione litostratigrafica era tale da potere essere adeguatamente definita dal rilevamento di superficie e dalle indagini geofisiche.

Per la caratterizzazione sono stati utilizzati i dati provenienti da una campagna di prospezione sismica a rifrazione e delle indagini MASW.

La situazione di S. Demetrio ne' Vestini non si presenta particolarmente gravosa, i valori di FA e FV sono sempre nettamente inferiori a 2.0.

La gran parte del paese è inserito in un'area con FA e FV di 1.4 e 1.0; l'unica area che mostra valori di amplificazione significativi è in località S. Giovanni in cui si hanno valori di FA e FV di 1.7 e 1.3. Anche nell'estremità SW vi è un'estesa area in cui FA e FV raggiungono 1.6 e 1.4

Tab. 7.18 → Colonne litologiche analizzate per le zone di S. Demetrio ne' Vestini. Sono indicati gli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) ed il rapporto di smorzamento iniziale (D, %).

Nella colonna "Soil Material Type" sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione le cui proprietà dinamiche sono state definite con le curve di Fig. 7.6 (vedere relativo capitolo per i dettagli).

Tab. 7.19 → Corrispondenze tra le zone del primo livello di S. Demetrio ne' Vestini, a cui si riferiscono i codici numerici, ed i parametri FA ed FV.

TABELLA 7.18									
Zone code	Layer Number	Soil Material Type(*)	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus Gmax (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)	
2001	1	1	20	20,0	309,89		19,00	400	
	3	0			1565,75	2	24,00	800	
2002 2004	1	2	12	12,0	484,20		19,00	500	
	2	0			1565,75	2	24,00	800	
2003	1	2	5	5,0	484,20		19,00	500	
	3	0			1565,75	2	24,00	800	
	1	2	1	1,0	77,47		19,00	200	
	2	2	2	2,0	121,05		19,00	250	
2005	3	2	3	3,0	392,20		19,00	450	
	4	2	5	5,0	585,88		19,00	550	
	5	0			1565,75	2	24,00	800	
2006	1	2	25	25,0	484,20		19,00	500	
	3	0			1565,75	2	24,00	800	

(*) 1 Materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali 2 Litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi 3 Breccie calcaree cementate, Detriti 0 Bed rock sismico

Nella tabella seguente (Tab. 7.18) sono rappresentate le colonne analizzate con le indicazioni relative agli spessori, alle velocità delle onde S, all peso di volume (γ , kN/m³) e al rapporto di smorzamento iniziale (D, %). Nella successiva tabella 7.19 si legge la correlazione tra le zone di primo livello e i risultati della modellazione in termini di FA e FV.

In relazione alla faglia rappresentata in carta, come già detto (vedi punto 7.3.1), essa risulta inferita a partire dagli elementi geologico-morfologici e tettonici riconosciuti dal rilevamento geologico di dettaglio e dalle prospezioni geofisiche. In particolare il suo possibile tracciato risulta mascherato dalla coltre eluvio colluviale che sutura l'elemento tettonico.

TABELLA 7.19		
Codice zona 1° livello	FA	FV
1011	1,0	1,0
2001	1,7	1,3
2002	1,4	1,1
2003	1,0	1,0
2004	1,4	1,1
2005	1,5	1,0
2006	1,6	1,4
2007	1,0	1,0

Nella carta di primo livello, come si è visto, le coperture presenti nei settori di letto della faglia hanno dato origine alle zone 2003 e 2004, mentre quelle presenti nelle aree di tetto sono ricomprese in zone tipo 2005 e 2004. Alla faglia, inferita, è stata associata una fascia di probabile ubicazione sul terreno (zona 3070), che si sovrappone parzialmente alle precedenti ed intende indicare il settore da sottoporre agli studi di approfondimento come previsto dalle linee guida. La carta di microzonazione sismica, pertanto, è stata realizzata astruendo dalla presenza di tale poligono (il 3070) e calcolando gli effetti sismici solo in termini di fattore di amplificazione FA associabile alla zone di letto della faglia (FA=1.0 zona 2003 e FA=1.4 zona 2004) e ai due settori di tetto (FA=1,4 zona 2004 e FA=1,5 zona 2005), senza sovrapporre alcun tratteggio per eventuali effetti deformativi in merito ai quali sarà possibile esprimersi solo a seguito degli approfondimenti sopra richiamati. Tali approfondimenti dovranno essere estesi anche alla fascia con andamento NW-SE, avente una larghezza di poche decine di metri e caratterizzata da una elevata pendenza, cui si associa anche la presenza della lineazione tettonica, situata in corrispondenza del centro abitato e della chiesa di S. Maria dei Raccomandati in cui si sono verificati i danni maggiori.

S. DEMETRIO NÉ VESTINI (FRAZIONE DI STIFFE)

In quest'area, piuttosto modesta dal punto di vista dimensionale, è stata effettuata una perforazione nella parte bassa del paese ove affiorano depositi alluvionali ciottolosi-sabbiosi; le litologie attraversate sono costituite da alternanze di limi e argille con sabbie e ghiaie. I valori di N_{spt} pertanto oscillano tra valori prossimi a 20 ed il Rifiuto. Nella parte Wt dell'area indagata affiora il substrato calcareo

Tab. 7.20 → Colonne litologiche analizzate per le zone di Stiffe. Sono indicati gli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) ed il rapporto di smorzamento iniziale (D, %). Nella colonna "Soil Material Type" sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione le cui proprietà dinamiche sono state definite con le curve di Fig. 7.6 (vedere relativo capitolo per i dettagli).

TABELLA 7.20									
Zone code	Layer Number	Soil Material Type(*)	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus Gmax (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)	
2004	1	2	10	10,0	174,31		19,00	300	
	2	0			1436,54	2	22,02	800	
	1	3	3	3,0	27,89		19,00	120	
	2	1	9	9,0	165,14		18,00	300	
2005 2006	3	2	5	5,0	309,89		19,00	400	
	4	1	6	6,0	293,58		18,00	400	
	5	2	7	7,0	309,89		19,00	400	
	6	0			1436,54	2	22,02	800	
	1	3	3	3,0	27,89		19,00	120	
	2	1	9	9,0	165,14		18,00	300	
	3	2	5	5,0	309,89		19,00	400	
	4	1	6	6,0	293,58		18,00	400	
2007	5	2	7	7,0	309,89		19,00	400	
	6	2	20	20,0	309,89		19,00	400	
	7	0			1436,54	2	22,02	800	

(*) 1 Materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali 2 Litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi 3 Breccie calcaree cementate, Detriti 0 Bed rock sismico

avente una pendenza piuttosto elevata. La gran parte dell'abitato è inserito in un'area ad amplificazione trascurabile; la zona di valle ove affiorano le alluvioni è caratterizzata da valori di FA e FV di 1.4 e 1.8 mentre la fascia di raccordo si divide in due porzioni caratterizzate da pressoché analoghi valori di FA: in un caso 1.8 nell'altro 1.9. Viceversa molto differenti risultano i valori di amplificazione negli alti periodi, che oscillano tra 1.2 e 2.1. Nella **tabella 7.20** sono rappresentate le colonne analizzate con le indicazioni degli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) e il rapporto di smorzamento iniziale (D, %). Nella successiva **tabella 7.21** si legge la correlazione tra le zone di primo livello e i risultati della modellazione in termini di FA e FV.

FAGNANO ALTO (FRAZIONE DI VALLECUPA)

Nella perforazione effettuata al centro del paese il substrato è stato intercettato a una profondità di 49 m dal piano campagna; le litologie attraversate sono prevalentemente limo-argillose, i valori di N_{spt} sono piuttosto bassi oscillando tra 13 e 20, la litologia attraversata appartiene al supersintema di Aielli-Pescina.

La cartografia anche in questo caso è molto semplice in quanto in una vasta porzione vi è un'area instabile a causa della pericolosità da frane di crollo, mentre la gran parte della zona ove insiste l'abitato è caratterizzata da valori di FA e FV di 1.4 e 2.2.

TABELLA 7.21

Codice zona	FA	FV
2001	1	1
2001	1	1
2003	1	1
2004	1,9	1,2
2005	1,8	2,1
2006	1,8	2,1
2007	1,4	1,8

Tab. 7.21 → Corrispondenze tra le zone del primo livello di Stiffe, a cui si riferiscono i codici numerici, ed i parametri FA ed FV.

TABELLA 7.22

Zone code	Layer Number	Soil Material Type(*)	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus Gmax (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)
2002	1	3	5	5,0	121,05	2	19,00	250
	2	3	4	4,0	224,77			
	3	1	5	5,0	309,89			
	4	2	20	20,0	293,58			
	5	0			1565,75			
2001	1	1	5	5,0	121,05	2	19,00	250
	2	2	4	4,0	458,72			
	3	1	5	5,0	309,89			
	4	2	20	20,0	293,58			
	5	0			1565,75			

(*) 1 Materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali 2 Litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi 3 Breccie calcaree cementate, Detriti 0 Bed rock sismico

In una piccola area residua si hanno valori di FA e FV di 1.6 e 1.9, come si evince dalla tabella 7.23, legati ad una differente litologia in affioramento.

L'area in studio come nel caso precedente è molto piccola.

Nelle tabelle seguenti **7.22** e **7.23** sono rappresentate rispettivamente le colonne analizzate con le indicazioni degli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) e il rapporto di

Tab. 7.22 → Colonne litologiche analizzate per le zone di Vallecupa. Sono indicati gli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) ed il rapporto di smorzamento iniziale (D, %). Nella colonna "Soil Material Type" sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione le cui proprietà dinamiche sono state definite con le curve di Fig. 7.6 (vedere relativo capitolo per i dettagli).

smorzamento iniziale (D, %), e le corrispondenze tra le zone del primo livello ed i parametri FA e FV.

FAGNANO ALTO (FRAZIONE DI PEDICCIANO)

In questo sito la perforazione S7.1 che è giunta alla profondità di 50 m ha incontrato nei primi 41 m del materiale detritico, costituito da brecce di calcare, che risulta essere un deposito di versante appartenente al supersistema di Aielli-Pescina; successivamente ha interessato delle argilliti e marne argillose. Le prove di N_{spt} giungono quasi tutte a rifiuto.

La delimitazione delle aree è molto schematica: a S si è in presenza di una zona stabile ove affiora il basamento mentre la gran parte del paese che sorge nel settore SE è caratterizzata da valori di FA e FV rispettivamente di 2.0 e 1.3.

Le pendenze sono molto blande e le giaciture degli strati non molto pendenti.

Nelle tabelle seguenti 7.24 e 7.25 sono rappresentate rispettivamente le colonne analizzate con le indicazioni degli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ ; kN/m³) e il rapporto di smorzamento

TABELLA 7.23

Codice zona	FA	FV
2001	1,4	2,2
2002	1,6	1,9

Tab. 7.23 → Corrispondenze tra le zone del primo livello di Vallecupa, a cui si riferiscono i codici numerici, ed i parametri FA ed FV.

Tab. 7.24 → Colonne litologiche analizzate per le zone di Pedicciano. Sono indicati gli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume (γ , kN/m³) ed il rapporto di smorzamento iniziale (D, %). Nella colonna "Soil Material Type" sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione le cui proprietà dinamiche sono state definite con le curve di Fig. 7.6 (vedere relativo capitolo per i dettagli).

TABELLA 7.24

Zone code	Layer Number	Soil Material Type(*)	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus Gmax (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)
2004	1	2	5	5,0	272,36		19,00	375
	2	2	6	6,0	272,36		19,00	375
	3	2	19	19,0	272,36		19,00	375
	4	0			1436,54	2	22,02	800
2001 2002 2003	1	3	5	5,0	93,74		19,00	220
	2	3	6	6,0	484,2		19,00	500
	3	3	24	24,0	949,03		19,00	700
	4	0			1436,54	2	22,02	800

(*) 1 Materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali 2 Litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi 3 Brecce calcaree cementate, Detriti 0 Bed rock sismico

iniziale (D, %), e le corrispondenze tra le zone del livello 1 e le funzioni di amplificazione FA e FV. Le tre zone del primo livello, 2001, 2002 e 2003 che presentavano analoghe caratteristiche di risposta sismica, sono state accorpate.

Un discorso a parte deve essere fatto per il settore NW per il quale i valori di FA e FV sono praticamente invertiti mostrando una notevole attitudine all'amplificazione per i periodi più elevati e, di contro, molto più modesta per quelli più piccoli. In questa area affiorano depositi sabbiosi, limi e argille mediamente addensati e coerenti.

TABELLA 7.25

Codice zona	FA	FV
1011	1,0	1,0
2001	2,0	1,3
2002	2,0	1,3
2003	2,0	1,3
2004	1,5	2,0

Tab. 7.25 → Corrispondenze tra le zone del primo livello di Pedicciano, a cui si riferiscono i codici numerici, ed i parametri FA ed FV.

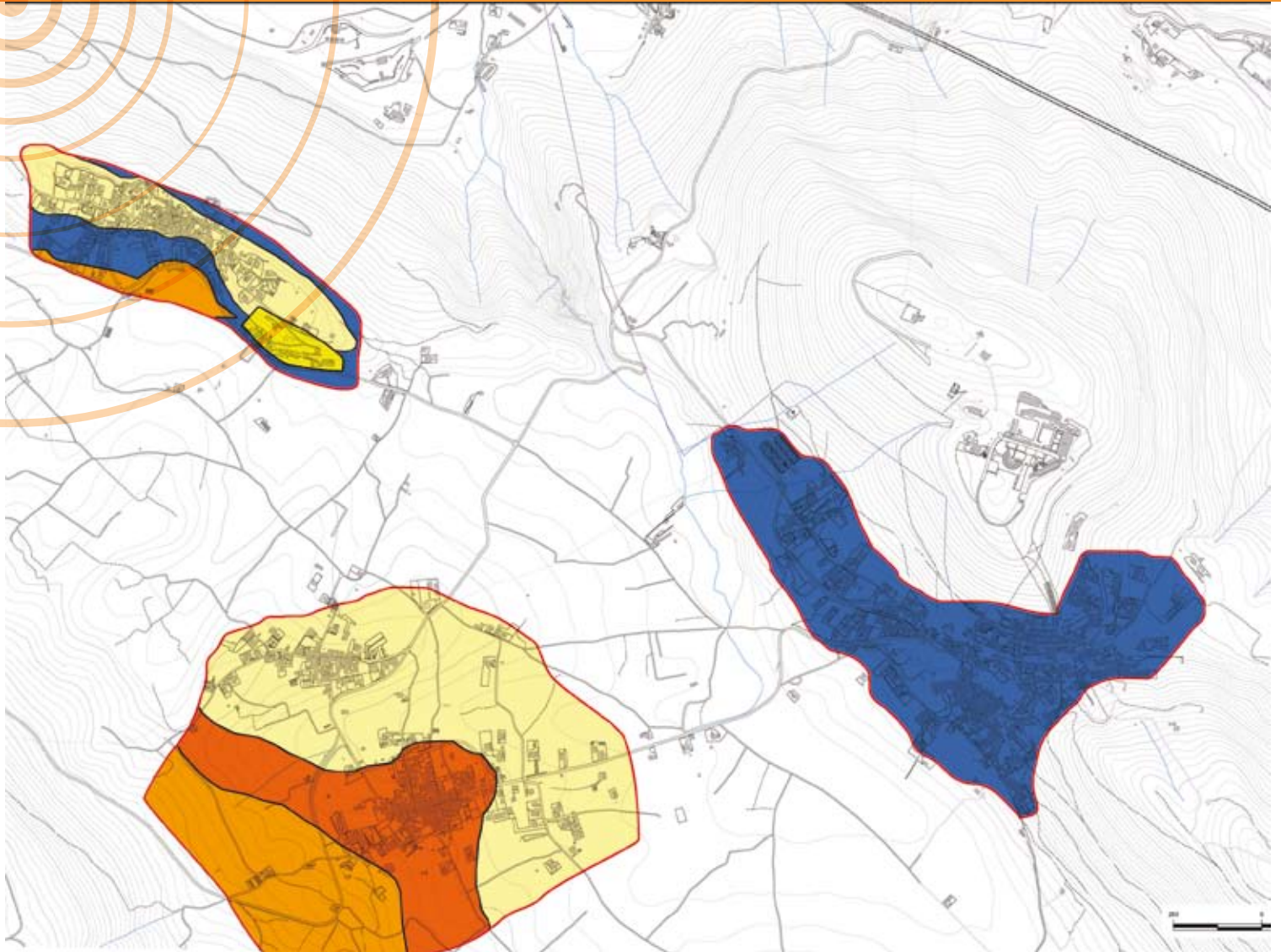
BIBLIOGRAFIA

- Accordi G., Carbone F., Civitelli G., Corda L., De Rita D., Esu D., Funicello R., Kostakis T., Mariotti G. & Sposato A. (1988) – NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA DELLE litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe. C.N.R. Prog. fin. Geodinamica, Quad. della Ric. Scient., 114 (5), 223pp.
- Bagnaia R., D'Epifanio A. & Sylos Labini S. (1989) – Aquila and Subequana basins: an example of Quaternary evolution in Central Apennines. *Quaternaria Nova*, 1, 1-23.
- Bardet, J.P., Ichii, K., Lin, C.H., (2000) EERA: A computer program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of layered soil deposits. Department of Civil Engineering, University of Southern California, Los Angeles, California, 37pp.
- Barker R.D.(1992) - A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. *First Break* 10, 53-62.
- Basili R., Bosi C. & Messina P. (1997) – La tettonica quaternaria dell'Alta valle dell'Aterno (Appennino centrale) desunta dall'analisi di successioni di superfici relitte. *Il Quaternario*, 10(2), 621-624.
- Bertini T., Bosi C. (1993) – La tettonica quaternaria della conca di Fossa (L'Aquila). *Il Quaternario*, 6(2), 293-314.
- Bertini T., Totani G., Cugusi F., Faraoni A. (1992) – Caratterizzazione geologica e geotecnica dei sedimenti quaternari del settore occidentale della conca aquilana. *Pubbl. DISAT, Università de L'aquila*, 92/7, 27.
- Bigi S. & Coltorti M. (2006) – Tettonica distensiva e neotettonica. In: Note illustrative del Foglio 359 L'Aquila della Carta Geologica D'Italia in scala 1:50.000.
- Bigi S., Calamita F., Centamore E., Deiana G., Ridolfi M., & Salvucci R. (1992) - Assetto strutturale e cronologia della deformazione della zona d'incontro tra le aree umbro-marchigiana e laziale-abruzzese (Marche meridionali e Lazio-Abruzzo settentrionali). *Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. CROP11.(1991/2): 21-26.*
- Bigi S., Doglioni C. & Mariotti G. (2002) – Thrust vs normal fault décollements in the Central Apennines. *Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n.1, 161-166, 2 ff.*
- Blumetti A. (1995) – Neotectonic investigation and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703 central Italy earthquake. *Bull. Am. Assoc. Eng. Geol.* 6 (Special Vol.: Perspectives in paleoseismology), 83-100.
- Blumetti A., Di Filippo M., Zaffiro P., Marsan P. & Toro B. (2002) - Seismic hazard characterization of the city of L'Aquila (Abruzzo, Central Italy): new data from geological, morphotectonic and gravity prospecting analyses. In Dramis, F., Farabollini, P. and Molin, P. (Eds) 'Large-scale vertical movements and related gravitational processes', *Studi Geologici Camerti, Volume Speciale, Int. Workshop Camerino-Rome, 21-26 Giugno 1999, 7-18.*
- Blumetti A.M., Bagnaia R., Ferrelì L., Giuliani R., Mattone M., Michetti A. M., Salvucci R., Vittori E. (1997) – Fagliazione superficiale e tettonica quaternaria nell'alta Valle dell'Aterno. *Riassunti Convegno "Tettonica quaternaria del territorio italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni" Parma, 25-27 Febbraio 1997*
- Blumetti A.M., Di Filippo M., Zaffiro P., Marsan P., Toro B. (2002) – Seismic hazard characterization of the city of L'Aquila (Abruzzo, Central Italy): new data from geological, morphotectonic and gravity prospecting analysis. *Estatto Numero special 2002, International Workshop, Large-scale vertical movements and related gravitational processes. Ed Edimond, 7-18.*
- Blumetti A.M., Dramis F. & Michetti A.M. (1993) – Fault-generated mountain fronts in the Central Apennines (central Italy): Geomorphological features and seismotectonic implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 203-223.
- Boni C., Bono P. & Capelli G. (1988) - Schema Idrogeologico dell'Italia Centrale. *Carta Idrogeologica del territorio della Regione Lazio in scala 1:250.000. Università degli Studi di Roma La Sapienza.*

- Bordoni P., Azzara R.M., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., Di Giulio G., Haines J., Fodarella A., Marcucci S., Milana G., Pucillo S., Riccio G. (2009) – Gli effetti di amplificazione sismica nel centro storico de L'Aquila, confronto tra dati sismici e simulazioni numeriche 2D. Atti XXVIII Convegno GNGTS, 15-19 Novembre 2009 Trieste, 17-18.
- Bosi C. & Bertini T. (1970) - Geologia della media valle dell'Aterno. Mem. Soc. Geol. It. 9, 719 - 777.
- Bosi c., Bertini T. (1970) – Geologia della media Valle dell'Aterno. Mem. Soc.Geol. It., 9, 719-777.
- Bramerini F., Di Pasquale G. & Naso G. (2009) – Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica, parte I e II. Presidenza Del Consiglio Dei Ministri- Dipartimento Della Protezione Civile.
- Calamita F., Centamore E., Deiana G. & Ridolfi M. (1995) – Caratterizzazione geologico-strutturale dell'Area marchigiano-abruzzese esterna (Appennino centrale). Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 171-182.
- Calamita F., Scisciani V., Adamoli L., Ben M'Barek M. & Pelorosso M. (2002) – Il sistema a Thrust del G. sasso d'Italia (Appennino centrale). Studi Geologici Camerti, Nuova serie, 1/2002: 19-32
- Callor I.E. & Segre, A.G. (1958) – La Grotta della Foce di Stiffe. Notiziario Circolo Speleologico Roma, 8 (1), 21-23.
- Capotorti F., Centamore E., Chiocchini M., Civitelli G., Corda L., Mancinelli A., Mariotti G., Romano A. & Salvucci R. (1991/2) - Dati preliminari geologico stratigrafici sull'unità di Monte Giano e Monte Gabbia. Studi Geologici Camerti Volume speciale 119-123.
- Celico P. (1978) - Schema Idrogeologico dell'Appennino Carbonatico Centro Meridionale. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, vol.14, Napoli.
- Celico P. (1983) - Idrogeologia del massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro meridionale. Quaderni della Cassa del Mezzogiorno, vol 4/2, Roma.
- Centamore E., Adamoli L., Berti D., Bigi G., Bigi S., Casnedi R., Cantalamessa G., Fumanti F., Morelli C., Micarelli A., Ridolfi M.& Salvucci R. (1992) - Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord orientale, Abruzzo settentrionale.) Scala 1:100.000. SELCA, Firenze.
- Dahlin T. (1996)- 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, First Break 14, 275-284.
- Dahlin T., Zhou, B. (2003) – Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. Near Surface Geophysics 2003, 105-117.
- Dahlin T., Zhou, B. (2004) - A numerical comparison of 2-D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophysical Prospecting., 52, 379-398.
- Di Filippo M., F D'offizzi, B. Toro (1983): Determinazione della densità di alcune formazioni della Toscana meridionale con metodi gravimetrici. Atti del II Convegno del GNGTS, 473-481.
- Ferri F., Porfidia B., Coren F., Zanolta C. (2007): A new gravity mapping project of Italy at 1:250.000 scale, Epitome, Geoitalia 2007, vol.2, 474-475.
- Ferri F., Zanolta C., Porfidia B., Coren F., Cesi C. (2008b): Carta delle Anomalie di Bouguer dell'Italia e mari circostanti, alla scala 1:1.000.000. Atti XXVII Convegno GNGTS, 438-439.
- Ferri F., Zanolta C., Porfidia B., Coren F., Giori I., Cesi C. (2008a): La Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:250.000. Atti XXVII Convegno GNGTS, 437-438.
- Griffiths D.H., Barker R.D. (1993) - Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics 29, 211-226.
- 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
- Housner G. W. (1947) Characteristics of Strong-Motion Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 37: 19-31 (1947).

- Idriss, I.M., 1990. Response of soft soil sites during earthquakes. In: Memorial Symposium to honour Professor Harry Bolton Seed, Berkeley, California, 412 pp.
- Ispra – Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico D'Italia (in stampa) –Note illustrative del foglio 349 “Gran Sasso” della Carta Geologica D'Italia in scala 1:50.000.
- Ispra – Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico D'Italia (in stampa) –Foglio 349 “Gran Sasso” della Carta Geologica D'Italia in scala 1:50.000.
- Ispra – Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico D'Italia – Note illustrative del Foglio 359 “L'Aquila” della Carta Geologica D'Italia in scala 1:50.000.
- Konno K., Ohmachi T., 1998. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. Bull.Seism.Soc.Am., 88, 1, 228-241.
- Loke M.H. (2000) – Topographic modelling in electrical imaging inversion, Extended Abstract in 62nd EAGE Conference & Technical Exhibition (Glasgow, 29 maggio – 2 giugno 2000).
- Loke M.H., Acworth I., Dahlin T. (2003) - A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. Exploration Geophysics 34, 182-187.
- Loke M. H., A. Alfouzan Fouzan, M. Nawawi M. N. (2007) - Optimisation of electrode arrays used in 2D resistivity imaging surveys– Extended Abstract in ASEG 19th International Geophysical Conference and Exhibition (Perth, 18 - 22 Novembre 2007).
- Ministero dei Lavori Pubblico - Servizio Idrografico Centrale (1964) - Le Sorgenti Italiane: Abruzzo. Pubblicazione n. 14, vol. IX, Roma.
- Ohori M., Nobata A., Wakamatsu K., 2002. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays.Bull.Seism.Soc.Am., 92, 6, 2323-2332.
- Perrone A. (1900) - *Carta Idrografica d'Italia: Aterno – Pescara” Ministero d'Agricoltura*. Industria e Commercio, Roma.
- Piana F. (1995) - Caratteri geologico-strutturali della zona di M. Gabbia tra le valli Velino e Aterno (Appennino Centrale, zona di Raccordo tra i sovrascorimenti del G. Sasso e dei M. Sibillini. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 375-385.
- Picozzi M., Parolai S., Albarello D., 2005 Statistical analysis of Horizontal to Vertical Spectral Ratios (HVSr). Bull. Seism.Soc.Am., Vol. 95, No. 5, pp. 1779–1786, October 2005, doi: 10.1785/0120040152.
- Pizzi A, Calamita F., Coltorti M. & Pieruccini P. (2002) – Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Appennine Ridge(Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment. Boll. Soc. Geol. It. Vol. Spec. 1(1), 923-929.
- Regione Abruzzo - Dipartimento dei Lavori Pubblici - Servizio Acque e Demanio Idrico (2006) - Piano di Tutela delle Acque, L'Aquila.
- Salvucci R. (1995) - Caratterizzazione geologico-strutturale della “zona d’incontro” tra il dominio sabino e quello abruzzese a Nord di Antrodoco. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2: 397-406.
- Sanò T. (1996), BESOIL, Un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche, Servizio Sismico Nazionale.
- Satolli S., Speranza F. & Calamita F. (2005) – Paleomagnetism of the G, sasso range salient (central Appennines, Italy). Pattern of orogenic rotations due to translation of a massive carbonate indender. Tectonics, 24 (4).
- Seed I. M. (1990) Response of soft soil sites during earthquakes. Seed Memorial Symposium Vol 2 Bi tech publisher Vancouver British Columbia Canada 273-289.

- Seed, H.B. and Idriss, I.M. (1970). "Soil moduli and damping factors for dynamic response analysis," Rpt. No. UCB/EERC-70/10, U.C. Berkeley, December.
- Site Effects Assessment using Ambient Excitations (SESAME) European project, 2005. Deliverable D23.12, Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation, http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/SES_TechnicalDoc.htm.
- Speranza F., Adamoli L., Maniscalco R. & Florindo F. (2003) – Genesis and evolution of a curved mountain front: paleomagnetic and geological evidence from the G. Sasso range (central Appennines, Italy). *Tectonophysics*, 362: 183-297.
- Stummer P., Maurer H., Green A. (2004) – Experimental design: Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information. *Geophysics* 69, 120-129.
- Vezzani, L. & Ghisetti, F. (1998) - Carta Geologica dell'Abruzzo, scala 1:100,000. S.EL.CA., Firenze.



MACROAREA 8

POGGIO ROIO, COLLE ROIO, ROIO PIANO, S. RUFINA CONTRADA CAVALLI

GRUPPO DI LAVORO

1 Regione Lazio,
Dipartimento
Territorio
Dir. Reg. Ambiente
e Cooperazione
tra i Popoli,
Area Difesa del Suolo

2 Università Sapienza
di Roma – Centro
di Ricerca sui Rischi
Geologici CE.RI.
e Dip. di Scienze
della Terra

3 ENEA
Sezione Prevenzione
Rischi Naturali
e Mitigazione
Effetti

4 CNR-IAMC

5 Provincia Autonoma
di Trento,
Servizio Geologico
Laboratoire Central
des Pontes et
Chausseés
(Parigi – Francia)

Reperimento e archiviazione dati pregressi, rilievi geologici:

• Colasanto F.¹ • Colombi A.¹ • Di Loreto E.¹ • Gerardi A.¹ • Liperi L.¹ • Meloni F.¹ • Orazi A.¹
• Poggi F.³ • Rossi D.² • Verrubbi V.³

Indagini geofisiche:

Angelino A.⁵ • Di Filippo M.² • Di Fiore V.⁴ • Di Nezza M.² • Franceschini A.⁵ • Hailemikael S.²
• Iavarone M.⁵ • Scotto di Vettimo P.⁵

Indagini geotecniche:

Bianchi Fasani G.² • Bozzano F.² • Martino S.² • Stedile L.²

Misure strumentali:

Hailemikael S.² • Martino S.² • Paciello A.³ • Serafini S.³ • Verrubbi V.³

Simulazioni numeriche:

Hailemikael S.² • Lenti L.⁶ • Martino S.²

Carte di microzonazione:

Colombi A.¹ • Gerardi A.¹ • Martini G.³

Editing, informatizzazione e allestimento grafico:

Gerardi A.¹ • Hailemikael S.² • Martini G.³ • Paciello A.³

Coordinamento:

• Scarascia Mugnozza G.²

8.1 INTRODUZIONE

Nell'ambito del progetto per la MS per la ricostruzione dell'area aquilana, coordinato dal DPC, il Gruppo di Lavoro (di seguito indicato GdL) estensore del presente capitolo ha condotto le indagini di MS nella Conca di Roio. Il GdL è costituito da ricercatori dell'ENEA (Sezione Prevenzione Rischi Naturali e Mitigazione Effetti), funzionari tecnici della Regione Lazio (Area Difesa del Suolo della Direzione Regionale Ambiente e Cooperazione tra i Popoli), e ricercatori dell'Università Sapienza di Roma (Dipartimento di Scienze della Terra e C.E.R.I. Centro di Ricerca sui Rischi Geologici), ai quali si aggiunge un ricercatore del LCPC, coinvolto nell'ambito di un accordo di collaborazione in essere con il C.E.R.I., che ha collaborato alle analisi numeriche di risposta sismica locale (RSL); inoltre, al GdL si è affiancato, per l'esecuzione di alcune specifiche indagini geofisiche, il Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento ed il team del CNR IAMC di Napoli per l'esecuzione delle prove Down Hole.

8.1.1 Caratteristiche generali dell'area

L'area della conca di Roio, in cui ricadono le frazioni di Poggio di Roio, Colle di Roio, Santa Rufina e Roio Piano, fa parte del territorio del Comune de L'Aquila e coincide con l'epicentro della scossa principale del 6 aprile 2009. Per quanto riguarda il quadro di danneggiamento causato dall'evento sismico, nelle quattro frazioni sono state valutate dal gruppo di pronto intervento macrosismico QUEST, le seguenti intensità macrosismiche espresse come gradi della scala *Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS)*: Poggio di Roio VIII-IX, Colle di Roio VIII, Santa Rufina VIII e Roio Piano VIII.

La conca di Roio, ubicata 3 km a SW del centro storico de L'Aquila, presenta una notevole unitarietà fisiografica ed è morfologicamente isolata rispetto alle zone circostanti. Infatti, la conca di Roio è circondata da rilievi calcarei che raggiungono le quote più elevate (circa 1400 m s.l.m.) sul bordo sudoccidentale ed è descrivibile quale un'area sub-pianeggiante di forma romboidale, con asse maggiore orientato NW-SE, e di estensione pari a circa 4 km². In particolare, essa è delimitata a NE da: a) la dorsale denominata Solagna di Bagno, ad andamento NW-SE, sulla cui estremità nord-occidentale è ubicato l'abitato di Poggio di Roio; b) dal rilievo di Monte Luco, laddove si trova la Facoltà di Ingegneria dell'Università de L'Aquila; c) dalla dorsale su cui è ubicata la frazione di Colle di Roio. A SW la conca è bordata dalla dorsale di Costa Grande che presenta un versante di altezza fino a 700-800 m; ai piedi di questa morfostuttura sono situati i due centri abitati di Roio Piano e Santa Rufina. Tale configurazione morfologica, unitamente alle ubicazioni delle quattro frazioni sopracitate, ha suggerito di considerare la conca di Roio quale macroarea omogenea (Macroarea 8).

8.1.2 Organizzazione delle indagini

Nel corso del primo sopralluogo effettuato nell'area della conca di Roio ai fini della delimitazione delle zone di interesse per le analisi di MS e dell'impostazione delle indagini, è apparsa evidente la netta differenziazione tra i quattro centri abitati in termini di condizioni geologiche di sito. Infatti, mentre le due frazioni di Roio Piano e Santa Rufina sono costruite nella zona sub-pianeggiante prossima al limite occidentale della conca, quelle di Poggio di Roio e Colle di Roio sono ubicate in corrispondenza di rilievi calcarei che costituiscono

rispettivamente il limite orientale e quello settentrionale della conca. Di conseguenza, in relazione al modello geologico-tecnico di riferimento per una efficace impostazione delle indagini di MS, le aree in cui si collocano le due frazioni di Roio Piano e Santa Rufina sono apparse riconducibili, in prima approssimazione, a scenari che prevedono depositi recenti detritico-alluvionali sovrastanti un substrato rigido più o meno profondo, mentre le zone di Poggio di Roio e Roio Colle sono apparse riferibili a scenari che contemplan dorsali impostate in ammassi rocciosi variamente fratturati ed in cui anche gli effetti topografici avrebbero dovuto essere oggetto di attente valutazioni.

A questo riguardo, si sottolinea come nell'organizzazione della successione di indagini in sito e di laboratorio e nell'impostazione delle conseguenti analisi numeriche, si sia fatto specifico riferimento a quanto previsto dal gruppo di lavoro MS (2008), soprattutto per quanto riguarda la scansione temporale e logica dei differenti livelli di approfondimento, in particolare il livello 1 ed il livello 3. Tuttavia, stanti le condizioni di emergenza in cui si è operato, le informazioni tratte da alcune indagini, quali i sondaggi meccanici o il rilievo gravimetrico, sono state acquisite a valle della pianificazione ed esecuzione di altre indagini, quali ad esempio alcuni *arrays* sismometrici temporanei, che si sarebbero potute progettare in modo più efficace ai fini della valutazione della risposta sismica locale in determinate aree. Inoltre, per quanto attiene ai prodotti cartografici relativi ai differenti stadi di approfondimento, si sottolinea che alcuni livelli informativi derivanti da indagini appositamente svolte nel corso delle attività di progetto (ad es. stratigrafie di sondaggi meccanici), per chiarezza e completezza di esposizione sono stati riportati nella carta di livello 1 relativa alle microzone omogenee in prospettiva sismica.

Le attività di indagine complessivamente condotte sono di seguito sinteticamente elencate, rimandando ai paragrafi successivi del presente capitolo per una loro illustrazione più dettagliata, unitamente ai relativi risultati:

- raccolta di dati relativi a indagini pregresse tra cui quelle svolte nell'ambito del progetto C.A.S.E. ed alle registrazioni sismometriche degli *aftershock* nelle due settimane successive al *mainshock* del 6 aprile;
- rilievi geologici e geomorfologici alla scala 1:5.000;
- analisi di rumore sismico mediante Tromino e sensori SS1 connessi ad acquirettore K2 Kinematics;
- registrazione di eventi mediante misure velocimetriche con *array* temporanei;
- misure accelerometriche acquisite mediante Q330 Kinematics;
- indagini geomeccaniche sugli ammassi rocciosi al fine di valutarne gli stati di fratturazione attraverso la determinazione di specifici indici e della loro variazione spaziale;
- sondaggi meccanici nei siti ritenuti di interesse ai fini delle valutazioni di RSL;
- indagini geofisiche basate su tecniche ReMi e MASW;
- indagini gravimetriche;
- indagini Down Hole in foro;
- indagini di laboratorio per la caratterizzazione fisica e la definizione del comportamento dinamico di campioni di terreno;
- analisi di RSL mediante simulazioni numeriche 1D e 2D in relazione ai differenti modelli di sottosuolo di riferimento;

interpretazione dei risultati delle simulazioni e restituzione di parametri di misura della risposta sismica locale e dell'amplificazione sismica per la redazione di carte di MS.

Tali attività di indagine sono state realizzate secondo la seguente tempistica:

- dal 1 giugno al 31 luglio 2009: reperimento e acquisizione di informazioni pregresse, indagini e rilievi geologici e geomorfologici, caratterizzazioni geomeccaniche, misure di rumore sismico ambientale mediante Tromino e SS1, nonché *arrays* sismometrici temporanei;
- dal 20 luglio al 18 agosto 2009 sondaggi meccanici;
- dal 15 luglio al 10 agosto 2009 prove di caratterizzazione dinamica di laboratorio;
- dal 20 agosto al 10 settembre 2009 indagini gravimetriche, redazione Carta geolitologica, Carta delle indagini e Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1);
- dal 10 al 15 settembre 2009 indagini in foro Down Hole;
- dal 1 agosto al 10 dicembre 2009 impostazione e redazione, in ambiente GIS, di carte di livello 1 modificato per le frazioni indagate;
- dal 17 agosto al 16 dicembre 2009 analisi di RSL mediante approcci sia 1D sia 2D in relazione alle diverse condizioni di sito;
- dal 19 dicembre al 15 gennaio redazione della carta di livello 3.

Come sarà illustrato e discusso nel seguito del presente capitolo, nelle zone delimitate di concerto con i tecnici comunali e con i funzionari del DPC (aree edificate, aree di espansione e aree di completamento) per ciascun centro abitato sono stati seguiti metodi di analisi congruenti e rispondenti alle condizioni morfo-stratigrafiche e di sottosuolo del modello geologico di riferimento: pertanto per Colle di Roio sono state eseguite analisi di RSL secondo approcci 1D e 2D, per Roio Piano e per Santa Rufina simulazioni numeriche mediante approccio 1D, mentre per la zona di Poggio di Roio, nella quale non è stata registrata alcuna evidenza strumentale di amplificazione (da misure di eventi e di rumore ambientale) ed inoltre sono state nel frattempo concluse le attività del progetto C.A.S.E., si è stabilito di non effettuare simulazioni numeriche.

A conclusione di questo paragrafo introduttivo si ritiene significativo fornire alcune indicazioni circa il numero di partecipanti alle attività della Macroarea, alle loro specifiche competenze, al loro contributo alle attività di macroarea ed ai giorni totali di lavoro.

In totale, hanno partecipato al GdL 22 unità di personale, afferenti agli Enti indicati in precedenza; le professionalità coinvolte sono in gran parte costituite da geologi, ciascuno con varie competenze specifiche, cui si aggiungono 2 geofisici che hanno fornito contributi significativi per le indagini sismometriche e relative analisi, nonché per le simulazioni numeriche; a questo riguardo i contributi di ciascun componente il GdL sono indicati in ciascun paragrafo del presente capitolo; tuttavia, l'intera attività è stata condotta secondo un principio di continuo scambio di informazioni e di confronto dei risultati che via via si andavano acquisendo. La stessa carta di MS di livello 3, prodotto ultimo dell'intero lavoro, è stata redatta di concerto tra tutti i componenti il GdL. Infine, per fornire al lettore un'idea dell'impegno profuso per condurre a termine le indagini e le analisi, si tenga presente che il totale di giorni lavorativi (indagini di terreno e analisi a tavolino) è stimabile all'incirca in complessivi 400 giorni/uomo. Questa cifra, almeno come ordine di grandezza, deve essere tenuta debitamente in conto nel programmare eventuali attività di microzonazione di livello 3, in relazione sia ai costi che ai tempi necessari a pervenire ad un valido prodotto utile alla pianificazione urbanistica.

8.2 INDAGINI SVOLTE NELL'AREA E ASSETTO GEOLOGICO

8.2.1 Carta delle indagini

Le indagini effettuate nella Macroarea 8 (vedi Tav. 8-I nel DvD allegato) si riferiscono sia al Progetto C.A.S.E., sia alla MS finalizzata alla ricostruzione; non erano disponibili, all'inizio delle attività, altre informazioni da letteratura salvo la cartografia geologica ed il CARG regionale. Nessuna delle stratigrafie distribuite dal DPC, relative alla legge 464/1984, ricade nell'area di interesse.

Per riassumere le indagini di carattere geognostico: nell'ambito del progetto C.A.S.E. sono stati eseguiti 3 sondaggi a carotaggio continuo, con 2 prove SPT ed il prelievo di 7 campioni a basso grado di disturbo, e 5 trincee geognostiche; sono stati eseguiti 7 sondaggi a carotaggio continuo con 22 prove STP ed il prelievo di 13 campioni a basso grado di disturbo. La determinazione delle proprietà meccaniche è stata eseguita su 8 campioni a basso grado di disturbo.

Riguardo alle indagini geofisiche, per il progetto C.A.S.E. sono state eseguite: 2 prospezioni geoelettriche con la metodologia della tomografia di resistività elettrica; 2 prospezioni di sismica a rifrazione con la metodologia della tomografia sismica; 2 indagini basate sulla propagazione delle onde superficiali, delle quali una di tipo attivo (MASW) ed una di tipo passivo (microtremori con *array* 2D per analisi dello spettro f-k); 1 prova Down Hole. Inoltre, sono state specificamente programmate: 20 misure di microtremori con *array* lineare (ReMi), 9 prove MASW localizzate in 3 siti e 4 prove Down Hole.

Per la valutazione speditiva della frequenza di risonanza dei terreni, sono state eseguite misure di rumore ambientale finalizzate all'analisi dei rapporti spettrali H/V (HVSr nel seguito) sia mediante una terna di velocimetri SS1 a 1 Hz collegata ad un acquisitore K2 (strumentazione Kinematics), sia con tromometri digitali Tromino. Le misure effettuate con i Tromino sono state in totale 79, di cui 9 eseguite da tecnici della Provincia di Trento, 69 dal GdL ed 1 nell'ambito del progetto C.A.S.E. I tromometri sono stati utilizzati quasi esclusivamente all'interno della conca di Roio, in quanto questi strumenti spesso presentano problemi di accoppiamento col terreno in caso di siti in roccia. La strumentazione Kinematics è stata invece prevalentemente utilizzata a Colle di Roio e a Poggio di Roio. Sono stati presi in esame 45 siti per un totale di 54 misure. La valutazione di possibili amplificazioni dell'azione sismica è stata eseguita mediante l'analisi degli *aftershock* registrati in 6 stazioni dell'INGV (delle quali 1 velocimetrica, 2 accelerometriche e 3 velocimetrico-accelerometriche), di 3 stazioni velocimetrico-accelerometriche ENEA dotate di strumentazione Kinematics (terne di velocimetri SS1 a 1Hz collegate ad un acquisitore K2 e terne accelerometriche interne all'acquisitore K2, costituite da sensori FBA) e di una stazione accelerometrica del C.E.R.I.-Università "Sapienza" di Roma costituita da un acquisitore Q330 ed un sensore triassiale Episensor, entrambi della Kinematics.

Per la definizione delle caratteristiche meccaniche e dello stato di fratturazione di affioramenti rocciosi, sono state condotte indagini geomeccaniche in 6 siti.

Infine, per la determinazione indiretta dell'assetto tettonico e delle geometrie del substrato carbonatico sottostante ai depositi detritico-alluvionali, è stata eseguita una prospezione gravimetrica costituita da circa 150 punti di misura.

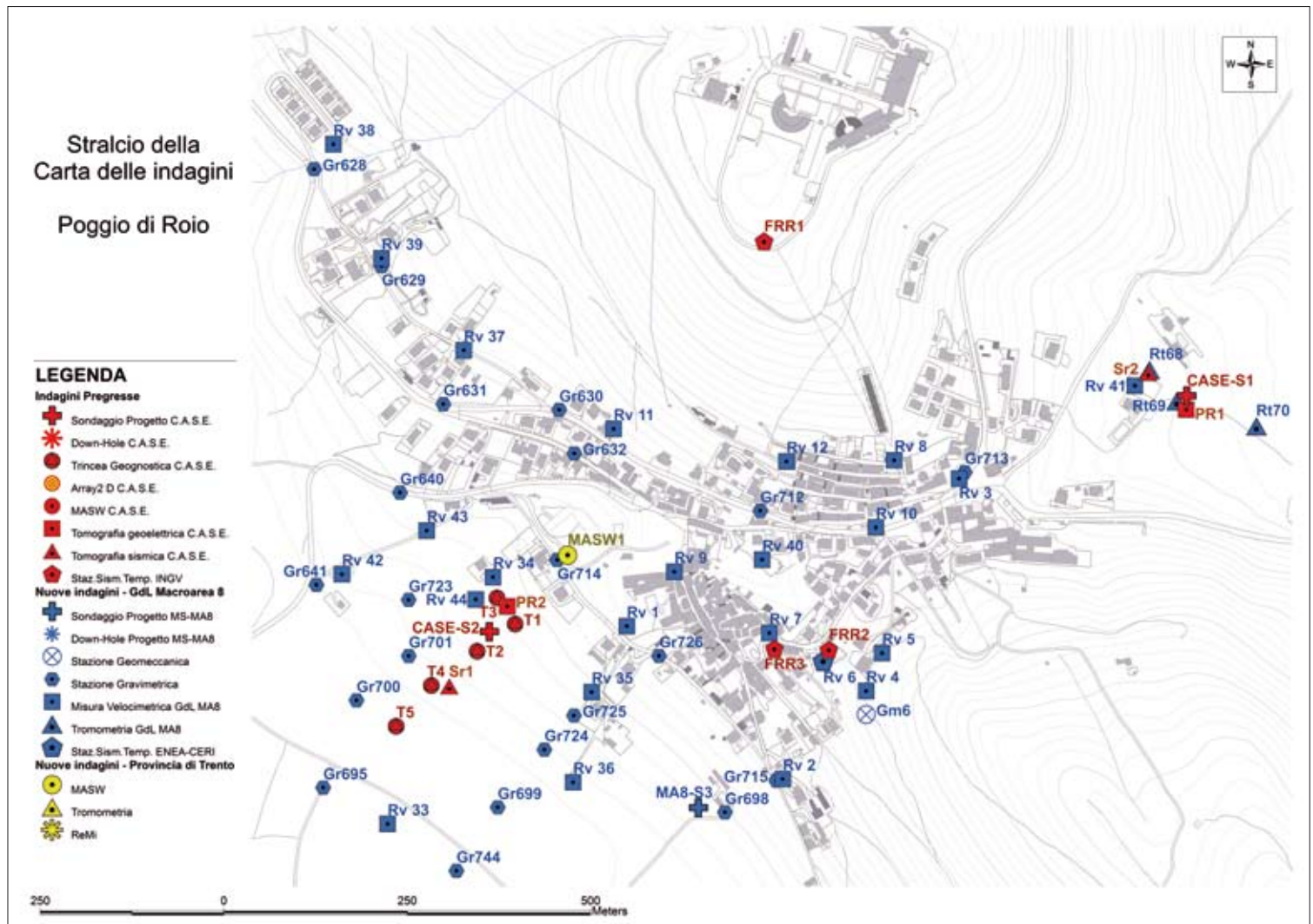
Per la sua conformazione geologica e morfologica, la Macroarea 8 è stata indagata nella sua interezza, distribuendo le indagini di rumore mediante Tromino e le stazioni gravimetriche in maniera tale da

coprire il più uniformemente possibile la conca di Roio. La restante parte dei rilievi di campagna e delle indagini geognostiche e geofisiche è stata focalizzata all'interno e nelle immediate vicinanze dei quattro centri abitati.

8.2.1.1 Poggio Di Roio

Nella frazione di Poggio di Roio (Fig. 8.1) sono stati eseguiti 3 sondaggi a carotaggio continuo dei quali: il CASE-S1, posizionato nei pressi del campo sportivo (fondo foro -10.00 m dal p.c.) che ha intercettato detrito fino a -8.00 m dal p.c.; il CASE-S2 a valle della "Zona Rossa" sul versante verso la Conca di Roio (ff -12.00 m dal p.c.) dove il *bedrock* calcareo è presente a -10.00 m dal p.c.; il MA8-S3, anch'esso sul pendio verso la conca di Roio circa 400 m a SW del precedente sondaggio (ff -25.00 m dal p.c.) con il *bedrock* carbonatico a -19.00 m dal p.c.. In questo ultimo sondaggio sono state eseguite 5 prove SPT e raccolti 3 campioni indisturbati, dei quali uno è stato sottoposto a prove di laboratorio. In prossimità del sondaggio CASE-S2 sono state scavate le 5 trincee geognostiche.

Fig. 8.1 → Particolare della Carta delle Indagini relativo a Poggio di Roio.

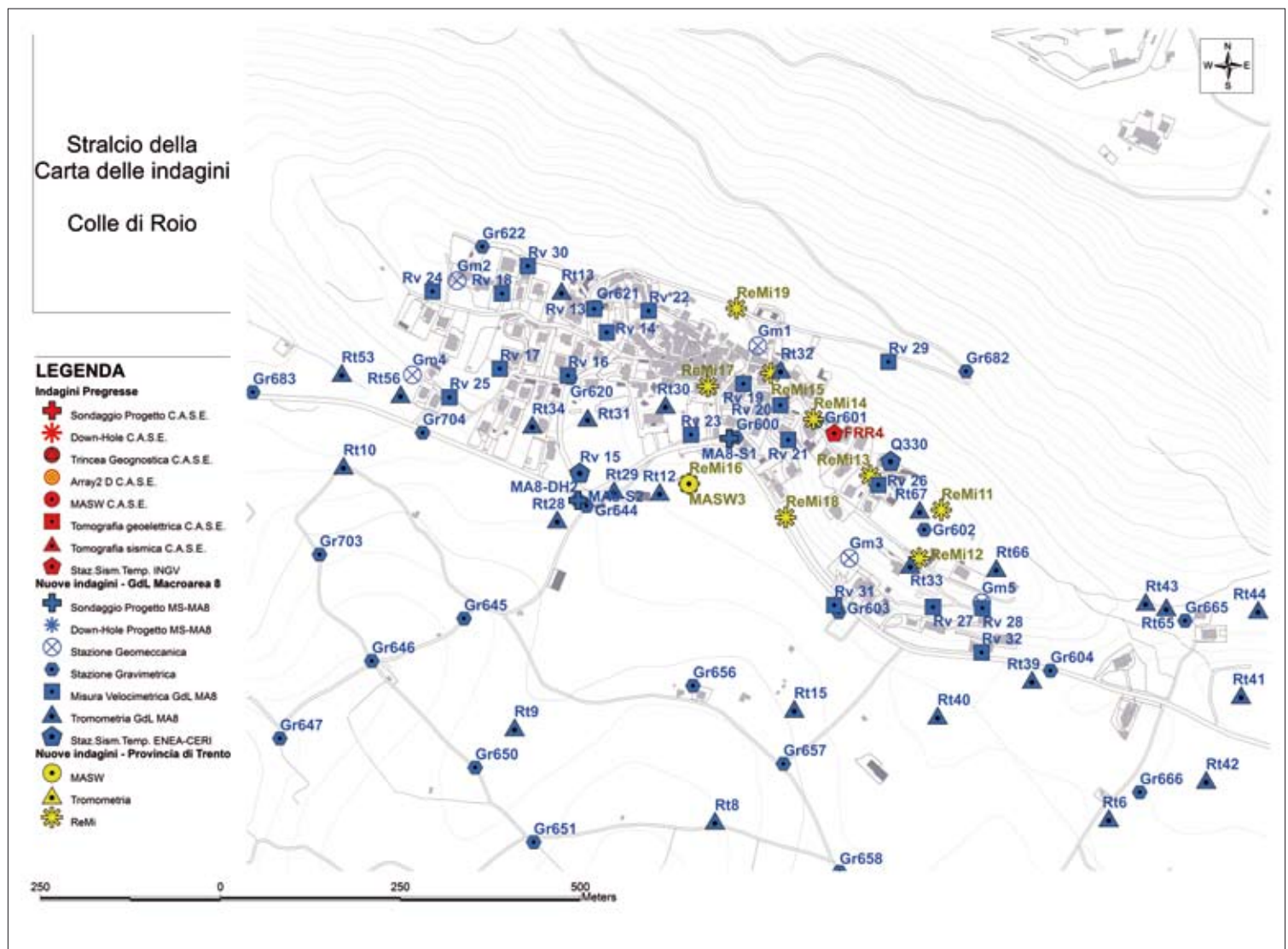


Nelle vicinanze di entrambi i sondaggi del Progetto C.A.S.E. sono state effettuate una prospezione geoelettrica ed una tomografia sismica. A monte del sondaggio CASE-S2, in direzione della Zona Rossa è stato posizionato lo stendimento con il quale sono state eseguite 3 prove MASW.

Per le registrazioni degli *aftershock*, una stazione INGV è stata posta nelle vicinanze della Facoltà di Ingegneria, altre due, a poca distanza tra loro, a W del centro storico dichiarato. In questa area è stata posizionata anche una postazione di registrazione ENEA. In tutto il centro abitato sono stati caratterizzati 23 siti con misure di rumore ambientale eseguite mediante strumentazione Kinometrics e 3 misure tromometriche presso il campo sportivo. Infine, a circa 250 m a SW della Zona Rossa è stata localizzata una stazione di rilievo geomeccanico (stazione Gm6).

8.2.1.2 Colle di Roio

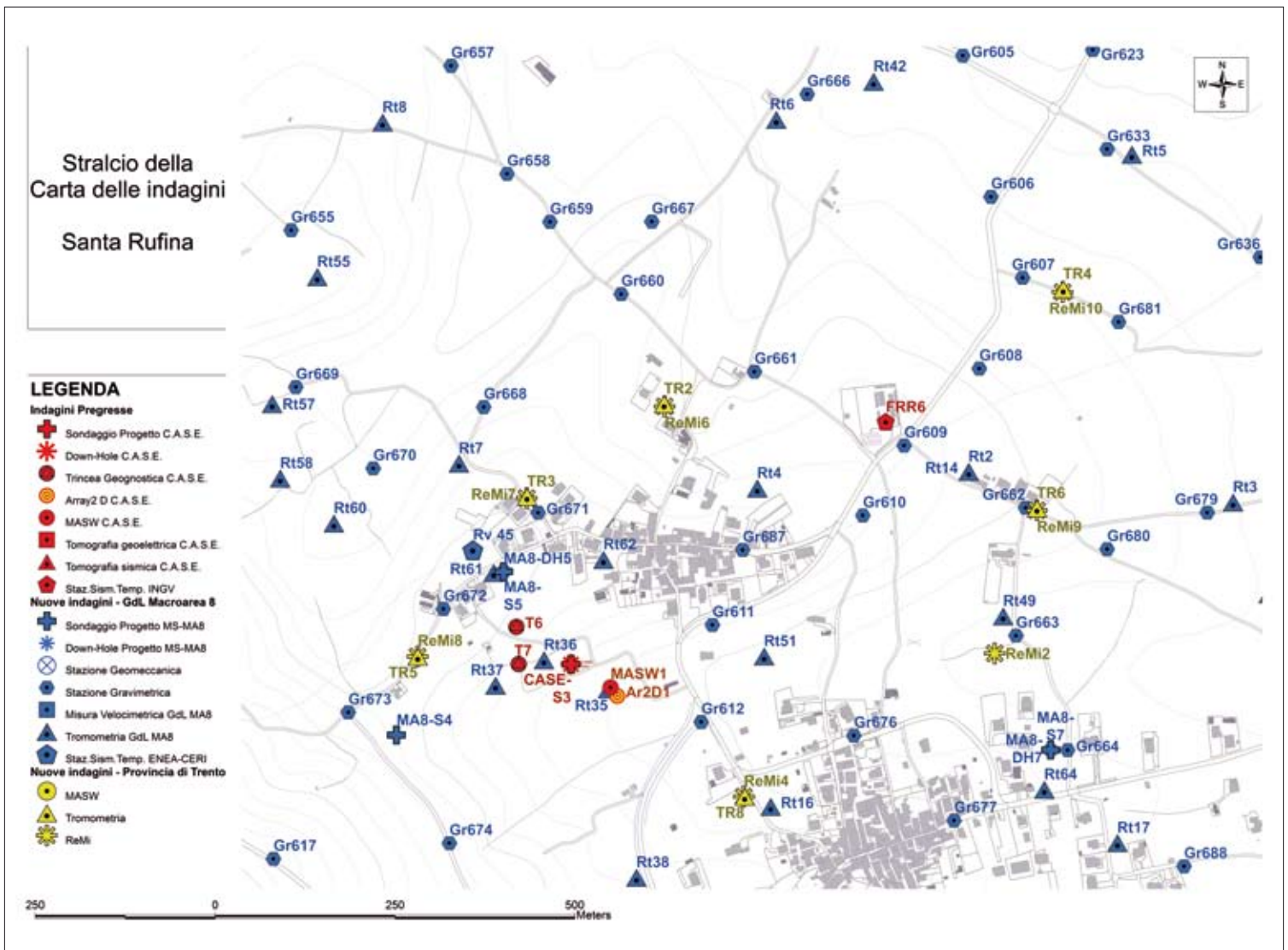
Fig.8.2 → Particolare della Carta delle Indagini relativo a Colle di Roio.



Sono stati eseguiti in quest'area (Fig. 8.2) 2 sondaggi a carotaggio continuo: il MA8-S1, nella piazzetta a valle della Zona Rossa (ff -15.00 m dal p.c.) con il *bedrock* calcareo a -12.00 m dal p.c., con 3 prove SPT ed il prelievo di 1 campione indisturbato; il MA8-S2 in prossimità dell'area di ammassamento a SE del centro storico (ff -25.00 m dal p.c.) che intercetta il *bedrock* calcareo a -19.00 m dal p.c., con 3 prove SPT e 2 campioni indisturbati, entrambi analizzati in laboratorio geotecnico. In questo sondaggio è stata eseguita una prova Down Hole. Come indagini geofisiche sono state eseguite 10 prove ReMi, nel settore E del centro abitato, 1 stendimento per l'esecuzione di 3 prove MASW in prossimità dell'area di ammassamento, e sono stati caratterizzati mediante HVSR 42 siti (da misure di rumore ambientale sia velocimetriche, sia tromometriche). Inoltre, per le registrazioni degli aftershocks, si dispone dei dati di una stazione INGV (a SE della Zona Rossa), di una stazione velocimetrica ENEA in corrispondenza dell'area di ammassamento e della stazione C.E.R.I. nell'area immediatamente ad E della Zona Rossa.

Sono infine da segnalare le 5 stazioni geomeccaniche delle quali 2 lungo la cresta a monte dell'abitato, 1 nel settore W e 2 in quello E, poco a monte del contatto tra il versante e la piana alluvionale.

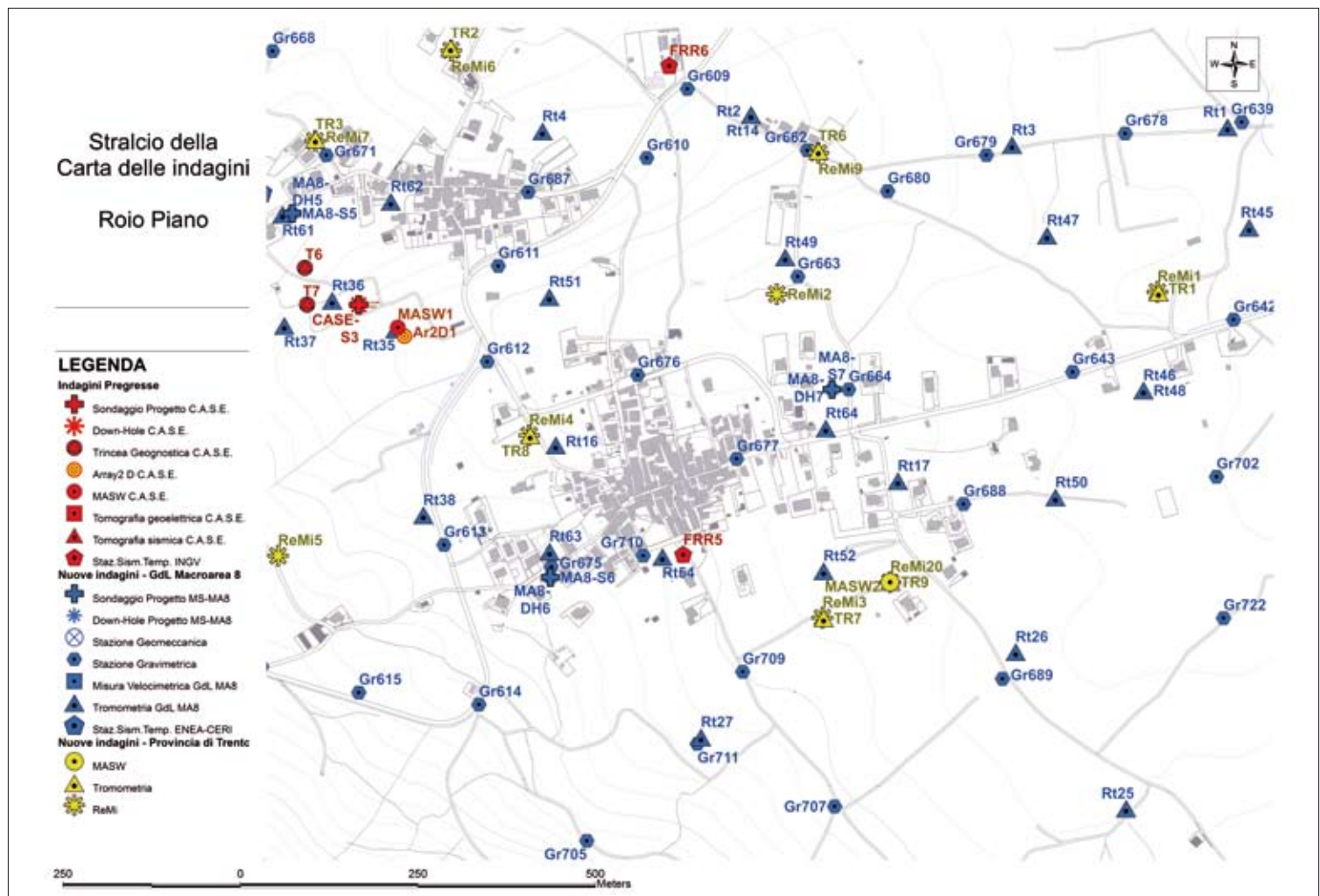
Fig.8.3 → Particolare della Carta delle Indagini relativo a Santa Rufina.



8.2.1.3 Santa Rufina

Le indagini geognostiche condotte in questa frazione (Fig. 8.3) consistono in 3 sondaggi a carotaggio continuo: il CASE-S3 (ff -50.00 m dal p.c.), circa 200 m a SW del centro abitato, nel quale non è stato intercettato il *bedrock* carbonatico e in cui sono state effettuate 2 prove SPT e prelevati 8 campioni indisturbati, dei quali 5 analizzati in laboratorio, oltre alla esecuzione di una prova Down Hole; il MA8-S4 (ff -8.00 m dal p.c.) in direzione della strada per Lucoli, con il rinvenimento di trovanti carbonatici a -3.00 m dal p.c.; il MA8-S5 (ff -50.00m dal p.c.) 200 m a W della Zona Rossa che non ha raggiunto il *bedrock* carbonatico. In questo sondaggio sono state effettuate 4 prove SPT, prelevati 3 campioni indisturbati ed eseguita una prova Down Hole. Sono state inoltre scavate 2 trincee geognostiche in prossimità del sondaggio CASE-S3. Le registrazioni degli *aftershock* sono state effettuate in una stazione INGV localizzata in prossimità del Cimitero, ed una stazione ENEA posta a circa 250 m a W del centro abitato ed in prossimità del sondaggio MA8-S5. La caratterizzazione sismica dei terreni mediante HVSR è stata eseguita in circa 19 postazioni all'interno e nei dintorni dell'abitato. Sono state inoltre condotte 4 prove ReMi di cui 3 in prossimità dell'abitato ed una verso il centro della piana, circa 300 m NE dal cimitero. Infine, una prova MASW e l'*array*2D condotto nell'ambito del Progetto C.A.S.E. risultano posizionati in prossimità del sondaggio CASE-S3.

Fig. 8.4 → Particolare della Carta delle Indagini relativo a Roio Piano.



8.2.1.4 Roio Piano

A Roio Piano (Fig. 8.4) sono stati eseguiti 2 sondaggi a carotaggio continuo, attrezzati per le prove DH successivamente eseguite: il MA8-S6 (ff -25.00 m dal p.c.) localizzato a W della Zona Rossa (in via Giovanna d'Arco), che ha intercettato litotipi riconducibili al *bedrock* calcareo a -14.00 m dal p.c., nel quale sono state eseguite 3 prove SPT e prelevato 1 campione indisturbato, il MA8-S7 (ff -60.00 m dal p.c.) eseguito a E dell'abitato (in via S. Allende), che non ha raggiunto il *bedrock* carbonatico e nel quale sono state eseguite 4 prove SPT e prelevati 3 campioni indisturbati. Come indagini geofisiche sono state eseguite 6 prove ReMi in siti che circondano il centro abitato, mentre le registrazioni di *aftershock* sono state effettuate in una stazione INGV posta immediatamente a S della Zona Rossa. Lo stendimento per l'esecuzione di 3 prove MASW è stato posizionato a SE del centro abitato. Infine, in circa 18 siti sono state condotte misure di rumore ambientale per la caratterizzazione HVSR dei terreni nell'area di interesse.

8.2.2 Assetto stratigrafico

Nella seguente descrizione delle unità litologiche, i numeri tra parentesi affiancati ai singoli membri corrispondono alla numerazione utilizzata nella carta geologica (Tav. 8-II) e nelle sezioni geologiche (Tav. 8-III nel DvD allegato e Fig. 8.6).

Le litofacies affioranti nell'area di studio comprendono depositi cretacici di scarpata-bacino e depositi paleogenico-miocenici di rampa.

Il termine più antico affiorante nell'area di studio è rappresentato dalla Scaglia detritica. A tale unità corrispondono i termini coevi alle tipiche formazioni della Scaglia bianca e della Scaglia rossa della successione umbro-marchigiana, dalle quali differiscono soprattutto per la presenza di notevoli apporti biodetritici. Il contenuto bioclastico è composto, in netta prevalenza, da frammenti di rudiste ai quali si associano frammenti di coralli, echinodermi e brachiopodi. Nell'ambito della Scaglia detritica sono state distinte due associazioni di facies:

- **Scaglia (1).** Calcari micritici e marnosi, ben stratificati, in strati da medi a sottili con abbondanti microfaune a foraminiferi planctonici, con intercalazioni calciruditiche, laminati con lamine da piano-parallele a debolmente ondulate. Del tutto assenti risultano i corpi detritici grossolani. Presenza di selce in liste e noduli nelle micriti. Tale associazione affiora esclusivamente sul margine orientale della conca di Roio. Lo spessore complessivo, affiorante, dell'unità è di circa 300 m.
- **Scaglia detritica (2).** È rappresentata da prevalenti calcareniti e calciruditi bianche. Gli strati variano da medi a spessi. Affiora esclusivamente nel settore orientale della Conca di Roio in eteropia con la sottostante associazione micritica.

Età: CENOMANIANO *p.p.* – CAMPANIANO

Al tetto della Scaglia detritica è stata riconosciuta un'unità caratterizzata da Calcareniti a nummuliti e Calcari a lepidocicline. Tale unità comprende i depositi paleogenici affioranti nell'area. Affiora esclusivamente nel settore orientale della conca di Roio ed i suoi limiti inferiore e superiore corrispondono, generalmente, a discontinuità stratigrafiche di importanza regionale. Sulla base del contenuto paleontologico, ben riconoscibile sul terreno, l'unità è stata suddivisa in due membri caratterizzati rispettivamente da faune a nummuliti e discocycline (membro inferiore) e a miogypsine e lepidocycline (membro superiore).

Calcareniti a nummuliti (3). La base del membro è caratterizzata dalla presenza di calcareniti e calciruditi, in strati medi, contenenti coralli coloniali, alghe corallinacee e piccoli litotamni. Il membro affiora nel settore orientale dell'area di studio in corrispondenza del centro abitato di Poggio di Roio e poggia in paraconcordanza e con spessori modesti (40 – 80 m) su diversi litotipi cretacici di scarpata *s.l.* (sulle litofacies micritiche o calcarenitiche della scaglia detritica). Al di sopra dei temini paleocenici il membro è costituito da due litofacies principali che si alternano irregolarmente:

- calcareniti fini nocciola, in strati da sottili a medi, con foraminiferi planctonici, discocycline e nummuliti generalmente di piccole dimensioni;
- calciruditi, in strati spessi, ricche in macroforaminiferi. Superiormente il membro passa generalmente ai termini oligocenici delle calcareniti a miogypsine.

Età: THANETIANO-PRIABONIANO

Calcari a lepidocycline (4). Tale membro è costituito da calcareniti fini, nocciola, in strati da sottili a medi, alternate a calcareniti più grossolane ricche in macroforaminiferi. Localmente sono presenti calcari marnosi e marne che divengono prevalenti al passaggio Oligocene-Miocene ed al tetto del membro. Il passaggio alla sovrastante unità spongolitica è marcato da pochi metri di calcareniti ricche di glauconite e/o intraclasti glauconitici. A più altezze sono presenti livelli biodetritici con ricca fauna ad *Heterostegina* sp. Affiora esclusivamente nel settore orientale della conca di Roio e presenta caratteristiche litologiche simili a quello sottostante, dal quale si differenzia per il diverso contenuto faunistico. Il membro presenta uno spessore massimo di circa 50 m. Le macrofaune sono costituite da abbondanti echinidi, frequenti briozoi e bivalvi; sono inoltre abbondanti o frequenti alghe corallinacee.

Età: RUPELIANO *p.p.* – BURDIGALIANO *p.p.*

Unità spongolitica (5). Le litofacies attribuibili a tale unità sono costituite da calcareniti fini, tipicamente grigie, localmente ricche in noduli di selce e piccole spugne attribuibili ai generi *Loeaetis* e *Aphocallistes*; sono inoltre presenti sottili intercalazioni di marne calcaree e marne, a volte scure e fetide, con abbondanti spicole di spugna. Alla sua base sono presenti litofacies ricche in glauconite. Superiormente passa alle calcareniti a punti rossi (6). Affiorano sia nel settore orientale della conca di Roio, sia in prossimità del centro abitato di Colle di Roio sulle propaggini settentrionali della conca, al di sopra delle calcareniti a miogypsine. L'associazione ha una potenza di circa 100 m.

Età: BURDIGALIANO – LANGHIANO *p.p.*

Calcareniti a punti rossi (6). Il membro è composto da calcareniti fini grigio-nocciola, stratificate in strati da medi a sottili e tipicamente losangate. Al tetto degli strati, nella parte basale del membro, compaiono sporadiche intercalazioni di marne calcaree spongolitiche. Caratteristica è la presenza di frequenti ossidi di ferro (punti rossi) e localmente, di glauconite. L'unità è attribuibile ad ambienti di rampa più distale rispetto ai Calcari a briozoi dei quali sostituisce la parte basale, in continuità con le sottostanti calcareniti spongolitiche. Il contenuto fossilifero è costituito da frequenti briozoi, frammenti di litotamni, echinidi, bivalvi e frammenti di policheti tubicoli, foraminiferi bentonici e foraminiferi planctonici.

Età: LANGHIANO *p.p.* – SERRAVALLIANO *p.p.*

Calcari a briozoi (7). Le litofacies sono rappresentate da calcareniti-calciruditi bianche, in strati metrici, con abbondanti briozoi, amphistegine e frammenti di alghe melobesie (litotamni). Le micro-

faune sono rappresentate da foraminiferi bentonici e foraminiferi planctonici. Tale membro affiora in tutta l'area studiata con potenze variabili da 50 m a 200 m.

Età: LANGHIANO *p.p.*-SERRAVALLIANO

8.2.3 Depositi continentali

All'interno della conca di Roio affiorano estesamente depositi continentali attribuibili in larga parte al Pleistocene e subordinatamente all'Olocene.

Si tratta principalmente di materiali detritici di versante e di conoide alluvionale la cui origine è legata all'instaurarsi di fasi climatiche freddo-aride. Tali depositi risultano diversamente interdigitati con sedimenti limoso-argillosi depositati all'interno di bacini lacustri.

I depositi continentali sono attribuibili al supersistema di Aielli-Pescina (riferibile al Pliocene? - Pleistocene medio), la cui superficie basale corrisponde al substrato eroso. Il supersistema è costituito da depositi lacustri e fluviali formati prevalentemente da argille e limi (8) su cui poggiano depositi sabbiosi di modesto spessore (9). A questi si sovrappongono in discordanza depositi detritici e di conoide alluvionale, costituiti prevalentemente da conglomerati e breccie più o meno caotiche, spesso fortemente cementate. Gli stessi risultano a luoghi tra loro discordanti e complessivamente interdigitati con i depositi lacustri.

Per quanto riguarda i depositi olocenici, i più diffusi nell'area sono quelli di origine fluviale (12). Si tratta per lo più di sedimenti ghiaiosi a stratificazione piano parallela o incrociata concava per la presenza di canali di bassa profondità e limitata estensione. A processi di erosione del suolo, almeno in parte di origine antropica, sono da attribuire anche i depositi detritici attuali (10-13a-13b-14) che talora ricoprono le più vaste falde detritiche pleistoceniche. L'erosione del suolo, il soliflusso e la reptazione su versanti calcarei hanno originato depositi colluviali (11) che raggiungono estensioni e spessori tali da permetterne la rappresentazione cartografica.

8.2.4 Assetto tettonico

La conca di Roio rappresenta un classico esempio di depressione tettonica delimitata da sistemi di faglie normali a direzione sia appenninica, sia antiappenninica (Tav. 8.2-II nel DvD allegato). Il sistema di faglie plio-pleistoceniche riconosciute è costituito da un *interconnecting network* sovrapposto alle strutture compressive e trascorrenti neogeniche. Questi sistemi di faglie comprendono segmenti a direzione NW-SE, NE-SW e E-W. L'analisi delle faglie normali è stata eseguita mediante l'individuazione dei lineamenti principali presenti nella zona di studio e la loro caratterizzazione geometrica e cinematica, attraverso l'analisi dei singoli piani di faglia mesoscopici. Nell'ambito dei sistemi principali, è stato possibile individuare famiglie di piani a diversa generazione caratterizzate da inclinazioni ed orientazioni variabili. In particolare, le faglie a più basso angolo risultano dislocate da quelle ad alto angolo, enucleatesi successivamente. L'analisi cinematica ha permesso la raccolta di una rilevante quantità di dati soprattutto per quanto riguarda le faglie ad andamento appenninico, che rappresentano il sistema più importante. Gli elementi principali, orientati prevalentemente in direzione N140°-160°, che delimitano il margine orientale e settentrionale della Conca, sono responsabili dei caratteri odierni del paesaggio costituito da *Horst* e *Graben*.

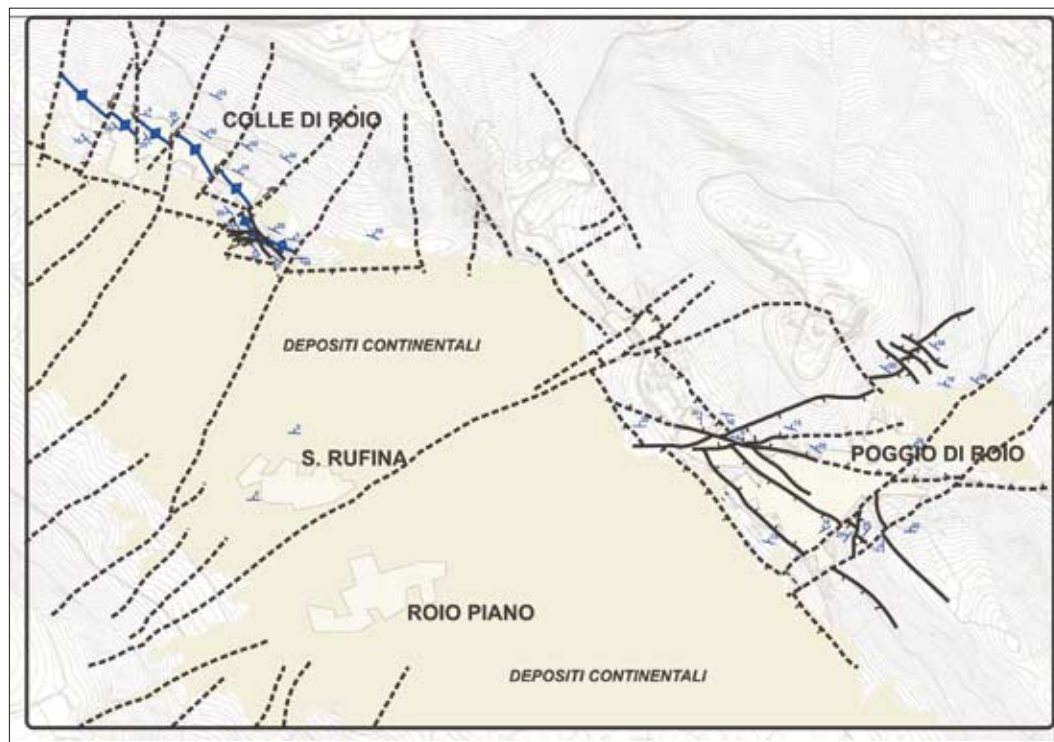


Fig. 8.5 → Schema tettonico della Conca di Roio. In grigio sono rappresentati i depositi continentali; con le linee tratteggiate sono rappresentate le faglie probabili o presunte; a tratto continuo le faglie misurate; con la linea blu è rappresentato la linea di cerniera della piega.

Le osservazioni condotte lungo i piani di faglia indicano movimenti di tipo *dip-slip* (*pitch* 90°). I piani di faglia stessi presentano superfici ben levigate, con vistose strie di abrasione e docce, con rari scalini di calcite. L'analisi delle fratture associate a questi elementi, conferma l'ipotesi di un movimento puramente distensivo; infatti, le lineazioni prodotte dall'intersezione dei piani di faglia con i piani di fratturazione risultano sempre orizzontali, orientate a 90°. Localmente la connessione tra faglie contigue si realizza attraverso strutture trasversali che agiscono come faglie di trasferimento.

Gli elementi in questione, per i quali è stata misurata una cinematica trassensiva, si sviluppano spesso lungo i tracciati delle principali faglie trascorrenti che sembrano quindi essere state riattivate. Da un punto di vista geometrico i sistemi estensionali principali sono spesso caratterizzati da una *master fault* immergente verso SW alla quale si associano piani coniugati sia sintetici sia antitetici (Fig. 8.5). In base alla distribuzione spaziale dei principali sistemi di faglie normali è possibile definire la conca di Roio come un semi-*Graben*, delimitato sul versante orientale e settentrionale da sistemi di faglie appenninici ed E-W, mentre il settore occidentale non presenta evidenze di sistemi estensionali (Fig. 8.6). Il sistema di faglie antiappenninico è caratterizzato da elementi che presentano direzioni comprese tra N20° e N50° (Fig. 8.5). I piani antiappenninici affioranti hanno angoli di inclinazione molto alti, compresi tra i 65° ed i 70° ed immergono sia verso SE sia verso NW. Le analisi condotte sui piani di faglia affioranti consentono di caratterizzare questi sistemi antiappenninici come trascorrenti sia destri sia sinistri e subordinatamente trassensivi. Sono frequenti più generazioni di indicatori cinematici sovrapposti (essenzialmente strie di abrasione, docce e rari gradini di calcite) che testimoniano processi di riattivazione ed inversione tettonica. Le strutture distensive si sovrappongono ai processi di deformazione tettonica riferibili alla fase tettonica compressiva, ben rappresentata sul margine settentrionale della conca di Roio. La macrostruttura più evidente riconoscibile è rappresentata dall'anticlinale di Colle di Roio (Fig. 8.6). Tale struttura presenta una

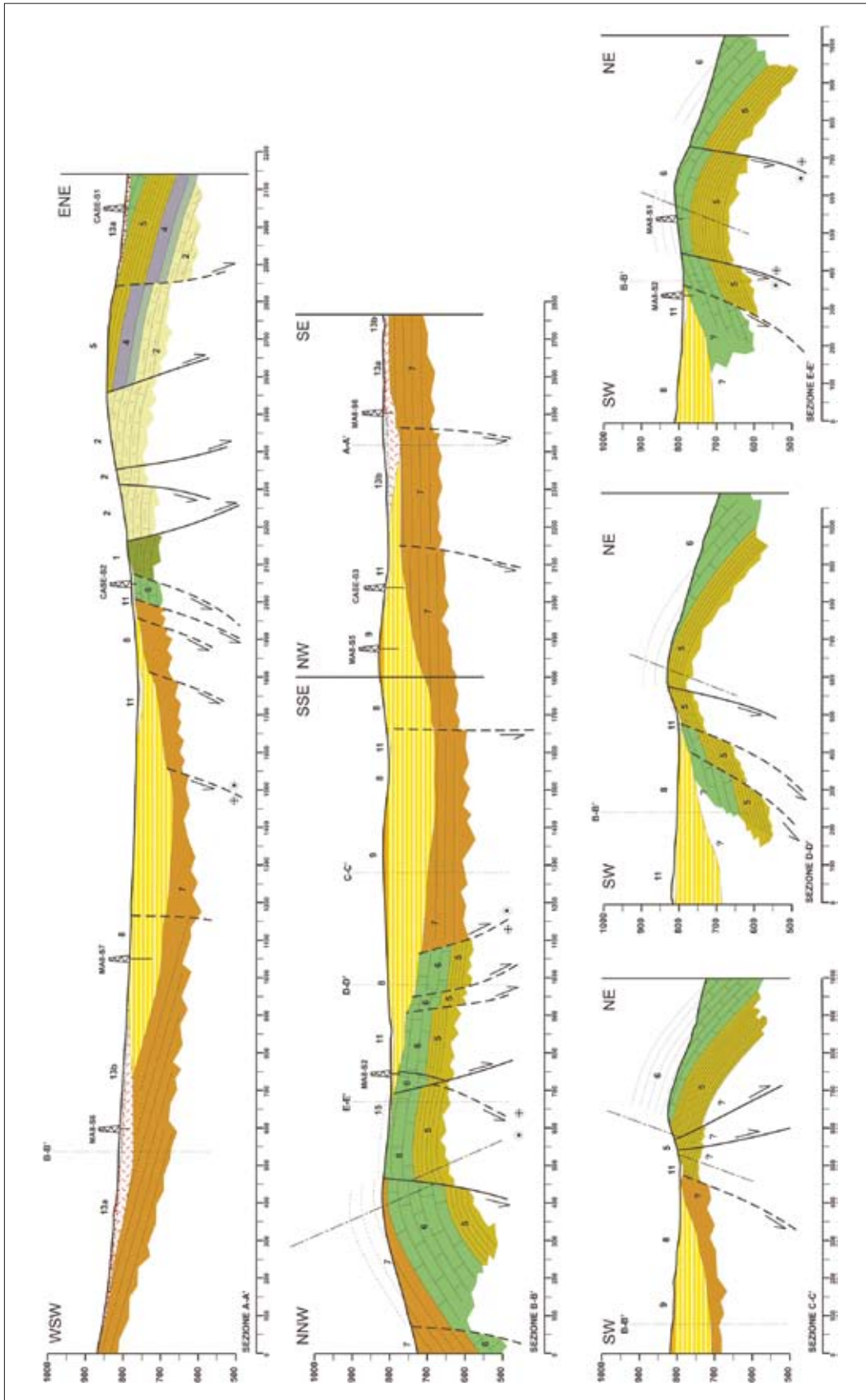


Fig. 8.6 → Sezioni geologiche interpretive dell'area di studio. Le tracce delle sezioni e la simbologia sono riportate nella carta geologica Tav. 8-II (DVD allegato).

direzione assiale appenninica a vergenza nord-orientale e si sviluppa lungo l'intero settore settentrionale dell'area di studio (Fig. 8.5). La geometria di questa macro-anticlinale è stata ricostruita proiettando sul reticolo di Schmidt, emisfero inferiore, i poli dei piani di stratificazione misurati lungo i fianchi. La struttura presenta una direzione assiale media pari a $N130^{\circ}-140^{\circ}$ e rappresenta la struttura plicativa al tetto di un importante sovrascorrimento (riconoscibile fuori carta, a N dell'area investigata), che determina la sovrapposizione dei termini carbonatici mesozoici rispetto alle formazioni marnoso-argillose mioceniche. Il susseguirsi di più eventi deformativi ha favorito lo sviluppo di un'intensa fratturazione che spesso ha reso difficile l'identificazione delle formazioni interessate. Tuttavia è stato possibile evidenziare l'esistenza di almeno 2 sistemi principali di fratturazione sovrapposti, rappresentati da un clivaggio da dissoluzione per pressione, tagliato da famiglie di fratture estensionali. Questa analisi ha permesso di attribuire le famiglie di clivaggio da dissoluzione per pressione ad un evento deformativo compressivo e trascorrente, mentre le successive fratture estensionali sub-verticali, orientate parallelamente ai piani di faglia, sono state attribuite ad un successivo evento deformativo di tipo estensionale.

8.3 CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA (LIVELLO 1)

Prima di esporre i risultati ottenuti per la Macroarea 8, si ritiene opportuno sottolineare alcune considerazioni di carattere metodologico relative alla redazione della Carta delle MOPS.

Le raccomandazioni contenute negli ICMS (Gruppo di Lavoro MS, 2008; par. 1.6.3.1.2, pag. 34) specificano che questo elaborato "individua le microzone ove, sulla base delle osservazioni geologiche e geomorfologiche e della valutazione dei dati litostratigrafici (si sottolinea che si tratta di dati pregressi, già disponibili per l'area), è prevedibile l'occorrenza di diversi tipi di effetti prodotti dall'azione sismica (amplificazioni, instabilità di versante, liquefazione, ecc.)."

Inoltre, sempre negli ICMS, sono elencate le informazioni utilizzabili a questo livello (tra gli altri: indagini pregresse, rilievi geologici e morfologici, stratigrafie da sondaggi, dissesti idrogeologici), evidenziando che se queste non sono disponibili non sarà possibile redigere la Carta delle MOPS. e rimandando la ricostruzione dell'assetto litostratigrafico a valle dell'esecuzione di nuove, apposite indagini.

Vista l'eccezionalità della situazione, i tempi estremamente ristretti nei quali il DPC ha fissato la consegna dei risultati ed il conseguente accavallarsi delle attività di campagna (rilevamenti geo-morfologici, esecuzione sondaggi, indagini geofisiche e sismologiche), ci si è trovati in una situazione ibrida non prevista negli ICMS; quindi la carta descritta in questo paragrafo rappresenta un livello descrittivo superiore rispetto al Livello 1 previsto dagli Inirizzi e criteri per la microzonazione sismica (2008), ma che comunque non contiene le informazioni numeriche previste per il livello 2.

Infatti, visto l'obiettivo fissato dal DPC di ottenere Carte di microzonazione sismica con approfondimenti di livello 3, non sono state definite le quantificazioni numeriche mediante abachi. In effetti, alla fine della fase di rilevamento di campagna, è stata prodotta una carta geo-litologica preliminare sulla base della quale sono stati posizionati i sondaggi commissionati dal DPC per le attività di tutto il GdL.

8.3.1 Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica

8.3.1.1 Suddivisione delle aree (Fig. 8.7)

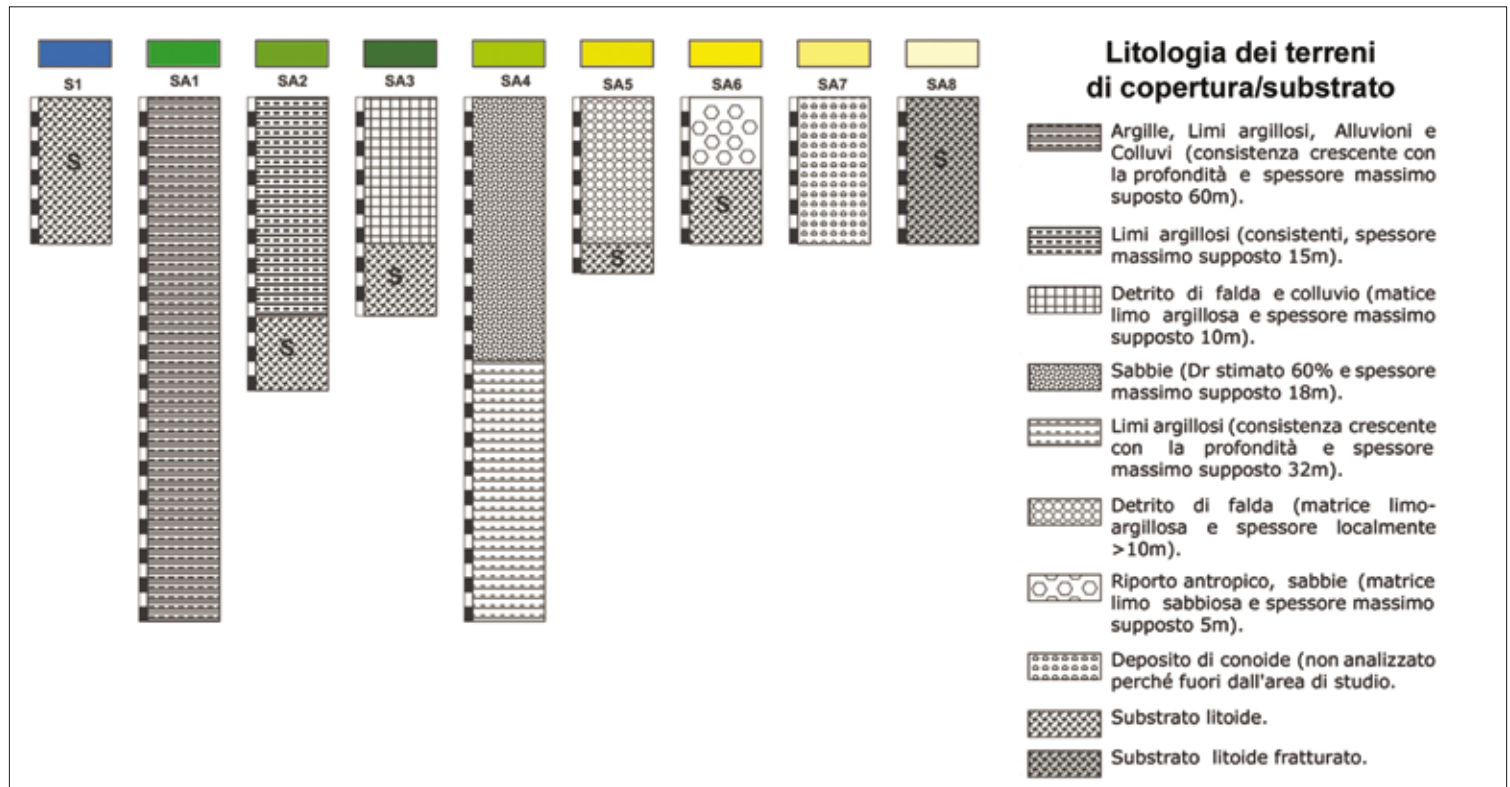
Zone Stabili

- **Zona S1** – Lapideo stratificato. Affioramenti del substrato litoide carbonatico, prevalentemente costituito da calcareniti con intercalazioni marnose. Presenta una stratificazione da sottile a media ed un grado di fratturazione da basso a medio.

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

- **Zona SA1** – Argille, Limi argillosi, Alluvioni e Colluvi con *bedrock* a profondità >15m. Si tratta dei depositi sedimentari presenti nella parte centrale della Conca di Roio. Depositi stratificati costituiti prevalentemente da terre a grana fina con intercalazioni più grossolane e consistenza crescente con la profondità. Presenta spessori tra 15 m e 30 m fino ad oltre 50 m.
- **Zona SA2** – Limi argillosi con *bedrock* entro 15 m di profondità. Limi argillosi localmente con torbe e frammenti calcarei, generalmente consistenti, poggianti su substrato rigido che può essere costituito da blocchi litoidi o da calcari stratificati.
- **Zona SA3** – Detrito e Colluvi con *bedrock* entro 10 m di profondità. Materiale eterometrico in matrice limoso-argillosa.

Fig. 8.7 → Schemi litologici rappresentativi delle microzone omogenee distinte (il substrato litoide è identificato nelle colonne dalla lettera S).



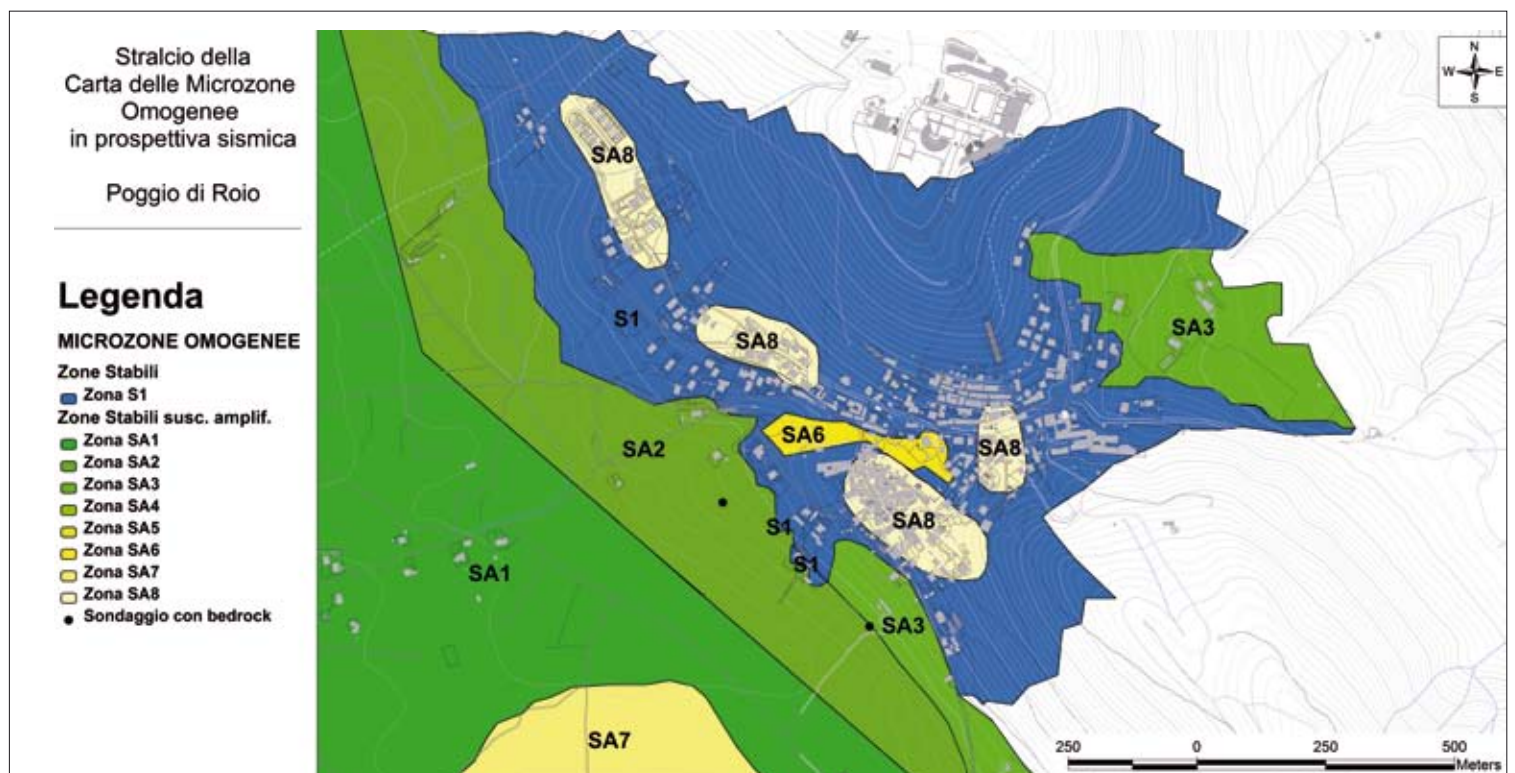
- **Zona SA4** – Sabbie sovrapposte a limi argillosi con bedrock a profondità >15 m. Sabbie addensate, con D_r stimato intorno al 60%, di spessore fino ad un massimo di 18 m, poggianti su limi argillosi a consistenza crescente con la profondità.
- **Zona SA5** – Detrito di falda con spessori localmente anche > 10 m. Blocchi e ciottoli eterometrici in matrice limo-argillosa. Prevalentemente da sciolto a poco consistente.
- **Zona SA6** – Riporto Antropico o sabbie con spessore < 5 m. Materiale eterometrico in matrice limo sabbiosa da sciolto a poco consistente o sabbie, di modesto spessore e poggianti su *bedrock* carbonatico.
- **Zona SA7** – Conoide. Non analizzata perché al di fuori dell'area di interesse.
- **Zona SA8** – Lapideo intensamente fratturato. Substrato litoide con alto grado di fratturazione, associabile sia a faglie generalmente dirette o transtensive, sia ad aree interessate da tettonica plicativa.

Nell'area della conca di Roio non sono state identificate faglie con caratteristiche tali da poterle ritenere attive o capaci e altresì non è stata evidenziata la presenza di frane attive o quiescenti, né aree potenzialmente soggette a rischio idraulico. Infine non sono presenti aree suscettibili di liquefazione dei terreni o di cedimenti differenziali.

8.3.1.2 Area di Poggio di Roio (Fig. 8.8)

La microzona stabile (Zona S1) interessa gran parte del centro urbano. Le aree stabili, ma suscettibili di amplificazioni riguardano essenzialmente situazioni stratigrafiche e geotecniche che possono produrre amplificazioni del moto del suolo per le differenti caratteristiche dinamiche dei terreni.

Fig. 8.8 → Particolare della Carta delle Macro-aree Omogenee in prospettiva sismica relativo a Poggio di Roio.



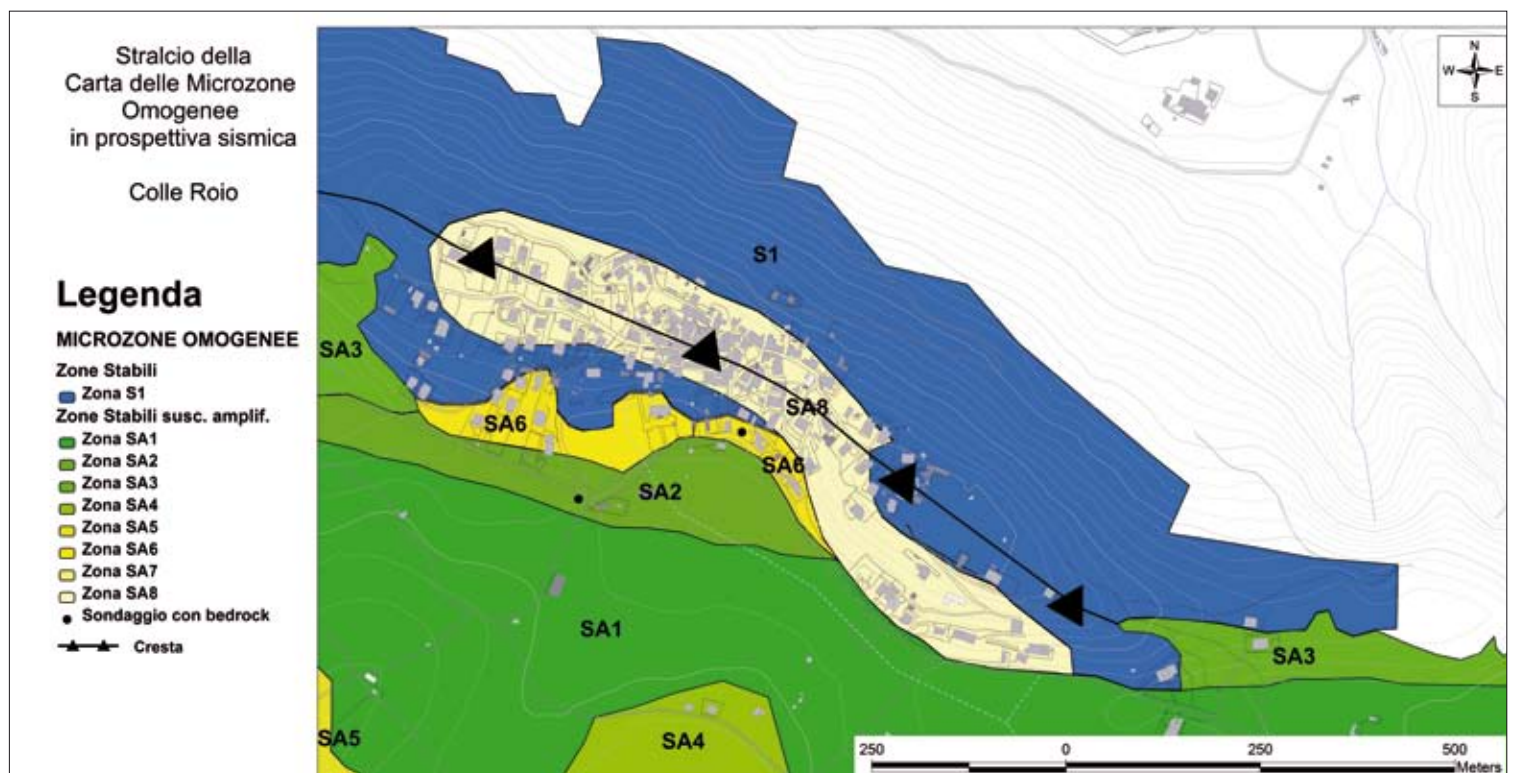
In particolare, la Zona SA2 si pone a valle della Strada Regionale n. 615, sul versante sud-occidentale della sella morfologica che si affaccia sulla Conca di Roio. Due sono le fasce di detrito, raggruppate nella Zona SA3: la prima si trova poco a valle del nucleo storico di Poggio di Roio dichiarato Zona Rossa, sempre in direzione della conca di Roio, mentre la seconda è sul versante verso L'Aquila, nei dintorni del campo sportivo. Un'area caratterizzata da detriti o sabbie di modesto spessore (Zona SA6) è localizzata lungo la vallecola che dalla sella morfologica scende verso la conca di Roio.

Infine, con la Zona SA8 vengono indicate le aree dove il substrato lapideo mostra un'intensa fratturazione dovuta, nel settore di Poggio di Roio, alla presenza di un sistema di faglie dirette variamente orientate. Nel dettaglio sono state individuate quattro aree: la prima poco a W della Piazza del Santuario della Madonna di Roio; la seconda in corrispondenza del nucleo storico del paese dichiarato Zona Rossa; le restanti due a monte della Strada Regionale n. 615 nei pressi della località I Cerri.

8.3.1.3 Area di Colle di Roio (Fig. 8.9)

Anche nell'area di Colle di Roio la microzona stabile (Zona S1) interessa gran parte del centro abitato. Le aree stabili ma suscettibili di amplificazioni sono imputabili essenzialmente a particolari caratteristiche geologiche e geomeccaniche per gli ammassi rocciosi o geotecniche per le aree con riporti antropici o con sedimenti fini. Di particolare interesse è la fascia di cresta morfologica lungo la quale si estende in centro abitato, nella quale il substrato carbonatico si presenta molto fratturato (Zona SA8) a causa di una tettonica compressiva che ha generato una struttura a piega, dislocata da faglie di tipo transtensivo. Per quello che riguarda i depositi sedimentari, la Zona SA1 interessa la parte a valle della Strada Provinciale n. 35 in direzione del centro della

Fig. 8.9 → Particolare della Carta delle Macroaree Omogenee in prospettiva sismica relativo a Colle di Roio.

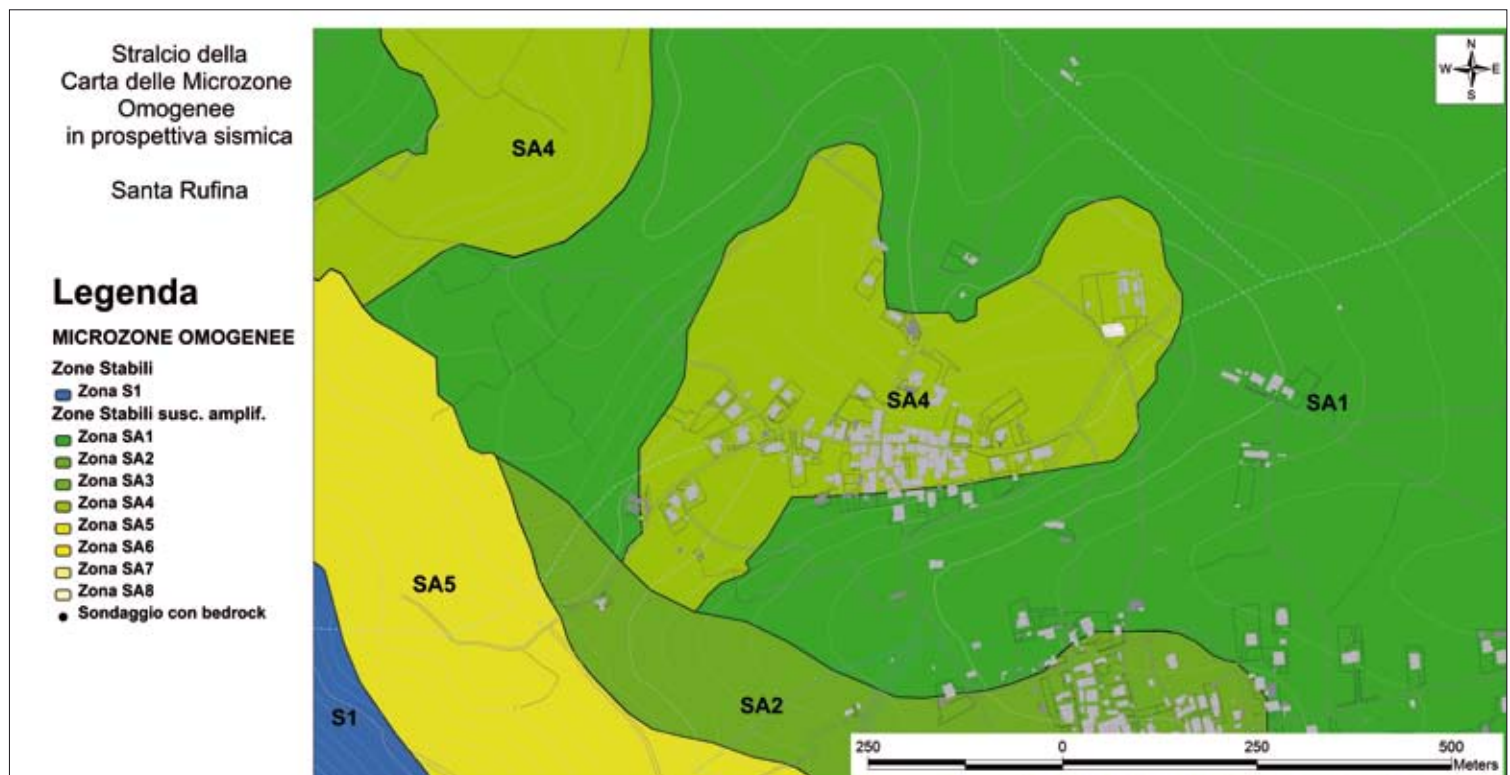


conca di Roio, mentre la Zona SA2 si trova, sempre a valle del centro abitato, in corrispondenza della stessa Strada Provinciale. Una fascia di riporto antropico, indicata come Zona SA6, borda il contatto tra gli affioramenti carbonatici ed i depositi alluvionali, a valle del centro storico in direzione della conca di Roio.

8.3.1.4 Area di Santa Rufina (Fig. 8.10)

La frazione di Santa Rufina, posta all'interno della conca di Roio, è interessata da depositi alluvionali e detritici; per tale motivo presenta unicamente aree stabili suscettibili di amplificazioni dovute a situazioni stratigrafiche e geotecniche che, per le differenti caratteristiche dinamiche dei terreni, possono modificare localmente il moto del suolo. Il settore centrale del centro abitato rientra nella Zona SA4, mentre una sua porzione limitata è interessata dalla Zona SA1. In direzione SW si incontra prima la Zona SA2 e poi la fascia di detrito di falda, indicata come Zona SA5, che borda il contatto tra il versante carbonatico e la conca di Roio.

Fig. 8.10 → Particolare della Carta delle Macro-aree Omogenee in prospettiva sismica relativo a Santa Rufina.



8.3.1.5 Area di Roio Piano (Fig. 8.11)

A Roio Piano si presenta la stessa situazione geologico-tecnica di Santa Rufina, con aree stabili ma suscettibili di amplificazioni per contrasti tra le caratteristiche dinamiche dei terreni.

In particolare la quasi totalità dell'abitato rientra nella Zona SA2, mentre la parte in direzione del centro della Conca di Roio, è interessata dalla Zona SA1. Infine, la fascia di detrito di falda rappresentato dalla Zona SA5 si pone nel settore sud-occidentale dell'abitato.

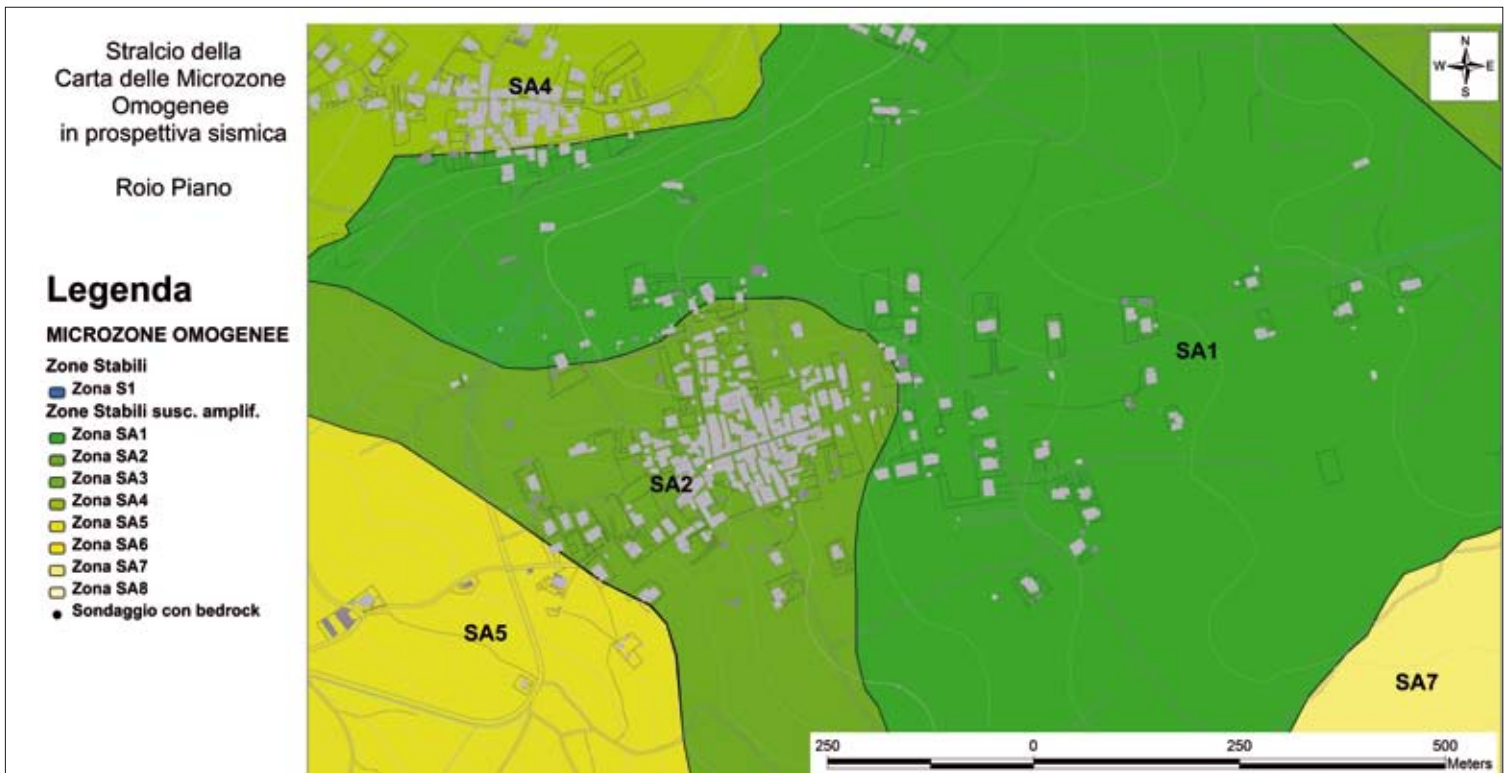


Fig. 8.11 → Particolare della Carta delle Macroaree Omogenee in prospettiva sismica relativo a Roio Piano.

8.4 DATI GEOTECNICI, GEOFISICI E SISMOLOGICI

8.4.1 Caratterizzazione delle unità litotecniche ai fini della risposta sismica locale

8.4.1.1 Caratterizzazione dinamica di laboratorio sui campioni prelevati

Sono stati testati in differenti laboratori geotecnici italiani 7 campioni a basso grado di disturbo, provenienti dai sondaggi eseguiti nella conca di Roio (cfr. § 8.2.1):

- 4 campioni dal sondaggio CASE-S3 del progetto C.A.S.E. (cfr. Tav. 8-I, DvD allegato): S3-C1 (4,0-4,50 m dal p.c. esaminato dal Lab UniCt), S3-C2 (7,0-7,50m dal p.c. esaminato dal Lab UniRoma1), S3-C3 (12,0-12,50m dal p.c. esaminato dal Lab UniFi), S3-C4 (15,0-15,40m dal p.c. esaminato dal Lab PoliTo);
- 2 campioni dal sondaggio MA8-S2 (cfr. Tav. 8-I, DvD allegato): S2-C2 (8,50-9,00 m dal p.c. esaminato dal Lab CGGBo), S2-C3 (14,50-15,00 m dal p.c. esaminato dal Lab CGGBo);
- 1 campione dal sondaggio MA8-S3 (cfr. Tav. 8-I, DvD allegato): S3-C1 (15,00-15,50 m dal p.c. esaminato dal Lab CGGBo).

Si riportano nella tabella 8.1 l'attribuzione dei campioni alle unità/formazioni, distinte nella carta geologica (cfr. Tav. 8-II, DvD allegato) e nelle relative sezioni geologiche (cfr. Tav. 8-III, DvD allegato), e le tipologie di prove di laboratorio effettuate.

TABELLA 8.1

campione	unità/formazione	caratteristiche fisiche	parametri di stato	prove statiche	prove RC	prove TTC	Prove DSDSS
CASE-S3-C1	Alluvioni (11)	X	X		X		
CASE-S3-C2	Argille e limi (8)	X	X	X			X
CASE-S3-C3	Argille e limi (8)	X	X		X		
CASE-S3-C4	Argille e limi (8)	X	X		X	X	
MA8-S2-C2	Argille e limi (8)		X		X		
MA8-S2-C3	Argille e limi (8)		X		X		
MA8-S3-C1	Argille e limi (8)		X		X		

Nella successiva **tabella 8.2** si riportano la classificazione secondo il sistema USCS e l'indice di consistenza dei campioni per i quali sono disponibili i dati di caratterizzazione fisica.

I risultati delle prove dinamiche di cui alla **tabella 8.3** sono stati tra loro uniformati così da consentire una restituzione di sintesi, utilizzabile ai fini di un'analisi comparativa nonché delle simulazioni numeriche (**cf. 8.6**). In particolare, per ciascun campione si riporta in **tabella 8.3** il valore di G_0 (MPa), D_0 %, i rapporti di decadimento, riferiti agli stessi livelli deformativi nell'intervallo di γ % compreso tra 0.0001 e 0.1, e le soglie dinamiche lineare e volumetrica (quest'ultima nei casi in cui determinabile attraverso le curve $\Delta u/\sigma_3$).

TABELLA 8.2

campione	unità/formazione	USCS	IC
CASE-S3-C1	Alluvioni (11)	CL	0,75
CASE-S3-C2	Argille e limi (8)	CL	0,72
CASE-S3-C3	Argille e limi (8)	CL	0,68
CASE-S3-C4	Argille e limi (8)	ML-CL	1,96
MA8-S2-C2	Argille e limi (8)		
MA8-S2-C3	Argille e limi (8)		
MA8-S3-C1	Argille e limi (8)		

TABELLA 8.3

	G_0 (MPa)	σ' (kPa)	D_0 (%)	0,0001		0,001		0,01		0,1		γ_l %	γ_v %
				G/G_0	D/D_0	G/G_0	D/D_0	G/G_0	D/D_0	G/G_0	D/D_0		
CASE-S3-C1	45,2	86	2,07	1	1	0,96	1,45	0,62	3,87	0,17	7,73	9,44E-04	n.d.
CASE-S3-C2	29,2	120	2,1	1	1	0,98	2,1	0,88	3	0,46	10,2	9,00E-04	n.d.
CASE-S3-C3	89	150	1,62	1	1	1	0,77	0,8	2,22	0,34	7,41	1,30E-03	2,00E-02
CASE-S3-C4	138,8	202	3,31	1	1	0,98	1,53	0,89	1,68	0,31	4,03	1,50E-03	2,00E-02
MA8-S2-C2	48,38	100	2,63	1	1,06	0,94	1,24	0,68	1,6	0,3	2,88	3,00E-04	2,80E-02
MA8-S2-C3	69,9	150	6,17	1	1	0,88	1,94	0,6	1,21	0,25	1,9	2,50E-04	3,50E-02
MA8-S3-C1	74,29	150	2,74	1	1,03	0,91	1,32	0,71	1,52	0,26	3,76	2,00E-04	6,00E-02

Per il campione CASE-S3-C4 non sono stati presi in considerazione i risultati della prova TTC per uniformità di trattamento.

Si osserva che le differenze di rigidità dinamica sono, almeno in parte, da attribuirsi alle diverse pressioni di confinamento e, nel caso del campione CASE-S3-C2, anche alla differente modalità di prova, nonché, nel caso del campione CASE-S3-C4, al più elevato stato di consistenza.

Tab. 8.1 → Determinazioni e prove di laboratorio eseguite sui campioni a basso grado di disturbo: RC, colonna risonante; TTC, taglio torsionale ciclico; DSDSS, taglio semplice ciclico con doppio provino.

Tab. 8.2 → Classificazione USCS ed indice di consistenza (IC).

Tab. 8.3 → Risultati delle prove dinamiche di laboratorio: G_0 , modulo di taglio dinamico elastico; D_0 , smorzamento iniziale; σ' , pressione isotropa di consolidazione, γ_l , soglia deformativa di linearità; γ_v , soglia deformativa volumetrica.

Non si osservano, invece, sostanziali differenze di comportamento dinamico tra i campioni (in termini di modalità di decadimento); in prima approssimazione, i comportamenti dinamici osservati sono congruenti con le curve teoriche proposte da Vucetic & Dobry (1991).

8.4.1.2 Caratterizzazione geomeccanica degli ammassi rocciosi

Il rilevamento delle discontinuità, presenti nelle stazioni ove è stata eseguita la caratterizzazione degli ammassi rocciosi (per le ubicazioni cfr. [figura 8.1](#) Colle di Roio e [figura 8.2](#) Poggio di Roio), si è basato essenzialmente sulla metodologia proposta dall'ISRM (1978). Nello specifico, il censimento delle discontinuità è stato eseguito utilizzando il criterio soggettivo che prevede il rilevamento delle sole discontinuità che sembrano assumere un ruolo importante nei confronti delle caratteristiche meccaniche dell'ammasso. La scelta di tale criterio soggettivo è da ricercare nell'elevato stato di fratturazione che presentavano gli affioramenti presenti nel settore di indagine.

In linea generale per ogni stazione di misura sono stati presi in considerazione i seguenti parametri:

- geologia (attribuzione del litotipo alle unità affioranti);
- volume del blocco unitario (J_v e J_b);
- giacitura del piano di affioramento;
- giacitura delle discontinuità;
- lunghezza;
- terminazione;
- alterazione;
- rugosità (JRC);
- tipo;
- apertura;
- riempimento;
- resistenza a compressione delle pareti della discontinuità.

Determinazione della massa volumica apparente (peso di volume naturale) su provini di forma irregolare di rocce non sensibili all'immersione in acqua

Per la determinazione della massa volumica apparente sono state adottate, quali normative specifiche di riferimento, le UNI ENV 1997-2.

La determinazione è stata condotta in laboratorio su almeno tre frammenti lapidei aventi dimensioni minime non inferiori a 10 volte il diametro massimo dei grani costituenti il campione in esame.

Il volume dei campioni è stato determinato, a mezzo di pesata idrostatica, dalla differenza tra la massa in aria e la massa sommersa rapportata alla densità dell'acqua.

La massa dei campioni è stata misurata con bilancia di precisione a cella monolitica Sartorius LA12000S (risoluzione 100 mg).

Nella documentazione fornita sono compresi:

- identificazione completa del campione sottoposto a prova;
- numero e massa dei provini;

- valore medio della massa volumica apparente espressa in kN/m^3 con indicazione della seconda cifra decimale e valutazione statistica dell'attendibilità della prova con determinazione della deviazione standard;
- indicazione delle misure effettuate.

Prova di resistenza a carico puntuale (point load strength test)

Quali specifiche di riferimento sono state adottate le Raccomandazioni ISRM (1985) per la misura della resistenza a punzonamento. La prova consiste nella determinazione dell'indice di resistenza a carico puntuale $I_{s(50)}$, effettuata con l'applicazione di un carico concentrato ottenuto mediante l'utilizzo di due punte coniche di dimensioni standard.

L'indice di resistenza $I_{s(50)}$ viene, nella pratica ingegneristica, utilizzato per la classificazione della roccia e fornisce stime su altri parametri di resistenza, quali resistenza a compressione monoassiale e resistenza a trazione.

La prova è stata eseguita in situ su provini di forma irregolare prelevati in corrispondenza delle stazioni di rilevamento geomeccanico eseguite.

Il valore di $I_{s(50)}$ medio è stato ottenuto dalla media dei valori di $I_{s(50)}$ calcolati, con esclusione dei due valori più alti e dei due valori più bassi; inoltre, è stata eseguita una valutazione statistica dell'attendibilità della prova attraverso la determinazione della deviazione standard. Infine, è stata fornita una stima della resistenza a compressione semplice e della resistenza a trazione indiretta del campione.

La documentazione fornita comprende:

I dati riassuntivi delle prove effettuate, presentati nella **tabella 8.4**, comprendono:

- indicazione della stazione di rilevamento ove sono stati prelevati i campioni;
- attribuzione del litotipo alle unità affioranti;
- numero di famiglie di discontinuità riscontrate (compreso il fronte);
- attribuzione del litotipo alle unità affioranti;
- valori dell'indice di resistenza a carico puntuale corretto $I_{s(50)}$ (espressi in MPa);
- stima della resistenza a compressione semplice e della resistenza a trazione indiretta (in MPa);
- massa volumica apparente (in kN/m^3);
- volume del blocco unitario J_v e I_b .

Tab. 8.4 → Parametri geomeccanici ricavati per la matrice rocciosa dei litotipi lapidei affioranti ai bordi della Conca di Roio.

Staz. n.	Attribuzione alle unità affioranti	N. famiglie + fronte	Indice di resistenza a carico puntuale $I_{s(50)}$ (MPa)	Resistenza a compressione semplice (MPa)	Resistenza a trazione indiretta (MPa)	Peso unità di volume (kN/m^3)	Volumetric Joint Count (J_v)	Block size index (I_b)
1	Calcareniti a punti rossi	4	4.9	98-123	6.2	25.61	10-30 Small blocks	4
2	Calcari a briozoi	4	6.0	121-151	7.6	25.13	10-30 Small blocks	4
3	Unità spongolitica	4	1.3	26-32	1.6	22.75	3-10 Medium size blocks	20
4	Calcareniti a punti rossi	4	6.1	121-152	7.6	24.84	>60 Crushed rocks	2
5	Unità spongolitica	5	3.8	77-96	4.8	25.07	3-10 Medium size blocks	20
6	Scaglia detritica	5	3.9	79-99	4.9	26.34	10-30 Small blocks	5

Valutazione dei parametri di ammasso roccioso

I dati di input utilizzati nella successiva fase di modellazione numerica (cfr. § 8.6.1) sono stati elaborati avvalendosi del software RocLab prodotto dalla Rockscience Inc.

Tale strumento di calcolo è in grado di determinare i parametri di resistenza dell'ammasso roccioso utilizzando il criterio di rottura generalizzato di Hoek & Brown (Hoek et al., 2002; Hoek & Diederichs, 2006). In tal senso i dati di input sono quelli utilizzati nella classificazione di Hoek & Brown, tra i quali il valore di resistenza a compressione semplice del litotipo interessato (σ_{ci}) ed il *geological strength index* (GSI) caratterizzante l'ammasso roccioso fratturato; ciò consente la valutazione del modulo di deformabilità dell'ammasso (E) (cfr. Tab. 8.6.1).

Il software permette inoltre di ricavare ulteriori moduli di deformabilità dell'ammasso roccioso oltre che i parametri equivalenti di ammasso in termini di coesione ed angolo di attrito desunti dall'involuppo di Mohr-Coulomb (approccio continuo equivalente). Tale iter procedurale è stato seguito per ciascuna delle litologie affioranti, avvalendosi delle informazioni desunte dalla fase di rilievo geomeccanico, dalle risultanze delle prove geomeccaniche di sito e dalle successive fasi di elaborazione di laboratorio.

8.4.2 Prospezione gravimetrica della conca di Roio

Nella conca di Roio è stato eseguito un rilievo gravimetrico di dettaglio che ha consentito di ottenere le carte delle anomalie di Bouguer e delle anomalie residue; successivamente è stata elaborata una carta strutturale della batimetria del substrato geologico meso-cenozoico. Dalla batimetria si sono ricavati modelli 2D, che hanno permesso di definire le profondità e l'andamento del substrato lungo le sezioni geologiche (Tav. 8-III, DvD allegato) utilizzate successivamente per la modellazione numerica della risposta sismica locale.

Rilievo gravimetrico

Il rilievo gravimetrico, effettuato nel periodo Agosto-Settembre 2009, ha interessato un'area di circa 6 km², compresa all'interno dell'intera conca di Roio. Le misure di gravità sono state eseguite utilizzando un gravimetro *LaCoste & Romberg mod. D60*. L'area è stata coperta da una rete complessiva di 150 nuove stazioni gravimetriche quanto più omogeneamente distribuite sul territorio, con una densità media di circa 25 stazioni per km².

Per la localizzazione e la determinazione delle quote delle singole stazioni gravimetriche, è stato utilizzato un ricevitore GPS *ASHTECH X-TREME* a doppia frequenza in configurazione differenziale. La mappa delle anomalie di Bouguer è stata ottenuta utilizzando una densità media di 2.6 g/cm³.

Anomalie di gravità

La mappa delle anomalie di Bouguer dell'area comprende un campo di valori che va da -44.0 mGal a -46.6 mGal, in accordo con i valori mostrati nella Carta Gravimetrica d'Italia (Ferri, 2007; Ferri et al., 2008); i valori delle isoanomalie assumono un andamento ellittico con direzione NW-SE: quelli più bassi si osservano all'interno della piana nel settore SE.

Dall'elaborazione delle anomalie di Bouguer sono state prodotte alcune carte utilizzando diversi metodi di filtraggio nell'ambito del processo di separazione regionale-residua, quali la residuazione polinomia-

le, il Metodo di Griffin (1949) e il gradiente orizzontale. Queste hanno permesso di delineare un quadro geologico-strutturale caratterizzato dall'estrema eterogeneità, in termini geometrici, spaziali e di densità, delle formazioni presenti nell'area.

Viene qui proposta la carta delle anomalie residue, ottenuta con il Metodo di Griffin (1949), adottando un raggio di regionalità di $r=500\text{m}$, che sintetizza in modo molto chiaro tutte le disomogeneità presenti nell'area nella porzione geologica poco profonda, utile ai fini della microzonazione dell'area.

Le anomalie residue (Tav. 8-V-1, DvD allegato) ripropongono in maniera più evidente il trend NW-SE, presente nelle anomalie di Bouguer. Dalla forma e dall'allungamento delle isoanomalie, che delimitano le zone di minimo, il bacino può essere diviso in tre aree: quella nord-occidentale dove le isoanomalie hanno un andamento asimmetrico con un asse allungato in direzione NW-SE, il cui gradiente di gravità orizzontale risulta molto pronunciato nel settore occidentale; quella centrale dove i valori delle isoanomalie raggiungono i maggiori valori negativi e l'asse di allungamento è prevalentemente NE-SW, sempre con valori del gradiente elevati nel settore occidentale; infine, l'area sud-orientale presenta un andamento delle isoanomalie asimmetrico, con un asse allungato in direzione NW-SE, con gradiente di gravità orizzontale che risulta simmetrico.

Modello gravimetrico tridimensionale - Modello interpretativo

È stato elaborato un modello gravimetrico tridimensionale a cui è corrisposto un modello geologico-strutturale che ha permesso di definire i reciproci rapporti tra le unità geo-gravimetriche identificate, oltre ad una stima delle profondità. Le ipotesi avanzate, dove possibile, sono state verificate con i dati dei sondaggi presenti o con altre informazioni, dirette o indirette, disponibili.

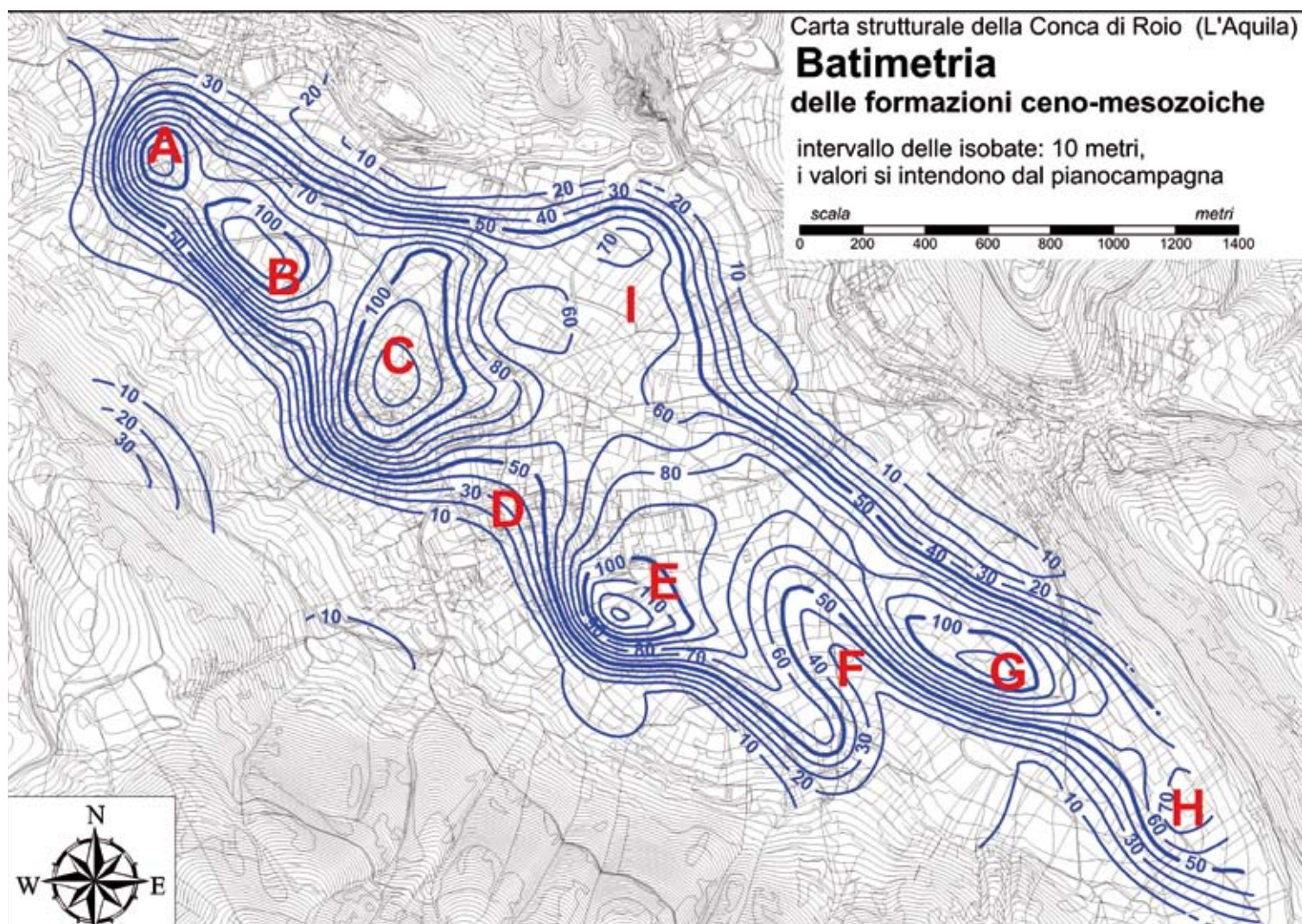
Per l'elaborazione del modello gravimetrico tridimensionale è stato utilizzato un programma di calcolo 3dGRVT (sviluppato ed eseguito dal Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Sapienza" di Roma, Di Filippo & Di Nezza). Il programma, sulla base dei dati delle batimetrie ipotizzate, della superficie topografica e dei contrasti di densità relativi ai vari corpi, calcola l'anomalia sintetica in ognuna delle stazioni di osservazione gravimetrica nell'area in esame.

Per ogni unità geo-gravimetrica di cui è composto il modello, viene suddiviso il suo volume in una serie di prismi delimitati al tetto dalla superficie topografica ed al letto dal substrato geologico. Il programma calcola, in ogni punto di stazione gravimetrica, la componente verticale dell'anomalia prodotta da tutti i prismi. L'anomalia sintetica prodotta dal programma, viene confrontata con l'anomalia residua osservata e successivamente vengono calcolati i residui, differenza in mGal , tra valori reali e calcolati. Attraverso processi iterativi, modificando le quote delle varie superfici di letto e di tetto, viene ridotto lo scarto tra i valori rilevati e quelli calcolati, fino ad ottenere un'anomalia sintetica a cui competono residui di entità accettabile. Per l'elaborazione del modello tridimensionale ottenuto, l'inversione è stata effettuata sulla base delle anomalie residue (Tav. 8-V-1).

Per quanto riguarda la definizione del valore di densità più adatto da attribuire ai diversi prismi, si sono considerati i risultati dei sondaggi poco profondi eseguiti nell'area (si veda la stratigrafia dei sondaggi Tav. 8-II e quelli riferiti a CASE-S1, CASE-S2, CASE-S3); tali informazioni sono state integrate e confrontate con le formazioni affioranti ai margini dell'area e con quella della rispettiva carta geologica effettuata nell'ambito della MS (Fig. 8.12 e Tav. 8-II, DvD allegato).

Due sono le unità geo-gravimetriche che hanno determinato il panorama delle anomalie gravimetriche: la prima consiste nei depositi delle sequenze continentali, la seconda è costituita dal tetto del substrato geologico (2.6 g/cm^3). Questo è riconducibile ai depositi carbonatici-marnosi-terrigeni che affiorano ai margini del bacino, identificabili nella carta geologica dai termini che vanno dalla Scaglia (1-Cenomaniano-Campaniano) ai Calcari a briozoi (7-Langhiano p.p.-Serravalliano). Al di sopra del substrato geologico sono presenti le sequenze argillose e sabbiose-conglomeratiche del Pliocene-Pleistocene-Olocene-attuale (2.1 g/cm^3) che colmano il bacino, identificabili nella carta geologica (Tav. 8-II, DvD allegato) dalle Argille e limi argillosi e calcarei (8) fino al Riporto antropico (15). L'andamento delle isobate (Fig. 8.12) mostra una serie di aree depresse chiuse con profondità dell'ordine del centinaio di metri. I valori massimi, di circa 130 m di profondità, sono stati rilevati nel settore sud-occidentale in prossimità dell'abitato di Roio Piano (settore E). Queste aree depresse assumono una forma da circolare, come nel caso dei settori A ed H, ad allungata con asse maggiore di direzione appenninica (settori B e G). Infine, nel settore C, la depressione assume le dimensioni maggiori ma con direzione antiappenninica.

Fig. 8.12 → Carta strutturale della Conca di Roio: Batimetria delle formazioni cenozoiche (intervallo delle isobate 10 metri), i valori si intendono dal pianocampagna.



Inoltre, si riscontra una vasta area pianeggiante dove il substrato si incontra a minor profondità compresa tra gli abitati di Colle di Roio e Poggio di Roio, settore I; una seconda area, settore F, dove il substrato si incontra a modesta profondità, risulta allungata in direzione appenninica e si colloca al di sotto della conoide.

Tale ricostruzione ha permesso di seguire, pertanto, l'andamento del substrato geologico, non incontrato nei sondaggi (ad eccezione di quello MA8-S2), supportando le informazioni geologiche di superficie e quindi definendo quantitativamente l'estensione laterale e verticale dei corpi con stessa densità media, lungo le sezioni geologiche (Tav. 8-III, DvD allegato, Sezioni A-A', B-B', C-C', D-D', E-E'), sulle quali è stata eseguita la modellazione numerica della risposta sismica locale.

Considerazioni conclusive

Lo studio gravimetrico di dettaglio nella Macroarea 8 ha permesso di identificare l'andamento del substrato geologico della conca di Roio. Tale substrato risulta fortemente articolato con dislocazioni, variabili da zona a zona, orientate in senso sia verticale, sia orizzontale.

Appare evidente la suddivisione della conca in diversi bacini, contornati da lineamenti gravimetrici che in alcuni casi coincidono con faglie riconosciute in superficie (cfr. tavola 8-III, DvD allegato). Inoltre, è possibile stimare l'estensione laterale e verticale dei corpi a bassa densità, che raggiungono localmente 130 m di spessore. La forma di alcuni di questi bacini (settori A, B ed E) è asimmetrica, con un allungamento prevalente in direzione appenninica ed il versante sud-occidentale molto acclive. In alcuni settori il substrato geologico risulta a modesta profondità, come nella zona centrale della Conca, indicativamente tra Colle di Roio e Poggio di Roio (settorio I), ove il suo andamento consente di suddividere la conca stessa in due parti distinte. Inoltre, nella zona F il substrato si localizza sempre a profondità modeste ed assume una forma allungata corrispondente più in superficie al corpo della conoide. Infine, anche nella zona D il substrato sembra collocarsi superficialmente anche se, considerando l'inflessione delle isoanomalie riconoscibile nella carta delle anomalie residue e la stratigrafia del sondaggio MA8-S5, si può ipotizzare che in quest'area, a profondità modeste, non si è in presenza del substrato in posto, ma di un corpo di frana costituito da litotipi calcarei.

8.4.3 Caratterizzazione dinamica dei terreni mediante prove in sito

8.4.3.1 Down Hole, MASW, ReMi

La stima delle proprietà dinamiche dei terreni plio-quadernari affioranti nella conca di Roio e del *bedrock* carbonatico, è stata ottenuta mediante l'analisi dei risultati ricavati dalle seguenti prove geofisiche (cfr. § 8.2.1):

- n°5 Down-Hole, realizzate dal CNR-IAMC di Napoli e dalla società di servizi POLO GEOLOGICO snc di Roma (DH3 progetto C.A.S.E.);
- n°31 *Surface wave method* (SWM) *test*, realizzati dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento e dal Politecnico di Torino-DISTR /DITAG (progetto C.A.S.E.).

Per quanto concerne i codici identificativi e l'ubicazione delle succitate misure, si rimanda alla [tavola 8-I, DvD allegato](#).

La caratterizzazione ottenuta mediante le prove in foro ha permesso di definire il profilo verticale relativo ai valori del modulo di rigidezza a taglio dinamico (di seguito G), rappresentativo delle seguenti microzone

omogenee suscettibili di amplificazione (Tav. 8-IV, DvD allegato): SA1, SA2 ed SA4. In particolare, i DH2 e DH6 hanno fornito l'andamento della velocità di propagazione delle onde S (di seguito V_s) sino al *bedrock*, definendo il profilo rappresentativo del modulo dinamico G per la SA2 (Fig 8.13); mentre le prove DH7/DH3 C.A.S.E. e DH5, che si sono spinte sino alla profondità di circa 50 m, non investigando le caratteristiche elastiche del *bedrock*, localizzato a maggiori profondità (cfr. § 8.5.1.3), hanno definito i profili verticali di V_s di riferimento rispettivamente per le microzone omogenee SA1 ed SA4 (Fig 8.14).

Fig. 8.13 → Stratigrafie di sondaggio e relativi profili di rigidezza rappresentativi della microzona omogenea SA2.

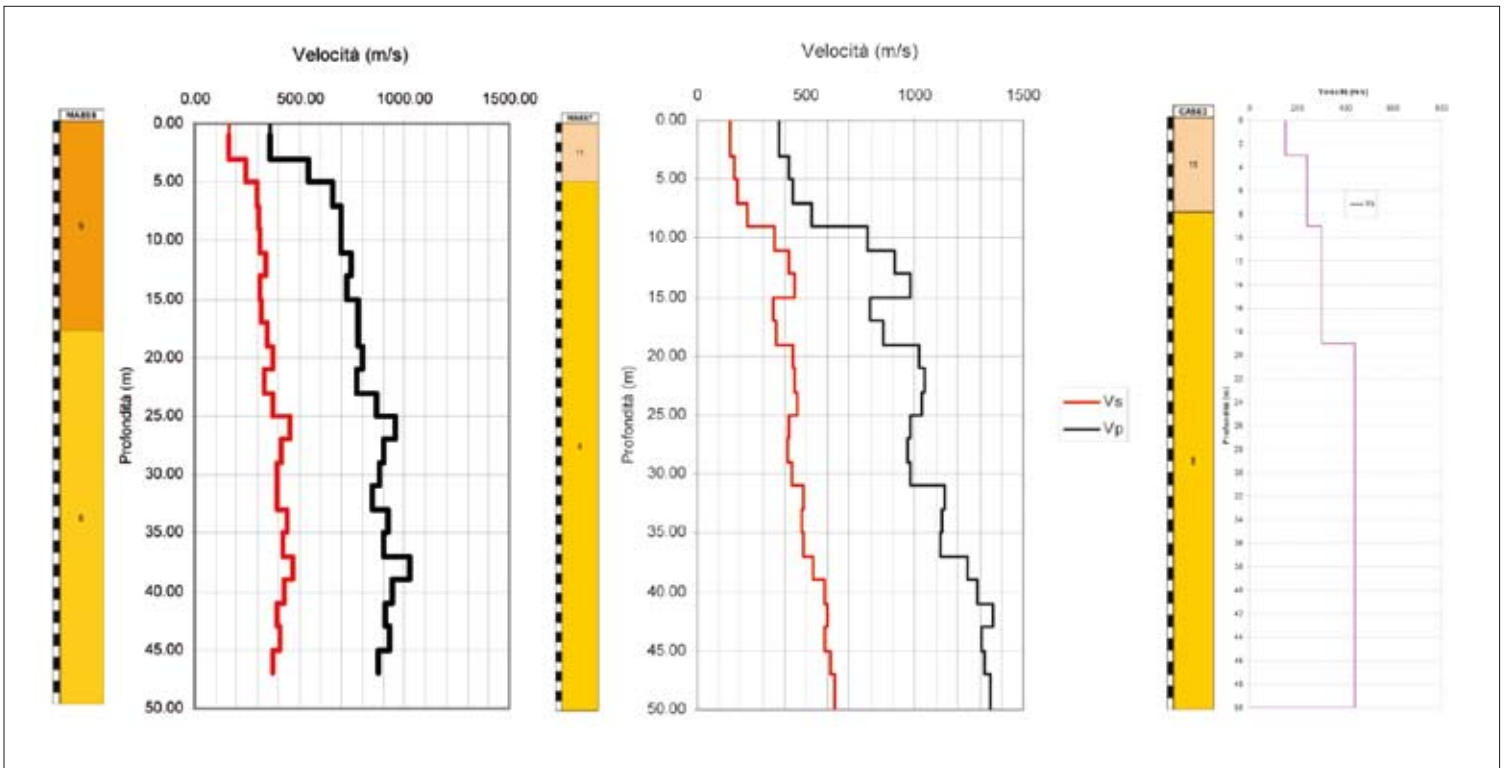
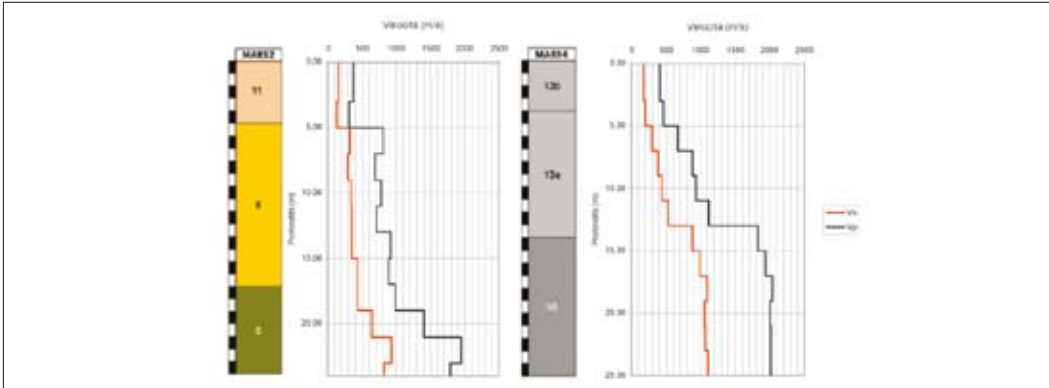


Fig. 8.14 → Stratigrafie di sondaggio e relativi profili di rigidezza rappresentativi delle microzone omogenee SA4 (sx) e SA1 (2 profili a dx).

L'esame dei suddetti profili ha evidenziato come i valori di V_s per i terreni plio-quadernari siano tipicamente compresi tra 200 m/s e 350 m/s sino a 8-10 m di profondità e tra 300 m/s e 500 m/s oltre 10 m di profondità e sino a 50 m dal p.c.. Valori di V_s superiori a 500 m/s, nei depositi fluvio-lacustri, si osservano esclusivamente nel DH7 per profondità superiori a 35 m. In generale, i profili di V_s nei depositi che costituiscono il

riempimento della conca mostrano valori di velocità delle onde di taglio linearmente crescenti con la profondità. I profili di V_s ricavati dalle prove DH2 e DH6 hanno rilevato valori di V_s per il *bedrock* sempre ≥ 800 m/s, evidenziando un marcato contrasto d'impedenza sismica al passaggio con i depositi sovrastanti. I risultati delle prove dinamiche in foro sono stati considerati quali riferimenti per la parametrizzazione del sottosuolo finalizzata alla modellazione numerica della RSL.

La caratterizzazione dinamica mediante SWM test ha previsto principalmente l'utilizzo della tecnica passiva ReMi e subordinatamente della tecnica attiva MASW (Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento). Inoltre, al fine specifico di caratterizzare il sito di Roio Piano, originariamente selezionato nell'ambito del progetto C.A.S.E., il DISTR/DITAG del Politecnico di Torino ha utilizzato congiuntamente la tecnica MASW e l'analisi f-K applicata a registrazioni di rumore ambientale acquisite mediante *array* 2D.

I risultati delle indagini ReMi e MASW hanno evidenziato una buona correlazione in termini di V_s con quanto stimato attraverso le indagini in foro per i depositi plio-quadernari (Tab. 8.5).

Analogamente, le indagini SWM realizzate dal Politecnico di Torino hanno fornito profili di rigidità con le medesime caratteristiche evidenziate dai DH3-5-7 e fornito l'indicazione relativa alla profondità del substrato, posto tra 40 m e 55 m dal p.c., in corrispondenza del punto d'indagine, coerentemente a quanto desunto attraverso le indagini gravimetriche (cfr. § 8.5.1).

Al contrario, indicazioni incongruenti, quali inversioni di velocità lungo i profili verticali di V_s , sono emerse dall'osservazione dei risultati ottenuti da prove ReMi in corrispondenza di affioramenti delle unità carbonatiche presso l'abitato di Colle di Roio.

8.4.3.2 Misure sismometriche

Le misure sismometriche effettuate nell'area della conca di Roio e dei rilievi carbonatici adiacenti hanno compreso misure di rumore ambientale a stazione singola (cfr. § 8.2.1) eseguite nel periodo Giugno-Agosto 2009 e registrazioni di terremoti di medio-bassa magnitudo (cfr. § 8.2.1) nell'intervallo temporale Giugno-Luglio 2009. Per quanto riguarda le misure di rumore ambientale, nel tempo disponibile per le campagne di misura, non è stato possibile seguire una più rigorosa procedura che richiederebbe almeno 3 campionamenti di rumore nello stesso sito, in orari differenti.

Tuttavia, le stazioni di misura sono state generalmente localizzate a distanze ridotte (dell'ordine del centinaio di metri) e quindi nella valutazione dei risultati, ove possibile, è stato considerato anche il comportamento dei siti di misura adiacenti. Alle stazioni di misura è stato assegnato un livello di affidabilità (A alto; B basso) in base all'ampiezza del picco osservato ed al rapporto di forma del picco (dove presente), al numero di misure effettuate nella stazione e alla congruenza con i risultati delle stazioni vicine; il codice "B" indica in genere situazioni che avrebbero richiesto ulteriori indagini, ma è anche associato a stazioni con HVSR di difficile interpretazione, ad esempio una serie di picchi significativi di ampiezza comparabile, o con marcata variazione di ampiezza tra le componenti NS ed EW della curva HVSR.

TABELLA 8.5

CODICE INDAGINE	CATEGORIA SOTTOSUOLO (D.M. 14.01.2008)
DH6	E
DH2	E
DH5	C
DH7	C
DH3 C.A.S.E.	C

Tab. 8.5 → Categoria di suolo attribuibile alle distinte colonne di indagine secondo D.M. 14.01.2008.

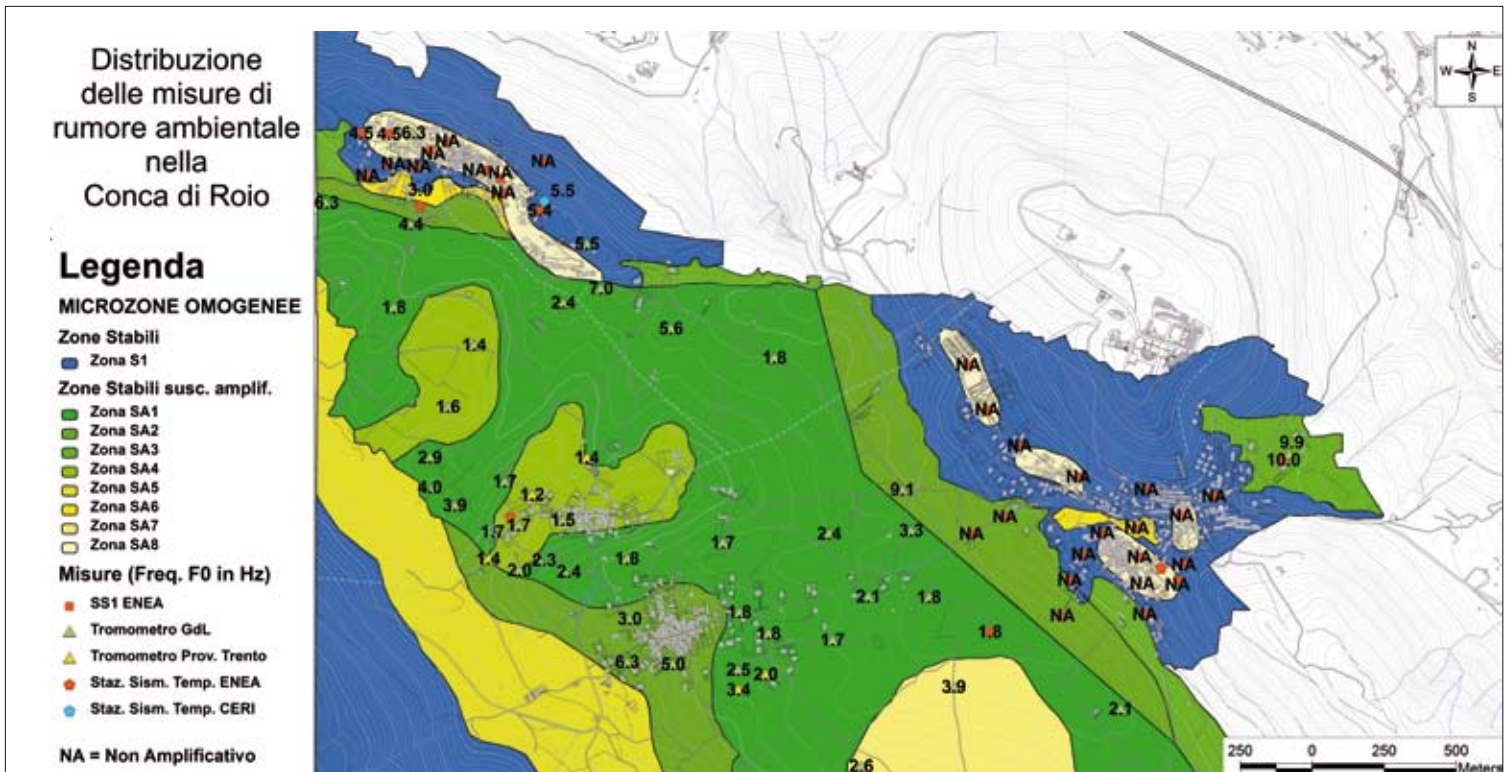


Fig. 8.15 → Mappa dei valori di f_0 ottenuti dalle misure di rumore ambientale.

La figura 8.15 riporta i valori di frequenza corrispondenti al massimo HVSR per le sole stazioni con livello di affidabilità A nell'intervallo di frequenze 0.5-10Hz, ritenuto di interesse; nella stessa figura le stazioni con massimi HVSR non significativi (ovvero inferiori a 2) sono identificate con il codice "NA".

A Poggio di Roio sono stati caratterizzati 26 siti distribuiti in modo da coprire sufficientemente le zone suscettibili di amplificazione individuate nella carta delle MOPS. Tuttavia, nei siti di misura i rapporti HVSR sono risultati significativi nell'intervallo di frequenze di interesse solo localmente, al margine dell'attuale abitato e comunque per valori di frequenza maggiori di 8 Hz.

In corrispondenza della dorsale di Colle di Roio la distribuzione dei siti di misura con valori dei massimi di HVSR superiori a 2, nell'intervallo di frequenze ritenuto di interesse, evidenzia l'esistenza di un settore localizzato alla sommità della dorsale e ad ovest del centro storico in cui il massimo degli HVSR ricade nell'intervallo di frequenze 4.0-6.0 Hz e di un settore localizzato alla sommità della dorsale e ad est del centro storico, in cui il massimo degli HVSR ricade in un più ristretto intervallo di frequenze intorno a 5 Hz.

Nel settore di raccordo tra la dorsale di Colle di Roio e la piana adiacente si riscontra una marcata disomogeneità nella risposta misurata consistente in valori di massimo degli HVSR generalmente corrispondenti a frequenze superiori a 5 Hz e comunque variabili fino al valore massimo dell'intervallo di interesse.

Nella parte pianeggiante della Conca di Roio, la maggioranza dei massimi degli HVSR significativi, propriamente riferibili a frequenze di risonanza (f_0) dei depositi plio-quadernari ricade nell'intervallo di frequenza 1.5-2.5 Hz mentre valori di f_0 superiori si osservano esclusivamente nelle aree bordiere in associazione a depositi detritici, eluvio-colluviali di raccordo e di conoide alluvionale (Fig. 8.16).

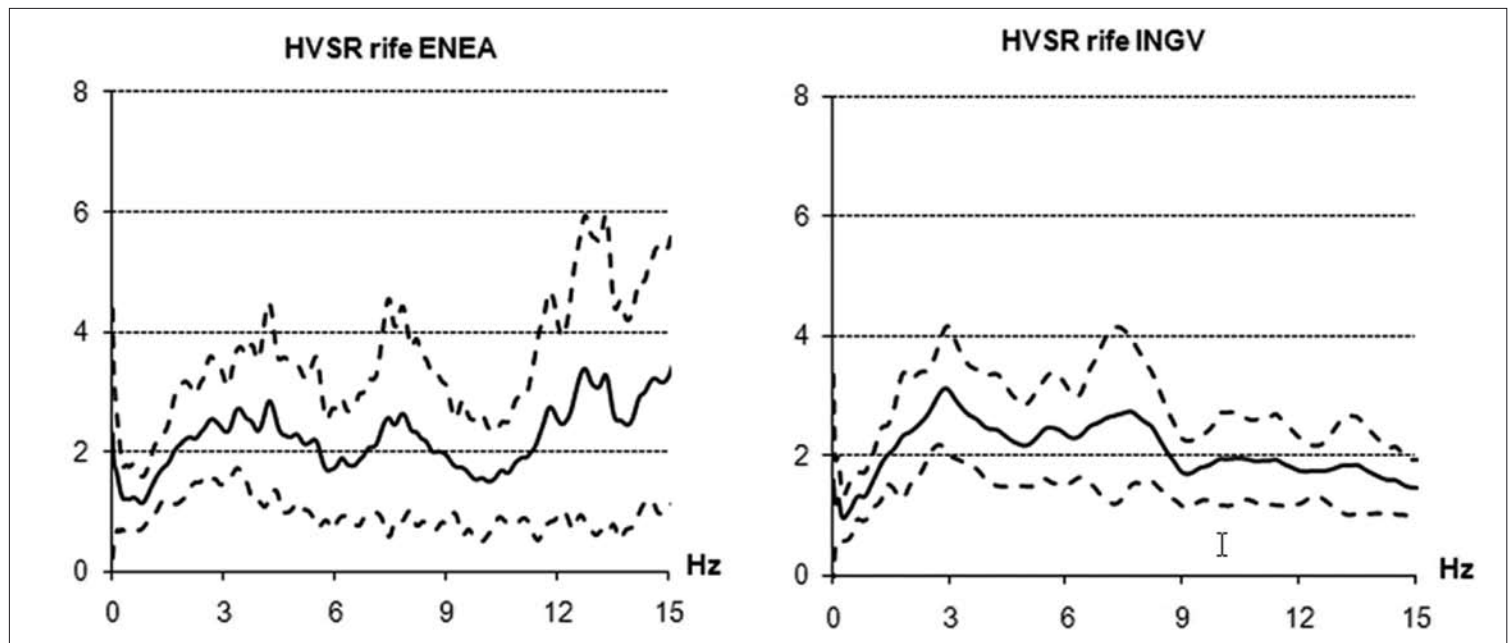


Fig. 8.16 → Rapporti HVSR relativi alla stazione di riferimento ENEA (Rv6) ed INGV (FRR3) ottenuti sulla media di 35 terremoti.

Per ciò che attiene all'analisi delle registrazioni di terremoti di medio-bassa magnitudo (M_l 2-4) sono state strumentate due configurazioni di rete velocimetrica temporanea ENEA, consistenti rispettivamente nella configurazione Rv6-Rv15 (Riferimento-Colle di Roio tendopoli) operativa dal 10 Giugno al 10 Luglio 2009 per la quale sono stati elaborati 35 tra i terremoti registrati e nella configurazione Rv6-Rv45 (Riferimento-Santa Rufina ovest) operativa dal 10 Luglio al 4 Agosto 2009 per la quale sono stati elaborati 36 dei terremoti registrati (Figg. 8.17 e 8.18).

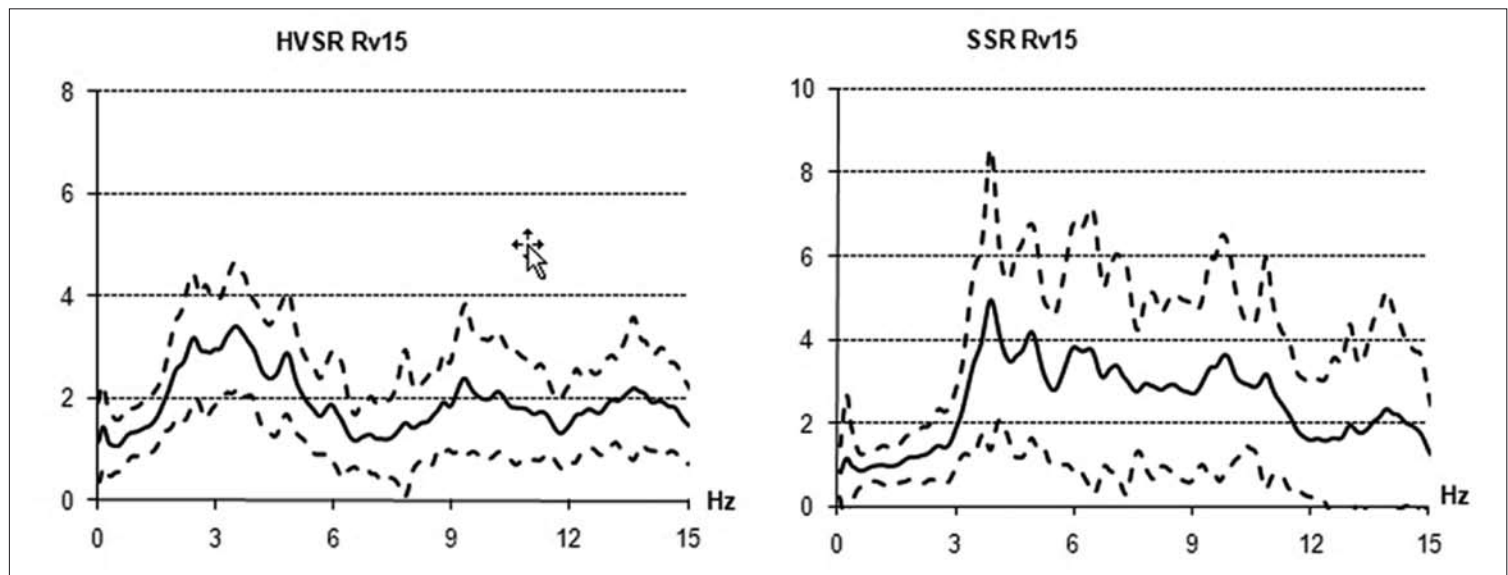


Fig. 8.17 → Rapporti HVSR ed SSR relativi alla stazione Rv15 localizzata a Colle di Roio tendopoli ottenuti sulla media di 35 terremoti.

La stazione Rv6, utilizzata come stazione di Riferimento per entrambe le configurazioni, pur essendo stata selezionata in base alle misure di rumore ambientale che non presentano significativi valori HVSR, ha mostrato degli HVSR con valori significativi, ma comunque non superiori a 3, intorno a 3 Hz e 7 Hz.

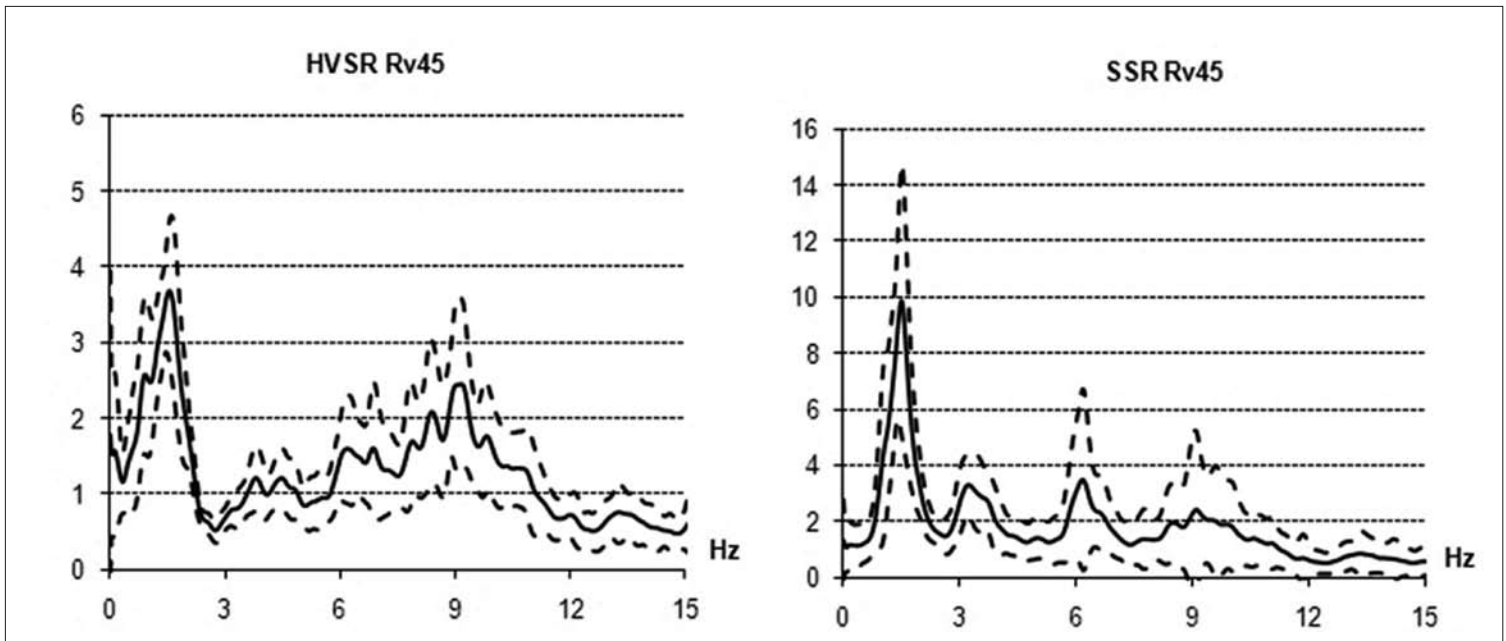


Fig. 8.18 → Rapporti HVSr ed SSR relativi alla stazione Rv45 localizzata a Santa Rufina ovest ottenuti sulla media di 36 terremoti.

Ciò in accordo con quanto risultato dalle registrazioni ottenute dalla vicina stazione velocimetrica INGV-FRR3 (Fig.8.16).

La stazione Rv15 (Colle di Roio tendopoli) mostra valori degli HVSr significativi intorno a 3 Hz, confermati dai valori dei rapporti al Riferimento (SSR) (Fig.8.17).

La stazione Rv45 (Santa Rufina W) presenta un picco ben definito alla frequenza di 1.3 Hz sia in base agli HVSr che agli SSR e, data la risposta piatta del Riferimento intorno a questa frequenza, è possibile considerare il valore del picco di SSR, che risulta pari a circa 10, una stima attendibile dell'amplificazione locale del moto per frequenze intorno ad 1 Hz, sempre per il già citato intervallo di magnitudo (Fig.8.18).

Un'analisi degli HVSr è stata condotta per tutte le stazioni ottenendo una media rispetto a più terremoti aventi la stessa area sorgente (valutata in base ai dati del *web-site* INGV) e distinguendo, in base alle forme d'onda osservate, gli eventi locali non ubicati dalla Rete Sismica Nazionale; tale analisi ha messo in evidenza che nelle stazioni strumentate la risposta sismica è sostanzialmente indipendente dalla posizione della sorgente (Fig.8.19).

In aggiunta alle registrazioni ottenute mediante le reti velocimetriche temporanee ENEA, sono stati acquisiti, quali dati pregressi, i risultati in termini di HVSr relativi alle stazioni sismometriche INGV FRR6 (Santa Rufina cimitero), FRR5 (Roio Piano), FRR4 (Colle di Roio dorsale) quest'ultima ribadita dalla stazione accelerometrica CERI-UniRoma1 Q330. Si è ritenuto di interesse considerare le registrazioni delle stazioni INGV in quanto, essendo in operatività nei giorni immediatamente successivi al *mainshock* del 6 Aprile, hanno registrato anche terremoti di magnitudo >4, ovvero più elevata di quella dei terremoti registrati dalle stazioni ENEA.

In particolare, la stazione FRR6 mostra un picco a 1.2 Hz, in analogia al valore di frequenza risultante dalla stazione Rv45, che conferma l'omogeneità della risposta sismica relativa alla microzona omogenea SA4 (Tav. 8-IV) nell'area dell'abitato di Santa Rufina. Infine, entrambe le stazioni FRR5 e FRR4 mostrano un picco HVSr intorno a 4 Hz.

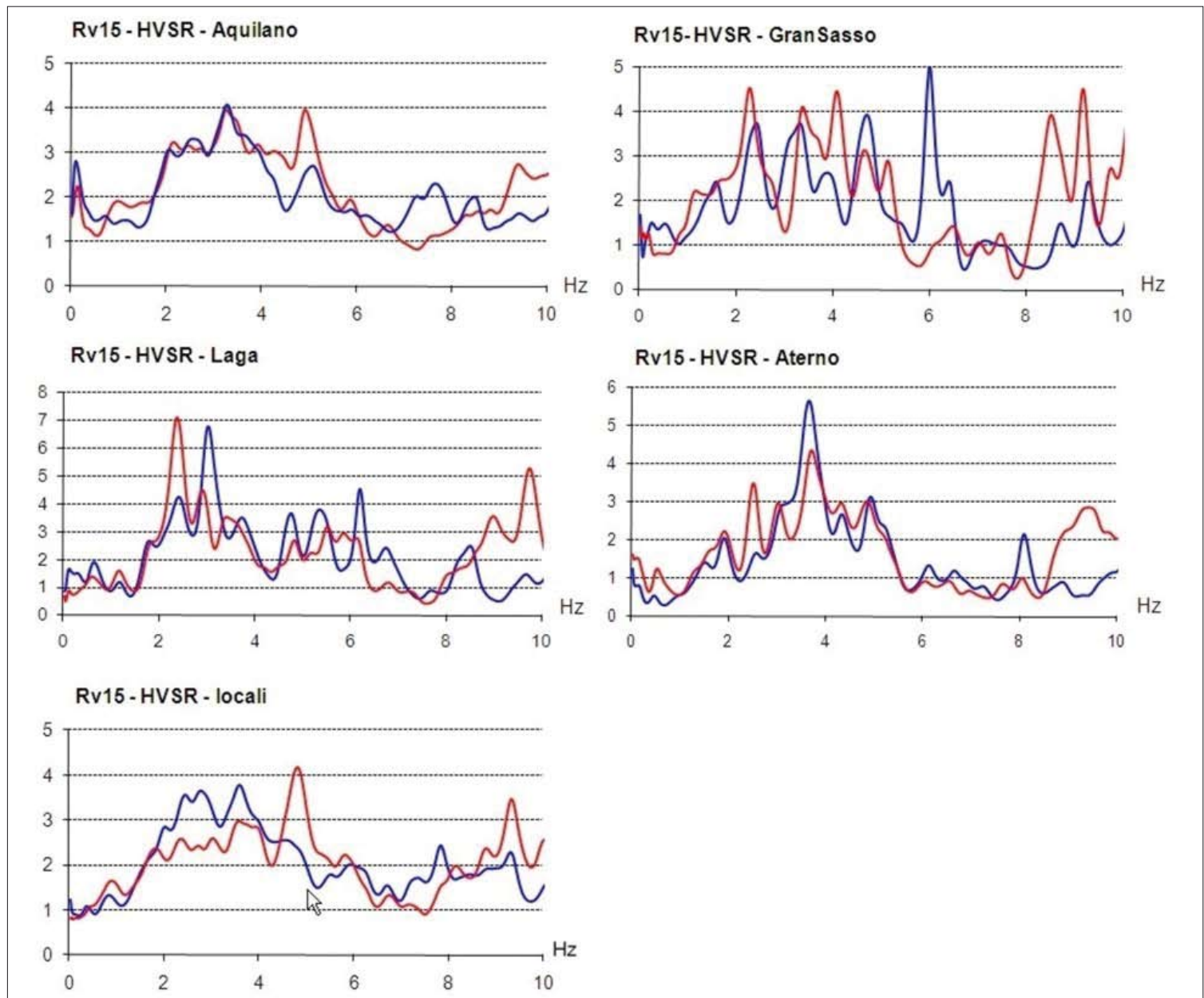


Fig. 8.19 → Esempio di confronto tra rapporti HVS distinti per componenti (NS – blu; WE – rosso) ottenuti alla stazione Rv15 per terremoti di differente provenienza.

8.4.3.3 Derivazione delle mappe di isocinetiche relative ai valori di velocità delle onde S riferibili all'intera colonna di depositi alluvionali

In base ai valori ottenuti dalle misure gravimetriche e da quelle sismometriche effettuate in corrispondenza della piana di Roio, sono stati derivati i valori di velocità delle onde S (V_{s_eq}) riferibili all'intera colonna di depositi alluvionali sovrapposti al substrato rigido (*bedrock*) costituito dai calcari mesozoici (Fig. 8.20 e cfr. Tav. 8-II, DvD allegato).

I valori delle V_{s_eq} sono stati ottenuti mediante una correlazione empirica tra i valori di profondità del tetto dei calcari, risultanti dalla indagini gravimetriche, e le frequenze di risonanza corrispondenti al primo picco HVS, ottenuti con le misure di rumore sismico (cfr § 8.5.3).

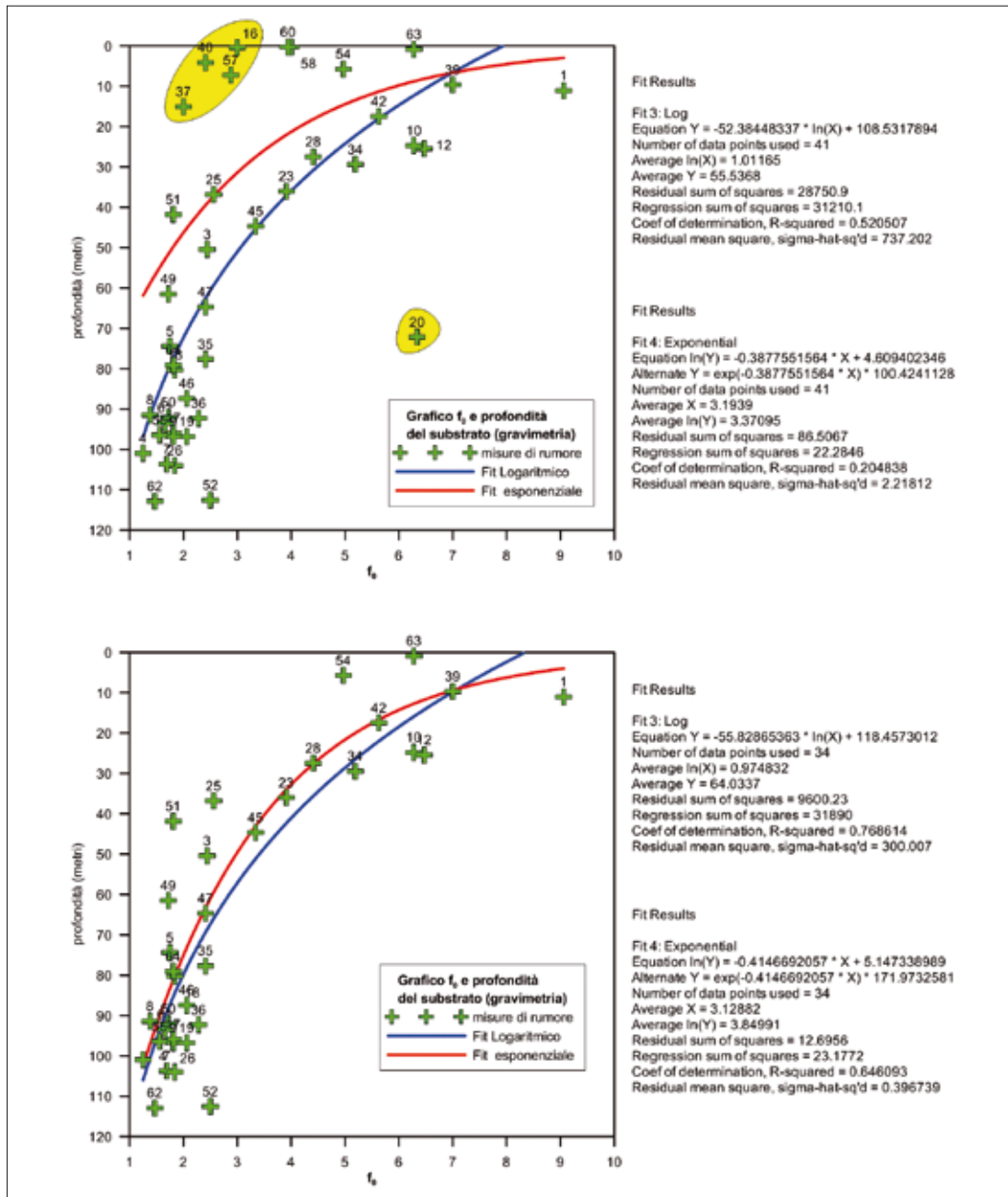


Fig. 8.20 → Funzioni di *best fit* ottenute correlando i valori di f_0 da misure di rumore ed i valori di spessore dei depositi alluvionali sovrapposti al substrato rigido.

Questa correlazione ha il vantaggio di essere costruita sulla base di due tipologie di indagine geofisica del tutto indipendenti e, di conseguenza, essa consente anche di individuare eventuali valori spuri il cui significato può essere messo in relazione a specifiche condizioni geologico-tecniche dei depositi presenti (Fig. 8.20). L'analisi dei dati correlati evidenzia, nella maggior parte delle stazioni, un *trend* alquanto regolare di decremento delle frequenze con l'aumento degli spessori dei depositi, seppure con gradienti variabili, che raggiungono valori minimi per spessori superiori ai 60 m. Si osserva, inoltre, che alcune stazioni (37, 40, 57, 16) si scostano significativamente dal sopra descritto *trend*. Tutte le suddette stazioni corrispondono ad un settore posto al margine occidentale della Conca di Roio, dove le indicazioni stratigrafiche e le indagini dinamiche in foro indicano l'esistenza di depositi argillosi superficiali (primi 10 m) molto lenti, ovvero caratterizzati da $V_s < 300$ m/s (Fig. 8.20). Tale effetto, se da un lato mantiene valori di contrasto di impedenza

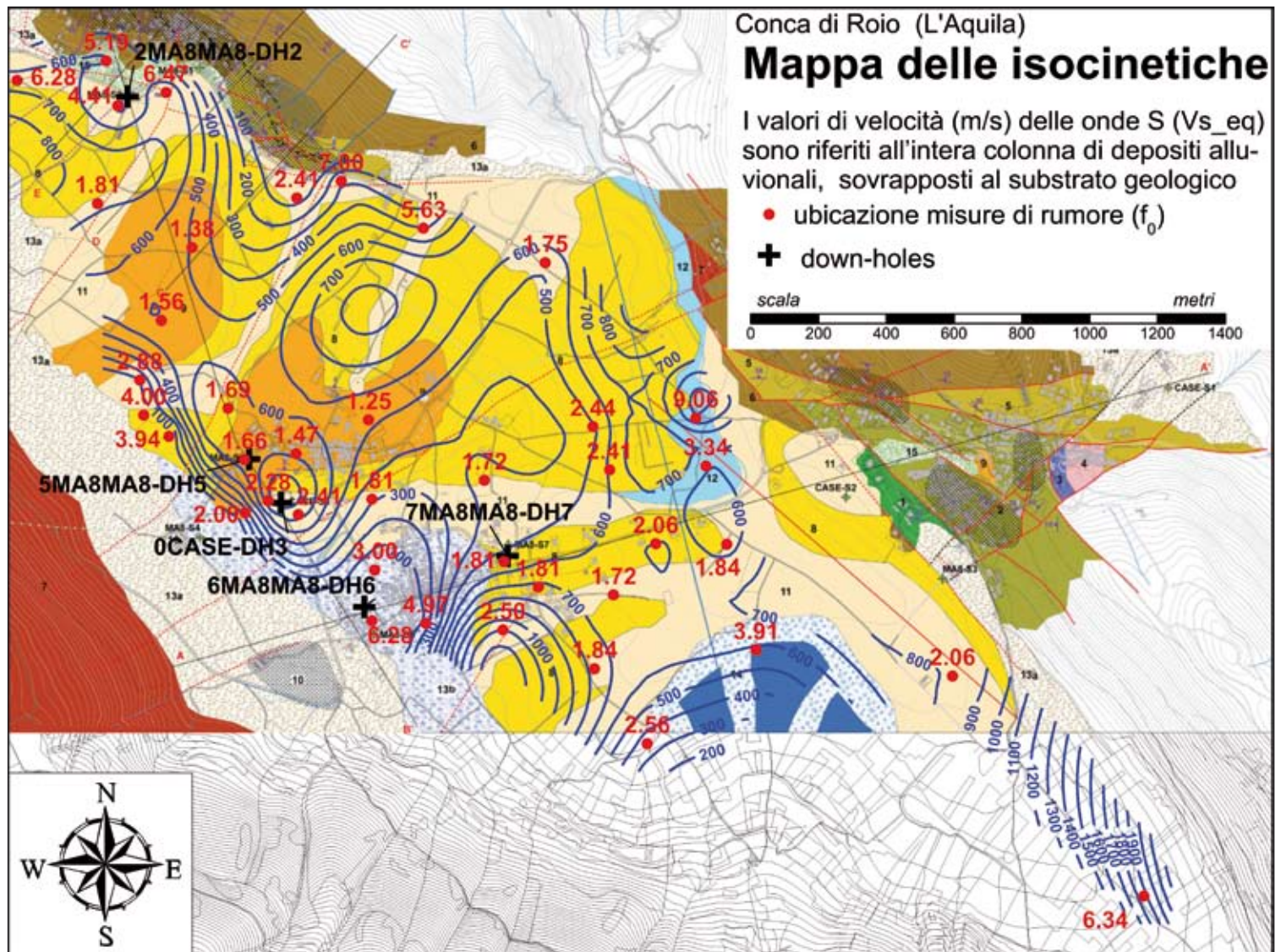


Fig. 8.21 → Mappa delle isocinetiche ottenuta per la Conca di Roio.

con il sottostante *bedrock* significativamente elevati, dall'altro produce, anche in presenza di spessori cospicui di deposito soffice, un minor gradiente di riduzione delle frequenze di risonanza all'aumentare dello spessore dei depositi. Altro dato spurio è rappresentato dalla stazione 20, posta in prossimità del margine sud-orientale della Conca di Roio, verosimilmente affetto da anomalie di risposta dovute a depositi ben più rigidi ed eterogenei, costituiti da detriti eterometrici di versante a composizione carbonatica (Fig. 8.20).

Escludendo i suddetti dati spuri, tra le diverse funzioni di *best fit* ottenute in base a regressioni ai minimi quadrati, è stata scelta una funzione logaritmica che si mantiene asintotica rispetto ai minimi valori di spessore dei depositi soffici ed il cui massimo scarto, valutato rispetto ad una funzione esponenziale con scarto quadratico medio comparabile, è inferiore ai 30 m, in termini di spessore, e di meno di 1 Hz in termini di frequenza.

La funzione di correlazione empirica così ottenuta è stata utilizzata per calcolare, in corrispondenza di ogni punto di misura sismometrica (quindi a frequenza di risonanza nota), la V_{s_eq} dello spessore dei depositi risonanti, ovvero la V_s assunta costante per l'intera colonna di depositi. A tal fine, il dato puntuale

di frequenza ottenuto dagli HVSR è stato invertito tramite la funzione analitica di *best fit* in quello di spessore, ricavando infine, con la formula del quarto d'onda, il corrispondente valore di V_{s_eq} . Il *contouring* dei valori di V_s così determinati ha consentito di ottenere la mappa delle isocinetiche riferita alla Conca di Roio che integra il quadro conoscitivo delle caratteristiche dinamiche dei depositi soffici, specie in assenza di dati stratigrafici e di geofisica in foro (vedi zone di espansione di Santa Rufina e Roio Piano) (Fig. 8.21).

Alcune considerazioni di carattere descrittivo possono essere tratte dall'osservazione della mappa risultante ed in particolare:

- una marcata differenza nei valori delle V_s si registra soprattutto tra il settore nord-occidentale e quello sud-orientale della piana;
- l'esistenza di una zona di minimo delle V_s (con valori prossimi a 400 m/s) risulta localizzata tra gli abitati di Santa Rufina e Roio Piano, con elongazione circa NE-SW;
- l'esistenza di una zona di massimo delle V_s risulta presso l'abitato di Santa Rufina, con valori che superano localmente i 650 m/s.

8.5 CARTA DI MICROZONAZIONE SISMICA (LIVELLO 3)

La Carta di Microzonazione sismica per la Macroarea 8 (livello 3) è stata ottenuta a partire dalla Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (cfr. Tav. 8IV, DvD allegato), considerando i risultati delle misure strumentali (cfr. § 8.5.3) e delle simulazioni numeriche (cfr. § 8.6), ed individua microzone amplificative omogenee caratterizzate da specifici fattori FA_{ICMS} ed FV_{ICMS} e zone stabili, vale a dire con valori di FA_{ICMS} ed FV_{ICMS} minori o uguali ad 1.

Per ciascuna microzona i valori dei fattori considerati sono stati derivati dalla modellazione numerica 1D o 2D relativa ai siti ritenuti rappresentativi della microzona stessa.

In particolare, su un'unica base cartografica sono state riportate le carte di microzonazione relative ai settori di Roio Piano-Santa Rufina e Colle di Roio (Tav. 8-VI, DvD allegato) per i quali sono state anche prodotte le carte tematiche relative ai fattori FA_{ICMS} ed FV_{ICMS} (Tav. 8-VII, Tav. 8-VIII, DvD allegato). Per il settore di Poggio di Roio non sono stati prodotti i tematismi relativi ai fattori FA_{ICMS} ed FV_{ICMS} in quanto, contrariamente a quanto previsto nella Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica, le misure velocimetriche non hanno evidenziato fenomeni di amplificazione connessi alla presenza di ammassi rocciosi intensamente fratturati (zona SA8 p.p.), di coltri eluvio colluviali (zona SA6 p.p.) o di detriti di versante (zona SA3 p.p.). Nel seguito, pertanto, si descrivono per i soli settori di Roio Piano-Santa Rufina e Colle di Roio i criteri adottati per la costruzione della carta di microzonazione sismica. Le zone sono state numerate in ordine crescente per valori di FA_{ICMS} , come previsto da ICMS.

8.5.1 Simulazioni numeriche

La modellazione numerica della RSL relativa al sito della Macroarea 8 è stata condotta conformemente alle indicazioni di ICMS ed alle soluzioni metodologiche indicate nel Capitolo 4 – Parte II di questo volume. In partico-

lare, le simulazioni numeriche sono state condotte solo in corrispondenza delle MOPS, definite al livello 1 (cfr. § 8.3 e Tav. 8-IV, DvD allegato), per le quali le indagini sismometriche hanno messo in evidenza significativi effetti amplificativi.

Di conseguenza, sono state analizzate mediante simulazione 1D, con il codice di calcolo SHAKE, 6 colonne di suolo riferite rispettivamente ai siti di Colle di Roio (area di ammassamento – CR3), Santa Rufina (centro abitato - RSR), Roio Piano (centro abitato - RP), Santa Rufina_sud (zona di espansione - RSR_sud), Roio Piano_est (zona di espansione – RP_est), Roio Piano_ovest (base versante – RP_ovest); i primi tre siti corrispondono, rispettivamente, ai punti sondaggio DH2, DH5, DH6 mentre, dei restanti tre, RSR_sud e RP_est sono estrapolati dalle stratigrafie di sondaggio CASE e DH7 e RP_ovest da osservazioni geologiche di sito. Per la sola località di Colle di Roio dorsale è stata effettuata una modellazione 2D, condotta con approccio FDM mediante il codice di calcolo FLAC 6.0. Tale scelta è motivata dalla necessità di simulare, in questo specifico caso, una RSL in corrispondenza di una dorsale carbonatica eterogenea per lo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi in essa presenti ed anisotropa per ciò che attiene il loro assetto strutturale. La simulazione 2D è stata condotta lungo le due sezioni geologico-tecniche Colle di Roio_1 e Colle di Roio_2, rispettivamente ottenute a partire dalle sezioni geologiche E-È e C-C' riportate nella carta geologica allegata (Tav. 8-III). Concordemente a quanto concertato con i GdL delle altre macroaree, in tutte le simulazioni numeriche è stato utilizzato un solo input tra quelli resi disponibili nell'ambito del presente progetto, ed, in particolare, quello coerente con la pericolosità sismica di base (PGA di 0.261 g) e reso compatibile con lo spettro di normativa ad *hazard* uniforme (file *norm.txt*). Poiché tale input presenta il minor valore di PGA tra quelli resi disponibili, la sua scelta risulta essere la più conservativa ai fini simulativi in termini di valutazione dei fattori di amplificazione sismica.

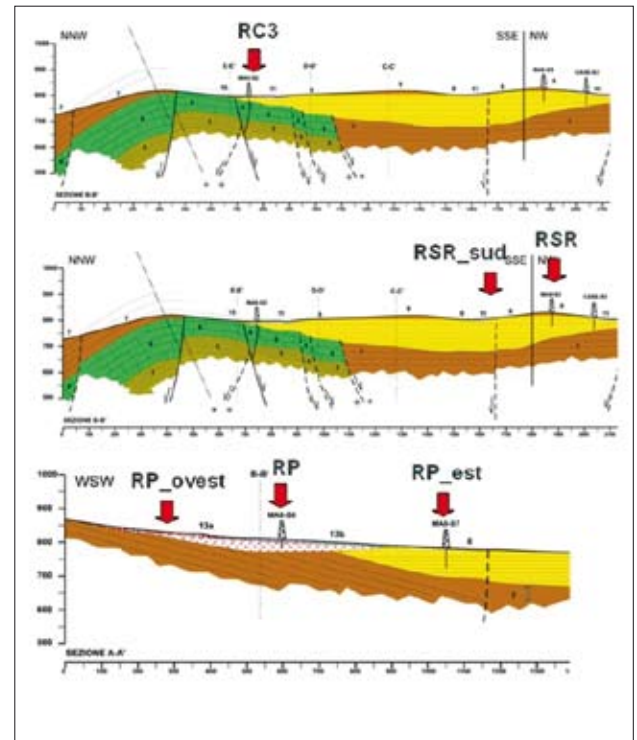


Fig. 8.22 → Modelli geologici di sottosuolo considerati per le colonne di terreno simulate con SHAKE 1D.

8.5.1.1 Modelli geologici del sottosuolo utilizzati per le simulazioni numeriche

Sia per le simulazioni 1D, sia per quelle 2D, i modelli geologici di sottosuolo presi a riferimento derivano dall'insieme delle indicazioni desunte dalle indagini geologiche e geologico-tecniche e dalle indagini geofisiche (sia di superficie, sia in foro). In tale senso l'input sismico è stato applicato alle colonne di terreno simulate al tetto del *bedrock*, la cui profondità è stata dedotta sulla base delle misure gravimetriche effettuate nell'area (cfr § 8.5.1).

In particolare, per ciò che attiene le colonne di terreno simulate con approccio 1D, sono state riprodotte le seguenti litostratigrafie (Figg. 8.22-23-24-25):

1. CR3: 2 strati viscoelastici su *bedrock* elastico (spessore dei depositi 19 m) parametrizzati in base ai dati di Down Hole del sondaggio DH2 ed ai campioni M8_S2 C2 ed M8_S2 C3;
2. RSR: 2 strati viscoelastici su *bedrock* elastico (spessore dei depositi 90 m) parametrizzati in base ai dati di Down Hole del sondaggio DH5, alla correlazione dei dati gravimetrici e sismometrici ottenuta per i depositi dell'intera conca (cfr. § 8.5) ed ai campioni M8_S2 C3 ed M8_S3 C4;

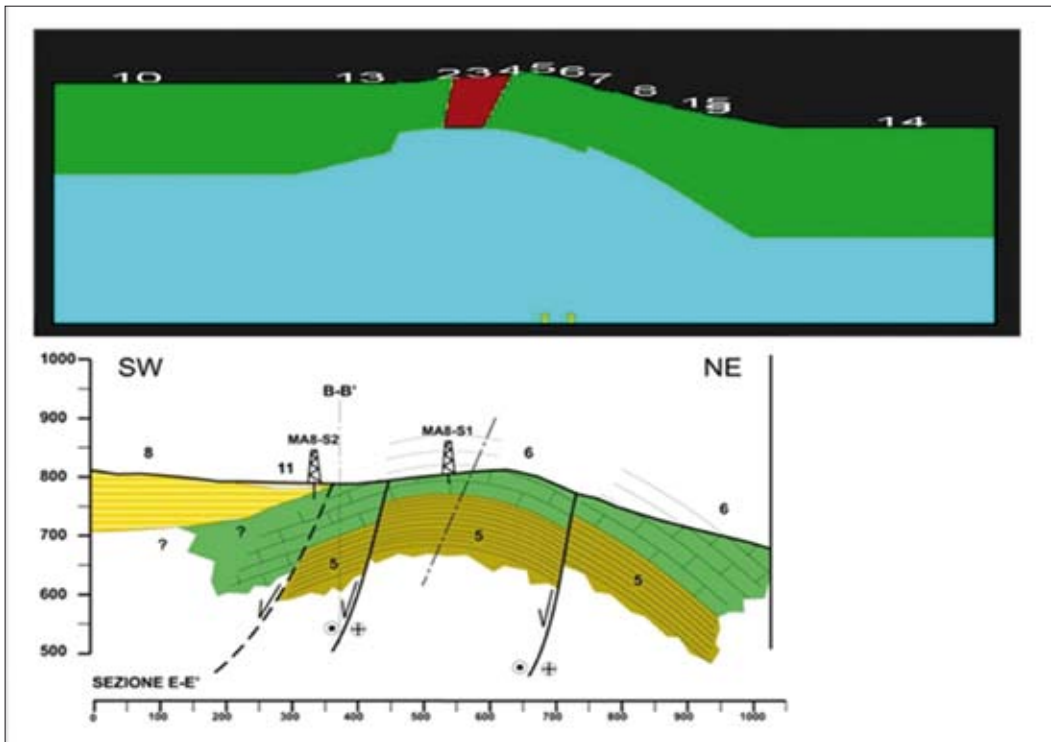


Fig. 8.23 → Modello geologico di sottosuolo considerato per la sezione di Colle di Roio_1 simulata con FLAC.

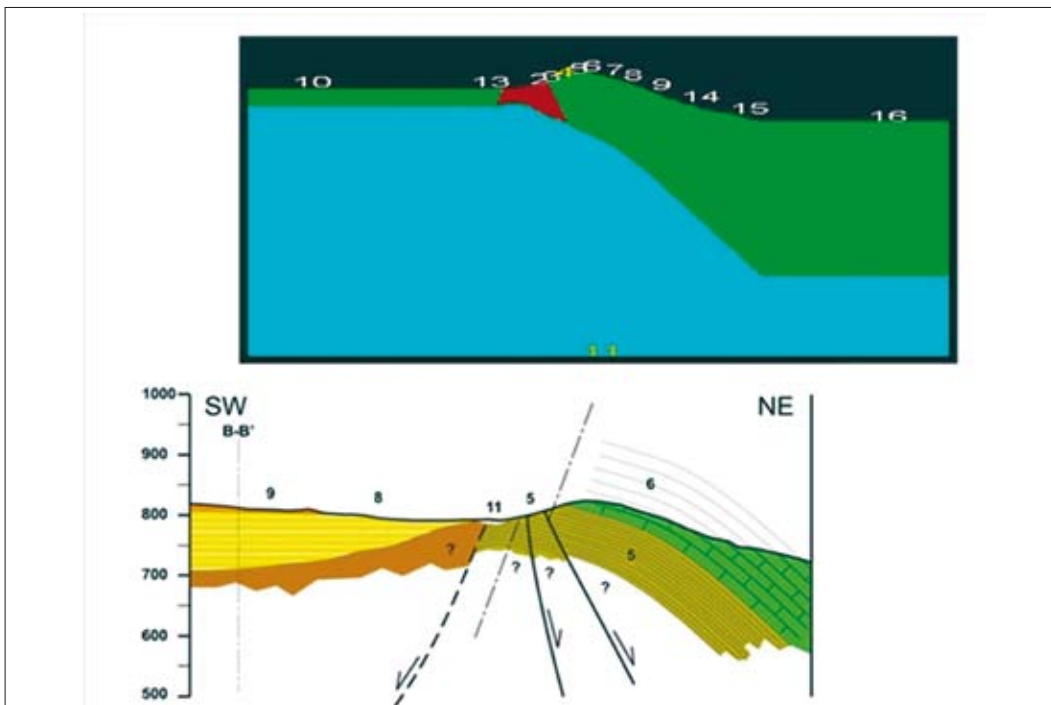


Fig. 8.24 → Modello geologico di sottosuolo considerato per la sezione di Colle di Roio_2 simulata con FLAC.

3. RP: 2 strati (il primo viscoelastico ed il secondo elastico) su *bedrock* elastico (spessore dei depositi 14 m) parametrizzati in base ai dati di Down Hole del sondaggio DH6, alla correlazione dei dati gravimetrici e sismometrici ottenuta per i depositi dell'intera conca (cfr. § 8.5) ed al campione M8_S2 C2;
4. RSR_sud: 1 strato viscoelastico su *bedrock* elastico (spessore dei depositi 55 m) parametrizzati in base ai dati di Down Hole del sondaggio CASE, alla correlazione dei dati gravimetrici e sismometrici ottenuta per i depositi dell'intera conca (cfr. § 8.5) ed al campione M8_S3 C4;
5. RP_est: 1 strato viscoelastico su *bedrock* elastico (spessore dei depositi 75 m) parametrizzati in base ai dati di Down Hole del sondaggio DH7, alla correlazione dei dati gravimetrici e sismometrici ottenuta per i depositi dell'intera conca (cfr. § 8.5) ed al campione M8_S3 C4;
6. RP_ovest: 1 strato (elastico) su *bedrock* elastico (spessore dei depositi 9 m) parametrizzato in base ai dati di Down Hole del sondaggio DH6 ed alla correlazione dei dati gravimetrici e sismometrici ottenuta per i depositi dell'intera conca (cfr. § 8.5).

Fig. 8.25 → Proprietà geomeccaniche utilizzate nei modelli numerici.

Colle Roio - dorsale		model	den kg/m ³	n	E Pa	K Pa	G Pa	Vs Pa	jcoh Pa	jfr °
Calcareniti a Punti Rossi		elastic	2450	0.25	3.51E+09	2.34E+09	1.40E+09	757	1.46E+06	54
Lapideo intensamente fratturato in zona di cerniera		elastic	2450	0.25	1.01E+09	6.74E+08	4.05E+08	406	8.50E+05	47
Lapideo stratificato del bedrock		elastic	2450	0.25	3.92E+09	2.61E+09	1.57E+09	800	/	/

CR3					RSR					RP				
strato	spessore m	γ_n (kN/m ³)	Vs m/s	G/G ₀ D/D ₀	strato	spessore m	γ_n (kN/m ³)	Vs m/s	G/G ₀ D/D ₀	strato	spessore m	γ_n (kN/m ³)	Vs m/s	G/G ₀ D/D ₀
1	5.5	21.4	250	M8_S2 C2	1	18.0	21.4	650	M8_S2 C2	1	5.0	21.4	200	M8_S2 C2
2	13.5	19.6	400	M8_S2 C3	2	72.0	19.7	650	M8_S3 C4	2	9.0	22	350	linear
bedrock		26.0	800	linear	bedrock		26.0	800	linear	bedrock		26.0	800	linear

RSR_sud					RP_est					RP_ovest				
strato	spessore m	γ_n (kN/m ³)	Vs m/s	G/G ₀ D/D ₀	strato	spessore m	γ_n (kN/m ³)	Vs m/s	G/G ₀ D/D ₀	strato	spessore m	γ_n (kN/m ³)	Vs m/s	G/G ₀ D/D ₀
1	55.0	19.7	430	M8_S3 C4	1	75.0	19.7	620	M8_S3 C4	1	9.0	22	350	linear
bedrock		26	800	linear	bedrock		26	800	linear	bedrock		26	800	linear

Per ciò che attiene, invece, alle simulazioni 2D, entrambe le sezioni Colle di Roio_1 e Colle di Roio_2 sono state riprodotte nel modello numerico mediante discretizzazione a maglia quadra con risoluzione di 3 m, atta a garantire, in base alle caratteristiche geomeccaniche delle litologie simulate, una risoluzione in frequenza fino a 15 Hz (Figg. 8.23, 8.24).

Le litologie presenti lungo le due sezioni consistono in ammassi rocciosi fratturati (cfr § 8.4.2) che sono stati trattati quali mezzi equivalenti continui, ovvero mezzi omogenei le cui proprietà di resistenza meccanica e deformabilità sono state dedotte a partire dalle determinazioni sismometriche di campagna e dalle misure geomeccaniche precedentemente riportate. In particolare, attenendosi alle linee guida adottate per il presente studio di MS, tutti i valori di deformabilità dinamica sono stati proporzionati ad un valore di *bedrock* rigido pari a 1.57GPa e corrispondente, nello specifico, ad un valore di V_s pari a 800 m/s, come si evince dai valori dei parametri utilizzati per la simulazione in questione riportati in figura 8.25. Per ri-

spondere all'esigenza simulativa di rendere i margini del modello sufficientemente distanti dal settore di interesse per lo studio di risposta sismica locale, i margini laterali sono stati allontanati dall'area di dorsale introducendo delle topografie piane di circa 250 m di estensione. Inoltre, per rispondere ad un'analoga esigenza, il modello numerico è stato approfondito di circa 250 m rispetto al contatto geologico con l'unità litotecnica dei calcari di base (costituenti il *bedrock* sismico).

Le simulazioni sono state condotte imponendo, su tutti i margini, condizioni di frontiera assorbente che, concordemente alle indicazioni metodologiche del [Capitolo 4 – Parte II di questo volume](#), hanno comportato l'applicazione di un input alla base sotto forma di sollecitazione di taglio, ovvero mediante applicazione del velocigramma, derivato dalla *time history* accelerometrica di riferimento e filtrato passa-banda nell'intervallo di frequenze 1-15 Hz. Come concordato con i GdL delle altre macroaree, il suddetto input è stato applicato assumendo, in prima approssimazione, un'incidenza normale rispetto al margine inferiore del modello.

Per tutte le unità litotecniche considerate è stato assunto un comportamento reologico di tipo viscoelastico, attribuendo una legge di smorzamento di tipo *Damping Rayleigh* con una frequenza di centratura a 3 Hz pari ad uno smorzamento di 0.08%, tale da garantire uno smorzamento pari a circa l'1% nell'intero intervallo di frequenza simulato (ovvero 1-15 Hz).

Lungo entrambe le sezioni sono state distinte le seguenti unità litotecniche, applicando, dove necessario, degli accorpamenti litologici a partire dalle sezioni geologiche di riferimento ([Fig. 8.25](#)):

- calcareniti a punti rossi;
- lapideo intensamente fratturato in zona di cerniera;
- lapideo stratificato del *bedrock*.

La zonazione dei modelli geologico-tecnici è stata predisposta, inoltre, in modo da tenere in considerazione le principali anisotropie di ammasso, ovvero quelle legate all'assetto strutturale rilevabile alla scala dell'intera dorsale carbonatica e, dunque, relazionato ai motivi tettonici (anticlinale e faglie dirette) intercettati lungo le sezioni geologiche di riferimento.

Più in particolare, lungo la sezione Colle di Roio_1 si osserva la presenza di una struttura anticlinale centrata rispetto al rilievo morfologico e, dunque, con una cerniera all'incirca corrispondente con la sua sommità topografica. Lungo questa sezione, inoltre, è stata riprodotta la presenza di una zona a più intensa fratturazione in corrispondenza con la zona di cerniera della struttura anticlinale, le cui proprietà geomeccaniche sono state attribuite in analogia a quelle misurate per i calcari marnosi affioranti, più a sud, in zona di cerniera della medesima struttura plicativa.

8.5.1.2 Risultati ottenuti

I risultati delle simulazioni numeriche sono stati restituiti in termini di fattori di amplificazione sismica FA_{ICMS} ed FV_{ICMS} definiti da ICMS; più in particolare, per le due sezioni Colle di Roio_1 e Colle di Roio_2 sono stati analizzati gli output numerici in corrispondenza di 14 ricevitori posti sulla superficie topografica del modello, mentre per le colonne di suolo 1D è stato analizzato il solo output al piano campagna.

Per il computo dei succitati parametri, gli output delle modellazioni numeriche sono stati restituiti come spettri di risposta costruiti con 100 punti nell'intervallo 0-4 s ([Figg. 8.26, 8.27, 8.28](#)).

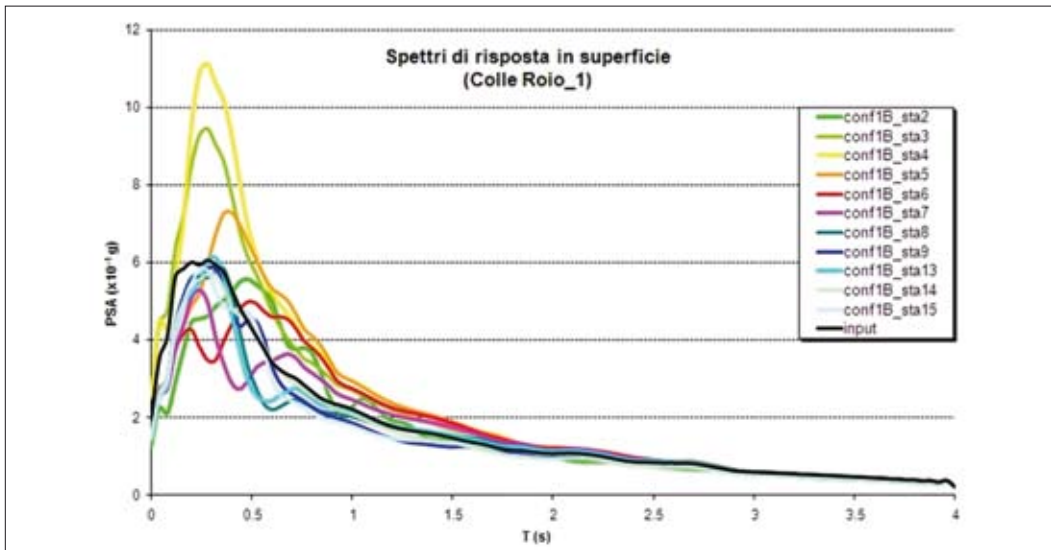


Fig. 8.26 → Spettri di risposta in pseudoaccelerazione ottenuti in superficie per 14 ricevitori dalla simulazione 2D con FLAC della sezione Colle di Roio_1.

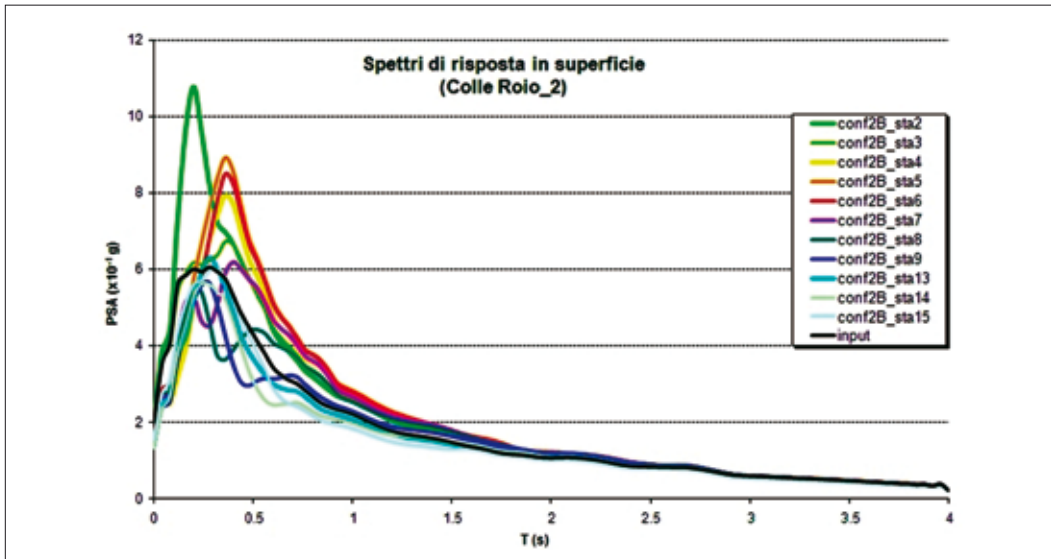


Fig. 8.27 → Spettri di risposta in pseudoaccelerazione ottenuti in superficie per 14 ricevitori dalla simulazione 2D con FLAC della sezione Colle di Roio_2.

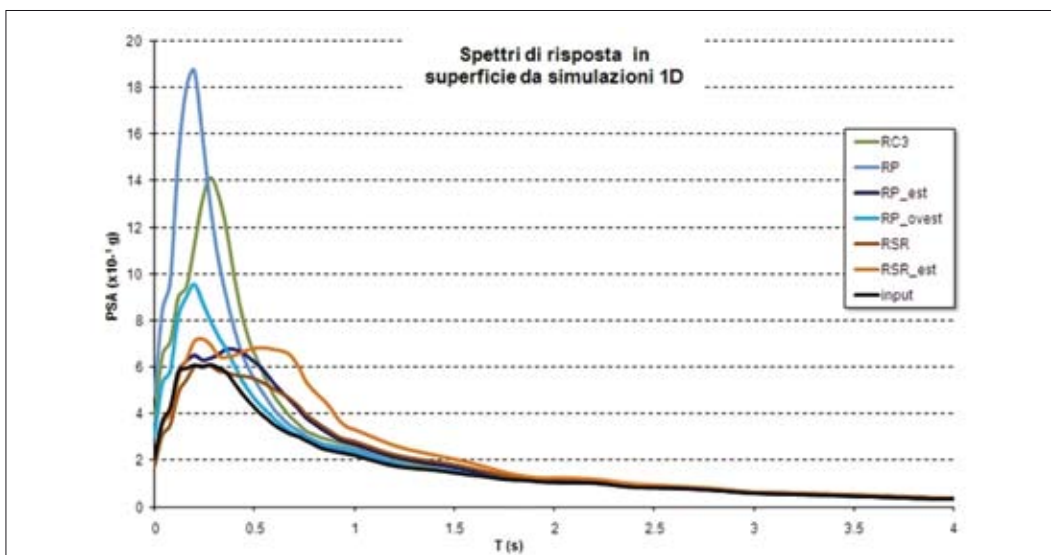


Fig. 8.28 → Spettri di risposta in pseudoaccelerazione ottenuti dalla simulazione 1D con SHAKE per le 6 colonne analizzate.

Fig. 8.29 → Fattori di amplificazione sismica e parametri per la linearizzazione degli spettri di risposta ottenuti in output secondo ICMS.

	RC1_2	RC1_3	RC1_4	RC1_5	RC1_6	RC1_7	RC1_8	RC1_9	RC1_13	RC1_14	RC1_15
modello numerico	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D
codice numerico	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC
FA_{ICMS}	1.79	1.12	1.27	0.54	0.89	0.40	1.45	0.92	0.88	1.06	0.78
FV_{ICMS}	3.04	1.14	1.33	0.64	1.63	0.37	1.76	0.92	0.99	1.07	0.79
T_{A_max}	0.48	0.28	0.28	0.40	0.48	0.24	0.36	0.28	0.32	0.28	0.28
T_{V_max}	0.60	0.36	0.40	0.84	0.84	0.84	2.16	0.52	2.16	0.48	0.52
T_C	0.66	0.40	0.41	0.46	0.71	0.36	0.47	0.39	0.44	0.39	0.39
T_B	0.22	0.13	0.14	0.15	0.24	0.12	0.16	0.13	0.15	0.13	0.13
T_D	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5

	RC2_2	RC2_3	RC2_4	RC2_5	RC2_6	RC2_7	RC2_8	RC2_9	RC2_13	RC2_14	RC2_15
modello numerico	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D	2D
codice numerico	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC	FLAC
FA_{ICMS}	1.56	1.03	1.15	1.28	1.22	1.09	1.71	0.80	0.91	0.78	0.83
FV_{ICMS}	1.16	1.32	1.47	1.62	1.55	1.31	3.13	0.79	0.93	0.70	0.94
T_{A_max}	0.20	0.36	0.36	0.36	0.36	0.40	0.20	0.28	0.28	0.24	0.32
T_{V_max}	0.52	0.52	0.40	0.40	0.40	0.84	0.84	2.16	2.16	2.16	2.12
T_C	0.29	0.50	0.50	0.49	0.50	0.47	0.71	0.38	0.40	0.35	0.44
T_B	0.10	0.17	0.17	0.16	0.17	0.16	0.24	0.13	0.13	0.12	0.15
T_D	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5

	RC3	RSR	RSR_sud	RP	RP_est	RP_ouest
modello numerico	1D	1D	1D	1D	1D	1D
codice numerico	SHAKE	SHAKE	SHAKE	SHAKE	SHAKE	SHAKE
FA_{ICMS}	2.19	0.97	1.11	3.04	1.06	1.68
FV_{ICMS}	1.65	1.38	1.76	1.81	1.34	1.08
T_{A_max}	0.28	0.24	0.24	0.20	0.40	0.20
T_{V_max}	0.32	0.68	0.68	0.24	0.56	0.40
T_C	0.29	0.56	0.55	0.08	0.47	0.15
T_B	0.10	0.19	0.18	0.03	0.16	0.05
T_D	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5

- RC1_n* - Colle di Roio (dorsale)
- RC2_n* - Colle di Roio (dorsale)
- RC3 - Colle di Roio (tendopoli)
- RP - Roio Piano (centro abitato)
- RP_est - Roio Piano (area espansione)
- RP_ouest - Roio Piano (versante)
- RSR - Roio S.Rufina (centro abitato)
- RSR_sud - Roio S.Rufina (area espansione)

I valori ottenuti sono restituiti in Fig. 8.29 dove vengono, inoltre, forniti i valori dei periodi corrispondenti ai picchi degli spettri di risposta in pseudoaccelerazione ed in pseudovelocità (rispettivamente $T_{A_{max}}$ e $T_{V_{max}}$), ottenuti da simulazione numerica ed i parametri per la linearizzazione degli spettri di risposta simulati, in accordo con la procedura indicata in ICMS.

8.5.1.3 Discussione dei risultati

La validazione dei risultati numerici fin qui esposti è stata effettuata in base ai dati delle misure sismometriche effettuate e pregresse (cfr § 8.2.1, 8.5.3), rispettivamente nelle zone rilevate ed in quelle di piana presenti nell'area di Roio (Fig. 8.30).

I risultati delle simulazioni numeriche 1D (Fig. 8.29) effettuate sulle colonne di suolo relative ai siti RC3, RSR, RP, RSR_sud, RP_est e RP_ouest mostrano significative amplificazioni ($FA_{ICMS} > 2$) in corrispondenza dei soli siti RC3 e RP.

In quest'ultimo caso, tuttavia, gli elevati valori di amplificazione a circa 5 Hz sono essenzialmente dovuti ai primi 5 m di depositi argilloso-limosi particolarmente lenti (con $V_s < 300$ m/s).

Per ciò che attiene alle simulazioni 2D effettuate lungo le sezioni Colle di Roio_1 e Colle di Roio_2, le soluzioni numeriche sono state trovate sotto tre diverse ipotesi simulate, che rispondono all'esigenza

interpretativa di analizzare fattori e/o effetti condizionanti la RSL simulata. In particolare, le tre ipotesi simulative assunte sono state:

- dorsale omogenea ed isotropa con la presenza del solo calcare di base (*bedrock* sismico);
- dorsale eterogenea ed isotropa con distinzione delle tre unità litotecniche individuate mediante la loro rispettiva caratterizzazione geomeccanica;
- dorsale eterogenea ed anisotropa con distinzione delle tre unità litotecniche individuate mediante la loro rispettiva caratterizzazione geomeccanica e con considerazione dell'anisotropia principale, legata all'assetto strutturale, mediante l'introduzione di piani di debolezza isorientati (giunti) a comportamento elasto-plastico (differenziati per le diverse zone del modello).

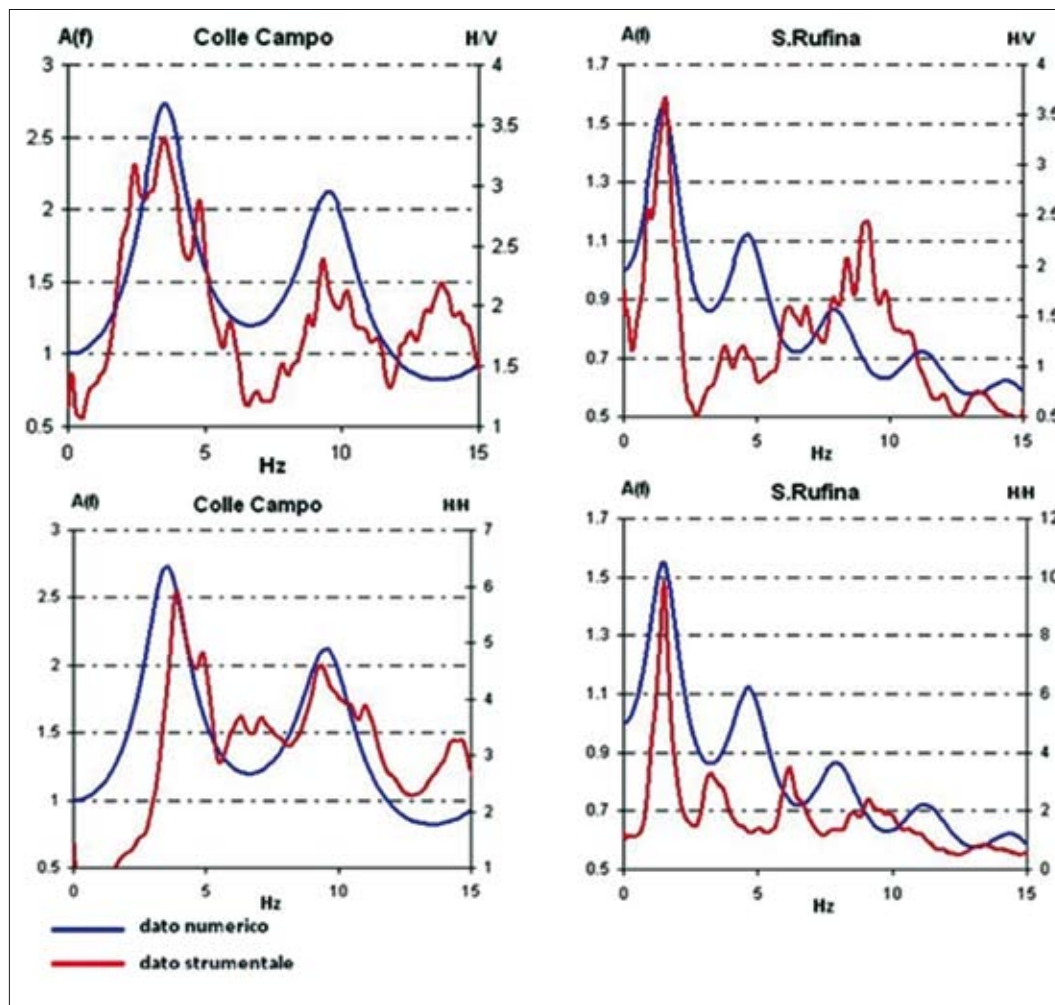


Fig. 8.30 → Confronto tra le funzioni di trasferimento numeriche 1D e i dati sperimentali relativi ai rapporti HVSR e SSR ricavati da registrazioni di terremoti, per le stazioni Rv15 ed Rv45 dell'ENEA.

Quest'ultima ipotesi rappresenta, nel suo insieme, le condizioni geologico-tecniche più di dettaglio ricostruite lungo le due sezioni modellate. In particolare, la sezione Colle di Roio_1 presenta uno spessore delle unità litotecniche sovrastanti il *bedrock*, dato dai calcari di base, che si mantiene pressoché costante, a meno di dislocazioni per faglia dell'ordine delle decine di metri, e pari a circa 150 m.

Le anisotropie attribuite alle unità litotecniche lungo la sezione Colle di Roio_1 hanno inclinazioni variabili tra 8° e 0° gradi nella zona di cerniera localizzata circa alla sommità della dorsale, e fino a quasi 45°,

in corrispondenza del versante orientale della dorsale stessa. Diversamente, lungo la sezione Colle di Roio_2, la struttura anticlinale esistente presenta una zona di cerniera prossima alla base occidentale della dorsale, in corrispondenza della quale affiorano calcari marnosi intensamente fratturati. Inoltre, a differenza dalla precedente sezione, lo spessore delle unità litotecniche sovrastanti i calcari del *bedrock* non si mantiene costante e varia da circa 50 m a circa 150 m spostandosi da ovest ad est.

Analogamente a quanto detto per la sezione Colle di Roio_1, anche le anisotropie attribuite alle unità litotecniche lungo la sezione Colle di Roio_2 hanno inclinazioni variabili da 0° (strati sub orizzontali in zona di cerniera alla base del versante) a quasi 45° (strati pendenti ad est in corrispondenza dei versanti occidentale ed orientale della dorsale).

I risultati ottenuti (Fig. 8.29) dimostrano, in generale, l'esistenza di un debole effetto amplificativo topografico alla frequenza di circa 3 Hz che ben si evince dai modelli omogenei ed isotropi realizzati lungo le due sezioni considerate. L'inserimento delle eterogeneità (con o senza anisotropie) porta ad ottenere, in aggiunta al succitato effetto di amplificazione topografica, un effetto amplificativo con un picco nell'intervallo di frequenza 4-5 Hz per la sezione Colle di Roio_1 e 4-6.5 Hz per la sezione Colle di Roio_2 in corrispondenza delle zone di cerniera di entrambe le sezioni simulate. I valori di FA_{10MS} ottenuti in tutti i ricevitori considerati non superano 2.

I risultati numerici ottenuti con la modellazione numerica 2D, effettuata per la dorsale di Colle di Roio, sono del tutto congruenti con il quadro amplificativo ricostruito in base alle misure di rapporti HVSr effettuate con i sensori velocimetrici SS1, nonché con i dati di HVSr ottenuti da registrazioni di terremoti mediati su alcune decine di eventi dalla postazione accelerometrica INGV di Colle di Roio (cfr § 8.5.3).

Tali dati, infatti, dimostrano che la distribuzione areale dei massimi HVSr osservati nella banda di frequenza 4-6 Hz in corrispondenza della dorsale di Colle di Roio ben corrisponde alla localizzazione della cerniera dell'anticlinale su cui la dorsale stessa risulta strutturata.

In definitiva, il modello di risposta sismica locale ottenuto per la dorsale di Colle di Roio dà risalto all'adiacenza di zone di cerniera ad intensa fratturazione (qui fortemente controllate dall'assetto strutturale) con zone di ammasso da mediamente a poco fratturato, quale condizione capace di produrre amplificazioni locali del moto sismico; pur se tale evidenza non è direttamente riferibile a fenomeni di moto intrappolato, in base ai risultati degli studi qui presentati, essa costituisce un utile criterio di zonazione in termini di risposta sismica locale.

8.5.2 Carta del settore di Roio Piano - Santa Rufina

All'interno di questo settore le indagini strumentali hanno confermato la suddivisione in zone amplificative proposta nella carta delle MOPS ad eccezione della zona SA1, che è stata ulteriormente suddivisa.

Si descrivono di seguito, in maggior dettaglio, le microzone individuate nel settore in questione:

- **Zona Z7** - coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA5 e corrisponde alla fascia di detrito di versante di spessore metrico direttamente poggiante su *bedrock*, localizzata a SE degli abitati di Santa Rufina e Roio Piano. Data l'impossibilità logistica di effettuare misure sismometriche, l'analisi di risposta sismica di questa zona è stata condotta solo su base numerica, adottando il modello di sottosuolo derivante dalle indagini geologiche e geologico-tecniche; in base alle funzioni di trasferimento ottenute

numericamente, tale zona risulta amplificativa alla frequenza f_0 di 5.5 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 1.68, un FV_{ICMS} di 1.08 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.20 s.

- **Zona Z1** - coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA4 e corrisponde al settore caratterizzato da sabbie su limi argillosi di spessore maggiore di 15 m, localizzato in corrispondenza dell'abitato di Santa Rufina. In base alle funzioni di trasferimento ottenute numericamente, tale zona risulta amplificativa alla frequenza f_0 di 1.5 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 0.97, un FV_{ICMS} di 1.38 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.24 s.
- **Zona Z9** - coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA2 e corrisponde al settore caratterizzato da limi-argillosi e detrito di versante di spessore complessivo entro i 15 m poggianti su *bedrock*, localizzato in corrispondenza dell'abitato di Roio Piano. In base alle funzioni di trasferimento ottenute numericamente, tale zona risulta amplificativa alla frequenza f_0 di 5.0 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 3.04, un FV_{ICMS} di 1.81 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.20 s.
- **Zona Z2** - coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA1 e corrisponde al settore localizzato ad est dell'abitato di Roio Piano, caratterizzato da limi argillosi di spessore maggiore di 15 m e $V_{s_eq} > 500$ m/s (cfr. § 8.5.4). In base alle funzioni di trasferimento ottenute numericamente, tale zona risulta amplificativa alla frequenza f_0 di 1.8 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 1.06, un FV_{ICMS} di 1.34 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.40 s.
- **Zona Z3** - coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA1 e corrisponde al settore localizzato a sud dell'abitato di Santa Rufina, caratterizzato da limi-argillosi di spessore maggiore di 15 m e $V_{s_eq} < 500$ m/s (cfr. § 8.5.4). In base alle funzioni di trasferimento ottenute numericamente, tale zona risulta amplificativa alla frequenza f_0 di 1.2 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 1.11, un FV_{ICMS} di 1.76 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.24 s.

8.5.3 Carta del settore di Colle di Roio

All'interno di questo settore le indagini strumentali hanno confermato la suddivisione in zone amplificative proposta nella carta delle MOPS, a meno della zona SA6 che, in base alle misure strumentali, è risultata stabile. Tuttavia, le suddette zone sono state ridimensionate arealmente, tenendo conto dei risultati delle misure sismometriche. Sono state distinte, inoltre, mediante un opportuno simbolismo, porzioni delle zone amplificative per le quali si ritengono necessarie ulteriori indagini finalizzate alla definitiva caratterizzazione della risposta sismica.

Si descrivono di seguito, in maggior dettaglio, le microzone individuate nel settore in questione:

- **Zona Z8** - coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA2, corrispondente a limi argillosi di spessore complessivo entro i 15m poggianti su *bedrock*, localizzata alla base della dorsale di Colle di Roio. In base alle funzioni di trasferimento ottenute numericamente, tale zona risulta amplificativa alla frequenza f_0 di 3.5 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 2.19, un FV_{ICMS} di 1.65 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.28 s.
- **Zona Z5** - coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA8, corrispondente al lapideo intensamente fratturato, associato alla cerniera dell'anticlinale che caratterizza la struttura geologica della sommità della dorsale su cui sorge l'abitato di Colle di Roio. La zona in oggetto è stata

delimitata in base alla distribuzione delle stazioni velocimetriche per le quali sono stati osservati massimi significativi di HVSR ed è caratterizzata da due porzioni separate da un settore stabile, la più occidentale delle quali comprende l'area del centro storico. Quest'ultima, data l'impossibilità di eseguire misure strumentali, è stata associata solo per estrapolazione alla zona amplificativa adiacente e si ritengono necessarie ulteriori indagini sismometriche finalizzate alla definitiva caratterizzazione della risposta sismica. In base alle funzioni di amplificazione ottenute numericamente, la zona in oggetto risulta amplificativa in un intervallo di frequenze compreso tra 4.0 e 5.5 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 1.19, un FV_{ICMS} di 1.23 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.28 s.

- **Zona Z6** – coincide con parte della microzona omogenea in prospettiva sismica SA8, corrispondente al lapideo intensamente fratturato associato alla cerniera dell'anticlinale che caratterizza la struttura geologica alla base della porzione orientale della dorsale su cui sorge l'abitato di Colle di Roio. Data la bassa attendibilità delle misure strumentali effettuate e l'impossibilità di integrarle ai fini del presente studio, la zona è stata caratterizzata solo in base alle simulazioni numeriche 2D e per essa si ritengono necessarie ulteriori indagini sismometriche finalizzate alla definitiva caratterizzazione della risposta sismica. In base alle funzioni di amplificazione ottenute numericamente, la zona in oggetto risulta amplificativa in un intervallo di frequenze compreso tra 4.5 e 6.0 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 1.56, un FV_{ICMS} di 1.16 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.20 s.
- **Zona Z4** – corrisponde alla parte sommitale della dorsale su cui sorge l'abitato di Colle di Roio ed è caratterizzata da amplificazioni topografiche non evidenziate dalle misure velocimetriche, ma soltanto dalle modellazioni numeriche 2D. In base alle funzioni di amplificazione ottenute numericamente, la zona, comprendente i settori di dorsale di quota superiore agli 820 m s.l.m. che non rientrano nella zona Z8, risulta amplificativa in un intervallo di frequenze tra 1.0 e 3.0 Hz e ad essa si attribuiscono un FA_{ICMS} di 1.15, un FV_{ICMS} di 1.47 ed un T_{max} dello spettro di pseudoaccelerazione di 0.36 s.

8.6 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Al termine del presente capitolo si ritiene opportuno svolgere alcune considerazioni di carattere generale relative ad alcuni insegnamenti (*lessons learned*) tratti sia a livello metodologico sia di organizzazione della successione temporale e spaziale delle indagini condotte per la microzonazione della conca di Roio.

Le considerazioni possono essere ricondotte a tre aspetti fondamentali.

1. Il primo aspetto è relativo all'identificazione delle metodologie di esplorazione del sottosuolo più idonee, ai fini di microzonazione sismica, in contesti geologici riconducibili ad aree di conca intramontana, in cui le profondità di investigazione di progetto sono superiori al centinaio di metri. Anche in base alla rilettura critica di esperienze pregresse acquisite in contesti similari, e stante la non disponibilità di sezioni dedotte da sismica a riflessione, appare evidente l'efficacia di indagini di tipo gravimetrico sia nella definizione della geometria profonda della struttura, in particolare nella ricostruzione del contatto tra substrato geologico pre-pleiocenico e depositi di riempimento plio-quadernari ad elevata consistenza ai fini della determinazione dello spessore dello strato risonante, sia nel coadiuvare in-

dagini sismometriche ai fini della ricostruzione dei profili di velocità, anche a profondità difficilmente investigabili con le classiche tecniche geofisiche (Down Hole, MASW, ReMi).

2. Il secondo aspetto è connesso all'importanza di un'efficace sequenza temporale delle indagini che consenta di ottimizzare tempi di esecuzione e qualità del dato informativo acquisito. A questo riguardo, come già esposto nell'introduzione, le condizioni di emergenza in cui si è operato non hanno giovato ad un'ottimale pianificazione spazio-temporale e tipologica della gamma di indagini complessivamente disponibile nell'ambito del progetto. Poiché si è preso atto di tale limite durante lo sviluppo stesso delle varie fasi di indagini in sito, si è cercato di supplire a tale carenza con una più flessibile ed ampia fase di elaborazione incrociata dei dati di sottosuolo per l'impostazione delle successive simulazioni numeriche.
3. Quale terzo aspetto, infine, si vogliono porre in luce alcune problematiche riscontrate in sede di rappresentazione cartografica della MS di Livello 3 in termini di sinteticità, efficacia e chiarezza. A questo riguardo, si sottolinea come l'attribuzione a zone distinte per differenti caratteri di omogeneità geologico-tecnica, di parametri dell'amplificazione sismica (FA, FV, T_{max}, f₀) aventi differente significato, non consente l'adozione di un unico criterio di rappresentazione areale dell'incremento del livello di pericolosità locale mediante una singola scala cromatica, a differenza di quanto raccomandato da ICMS.

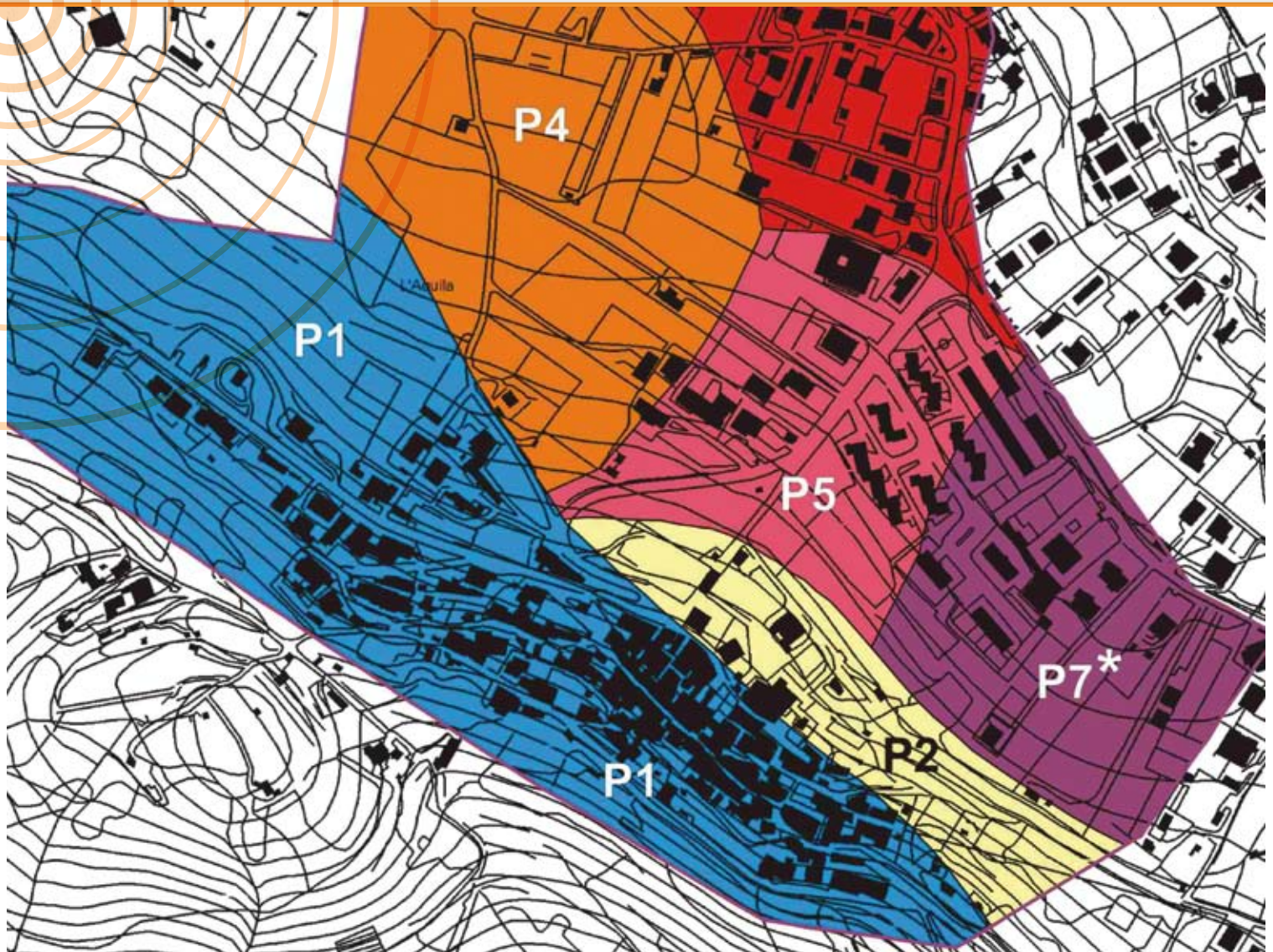
Bibliografia

- Coggon J. (1976) - Magnetic and gravity anomalies of polyhedra. *Geoexploration*, 14, 93-105.
- Di Filippo M., F. D'Offizzi & B. Toro (1983) - Determinazione della densità di alcune formazioni della Toscana meridionale con metodi gravimetrici. *Atti del II Convegno del GNGTS*, 473-481.
- Ferri F., Porfidia B., Coren F. & Zanolla C. (2007) - A new gravity mapping project of Italy at 1:250.000 scale, *Epitome, Geoitalia 2007*, vol.2, 474-475.
- Ferri F., Zanolla C., Porfidia B., Coren F., Giori I. & Cesi C. (2008) - La Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:250.000. *Atti XXVII Convegno GNGTS*, 437-438.
- Griffin W. R. (1949) - Residual gravity in theory and practice, *Geophysics*, 14, 39-56.
- Hoek E. & Diederichs M.S. (2006) - Empirical estimation of rock mass modulus. *Int. J. of Rock Mech. and Mining Sc.*, 43, 203-215.
- Hoek, E., Carranza-Torres, C.T. & Corkum, B. (2002) - Hoek-Brown failure criterion. 2002 edition. *Proc. North Am. Rock Mech. Soc. Meeting in Toronto in July 2002*.
- ISRM (1978) - Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock mass. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 15: 319-368.
- ISRM (1985) - Suggested methods for determining point load strength. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 22: 51-60.

Ringraziamenti

Al termine di un lavoro di grande impegno tecnico-scientifico e logistico e che ha richiesto molteplici apporti culturali e notevole disponibilità da parte di molti, si ritiene doveroso ringraziare:

- Ernesto Centamore per aver condiviso con noi la sua profonda conoscenza geologica di questo settore dell'Appennino;
- Giuliano Milana per aver reso disponibili i dati sismometrici delle stazioni temporanee INGV e per le proficue informazioni;
- la direzione regionale Ambiente e Cooperazione tra i Popoli per aver consentito la partecipazione al GdL dei geologi dell'Area Difesa del Suolo;
- Dario Rinaldis per i numerosi consigli forniti e per aver reso disponibile la strumentazione ENEA;
- Valentina Perilli e Domenico Collalti per aver gentilmente ospitato le stazioni sismometriche ENEA e C.E.R.I. presso le loro abitazioni a Colle di Roio e a Santa Rufina;
- i responsabili e i volontari della Protezione Civile dei centri di Colle di Roio e Santa Rufina per aver reso possibile l'installazione delle stazioni sismometriche ENEA Colle di Roio e Santa Rufina;
- Edoardo Peronace, Bruno Quadrio e Giovanni De Caterini e tutti gli altri tecnici che hanno fornito materiale tecnico prodotto nell'ambito del Progetto C.A.S.E.



MACROAREA 9

MONTI D'OCRE: BAGNO GRANDE, BAGNO PICCOLO, CIVITA DI BAGNO, PIANOLA, S. BENEDETTO, S. FELICE D'OCRE, VALLE-CAVALLETTO

GRUPPO DI LAVORO

1 Regione Toscana,
Coordinamento
Regionale Prevenzione
Sismica – Genio civile
di Firenze

2 Università di Firenze,
Dip.to di Scienze
della Terra

3 Università di Pisa,
Dip.to di Scienze
della Terra

4 Consulente DPC,
Roma

5 Regione Toscana,
Genio Civile di Pistoia

6 Regione Toscana,
Ufficio VIA

7 Regione Toscana,
Genio Civile
di Grosseto

8 Provincia Autonoma
di Trento,
Servizio Geologico

9 Impresa Geoprove
s.a.s. di Lucca

10 Università di Chieti,
CERS-GEO

11 Università di Pisa,
Dip.to di Ingegneria
Civile

12 Regione Toscana,
Genio Civile di Massa

Rilievi geologici:

- Ballati R.⁵ • Calderini F.⁶ • D'Amato-Avanzi G.³ • Fabbroni P.¹ • Giannecchini R.³ • Marchetti D.³ • Menna F.²
- Principi G.² • Puccinelli A.³ • Rossi M.⁷ • Salvadori A.⁵ • Salvetti A.⁴ • Turrini G.⁴ • Vannini F.¹

Indagini geofisiche:

- Barsanti P.⁹ • D'Intinosante V.¹ • Franceschini A.⁸ • Pizzica F.¹⁰ • Rainone M.¹⁰ • Signanini P.¹⁰

Indagini geotecniche:

- Baglione M.¹ • Cortopassi P.¹² • Fabbroni P.¹ • Lo Presti D.¹¹ • Milano F.¹² • Squeglia N.¹¹

Misure strumentali:

- Colò L.² • Delle Donne D.² • De Rosa G.² • D'Intinosante V.¹ • Genco R.²
- La Canna G.² • Marchetti E.² • Ripepe M.²

Simulazioni numeriche:

- T. Sanò⁴

Editing, informatizzazione e allestimento grafico:

- Benelli F.¹ • D'Intinosante V.¹ • Pellegrineschi V.⁵ • Vannini F.¹

Coordinamento:

- Baglione M.¹ • D'Intinosante V.¹ • Fabbroni P.¹ • Fianchisti G.¹ • Vannini F.¹

9.1 INTRODUZIONE

Il Settore Coordinamento Regionale Prevenzione sismica della Regione Toscana, a seguito del sisma di Aprile 2009, ha fornito la propria disponibilità al DPC per le attività geologiche di studio connesse con la MS dei territori colpiti.

L'ufficio Rischio Sismico del DPC, coordinato dal Prof. Dolce, nel mese di Giugno 2009 ha coinvolto la Regione Toscana con nota prot. n. 0017003 del 03.06.09 chiedendo la partecipazione dei Tecnici Regionali del Coordinamento regionale Prevenzione Sismica per la suddetta attività.

Al Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica della Regione Toscana sono state affidate dal DPC tutte le attività di coordinamento per la realizzazione della MS di una macroarea (Macroarea 9) comprendente le seguenti località appartenenti ai Comuni de L'Aquila e di Ocre:

COMUNE DELL'AQUILA

- **Area 1:** Pianola;
- **Area 2:** Bagno Grande, Bagno Piccolo, Ripa e Cominio;
- **Area 3:** Civita di Bagno;
- **Area 4:** San Benedetto, Sant'Angelo e Vallesindola.

COMUNE DI OCRE

- **Area 5:** San Felice d'Ocre;
- **Area 6:** Valle d'Ocre, Cavalletto.

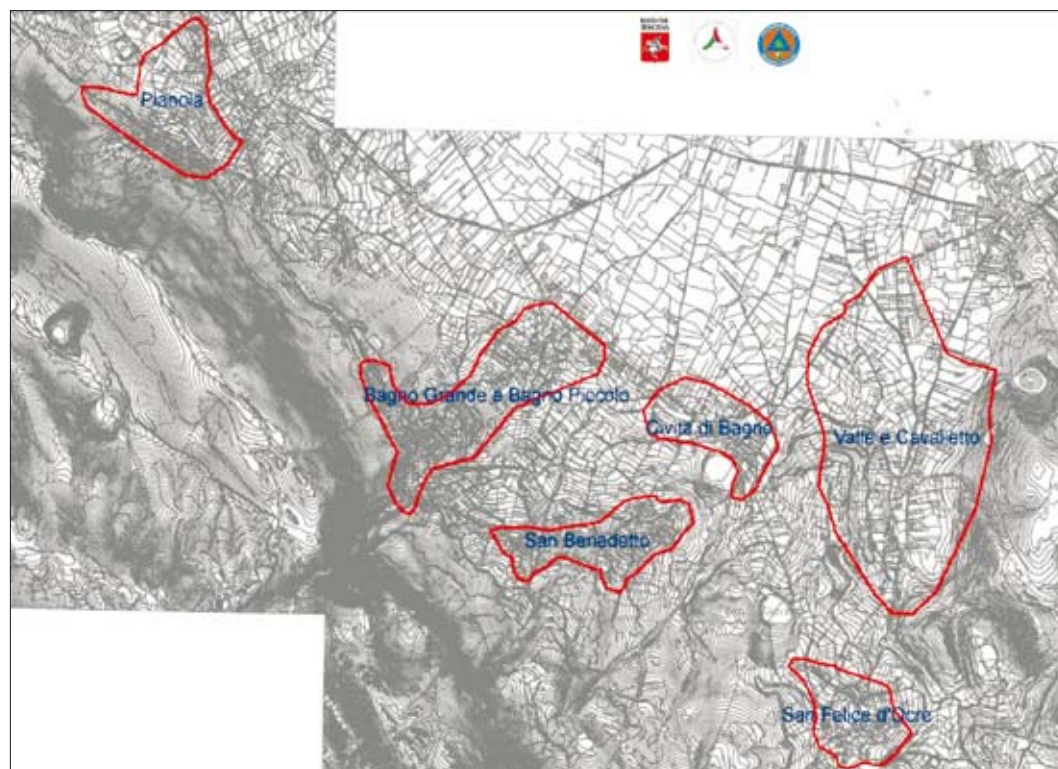


Fig. 9.1 → Delimitazione delle aree di indagine della macroarea 9.

Le aree oggetto di indagine rientrano nei Comuni di Ocre e nella porzione SW de l'Aquila.

Si tratta di 10 località tra quelle maggiormente danneggiate dal sisma.

Tali aree possiedono un'estensione totale pari a 343 ha circa.

Di seguito si riporta un quadro d'insieme delle delimitazioni delle aree che sono state oggetto dell'attività di studio (Fig. 9.1).

La Regione Toscana ha quindi coordinato varie strutture universitarie che sono state coinvolte, a vario titolo e in relazione alle proprie specifiche competenze, nel progetto di MS. Nello specifico le attività che sono state svolte sono di seguito riportate:

- **T2 Modello sottosuolo:** Regione Toscana, Università di Firenze (Dip.to di Scienze della Terra), Università di Pisa (Dip.to di Scienze della Terra);
- **T3 Geotecnica:** Università di Pisa (Dip.to di Ingegneria Civile);
- **T4 Geofisica:** Università di Chieti (CERS-GEO), Provincia di Trento, Geoprove s.a.s. di Lucca;
- **T5 Strumentale:** Università di Firenze, Provincia di Trento
- **T7 Simulazioni numeriche:** DPC

Per ognuna delle aree selezionate sulla base della perimetrazione fornita dal DPC sono stati eseguiti opportuni rilevamenti geo-litologico e geomorfologico di campagna in scala 1:5.000 in un intorno dei vari centri abitati selezionati.

Una volta realizzati i rilevamenti geologici, si è proceduto alle fasi di indagini che sono state organizzate nelle seguenti attività consequenziali:

1. Campagna di indagini geofisica di superficie (T4 Geofisica). Queste analisi hanno permesso di fornire una parametrizzazione mono e bidimensionale geometrica e fisico-meccanica in campo dinamico, finalizzata all'estensione nel sottosuolo delle conoscenze di superficie, nei limiti intrinseci della metodologia e connessi alla logistica delle aree indagate. Nello specifico sono state eseguite due successive campagne di sismica a rifrazione con onde P e SH per complessive 15 stendimenti e per un totale di 1620 ml. Tali indagini sono state poi opportunamente integrate con prove ReMi (due, per un totale di 42 verticali di misura del profilo di V_s ; per 13 di queste verticali di misura si è operata, inoltre, la caratterizzazione sismica del sito mediante prove MASW. Le indagini geofisiche in situ sono state svolte da fine giugno ai primi di agosto 2009.
2. Campagna strumentale (T5 Strumentale). La campagna è stata condotta con 7 stazioni sismiche a larga banda per ogni area in modo da poter acquisire contemporaneamente dati sismici (sia rumore ambientale che terremoti locali) in un intervallo di tempo di 24 ore per ogni località (le attività sono state condotte entro il mese di giugno 2009). Tale attività ha permesso di poter stimare il periodo fondamentale di risonanza del terreno e poter valutare i fattori di amplificazione mediante il metodo dei rapporti spettrali H/H_{ref} .
3. Indagini Geotecniche (T3 Geotecnica) e Geofisiche in foro (T4 Geofisica). Sulla base dei risultati delle indagini sismiche di superficie, sono state realizzate indagini di dettaglio, consistite in 8 sondaggi geognostici (con prelievo di campioni per l'esecuzione di prove geotecniche di laboratorio in campo

statico e dinamico) e prove Down Hole, per una migliore e puntuale definizione del profilo sismo stratigrafico.

4. Definizione del Modello di sottosuolo (T2). Una volta realizzate tutte le indagini geologiche, geofisiche e geotecniche, si è proceduto, per ogni area, ad omogeneizzare tutti i dati al fine di poter definire in maniera attendibile un quadro completo del sottosuolo descritto attraverso una serie di sezioni geologico-tecniche rappresentative sia in termini di spessori che in termini di parametri dinamici, utilizzabili come input geologico-tecnico in fase di modellazione.

Nei seguenti paragrafi è riportata con maggior dettaglio la descrizione di tutte le attività di indagine realizzate nella Macroarea 9.

9.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

Per ognuna delle aree selezionate sulla base della perimetrazione fornita dal DPC sono stati eseguiti opportuni rilievi geo-litologici e geomorfologici di campagna in scala 1:5.000 in un intorno dei vari centri abitati selezionati.

I dati geologici di riferimento sono state le cartografie CARG in scala 1:10.000 e le cartografie prodotte a supporto dei Piani Strutturali, qualora disponibili.

La fase di campagna è stata preceduta e seguita da un'interpretazione stereoscopica di foto aeree a quote differenti e relative a voli di anni diversi, reperite presso il Settore Cartografico della Regione Abruzzo.

A seguito del rilievo, sono state prodotte quindi per ciascuna località carte geologiche-geomorfologiche in scala 1:5.000 corredate di opportune sezioni geologiche rappresentative e Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1). Tali cartografie sono riportate nel DVD allegato (All. 1).

La legenda delle carte geologiche riprende in linea di massima quella già realizzata per il progetto CARG per ciò che concerne sigle, colori e codici; per la redazione delle Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica ci si è riferiti agli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008).

9.2.1 Carta delle indagini

Per ognuna delle aree selezionate per la MS sono state prioritariamente reperite tutte le informazioni pregresse esistenti sul territorio. Tali informazioni consistono in indagini geognostiche (sondaggi, pozzi a scopo idropotabile), prove in situ (es. prove penetrometriche) e altre notizie utili acquisite sia nell'ambito degli strumenti urbanistici comunali sia durante la fase di rilievo geologico, da tecnici e abitanti del posto relativamente a cantieri edili in corso di esecuzione e/o di recente chiusura.

Tali informazioni pregresse in aggiunta a tutte le indagini geognostiche che sono state realizzate ad hoc nei siti di interesse hanno consentito la predisposizione della cartografia delle indagini per l'area di studio a scala di dettaglio (Figg. dalla 9.2 alla 9.9 ed in Allegato 2, del DVD).

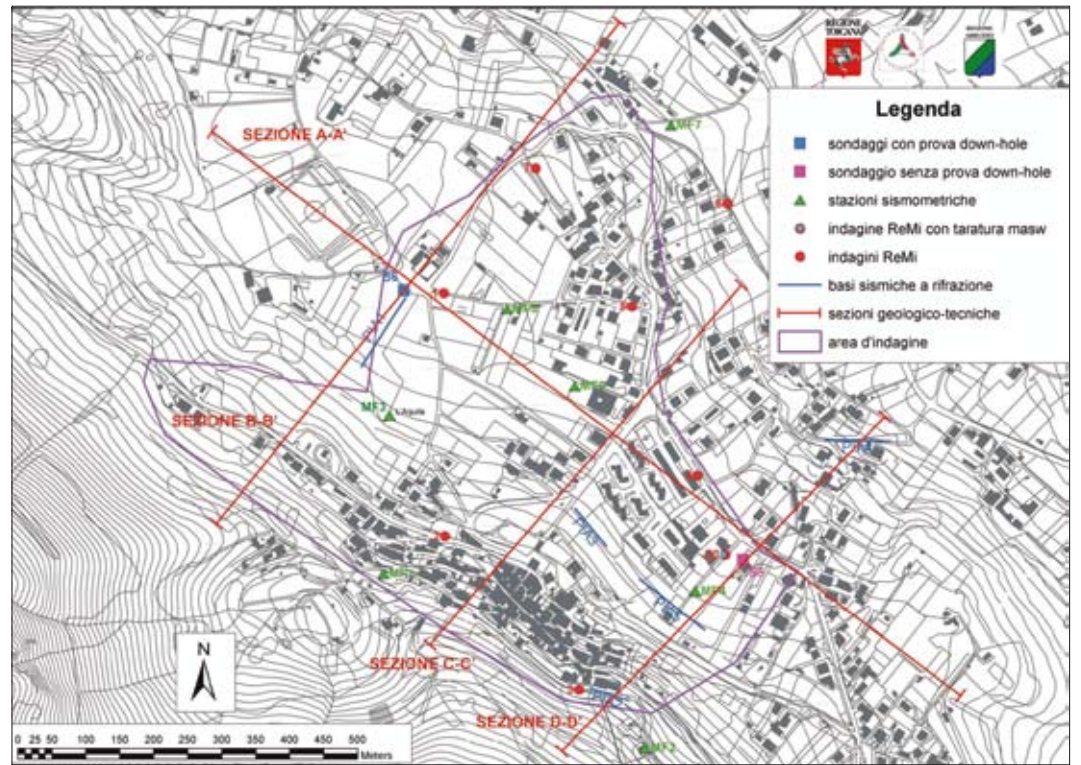
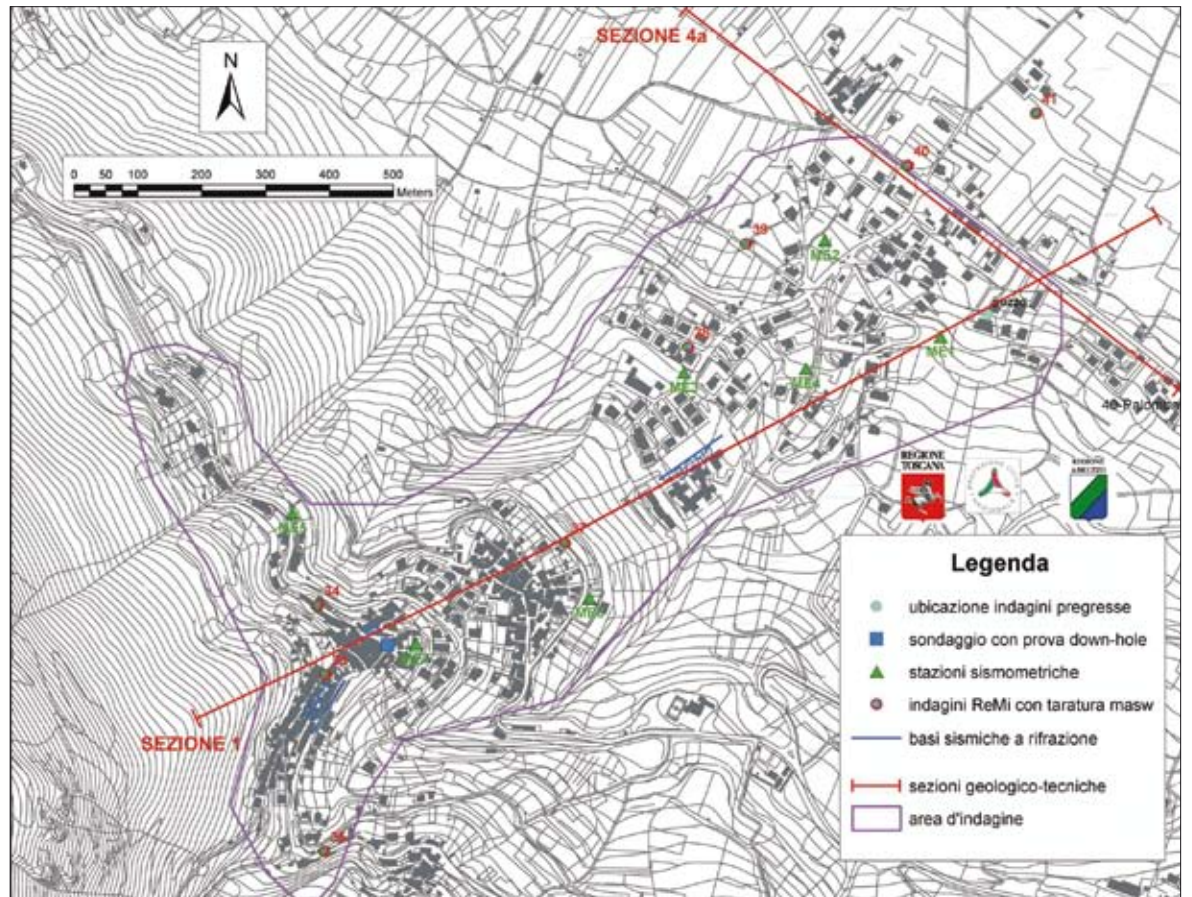


Fig. 9.2 → Carta delle indagini per il sito di Pianola.

Fig. 9.3 → Carta delle indagini per il sito di Bagno.



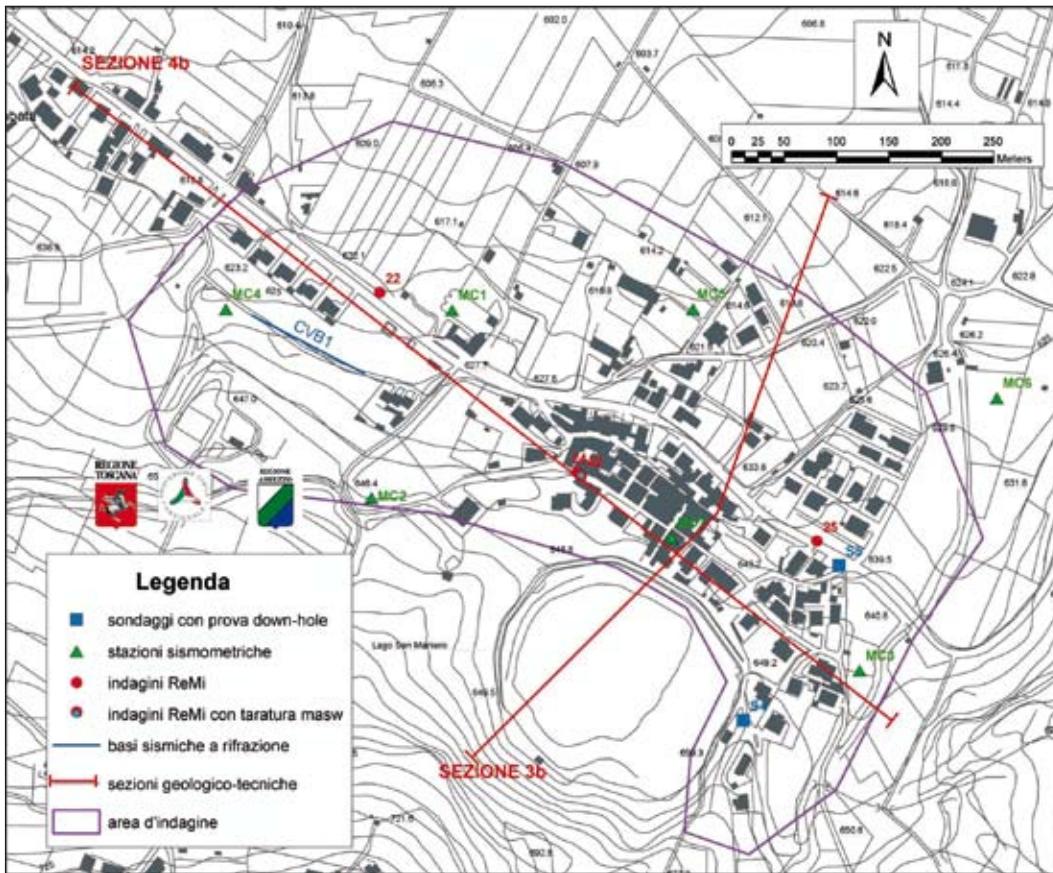


Fig. 9.4 → Carta delle indagini per il sito di Civita di Bagno.

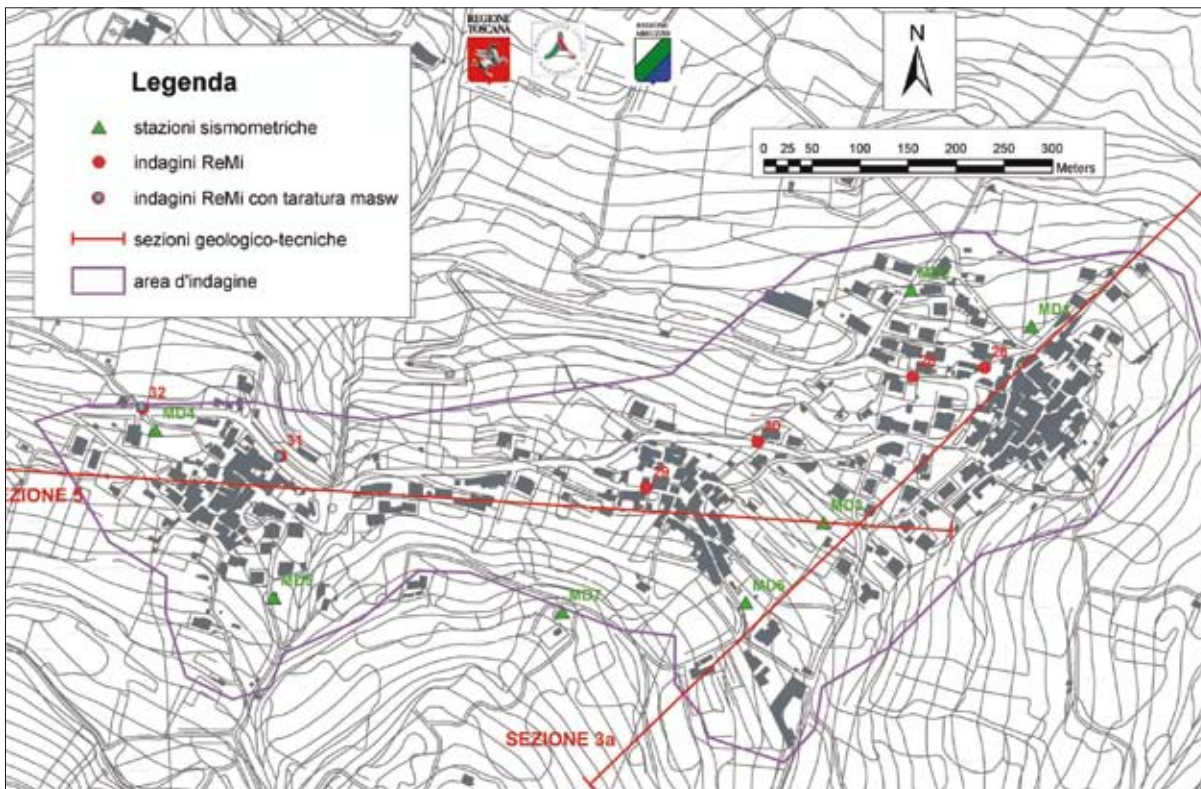


Fig. 9.5 → Carta delle indagini per il sito di San Benedetto.

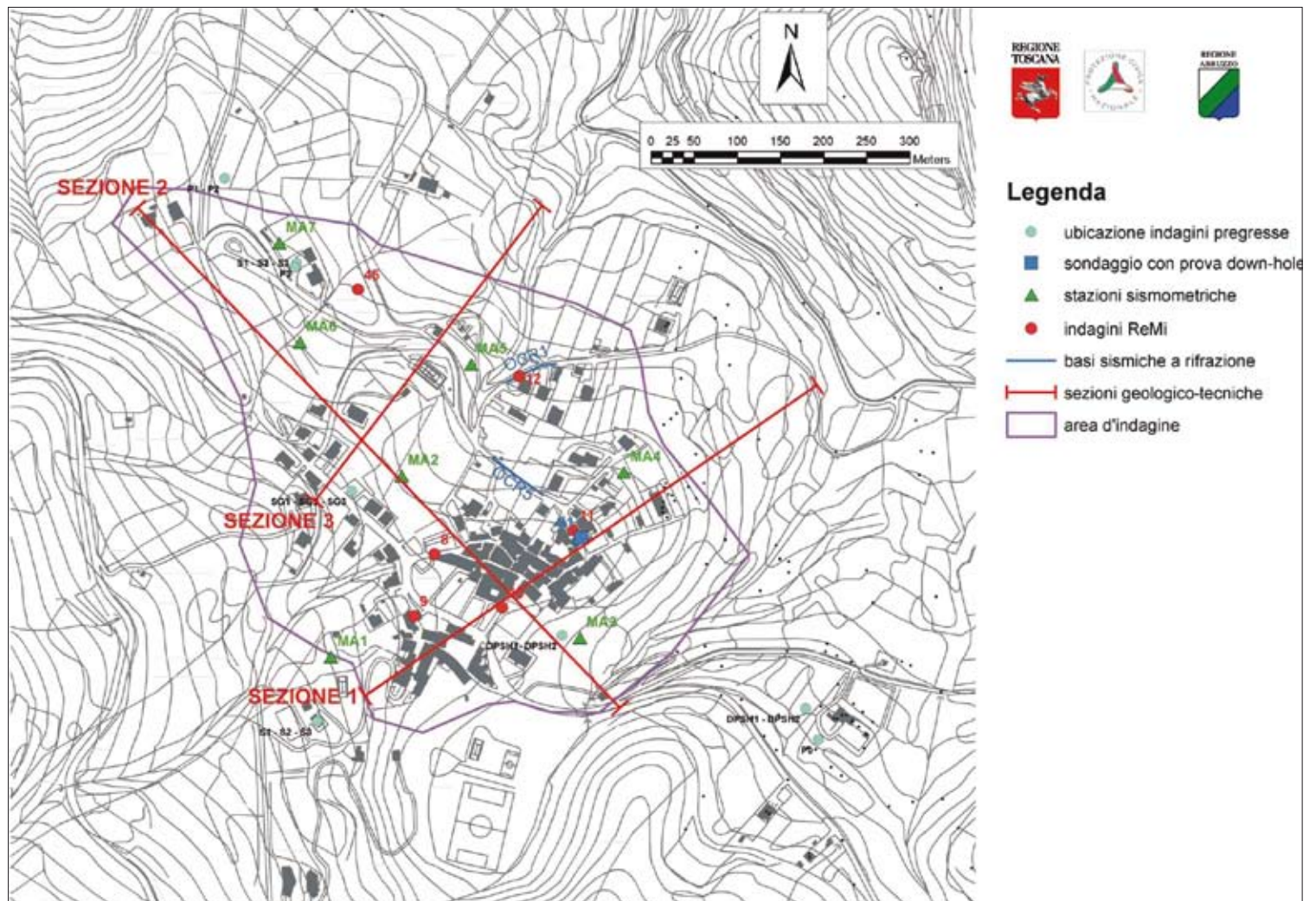


Fig. 9.6 → Carta delle indagini per il sito di San Felice d'Ocre.

Tale cartografia costituisce il primo passo per la definizione del quadro conoscitivo del sottosuolo e deve essere predisposta in due successive fasi: nell'ambito delle attività del livello 1 di approfondimento, in cui devono essere rappresentate solo le indagini pregresse e per i successivi livelli 2 e 3, in cui devono essere indicate anche le indagini realizzate *ex-novo* per lo studio di microzonazione sismica.

Per una maggiore completezza si è scelto di realizzare un'unica cartografia delle indagini che comprenda sia le poche indagini pregresse del livello 1, sia le indagini realizzate nell'ambito del livello 3.

Nella suddetta cartografia sono indicate:

- la localizzazione delle indagini pregresse raccolte;
- la localizzazione e la tipologia delle indagini realizzate *ex-novo* nelle aree dove si riteneva importante e/o indispensabile effettuare approfondimenti conoscitivi;
- l'ubicazione delle sezioni geologico-tecniche utilizzate per le analisi di risposta sismica di livello 3.

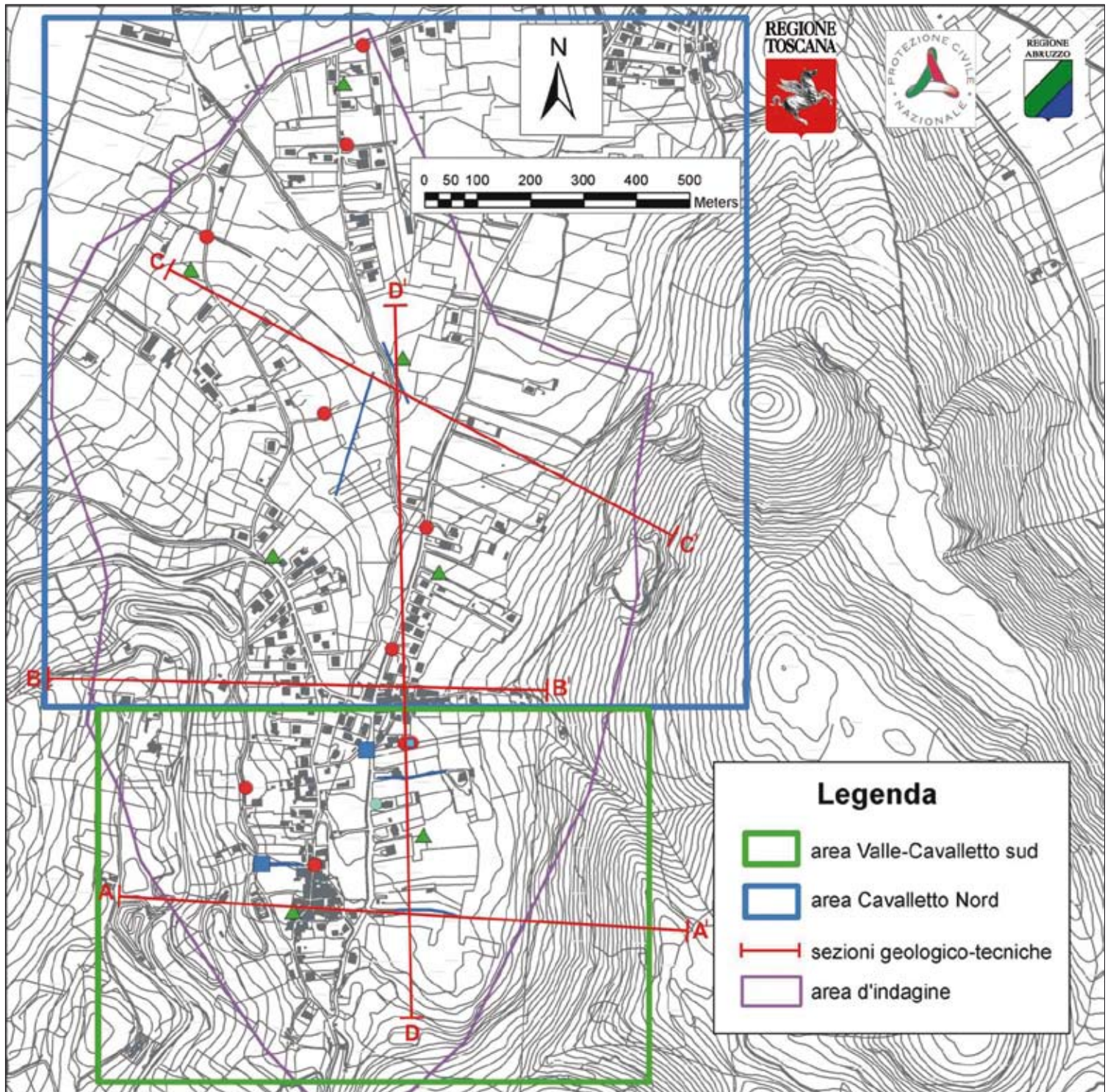


Fig. 9.7 → Quadro d'unione della carta delle indagini per i siti di Valle e Cavalletto. Le planimetrie di dettaglio sono visibili nelle figure 9.8 e 9.9.

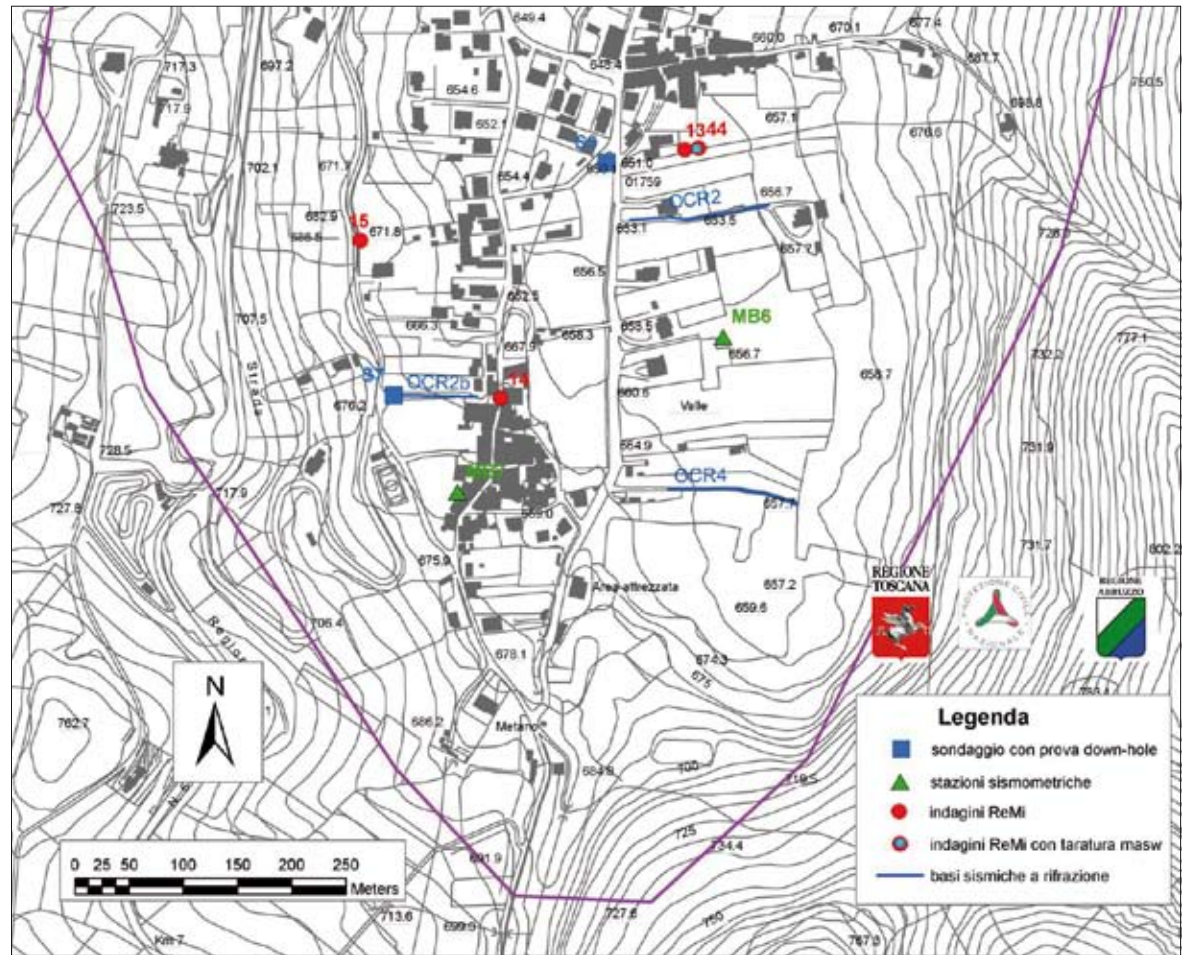


Fig. 9.8 → Carta delle indagini per i siti di Valle e Cavalletto Sud.

9.2.2 Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

Da un punto di vista geologico regionale, la conca aquilana è il risultato della deformazione e del sollevamento di domini paleogeografici mesozoici marini sviluppati lungo il margine settentrionale africano. Essa deriva dall'evoluzione prevalentemente neogenica di un sistema orogenico catena-avanfossa-avanpaese in cui è possibile ricostruire le fasi di migrazione degli sforzi compressivi dai settori occidentali verso quelli orientali. Tali fasi compressive sono state accompagnate e poi seguite, a partire almeno dal Miocene superiore da una tettonica distensiva anch'essa in migrazione da Ovest verso E e non ancora ultimata nella dorsale appenninica. L'emersione graduale della catena in formazione ha creato nel Plio-Pleistocene le condizioni per un importante smantellamento subaereo accompagnato dalla deposizione di una potente coltre di depositi detritici, alluvionali e anche lacustri.

I sistemi deposizionali appenninici sono essenzialmente due: il sistema carbonatico di piattaforma e il sistema silicoclastico di avanfossa.

Per quanto riguarda la tettonica compressiva questo settore di Appennino risulta caratterizzato da sovrascorrimenti con entità di traslazione dell'ordine di diverse decine di chilometri e stile tettonico complesso (tipo *duplex*). I Monti d'Ocre sono caratterizzati da una struttura monoclinale immergente verso E-NE con pendenze degli strati a valore crescente fino a giaciture subverticali; verso S, ad esse,

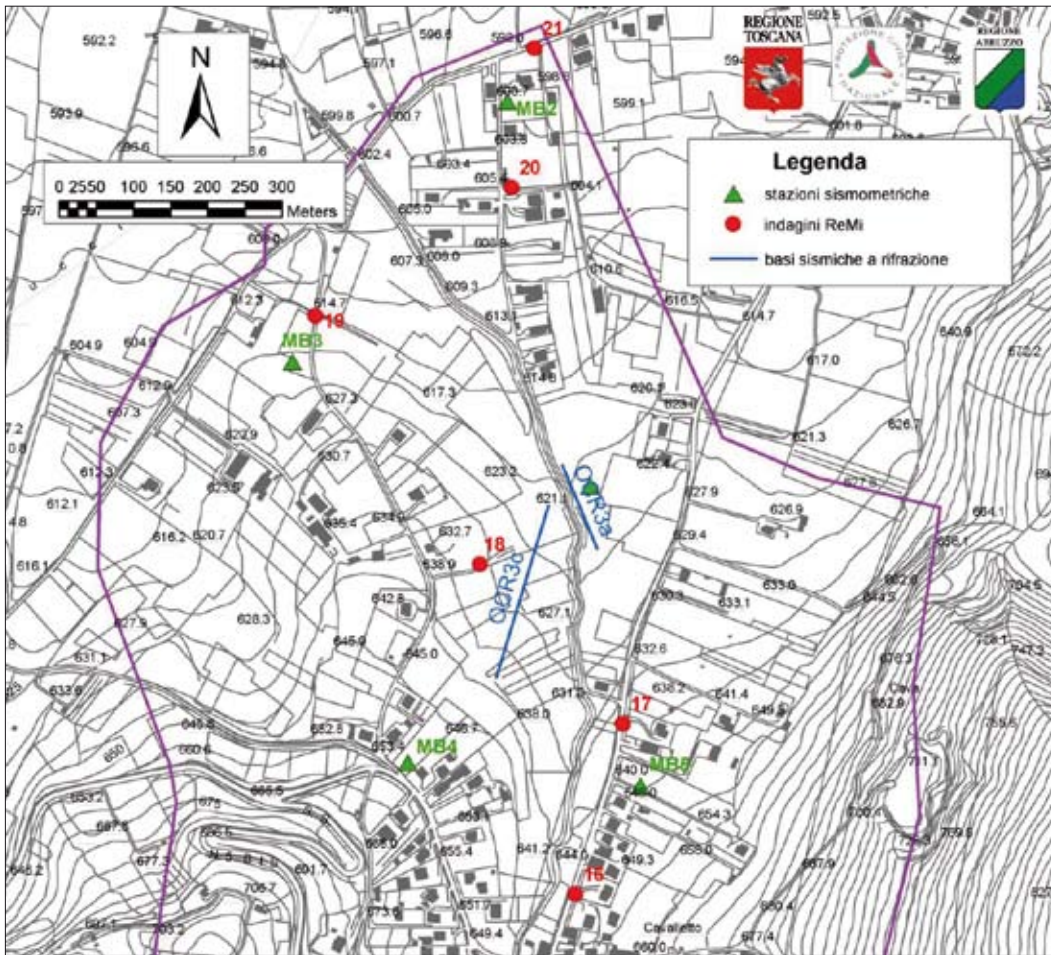


Fig. 9.9 → Carta delle indagini per il sito di Cavalletto Sud.

si associano piani di sovrascorrimento che mettono a contatto la porzione carbonatica cretacea con i termini terrigeni messiniani. In alcuni casi (M. Velino) si osservano strutture pre-mioceniche dislocate da faglie che, secondo alcuni Autori, potrebbero aver invertito sovrascorrimenti di età più antica.

La tettonica distensiva, responsabile della formazione della conca dell'Aquila (sul margine SW della quale è localizzata la Macroarea 9) e il successivo smantellamento hanno creato una depressione colmata da una potente serie di litologie continentali quaternarie (Pleistocene inferiore-Olocene) suddivisa da vari Autori in due sequenze deposizionali formate essenzialmente da breccie, ghiaie, sabbie, limi e limi calcarei. Il primo ciclo si conclude con una superficie deposizionale datata al Pleistocene medio, parte iniziale. Il secondo ciclo è caratterizzato da frequenti intercalazioni di livelli vulcanoclastici e termina con una superficie deposizionale datata Pleistocene medio, parte finale.

Nel presente paragrafo vengono illustrate, per ognuna delle aree rilevate, le principali caratteristiche geologiche, litostratigrafiche, tettoniche e geomorfologiche desunte dai rilievi di campagna eseguiti.

Inoltre vengono riportate anche alcune considerazioni desunte dai dati di base pregressi acquisiti, relativamente alle caratteristiche litologiche dei terreni presenti.

Infine per ogni area vengono descritte e commentate le cartografie geologiche prodotte e le relative sezioni geologiche realizzate.

Comune de L'Aquila: l'area di Pianola

L'area di Pianola, situata presso il margine settentrionale della conca dell'Aquila, è ubicata in una posizione intermedia tra la conca di Scoppito - L'Aquila e la conca di Fossa-San Demetrio nè Vestini.

Dal punto di vista stratigrafico il substrato roccioso è costituito da calcari e da unità arenaceo-pelitiche.

Calcari a briozoi (CBZ): questa successione caratterizza la maggior parte del substrato su cui sorge la parte antica del centro abitato di Pianola e tutto il versante montuoso alle spalle dello stesso paese. Esso è costituito da calcari granulo-sostenuti, a volte finemente ed uniformemente detritici, di colore da grigio a grigio-giallastro, bianco all'alterazione, in livelli con spessore variabile tra i 10 ed i 60 cm, caratterizzati da stratificazione generalmente ben evidente. Lo spessore della successione nell'area di interesse è superiore ai 100 m. L'età di questa successione è stata riferita al Miocene medio (Lorè & Tallini, 1995). Tale unità risulta sovrascorsa verso NE sul flysch argilloso-arenaceo messiniani.

Flysch (UAP): affiora sporadicamente in aree circoscritte e localizzate prevalentemente lungo la scarpata presente alla base della superficie pianeggiante, compresa tra le località Vigne Piane e Case Lepidi. Piccoli affioramenti sono presenti anche in corrispondenza dell'area compresa tra il centro storico del paese e la località Paradosso. Il flysch risulta costituito da un'alternanza di marne, peliti, spesso poco consolidate, ed arenarie da fini a medio-grossolane, di colore da avana e marrone chiaro. Gli strati, caratterizzati frequentemente da un assetto molto disturbato, hanno uno spessore di 10-30 cm. Lo spessore della successione, della quale non affiora la base, è sicuramente superiore ai 100 m. L'età del flysch è attribuita al Miocene superiore (Lorè & Tallini, 1995). Il contatto rispetto alla sovrastante successione carbonatica è tettonico ed è rappresentato da una superficie di *thrust*.

Tra le coperture sono presenti:

Brecce calcaree (Br): affiorano essenzialmente lungo il versante, orientato NW-SE, alla base dell'area compresa tra le località Vigne Piane e Case Lepidi. Si tratta di brecce calcaree a matrice bianca e grigia, costituite da clasti carbonatici eterometrici con dimensioni variabili da 0,5 cm a 40-50 cm. I clasti hanno un basso indice di arrotondamento e di sfericità. Tali brecce sono spesso caratterizzate da un elevato grado di cementazione e risultano estremamente compatte e tenaci; il cemento è essenzialmente calcitico. La stratificazione non è apprezzabile. Questa successione poggia, con contatto verosimilmente erosivo, sul flysch. Non sono mai stati osservati rapporti diretti con la successione fluvio-lacustre, rispetto alla quale riteniamo che le brecce in oggetto siano più antiche. Lo spessore delle brecce è estremamente variabile e difficilmente stimabile là dove non è visibile il contatto basale con la successione sottostante: in alcuni punti possono avere lo spessore di pochi decimetri, altrove possono superare anche i 10 m (es.: versante ad E di Case Lepidi - 650 m s.l.m.).

Depositi fluvio-lacustri (FLU): questa successione caratterizza l'area pianeggiante, compresa tra 680 e 700 m s.l.m., che si estende in direzione NW-SE tra le località Vigne Piane (a NW) e Case Lepidi (a SE). Non sono mai stati osservati affioramenti ascrivibili a questa successione, la cui descrizione è principalmente basata sull'interpretazione di dati provenienti dai sondaggi geognostici. La successione è costituita prevalentemente da sabbie e limi sabbiosi di colore avana/giallo, argille marnose ed argille da grigie a grigio-azzurre, frequenti nella parte basale della successione. Possono essere a volte presenti all'interno della successione piccoli ciottoli calcarei e/o concrezioni carbonatiche. La

stratificazione è talvolta evidente. Questi depositi poggiano sopra la successione del flysch miocenico (UAP). Lo spessore della successione è arealmente variabile; grazie ad alcuni sondaggi è stata ricostruita una geometria del substrato abbastanza articolata, sulla base della quale sono stati ipotizzati gli spessori attribuiti a questa sequenza nelle varie aree. Mediamente lo spessore può essere stimato in circa 20 m, in alcune zone si può ridurre fino a 10-15 m, mentre in particolari aree (es. località le Piscine) può superare anche i 50 m.

Detrito di versante (dt): è rappresentato essenzialmente da depositi clastici poligenici eterometrici, non cementati, con un'abbondante matrice sabbioso-limosa da giallastra a marrone. Possono essere presenti concrezioni carbonatiche più o meno cementate e locali livelli torbosi. Lo spessore stimato è variabile, non supera mai comunque i 5 m.

Depositi eluvio-colluviali (b8): è costituito da depositi clastici poligenici eterometrici elaborati, non cementati, immersi in una matrice sabbioso-limosa da giallastra a marrone chiaro. Lo spessore è compreso tra 0 e 3m.

Dal punto di vista tettonico, l'assetto dell'area di Pianola è essenzialmente caratterizzato dal sovrascorrimento, orientato NW-SE, che giustappone la successione carbonatica sulla successione del flysch miocenico. La superficie principale del thrust, immergente di circa 30-40° verso SO, affiora localmente (775 m s.l.m.) nell'area a SE del centro storico del paese. Ad essa sono associate anche superfici di *thrust* secondarie, orientate ed immergenti generalmente come quella principale. Sulla base di considerazioni geologiche e morfologiche è stata ipotizzata l'esistenza di una faglia normale, orientata circa NO-SE ed immergente ad alto angolo verso NE, parallela alla dorsale Poggio di Roio-Pianola. Dal punto di vista cronologico si suppone che la genesi di questa faglia sia successiva al sovrascorrimento, che sembra dislocato dalla stessa, ma precedente o contemporaneo rispetto ai depositi fluvio-lacustri. L'attività della faglia potrebbe essere iniziata precedentemente alla fase deposizione fluvio-lacustre ed essere quindi perdurata anche durante quest'ultima. Mancano dati oggettivi per stimare l'entità del rigetto di questa faglia, stimabile comunque in diversi metri.

Comune de L'Aquila: l'area di Bagno, Civita di Bagno e San Benedetto

L'area in oggetto coinvolge i centri abitati di Bagno Grande, Bagno Piccolo, Civita di Bagno, Palombata, Ripio, San Benedetto, Sant'Angelo, Vallesindola. I risultati di seguito esposti sono corredati di cartografia geologica e n.4 sezioni geologiche, riportata in **Allegato 1 del DvD**. L'area indagata si trova pochi chilometri a sud-est dell'Aquila, in destra orografica del Fiume Aterno; essa rientra nel segmento più esterno dell'Appennino Centrale, strutturato in un edificio caratterizzato dalla sovrapposizione tettonica di unità appartenenti a domini paleogeografici diversi. Dal punto di vista stratigrafico il substrato roccioso è costituito da calcari e da unità arenaceo-pelitiche.

Calcari a briozoi (CBZ): Affiorano solo localmente a sud del Lago di Civita, mentre affioramenti migliori sono immediatamente a est dell'area di studio. Si tratta di calcareniti bianche, grigie e giallastre a briozoi e frammenti di litotamni con intercalazioni fini saccaroidi bianche e di calciruditi a briozoi e pectinidi. Lo spessore degli strati varia da decimetrico a metrico. Età: Langhiano *p.p.* – Serravalliano.

Complesso torbiditico laziale-abruzzese - Unità arenaceo-pelitica (UAPb): Affiora con discreta esposizione a Bagno Grande e Ripio ed è costituita da alternanze irregolari di arenarie giallo-ocracee in strati

medi (50-70 cm) e peliti in strati sottili (10-30 cm). Generalmente il rapporto arenaria/pelite è maggiore di 2. Le arenarie sono per lo più massive, ma talvolta si riconoscono laminazioni ondulate o incrociate; una chiara reazione all'acido cloridrico testimonia la presenza di carbonato di calcio, sia nei clasti che nel cemento. L'alterazione produce un materiale sabbioso-pelitico giallastro da poco a mediamente addensato, in cui di solito non si riconoscono strutture sedimentarie; ciò può rendere difficile distinguere il substrato alterato da depositi di versante o fluvio-lacustri. Età: Messiniano inferiore *p.p.*

Tra le coperture sono presenti:

Depositi fluvio-lacustri (FLC): Affiorano esclusivamente a nord-est di San Benedetto, lungo il pendio che limita a sud-ovest il Lago di San Maniero. L'esposizione migliore è tra 660 m e 700 m di quota, in corrispondenza di una scarpata di frana attiva, dove si osservano sabbie massive grigio-giallastre con intervalli di peliti e di conglomerati. Le sabbie, molto addensate, hanno struttura generalmente massiva e strati di spessore da qualche decimetro a qualche metro; la direzione di strato varia tra nord-sud e NW-SE, con inclinazione di 10-20° verso ovest o sud-ovest. L'evidente reazione all'acido cloridrico indica una presenza significativa di frazione carbonatica. Si riconoscono due sistemi di fratture subverticali (70-85°) con spaziatura metrica, orientati approssimativamente nord-sud ed est-ovest. I conglomerati, molto addensati, formano livelli spesso lentiformi e/o canalizzati, fino a qualche metro di spessore. Sono costituiti prevalentemente da elementi calcarei, da spigolosi ad arrotondati, da matrice a clasto-sostenuti; la matrice è prevalentemente sabbiosa e comprende una frazione carbonatica. Gli intervalli pelitici, argilloso-limosi, di colore grigio scuro, hanno spessore da centimetrico a decimetrico e struttura laminata. La reazione all'acido cloridrico è evidente e indica una presenza significativa di frazione carbonatica. La consistenza varia da elevata a molto elevata. Sono presenti fratture subverticali fittamente spaziate. Età: Pliocene (?) – Pleistocene medio.

Depositi eluvio-colluviali (b2-b8): Coprono i pianori su cui giacciono i paesi di Bagno Grande, Bagno Piccolo e San Benedetto. Gli affioramenti sono molto sporadici e mal conservati; il deposito è prevalentemente sabbioso, mediamente addensato, ma localmente si possono riconoscere porzioni più pelitiche. Il log del sondaggio S2 (prof. 15 m) perforato a Bagno grande il 26/08/09 localizza il substrato roccioso alla profondità di 2 m. Tuttavia lo spessore nella maggior parte dei casi non è direttamente determinabile e potrebbe raggiungere spessori molto significativi (forse anche decine di metri), che dovrebbero essere accertati con ulteriori indagini geognostiche. Età: Pleistocene-Olocene.

Depositi alluvionali terrazzati (bn): Si trovano lungo una fascia che dal cimitero a E di Bagno Grande degrada verso Civita di Bagno, raccordandosi alla zona del Lago San Maniero; costituiscono inoltre la fascia lungo la pianura tra Civita di Bagno e Palombata. Gli affioramenti, molto rari e di cattiva qualità, mostrano un materiale sabbioso con elementi lapidei dispersi. Lo spessore non dovrebbe superare pochi metri, ma non vi sono dati diretti per accertarlo. Età: Pleistocene (?) - Olocene.

Depositi di conoide alluvionale (m): Formano i grandi conoidi della fascia pedecollinare tra Civita di Bagno e Palombata. Affioramenti buoni si trovano nella zona di Palombata, dove il deposito si presenta oligomittico ed eterometrico, da clasto-sostenuto a matrice-sostenuto, ben addensato e a luoghi debolmente cementato. Gli elementi, da centimetrici a decimetrici, sono prevalentemente subangolosi o arrotondati e sono riferibili a calcari e ad arenarie. Si riconosce una caratteristica clinostratificazione,

con immersione di circa 15° verso il fondovalle dell'Aterno; sono visibili anche fratture e piccole faglie, con riorientazione dei clasti. Lo spessore è di circa 5 m. Età: Olocene.

Depositi lacustri (ea): Affiorano ai bordi del lago San Maniero e sono costituiti in prevalenza da sabbie e limi di color giallo tenue, con aspetto massivo, consistenza media e fratture da ritiro in superficie. Lo spessore è verosimilmente di pochi metri. Età: Olocene.

Detrito di versante (a): Copre vaste aree soprattutto a quote più elevate, come a monte di Sant'Angelo e di Bagno Grande e nell'area di Vallesindola, ma coperture significative si trovano anche intorno a S. Benedetto. Tipicamente il deposito comprende abbondanti clasti quasi esclusivamente calcarei di taglia da centimetrica a decimetrica dispersi in una matrice prevalentemente sabbiosa di colore rosso bruno o marrone scuro; i clasti arenacei sono rari. I clasti calcarei mostrano spesso dissoluzione carsica superficiale. Alle quote più elevate il deposito, più prossimale, è più grossolano e contiene anche blocchi generalmente calcarei. Il deposito può mostrare un certo addensamento e cementazione dovuta alle acque circolanti. Poco sotto Vallesindola, alla testata di un torrentello, sono presenti resti di una falda detritica a grossi blocchi fortemente cementata che in passato veniva cavata, stando alle testimonianze raccolte e alle tracce di escavazione ancora visibili. Lo spessore del deposito, non è accertabile direttamente se non in pochi affioramenti, varia da qualche decimetro a un massimo ipotizzabile di qualche decina di metri. Età: Olocene.

Depositi alluvionali attuali (b): Costituiscono la piana dell'Aterno e sono costituiti da ghiaie, sabbie e limi in proporzione variabile. Nella zona studiata non ci sono affioramenti, né indicazioni per stabilirne lo spessore. Età: Olocene.

Depositi di frana (fr): Nell'area studiata sono presenti numerose frane. Lo spessore non è valutabile, ma in base alle caratteristiche morfometriche può essere stimato in almeno 20 m. Le frane sono state differenziate in base al tipo di movimento e allo stato di attività. In assenza di sondaggi e dati di monitoraggio è stato possibile differenziare due tipi di movimento: lo scorrimento e il colamento. Nel primo caso si tratta di movimenti in cui la deformazione di taglio si concentra in una superficie di scorrimento o in una fascia di spessore relativamente ridotto rispetto a quello del corpo di frana; nel secondo caso la deformazione interessa gran parte o l'intero corpo di frana, con deformazioni rilevanti anche in superficie. Le frane di scorrimento sono la grande maggioranza e non hanno mostrato indizi di movimento, salvo alcune eccezioni di cui si tratterà in seguito. Pertanto, data la scarsità di indizi superficiali e l'assenza di dati di sottosuolo, non sono state distinte le frane di scorrimento traslativo da quelle di tipo rotazionale. Naturalmente non si può escludere che alcune di esse siano parzialmente evolute in colamento. Una grande frana di colamento è stata riconosciuta tra Bagno Piccolo e Palombata. Si tratta di un accumulo che non mostra indizi d'attività. Un affioramento nei pressi di Palombata ha consentito di osservare anche strutture del deposito riferibili a processi di colata detritica, caratterizzate da assenza di organizzazione del deposito (come stratificazione, embriatura o classazione) e da notevole capacità di trasporto, fino ai massi di molti metri cubi. Si può ipotizzare una messa in posto di questo corpo per ripetuti fenomeni di colata detritica. Le frane descritte non presentano indizi di movimento in atto o recente e si possono sostanzialmente considerare quiescenti. Occorre però mettere in evidenza la presenza di alcuni corpi di frana di attivazione recente e che tuttora sono attivi. Alcune testimonianze indicano l'attivazione o riattivazione di queste frane a seguito dello scuotimento del 6 aprile 2009. Due

si trovano a Bagno Grande: la più grande, poco a nord del paese, ha una lunghezza poco superiore a 50 m e una larghezza di poco inferiore; la più piccola, 250 m a E, non fedelmente cartografabile, presenta varie fratture di trazione al coronamento e incombe su una strada presso alcuni edifici. Un'altra, 150 m di lunghezza per 50 m di larghezza, coinvolge l'area immediatamente sotto strada a nord di Vallesindola. La quarta, forse più significativa, coinvolge i depositi fluvio-lacustri lungo il pendio a nord del lago San Maniero, con una lunghezza di 70 m e una larghezza di 30 m. Questa frana non è presente nelle foto aeree del 2006 e mostra chiari indizi di attivazione molto recente (vegetazione ancora vivente sul corpo di frana, alberi caduti ma ancora verdi, scarpata molto fresca).

Terreno di riporto (hn): Sono costituiti da materiale eterogeneo ed eterometrico; costituiscono alcuni terrapieni e rilevati nella zona a ovest di Civita di Bagno e lo sbarramento che contiene a nord-est il lago San Maniero. Età: Olocene.

I livelli di danneggiamento molto ingenti riscontrati soprattutto nelle aree di Civita di Bagno e S. Giovanni fanno ipotizzare il verificarsi di effetti di sito significativi. Significativa anche la problematica della zona del lago S. Raniero: secondo alcune fonti, questo lago avrebbe avuto origine da uno sprofondamento o *sinkhole* avvenuto nel XIV secolo, probabilmente provocato da un terremoto; oppure potrebbe aver colmato un'antica dolina. L'invaso naturale fu poi stabilizzato negli anni '50 del secolo scorso, realizzando uno sbarramento sul lato NE del bacino. La sez. n. 3, allegata alla presente relazione, rappresenta la ricostruzione del sottosuolo nella zona tra San Benedetto e Civita di Bagno, sulla base degli affioramenti e dei dati geognostici disponibili. In tale contesto il lago potrebbe essersi essere l'espressione superficiale di uno sprofondamento, avvenuto nel substrato roccioso carbonatico ed evoluto più o meno rapidamente fino a raggiungere la superficie. La presenza di faglie dirette, parzialmente riconoscibili dalla fotointerpretazione e in aree limitrofe, sarebbe un elemento determinante per lo svilupparsi del fenomeno.

Comune di Ocre: l'area di San Felice

L'abitato di San Felice d'Ocre sorge ad una quota di 780 m s.l.m. ed è posto sul versante che, attraverso zone a diversa pendenza, degrada verso NE dal M. Ocre (2.204 m) verso la pianura del Fiume Aterno. Il nucleo storico del paese è posto su una dorsale a direzione NE-SW bordata da due corsi d'acqua a carattere effimero che si uniscono poco a valle di San Felice d'Ocre, ed il cui andamento è condizionato dalla tettonica recente e dalla presenza di forme carsiche. Il fosso posto a NW è stato tombato in prossimità del paese e mostra tendenza ad incidere il proprio alveo in prossimità di una scarpata morfologica posta a valle del paese, mentre quello a SE attraversa un'ampia depressione (denominata la Fossa) posta a monte del paese la cui origine è probabilmente di natura carsica. Tra la dorsale sulla quale sorge il paese ed il bordo della dolina sopra menzionata è possibile individuare una sella che si raccorda all'impluvio del fosso di SE.

Nell'area il substrato geologico è rappresentato dal membro dei **Calcarei a briozoi (CBZ3)**, facente parte della formazione dei Calcarei a briozoi e litotamni, di età Langhiano *p.p.* – Serravalliano. Esso è costituito da strati medi e spessi di calcareniti bianche, grigie e giallastre a briozoi e frammenti di litotamni con intercalazioni di calcareniti fini saccaroidi bianche e di calciruditi a briozoi e pectinidi. All'interno

dell'area assegnata per il rilevamento, i calcari sono affioranti unicamente in prossimità e a valle del centro di accoglienza della popolazione allestito a seguito del sisma, con giacitura prevalentemente a franapoggio. Esternamente all'area di riferimento essi affiorano lungo la strada per Valle e nella zona del cimitero. È utile segnalare alcune differenze con la cartografia CARG che attribuisce a tale formazione un'ampia porzione a valle del nucleo storico del paese dove tale formazione non affiora, e dove durante il rilevamento è stato possibile raccogliere informazioni di recenti cantieri che non hanno incontrato, almeno nei primi 3-4 m, tale substrato calcareo. La carta CARG attribuisce a tale formazione anche la zona a valle della ex scuola del paese; tenuto conto che non vi sono affioramenti in tale area, considerate le testimonianze da parte di tecnici locali che escludevano di aver incontrato in tale area durante i lavori il substrato calcareo in recenti cantieri edili, ed avendo potuto visionare 3 saggi con escavatore ed una stesa sismica a rifrazione ad essi limitrofa, tale area è stata attribuita a coperture di versante.

Le coperture del substrato calcareo possono essere così distinte:

Detrito di versante, depositi eluvio – colluviali: è costituito da limi argillosi, argille limose, sabbie limose, marrone – rosso – bruno, con abbondanti clasti centimetrici – decimetrici da poco a mediamente arrotondati. Nella fascia a maggior pendenza a monte di San Felice d'Ocre si ha la diffusa presenza di blocchi carbonatici di dimensione metrica; tale presenza si trova anche nella scarpata a valle del paese. Livelli decimetrici di piroclastiti sono stati osservati in paese sul fondo di un saggio con escavatore a circa 1,8 m di profondità (*) e sulla sommità della scarpata stradale posta a NE dello stesso (*).

Depositi alluvionali recenti e attuali: sono costituiti da sabbie limose, marrone nocciola arrossate con abbondanti clasti carbonatici centimetrici spigolosi e ciottoli arrotondati.

Depositi di conoide alluvionale: sono costituiti da conglomerati cementati: ciottoli arrotondati calcarenitici di dimensioni centimetriche in cemento carbonatico.

Durante questa prima fase di campagna non è stato possibile chiarire i rapporti tra le coperture. Appare comunque evidente che i depositi di fondo valle recenti e attuali sono topograficamente più bassi rispetto ai conglomerati cementati rilevati nell'area, che in prima battuta sono stati assimilati, per la distribuzione degli affioramenti, a depositi di conoide alluvionale. Vale la pena segnalare come tali conglomerati siano presenti anche in un taglio stradale lungo la SS 5bis a quota 885 m.

Inoltre i depositi eluvio-colluviali sono talvolta ricoperti da blocchi di dimensioni metriche o submetriche, derivanti da probabili movimenti di massa provenienti dalle porzioni più elevate del versante, e da livelli poco continui lateralmente di clasti carbonatici centimetrici e decimetrici con scarsa matrice per i quali è ipotizzabile un fenomeno di messa in posto mediante flusso di detriti (*debris flow*).

Gli unici dissesti rilevati nell'area sono rappresentati da una zona soggetta a deformazioni superficiali quiescenti dedotta dall'osservazione delle foto aeree, e una frattura di distacco al bordo nel rilevato lungo un ampio tornante della SS 5bis (al km 7,7 circa), che secondo testimonianze locali, si è attivato a seguito del sisma. Dalle testimonianze raccolte, la circolazione idrica nel sottosuolo è effimera e limitata ai mesi umidi.

Si ritiene utile infine segnalare la possibile presenza di lineazioni (fasce di debolezza) deducibili da foto aeree nella porzione meridionale del paese, già segnalate negli studi a livello di Piano Strutturale.

Per quanto riguarda la cartografia geologica realizzata in scala 1:5.000 e le 3 sezioni geologiche rappresentative redatte si rimanda all'**Allegato 1 nel DvD**.

Comune di Ocre: l'area di Valle e Cavalletto

La carta geologica in scala 1:5.000 realizzata per quest'area unitamente alla n.4 sezioni geologiche rappresentative redatte (Allegato 1), mette in evidenza la presenza di un substrato formato da litologie con assoluta dominanza carbonatica appartenenti sia a litologie carbonatiche di piattaforma (**Calcari a coralli e diceratidi-CCD** e Calcari a Briozoi e Litotamni-membro delle **Calcareniti a briozoi-CBZ₃**) sia a litologie silicoclastiche di avanfossa (**Unità argilloso-marnosa**, membro delle marne calcaree-litofacies calcareo-marnosa, **UAM_{1b}**). In generale il substrato calcareo si presenta stratificato (in strati da medi a spessi), interessato da almeno tre famiglie di fatturazione sulle quali (a partire in particolare dalla famiglia subverticale) si impostano fenomeni di dissoluzione carsica che si osservano a tutte le scale.

Le coperture sono rappresentate prevalentemente da **depositi alluvionali** generalmente caratterizzati dall'assenza di significative granulometrie fini. Il termine più antico (**bi**) è caratterizzato da sabbia limosa e ghiaiosa mediamente addensata che genera forme dolci del rilievo. Il termine successivo (**bII**) risulta invece costituito da ghiaia con sabbia addensata a luoghi cementata che può dar luogo anche a pareti verticali di qualche metro con buon grado stabilità. I depositi alluvionali di fondo valle (indicati genericamente con **bIII**) sono ancora costituiti da sabbie e ghiaie con minor grado di addensamento rispetto ai più antichi. Significativa la presenza di due **conoidi alluvionali (m)**, una di piccole dimensioni sulla quale sorge l'abitato di Cavalletto, l'altra di dimensioni superiori che sfocia nel fondovalle del Fiume Aterno, sulla quale sorge una piccola area produttiva. Tra le coperture si segnala inoltre una falda di detrito che si distribuisce alla base del versante occidentale della dorsale montuosa che fa capo al Monte Cavalletto e che a luoghi evidenzia caratteristiche di deposito cementato.

Dal punto di vista geomorfologico, l'area di indagine è ubicata in prossimità del settore terminale della valle d'Ocre alla confluenza di questa con la valle principale del Fiume Aterno. L'asse di drenaggio della valle è disposto in direzione NNE. Le quote del fondovalle vanno dai circa 680 m s.l.m. della parte sud di Valle fino ai circa 500 m s.l.m. della parte prossimale della conoide che si affaccia sulla valle del Fiume Aterno. Si tratta di una valle fluviale il cui asse drenante è solcato da un corso d'acqua caratterizzato da forte stagionalità e comunque scarse portate (asciutto in occasione dei rilievi eseguiti in giugno 2009). Il tratto che scorre in prossimità degli abitati è tombato, a N di Cavalletto il corso risulta di fatto un modesto fosso campestre. La scarsa presenza di acqua in superficie potrebbe essere determinata da importanti fenomeni di infiltrazione legati alla alta permeabilità dei depositi alluvionali (caratterizzati da tessiture grossolane) ed ai caratteri carsici dell'area. La valle in oggetto appare caratterizzata da una marcata asimmetria deposizionale, infatti mentre sul versante in destra idrografica affiora un substrato litoide carbonatico con la sua falda di detrito, alle stesse quote sul versante in sinistra idrografica affiorano depositi alluvionali antichi. Di questi ultimi non c'è traccia sul versante in destra idrografica. Sulla base di tale evidenza si potrebbe ipotizzare un'origine dovuta ad un fenomeno di inversione del rilievo. Tra le forme rilevanti appaiono senza dubbio le due conoidi alluvionali che non mostrano in ogni caso alcuno stato di attività. Tra le forme minori si segnala invece, a S di Valle, la presenza di una frana

stabilizzata che ha, con ogni probabilità, generato nel passato una minima ma significativa variazione di direzione dell'asta fluviale di fondovalle. Infine si osserva come la particolare diffusione delle litologie carbonatiche abbia contribuito al notevole sviluppo del fenomeno carsico. Questo si evidenzia nella presenza di allineamenti NW-SE di doline dalla varia morfologia, in alcuni casi cave, in altri riempite e sepolte da depositi detritici e alluvionali come è ipotizzabile nel caso del basso morfologico situato a SE di Valle. Il rilevamento di massima eseguito sul luogo non ha evidenziato l'esistenza di forme o movimenti attribuibili a collassi, cedimenti o fenomeni gravitativi in atto.

9.2.3 Dati geotecnici

9.2.3.1 Acquisizioni di dati pregressi e nuove indagini

Con la collaborazione del DPC sono state acquisite tutte le informazioni pregresse esistenti nell'area nelle varie località oggetto dello studio di MS. Tali informazioni sono consistite in poche informazioni di natura stratigrafica derivanti da sondaggi geotecnici, da pozzi a scopo idropotabile e/o irriguo e da informazioni di massima desunte da prove penetrometriche esistenti.

Nello specifico i dati pregressi acquisiti sono i seguenti:

- **Area di Pianola:** 1 sondaggio con relativa prova Down-Hole e 1 prova MASW effettuata nell'ambito del Progetto C.A.S.E. alcune centinaia di metri a N dell'area di studio. Inoltre 7 stratigrafie desunte da pozzi e 10 stratigrafie ricavate da sondaggi geotecnici realizzati nelle immediate vicinanze del sito.
- **Area di Bagno, Civita di Bagno e San Benedetto:** 1 stratigrafia desunta da pozzo.
- **Area di San Felice d'Ocre:** alcuni saggi geognostici e poche prove penetrometriche.
- **Area di Valle e Cavalletto:** 1 stratigrafia desunta da pozzo.

Considerato, quindi il modesto quadro conoscitivo esistente desunto dalle pochissime indagini pregresse acquisite, è stato necessario a seguito del rilievo geologico eseguito effettuare una programmazione di indagini geognostiche sufficientemente approfondita, al fine di verificare le informazioni dedotte sia dal rilievo di superficie sia dalla campagna geofisica e strumentale.

In particolare, dovevano essere meglio caratterizzate (mediante prove *in situ* e di laboratorio) le coperture sismiche costituite da coltri detritiche di natura eluvio-colluviale, depositi di frane quiescenti e inattive, depositi alluvionali e fluvio-lacustri.

Tali depositi poggianti prevalentemente sul substrato roccioso di natura arenaceo o calcareo, costituiscono un elemento di pericolosità locale e, pertanto, nei limiti delle disponibilità economiche, è stata pianificata una campagna geognostica finalizzata alla definizione dell'assetto sepolto dei litotipi rilevati dal rilievo di campagna e all'implementazione delle conoscenze sulle loro proprietà fisico-meccaniche, mediante sia la realizzazione di prove penetrometriche in foro sia il prelievo di campioni indisturbati da sottoporre a prove di laboratorio.

Nello specifico la campagna geognostica è riassunta nelle tabelle seguenti (Tab. 9.1, 9.2, 9.3, 9.4).

9.2.3.2 Prove in sito

Nel corso dei mesi di luglio e agosto 2009 sono stati realizzati, dall'Impresa Geo s.a.s. incaricata dalla Regione Abruzzo, nella Macroarea 9, 8 sondaggi a carotaggio continui spinti a profondità variabili tra 15 m e 50 m di profondità, alcuni di essi si sono attestati sul substrato roccioso, mentre altri sono stati approfonditi all'interno dei depositi di copertura.

Sono state inoltre eseguite all'interno dei fori dei sondaggi 18 prove SPT (Tab. 9.2) e sono stati prelevati 9 campioni indisturbati di terreno a quote differenti tramite il campionatore di tipo Shelby.

I sondaggi sono stati eseguiti con perforatrici idrauliche a rotazione tipo CMV MK 900, CMV MK 1200 e Beretta T46. Per la perforazione sono stati utilizzati carotieri \varnothing 101 mm e tubazioni di rivestimento provvisorio \varnothing 127 mm.

Il materiale campionato è stato sistemato in cassette catalogatrici in PVC con l'indicazione delle profondità di prelievo; le prove SPT sono state eseguite utilizzando il maglio a sganciamento automatico e il campionatore standard tipo Raymond con scarpa aperta.

I campioni indisturbati sono stati paraffinati e inviati ai laboratori geotecnici per le analisi statiche e dinamiche. Tutti i fori di sondaggio sono stati sistemati per la successiva esecuzione di prove Down Hole mediante l'installazione in foro di un tubo in PVC di diametro 3'' cementato opportunamente al terreno con miscela acqua-cemento. A protezione dei fori così strumentati sono stati messi in opera chiusini metallici protettivi muniti di lucchetto. Un report dettagliato delle indagini geognostiche eseguite nell'area è riportato nell'Allegato 4, nel DvD.

9.2.3.3 Prove in laboratorio

Le prove di laboratorio sui campioni indisturbati prelevati sono state realizzate dal laboratorio del Dip. to di Ingegneria Civile dell'Università di Pisa (Allegato 5a nel DvD), tranne n.2 campioni che sono stati analizzati dal laboratorio C.G.G. di Bologna (Allegato 5b nel DvD).

	Frequen. risonan.:	Amplezza Momento Torcente:	Max deform. di taglio:	Vel. onde Vs:	MOD. TAGLIO (G):	G/G ₀	SMORZAM. (D):		$\Delta U/\sigma^3$
	Hz	N/m	%	m/s	Mpa	-	Oscill Libere %	H.P.B. %	
Test 1*	85.0	0.00117	0.00012	109.39	23.74	1.000	6.05	5.24	0.00199
Test 2	85.0	0.00234	0.00023	109.39	23.74	1.000	6.78	5.73	0.00199
Test 3	85.0	0.00390	0.00040	109.39	23.74	1.000	6.74	6.02	0.00199
Test 4	85.0	0.00780	0.00081	109.39	23.74	1.000	7.01	7.39	0.00199
Test 5	85.0	0.02730	0.00136	109.39	23.74	1.000	7.41	7.19	0.00199
Test 6	82.0	0.03900	0.00287	105.53	22.10	0.931	7.77	6.78	0.00354
Test 7	80.0	0.05850	0.00524	102.95	21.03	0.886	7.99	7.13	0.00529
Test 8	78.0	0.08190	0.00806	100.38	19.99	0.842	8.32	7.22	0.00533
Test 9	76.0	0.11310	0.01161	97.81	18.98	0.799	8.72	7.67	0.00533
Test 10	74.0	0.15600	0.01603	95.23	18.00	0.758	8.86	7.94	0.00664
Test 11	70.0	0.23400	0.02598	90.08	16.10	0.678	9.07	8.48	0.00727
Test 12	65.0	0.39000	0.04719	83.65	13.89	0.585	9.85	8.48	0.00896
Test 13	58.0	0.62400	0.08355	74.64	11.06	0.466	10.73	9.11	0.01123
Test 14	50.0	0.93600	0.12591	64.35	8.22	0.346	11.64	5.44	0.01662
Test 15	41.0	1.32600	0.22093	52.76	5.52	0.233	13.12	4.48	0.02753

* Test 1 corrisponde al valore G₀

Tab.9.5 → Parametri dinamici del campione prelevato a San Felice d'Ocre DH18, realizzata nel centro abitato di San Felice d'Ocre.

Nella **tabella 9.4** si riportano le tipologie di prove effettuate dall'Università di Pisa. Come si può osservare sono state realizzate per tutti i campioni prove di classificazione e granulometriche. Inoltre per 4 campioni sono state realizzate prove di tipo edometrico e di taglio diretto. Per i restanti 3 campioni sono state realizzate prove dinamiche di colonna risonante al fine di poter stimare l'andamento della curva $G-\gamma$; $D-\gamma$.

Infine per i restanti 2 campioni analizzati dal laboratorio C.G.G. di Bologna, ovvero i campioni prelevati nel sondaggio S3 di Cavalletto ed S8 di Civita di Bagno sono state realizzate 2 prove dinamiche di colonna risonante.

A titolo esemplificativo si riportano in **figura 9.10** le curve $G-\gamma$ e $D-\gamma$ desunte dalle prove dinamica di colonna risonante relative al campione prelevato nelle sabbie e limi fluvio-lacustri del sondaggio S3 di San Felice d'Ocre, i cui dati tabellari sono illustrati in **tabella 9.5**.

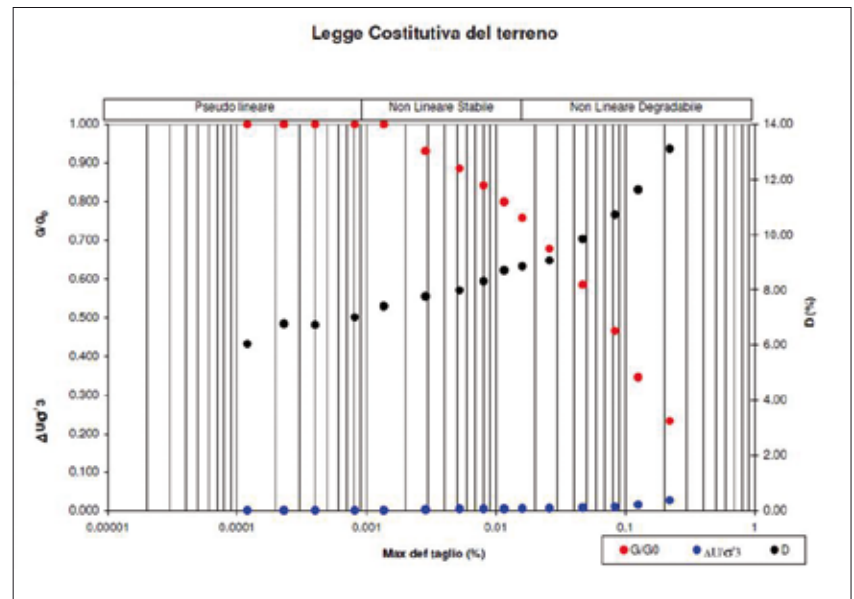


Fig. 9.10 → Curve dinamiche del campione prelevato a San Felice d'Ocre.

9.2.3.4 Dati geofisici e sismologici

L'acquisizione di dati geofisici progressi nelle aree d'indagine della Macroarea 9 si è rivelata di modesta utilità ai fini del presente lavoro. Infatti, erano disponibili soltanto una prova Down Hole ed un'indagine in onde superficiali (sismica attiva-passiva), realizzate nell'ambito del Progetto C.A.S.E. a Nord dell'area di Pianola in contesto geologico-tecnico differente ed alcune stese sismiche a rifrazione in onde P, di limitata profondità d'investigazione, in aree prospicienti il sito di San Felice d'Ocre, ritenute non utili. Pertanto, la caratterizzazione geofisica dell'area si è basata esclusivamente su indagini realizzate *ad hoc*, il cui quadro dettagliato è riportato in **tabella 9.6**, dove per ogni indagine è indicata la località ed il comune di appartenenza, la sigla, la profondità di investigazione ed infine, se l'indagine abbia raggiunto o meno il substrato sismico e quello geologico (che in alcuni siti non corrispondono). Per l'ubicazione areale delle indagini si faccia riferimento alle carte delle indagini, riportate (una per ogni località indagata) nei capitoli precedenti.

Prove geofisiche in foro (Down Hole)

Nei centri abitati relativi alla Macroarea 9 sono state realizzate 7 prove Down Hole, a cura del CNR-IAMC di Napoli, nei fori di sondaggio eseguiti nell'ambito del progetto e descritti in seguito.

Le acquisizioni di campagna relative alle indagini in foro sono state eseguite dal 22/09/2009 al 23/09/2009, mentre la consegna dei certificati di prova, comprensivi dei grafici e tabelle di elaborazione e dei profili di velocità è avvenuta nella seconda parte del successivo mese di ottobre.

La realizzazione della prova sia in onde P sia in onde SH, secondo fasi di acquisizione distinte e consequenziali, ha permesso anche il computo del profilo di alcuni parametri importanti al fine della ca-

ratterizzazione sismica dei terreni indagati, quali il rapporto V_p/V_s ed il coefficiente di Poisson dinamico.

In [figura 9.11](#) e nella successiva [tabella 9.7](#) è riportato un esempio di profilo di V_p e V_s , relativo al sito di San Felice d'Ocre. La totalità delle indagini in foro effettuate è riportata nel certificato in [Allegato 6 nel DvD](#). Nella figura in esame è possibile notare la definizione di un ultimo livello sismico, rapportabile ai depositi ghiaiosi fluvio-lacustri, che fungono da substrato sismico (V_s media 790 m/s) in corrispondenza del centro abitato di San Felice d'Ocre e che poggiano direttamente sui calcari a briozoi e litotamni (CBZ). Tale livello viene rilevato con buona precisione sia dalla stesa sismica a rifrazione OCR5, sia dalla prova ReMi11.

Rispetto ai fori di sondaggio, descritti nel precedente capitolo, non è stato possibile, per problemi logistici, realizzare la prova Down Hole nel sito di Pianola (zona piscine) relativa al sondaggio S5. Inoltre, in alcuni contesti la prova Down Hole si presenta di profondità inferiore rispetto al relativo sondaggio, probabilmente a causa del franamento e/o ostruzione, durante le fasi di preparazione del sondaggio per l'esecuzione delle prove geofisiche, della parte terminale del foro prima della necessaria cementazione. Questo, nel caso di Pianola (zona cimitero, sondaggio S6 e relativa prova down-hole DH24) non ha permesso la caratterizzazione sismica del *bedrock* sismico.

Le indagini in foro hanno confermato le informazioni sismo-stratigrafiche desunte dalle indagini geofisiche di superficie, realizzate nella precedente fase di indagine multidisciplinare, sia per quanto riguarda gli spessori dei litotipi sepolti, sia per quanto concerne il valore delle velocità sismiche rilevate. In quest'ultimo caso è possibile affermare come il confronto migliore sia possibile con le stese sismiche a rifrazione e con le prove MASW, mentre in alcuni casi il confronto con le indagini ReMi dimostra una sottostima delle V_s da parte di quest'ultime (sia in riferimento alla sismica in foro sia per quanto concerne le indagini sismiche di superficie) a fronte, invece, di una discreta definizione degli spessori delle coperture sismiche.

Prove geofisiche di superficie (MASW, rifrazione P ed SH e ReMi)

La prima fase di caratterizzazione geofisica dei siti oggetto di studio è stata condotta mediante l'utilizzo di differenti tecniche geofisiche di superficie, sia di sismica attiva sia di sismica passiva. Questo step di indagine del sottosuolo è necessario (alla luce anche della decennale esperienza maturata nell'ambito del Progetto VEL in Toscana) al fine di maturare le informazioni sull'assetto sepolto utili per una buona programmazione delle indagini geotecniche e geofisiche in foro. In particolare, sono state realizzate, in due differenti step d'acquisizione, 15 indagini sismiche a rifrazione in onde P ed SH, di cui 5 acquisite nella prima fase (giugno-luglio 2009) dal CeRS-Geo dell'Università di Chieti ([All. 7a nel DvD](#)) e 10 stese sismiche ([All. 7b nel DvD](#)) realizzate dalla Ditta Geoprove S.a.S. di Lucca (luglio-agosto 2009). L'elaborazione delle indagini ha visto, inoltre, la collaborazione con il Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica della Regione Toscana. Il dettaglio delle indagini è riportato in [tabella 9.6](#).

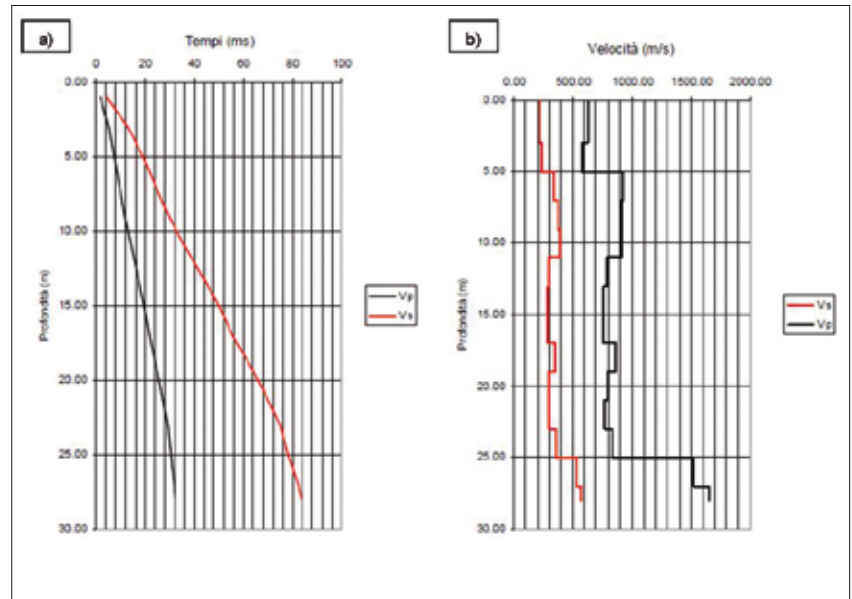


Fig. 9.11 → Dromocrone (a) e relativo profilo di velocità V_p - V_s (b) relativi alla prova Down Hole.

Mediante sismica a rifrazione è stata effettuata la caratterizzazione bidimensionale di 1620 metri lineari di territorio. Le acquisizioni hanno previsto due differenti fasi di energizzazione (P ed SH) distinte e consequenziali, con stendimenti a 24 geofoni e sette punti di scoppio, di cui cinque interni alla base e due esterni, nel rispetto delle Istruzioni Tecniche riportate nel capitolo 3.4 degli Indirizzi e Criteri per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS 2008). Solo per la stesa sismica OCR3c nell'area di Cavalletto si è decisa un'acquisizione a 48 canali, considerata l'elevata lunghezza dello stendimento (240 m).

Le differenti lunghezze degli stendimenti (da un minimo di 60 m ad un massimo di 240 m) sono state stabilite sulla base del contesto geologico presunto dal rilievo di campagna. In sintesi, in aree in cui era presumibile con buona certezza, la presenza di substrato sismico sub-affiorante si è operato con stese di ridotta estensione [ad esempio le stese PIA2 in [figura 9.12](#) e OCR2b in [figura 9.13](#)], mentre in contesti di maggiore spessore presunto delle coltri sismiche si è optato per stendimenti più lunghi e di conseguenza dotati di una maggiore profondità d'indagine (indagine OCR3b in [figura 9.14](#)).

In generale si può affermare come la correlazione tra indagini sismiche a rifrazione e la sismica in foro fornisca un quadro omogeneo in termini di ricostruzione sismostratigrafica, fermo restando le naturali differenze dovute alle diverse tipologie d'indagine. Inoltre, la non trascurabile eterogeneità nell'assetto sepolto ha previsto, nella maggior parte dei casi, una più attenta interpretazione manuale rispetto ai metodi automatici disponibili. La totalità delle indagini sismiche a rifrazione (interpretate sia con modalità GRM sia in tecnica tomografica) eseguite nell'ambito del presente progetto è riportata negli [Allegati 7a e 7b nel DvD](#). Contemporaneamente è stata pianificata una campagna di indagini ReMi (per un totale di 42 acquisizioni), realizzate dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, in un periodo compreso tra la fine del giugno 2009 e la prima metà del successivo mese di agosto secondo due distinte fasi di acquisizione. Su 13 delle indagini ReMi è stata effettuata, inoltre, una taratura mediante sismica attiva secondo metodologia MASW ([All. 8 nel DvD](#)). Da un esame dei risultati delle prove ReMi ([riportate in Allegato 8 nel DvD](#)) eseguite nei centri abitati della Macroarea 9 è possibile affermare come nella maggior parte dei casi la tecnica ReMi, in linea con il suo principale limite metodologico, tenda a sottostimare i valori di V_s desunti, soprattutto per quanto concerne i sismostrati ascrivibili al substrato sismico. Ciò appare evidente dal confronto con le indagini di sismica attiva (sismica a rifrazione e MASW) e limitatamente con le indagini Down Hole

Comune	Località	Tipologia	Sigla	prof. investigata (metri)	Raggiungimento substrato geologico	Raggiungimento substrato sismico
L'Aquila	Pianola	rifrazione	PIA1	40 (lung. 120)	SI	SI
			PIA2	30 (lung. 72)	SI	SI
			PIA3	30 (lung. 72)	SI	NO
			PIA4	35 (lung. 96)	NO	SI
			PIA5	40 (lung. 120)	SI	NO
		ReMi	1	40	NO	NO
			2	60	SI	SI
			3	60	SI	SI
			4	40	SI	NO
			5	70	NO	SI
			6	70	SI	NO
			7	70	NO	SI
		ReMi+MASW	43	20	NO	NO
		down-hole	DH24	14	NO	NO
	Bagno	rifrazione	B3N1	35 (lung. 96)	SI	SI
			B3N2	40 (lung. 120)	SI	SI
		ReMi+MASW	33	40	SI	SI
			34	30	SI	SI
			35	40	SI	SI
			37	30	SI	SI
			38	30	SI	SI
			39	30	SI	SI
			40	40	SI	SI
			41	30	SI	SI
			down-hole	DH23	14	SI
	San Benedetto	ReMi	26	40	NO	NO
			28	40	NO	NO
			29	30	SI	SI
			30	50	SI	SI
			31	30	SI	SI
		ReMi+MASW	32	30	SI	SI
	Civita di Bagno	rifrazione	CVB1	40 (lung. 120)	SI	NO
			22	50	SI	NO
ReMi		24	50	SI	NO	
		25	50	SI	NO	
ReMi+MASW		42	54	SI	SI	
down-hole		DH21	14	SI	SI	
	DH22	14	SI	NO		
Ocre	San Felice	rifrazione	OCR1	25 (lung. 60)	SI	SI
			OCR5	30 (lung. 72)	NO	SI
		ReMi	8	50	SI	SI
			9	40	NO	SI
			10	40	NO	SI
			11	40	NO	SI
			12	90	SI	SI
			45	40	SI	SI
	down-hole	DH18	28	NO	SI	
	Valle-Cavalletto	rifrazione	OCR2	45 (lung. 96)	SI	SI
			OCR2b	30 (lung. 72)	SI	SI
			OCR3a	40 (lung. 120)	NO	NO
			OCR3c	90 (lung. 240)	SI	SI
			OCR4	40 (lung. 120)	NO	NO
		ReMi	13	60	SI	SI
			14	30	SI	SI
			15	30	NO	NO
			16	60	SI	SI
			17	50	SI	SI
			18	70	SI	SI
			19	110	SI	SI
			20	110	SI	SI
			21	110	SI	SI
ReMi+MASW		44	80	SI	SI	
down-hole	DH19	30	NO	NO		
	DH20	30	NO	NO		

Tab.9.6 → Riassunto della totalità delle indagini geofisiche eseguite nella Macroarea 9.

SITO SAN FELICE D'OCRE – DH18

Profondità	Tp	Ts	Tpcorr	Tscorr	Vp	Vs	Vp/Vs	Poisson
1.00	3.6	10.2	1.6	4.6	621	219	2.83	0.43
3.00	6.1	15.6	5.1	13.0	577	238	2.43	0.40
5.00	7.8	20.4	7.2	18.9	923	336	2.75	0.42
7.00	9.8	25.3	9.4	24.3	917	371	2.47	0.40
9.00	11.9	30.2	11.6	29.5	912	388	2.35	0.39
11.00	14.4	36.7	14.2	36.1	784	302	2.60	0.41
13.00	17.0	43.5	16.8	43.0	759	290	2.61	0.41
15.00	19.6	50.3	19.4	49.9	762	291	2.61	0.41
17.00	21.9	56.1	21.7	55.7	861	341	2.52	0.41
19.00	24.4	62.8	24.3	62.5	795	297	2.68	0.42
21.00	27.0	69.4	26.9	69.1	766	302	2.54	0.41
23.00	29.4	75.0	29.3	74.7	829	355	2.34	0.39
25.00	30.7	78.7	30.6	78.4	1524	536	2.84	0.43
27.00	31.9	82.2	31.8	82.0	1652	567	2.91	0.43
28.00	32.4	83.6	32.3	83.4	1981	708	2.80	0.43

Tabella riepilogativa dei parametri

tp:	Letture tempo primo arrivo onde P	(ms)
ts:	Letture tempo primo arrivo onde S	(ms)
tpcorr:	Letture corretta onde P per eccentricità sorgente	(ms)
tscorr:	Letture corretta onde S per eccentricità sorgente	(ms)
vp:	Velocità onde P	(m/s)
vs:	Velocità onde S	(m/s)

Tab.9.7 → Tabella riassuntiva relativa alla prova Down Hole DH18, realizzata nel centro abitato di San Felice d'Ocre.

(che raramente intercettano il substrato sismico). Del resto la scelta di affiancare, nell'ultima fase di misure, alla classica acquisizione passiva della tecnica ReMi analisi di sismica attiva secondo il metodo MASW, derivava proprio dalla necessità di confermare la sottostima in termini di Vs della prova passiva e valutarne l'entità. A titolo d'esempio si può osservare nelle figure 9.15 (sito di Bagno Grande) e 9.16 (area di Cominio) il confronto tra i profili di V_s desunti da prove ReMi e MASW, realizzate nella medesima area in cui si può verificare una buona correlazione in termini di spessori ma una non trascurabile sottostima delle V_s del substrato sismico (nell'area caratterizzato dall'Unità arenaceo-pelitica UAPb) da parte dell'indagine ReMi. I valori di V_s delle due prove MASW sono confermate sia dalla prova Down Hole realizzata nel centro abitato (DH23) sia dalle due stese sismiche a rifrazione (BGN1 a Bagno Grande e BGN2 a Cominio).

Di contro, la tecnica ReMi ha fornito, nei centri abitati della Macroarea 9, una discreta caratterizzazione in termini di spessori delle coltri sismiche, come è stato possibile desumere dal confronto con i risultati delle perforazioni (nei siti di Pianola, Bagno Grande, Civita di Bagno e San Felice). Inoltre, in alcuni contesti caratterizzati da elevate profondità del substrato sismico, come nel caso della zona distale della conoide a N del centro abitato di Cavalletto dove la profondità del bedrock sismico si attesta sui 100 metri dal piano campagna, la prova ReMi (seppur con tutti i limiti precedentemente esposti) si è rivelata una tra le tecniche geofisiche disponibili nel presente progetto in grado di fornire una caratterizzazione a profondità così elevate.

I dati in termini di spessore desunti nell'area Cavalletto Nord trovano buona conferma con le basse frequenze di risonanza (metodo HVSR) ricavate dal monitoraggio sismometrico, oggetto del successivo paragrafo.

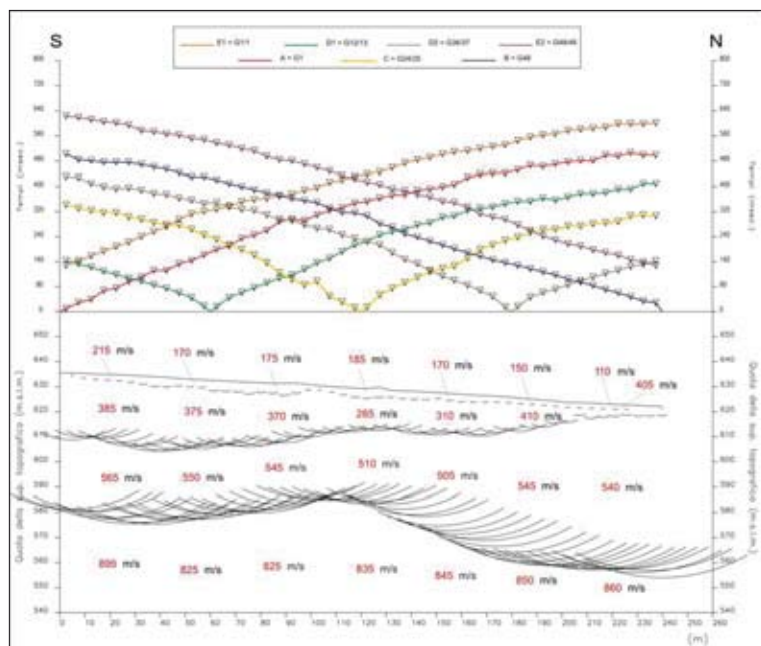
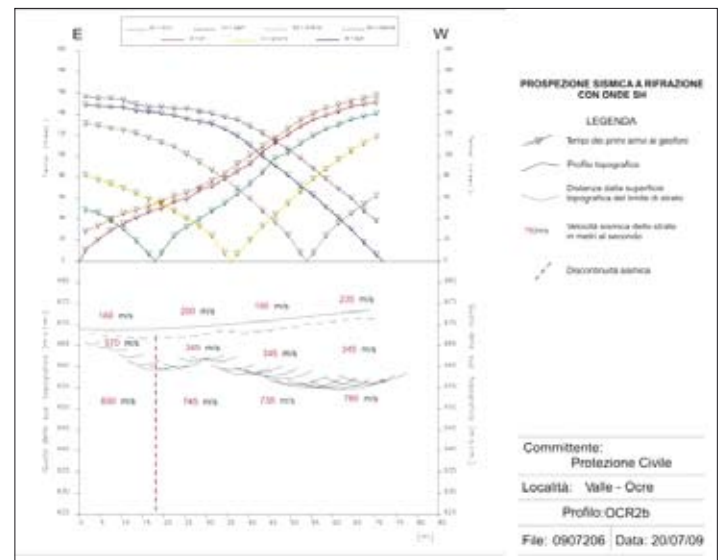
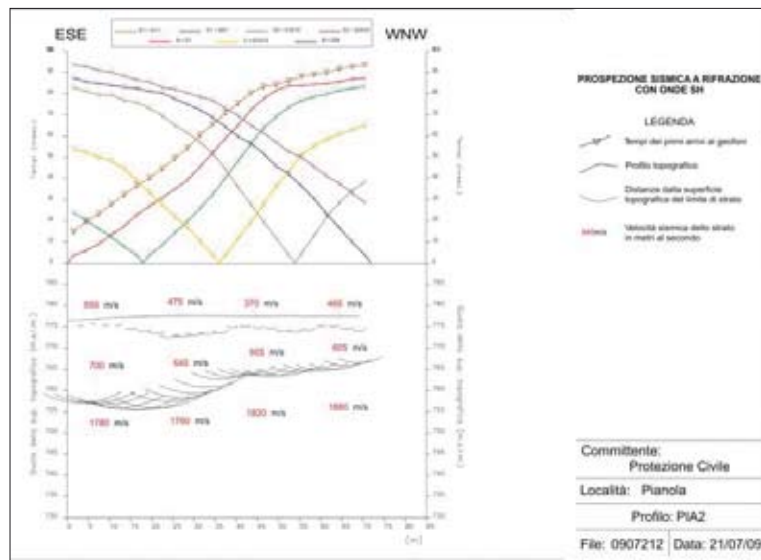


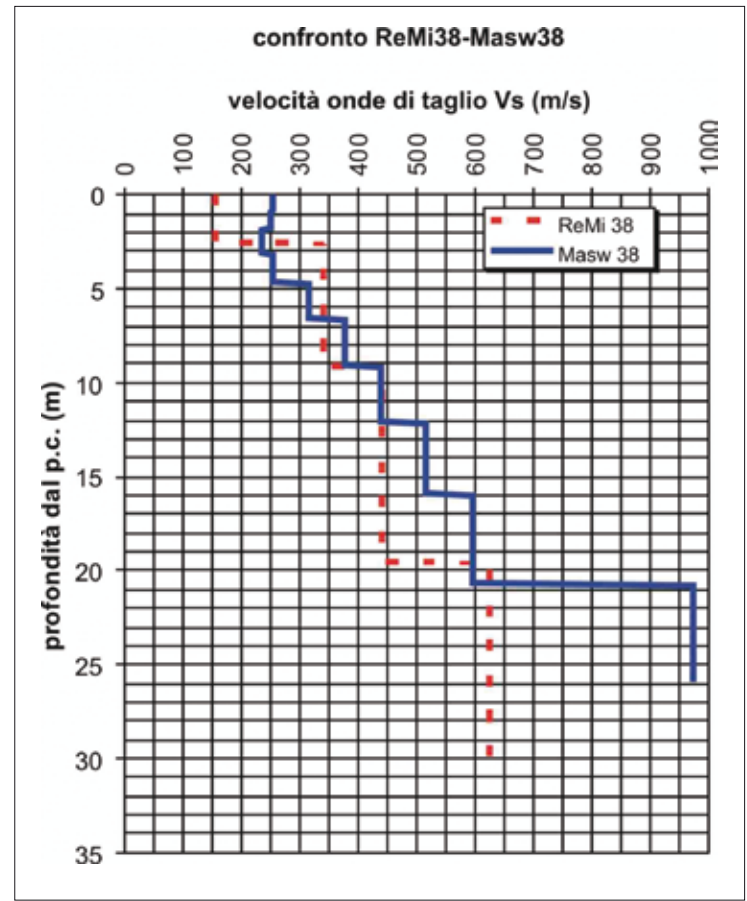
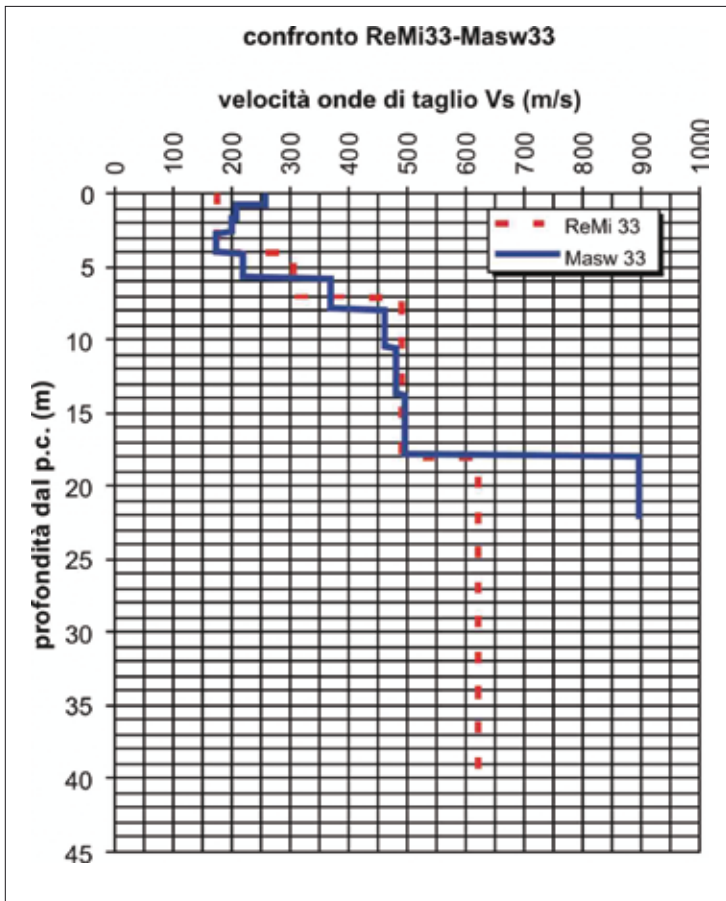
Fig. 9.12 → Sezione sismostratigrafica in onde SH della stesa sismica a rifrazione PIA2 – località Pianola.

Fig. 9.13 → Sezione sismostratigrafica in onde SH della stesa sismica a rifrazione OCR2b – località Valle d'Ocre.

Fig. 9.14 → Sezione sismostratigrafica in onde SH della stesa sismica a rifrazione OCR3c – località Cavalletto d'Ocre.

Horizontal-to-vertical Spectral Ratio (HVSr) e Standard Spectral Ratio (SSR)

Parallelamente all'esecuzione della campagna geofisica di superficie è stata condotta monitoraggio sismometrico (All. 9 nel DvD) a cura del DST dell'Università di Firenze. L'analisi è stata condotta acquisendo, per ogni area d'indagine e per una durata di 24 ore circa, i dati (rumore ambientale e terremoti locali) da sette stazioni sismiche a larga banda posizionate contemporaneamente. La strumentazione adottata per l'allestimento delle sette stazioni sismiche mobili è composta da 5 sismometri Lennartz 5 s e 2 sismometri GURALP CMG-40T 30s, il cui segnale è stato digitalizzato a 100 Hz da acquisitori GURALP (XX 24 bit,) equipaggiati di GPS. Una stazione di riferimento, equipaggiata da un sismometro broadband (GURALP CMG-40T 30 s) ed un accelerometro (Episensor), è stata installata su substrato sismico (Calcari a briozoi e litotamni, CBZ) per tutto il periodo della campagna d'acquisizione.



Le indagini sono state mirate alla valutazione dei rapporti H/V (o HVSR) su rumore ambientale, al fine di stimare il periodo fondamentale di risonanza del terreno, e alla valutazione dei fattori d'amplificazione (H/H_{rel} , V/V_{rel}) basati sulle registrazioni sismiche dei terremoti locali.

La procedura di calcolo dei rapporti spettrali H/V è di seguito descritta:

1. suddivisione della registrazione completa in intervalli di 1 ora;
2. rimozione di parti di registrazione affette da disturbi consistenti (traffico, macchine utensili e/o agricole, ecc.);
3. conversione del segnale di velocità in accelerazione;
4. applicazione di un filtro Butterworth (LP = 0.1 Hz, HP = 40 Hz), di un Taper di Hanning, e rimozione dell'offset e della deriva lineare;
5. analisi spettrale (FFT) delle componenti verticale ed orizzontali, eseguita su finestre di 60 s e shift di 30 s;
6. *smoothing* degli spettri ottenuti su una finestra di 100 valori di frequenza;
7. esecuzione dei rapporti H/V tra 0.2 e 20 Hz, e calcolo di media e deviazione standard sulla base delle variazioni spettrali nelle 24 ore di registrazione.

Per ogni misura H/V eseguita, è stato eseguito un controllo su eventuali direttività della sorgente di rumore, che potesse influenzare la forma e la posizione del picco spettrale. È stato riscontrato che per

Fig. 9.15 → Confronto tra i profili di V_s desunti da prove Re.Mi. e MASW nel sito di Bagno Grande.

Fig. 9.16 → Confronto tra i profili di V_s desunti da prove Re.Mi. e MASW nel sito di Cominio.

ogni misura effettuata il picco spettrale H/V non presentava particolari direttività e poteva essere ritenuto rappresentativo, come possibile vedere nell'esempio in **figura 9.17** relativo alla stazione MA2 nel sito di San Felice d'Ocre. Il periodo di risonanza del sito è stato calcolato utilizzando la frequenza per la quale il rapporto HVSR risultava massimo (in **figura 9.18a** il risultato finale relativo al sito di Pianola).

Per confronto, è stato inoltre calcolato su ogni stazione di misura il rapporto H/V ottenuto dalle sole tracce sismiche dei terremoti locali ed è stato riscontrato che per ogni misura effettuata, il rapporto H/V calcolato sia sui terremoti locali sia sul rumore si presenta pressoché invariato (**Fig. 9.18b**).

La procedura di calcolo per i rapporti H/H_{ref} e V/V_{ref} è del tutto analoga alla procedura per il calcolo dei rapporti H/V, a parte che anziché l'intera registrazione sismica di 24 ore, gli spettri sono stati eseguiti sulle sole registrazioni di eventi sismici locali. Il rapporto spettrale è stato quindi calcolato tra le componenti orizzontali (H/H_{ref}) e verticali (V/V_{ref}) delle stazioni mobili, rispetto gli spettri della stazione di riferimento posta su substrato. Il fattore d'amplificazione è stato infine calcolato utilizzando la media integrale eseguita tra 0.2 e 10 Hz dei valori H/H_{ref} e V/V_{ref} .

9.2.4 Modello del sottosuolo

A seguito della realizzazione dei rilievi geologici di superficie, delle indagini multidisciplinari di esplorazione del sottosuolo, si è proceduto ad una fase di omogeneizzazione, confronto ed integrazione di tutti i dati da disposizione al fine di poter definire, nella maniera più attendibile possibile il modello geologico di sottosuolo. Tale fase rappresenta, forse, la fase più critica di tutto lo studio di microzonazione, sia perché coinvolge più soggetti, sia perché durante la fase di omogeneizzazione e di creazione del modello devono essere fatte opportune valutazioni tenendo conto del differente livello di incertezza attribuito ai diversi parametri desunti da differenti indagini. Inoltre, in moltissime situazioni è stata necessaria una revisione del modello geologico di partenza (essenzialmente di superficie) e ciò ha comportato spesso una differenza notevole rispetto alle cartografie delle microzone omogenee in prospettiva sismica del livello 1. Tale situazione è naturale e direttamente consequenziale con la logica di maggiore approfondimento dei livelli 2 e 3 rispetto al precedente livello 1, proprio in relazione alla realizzazione di indagini di sottosuolo che permettono di individuare un assetto sepolto che spesso è anche molto diverso rispetto a quello interpretato dai soli rilievi di superficie eventualmente integrati con i dati di base disponibili.

Nella realizzazione delle sezioni per la modellazione, come già detto, sono stati utilizzati tutti i dati a disposizione partendo dai rilievi geologici di superficie che hanno guidato la definizione del modello geologico ed integrando tali informazioni con i dati diretti forniti dai sondaggi geognostici e con i dati indiretti forniti dalle prospezioni geofisiche di superficie (sismica a rifrazione, prove MASW e prove ReMi) e in foro (prove Down Hole).

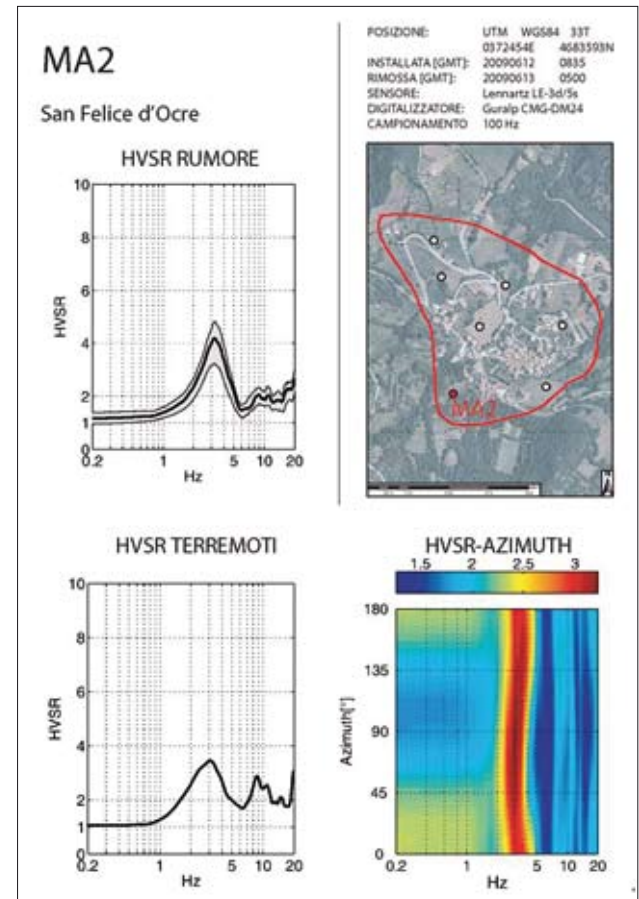


Fig. 9.17 → Scheda tecnica relativa alla stazione ad una delle sette stazioni velocimetriche utilizzate per il monitoraggio strumentale nel centro abitato di San Felice d'Ocre.

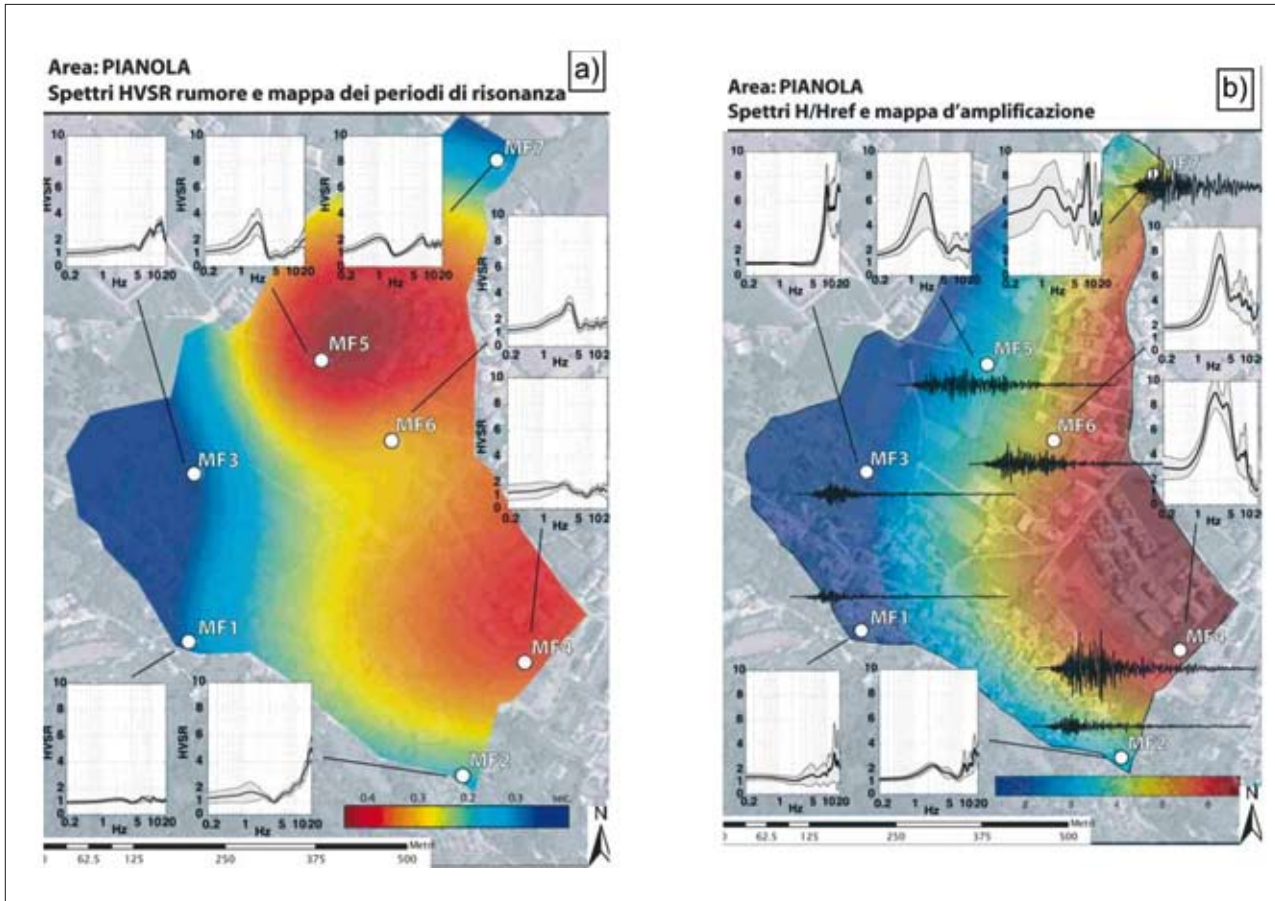


Fig. 9.18 → Mappa dei periodi di risonanza (a) e del fattore d'amplificazione strumentale (b) nel sito di Pianola.

Tra le indagini geofisiche, in questa fase di integrazione dei dati sono state utilizzate le prove ReMi quasi esclusivamente per la determinazione degli spessori delle coperture sismiche a causa della sottostima in termini V_s descritta nel precedente capitolo.

Le mappe di frequenza sono state utilizzate, laddove il modello sismo-stratigrafico lo permetteva (ad esempio nell'area di Pianola), per l'integrazione con i dati di V_s acquisiti nella campagna geofisica e con i pochi sondaggi giunti a caratterizzare la roccia di base, al fine di fornire un maggior numero di stime sulla profondità del substrato sismico per la realizzazione delle sezioni geologico-tecniche fornite come input geologico per la modellazione 2D. In molti casi, però, il picco di risonanza corrispondeva a contrasti all'interno delle coperture sismiche (ad esempio nell'area di fondovalle di Bagno), vanificando per tali scopi l'utilizzo del dato strumentale.

Di seguito vengono fornite, per ogni località oggetto dello studio nella Macroarea 9, le sezioni geologico-tecniche di sottosuolo ed un commento sul modello desunto. Inoltre, per i siti del Comune di Ocre (San Felice, Valle e Cavalletto) sono presentate anche mappe delle isopache delle coperture sismiche, desunte dalla campagna di caratterizzazione geologico-technica. Nel DvD allegato sono presentate tutte le carte delle isopache, sebbene esse vadano intese, soprattutto nei siti con poche indagini effettuate, come approccio qualitativo alla ricostruzione 3D del modello di sottosuolo.

Pianola

Dal modello realizzato, il centro storico di Pianola è poggiato sul substrato roccioso costituito dal CBZ, che presenta in quest'area le caratteristiche di un *bedrock* sismico. Tale substrato (Fig. 9.19) è in sovrascorrimento sulle unità Arenaceo-Pelitiche (UAP) che rappresentano il substrato geologico (non sismico) di tutta l'area di espansione di Pianola, ubicata lungo il versante fino al fondovalle. L'assetto geologico-strutturale ricostruito presenta una gradinata di faglie ad andamento normale che ribassa l'area verso nord-nordest creando morfologie sepolte su cui si sono impostati coperture con depositi fluvio-lacustri anche di notevole spessore (area NE cimitero). Talora alla sommità delle unità UAP sono presenti depositi costituiti da brecce cementate (Br) con V_s intorno agli 800 m/sec, la cui estensione laterale e areale non è continua come anche variabile è il loro spessore.

I parametri geotecnici sono desumibili dalle analisi di laboratorio eseguite sui campioni prelevati nei sondaggi S5 e S6 (All. 5a nel DvD).

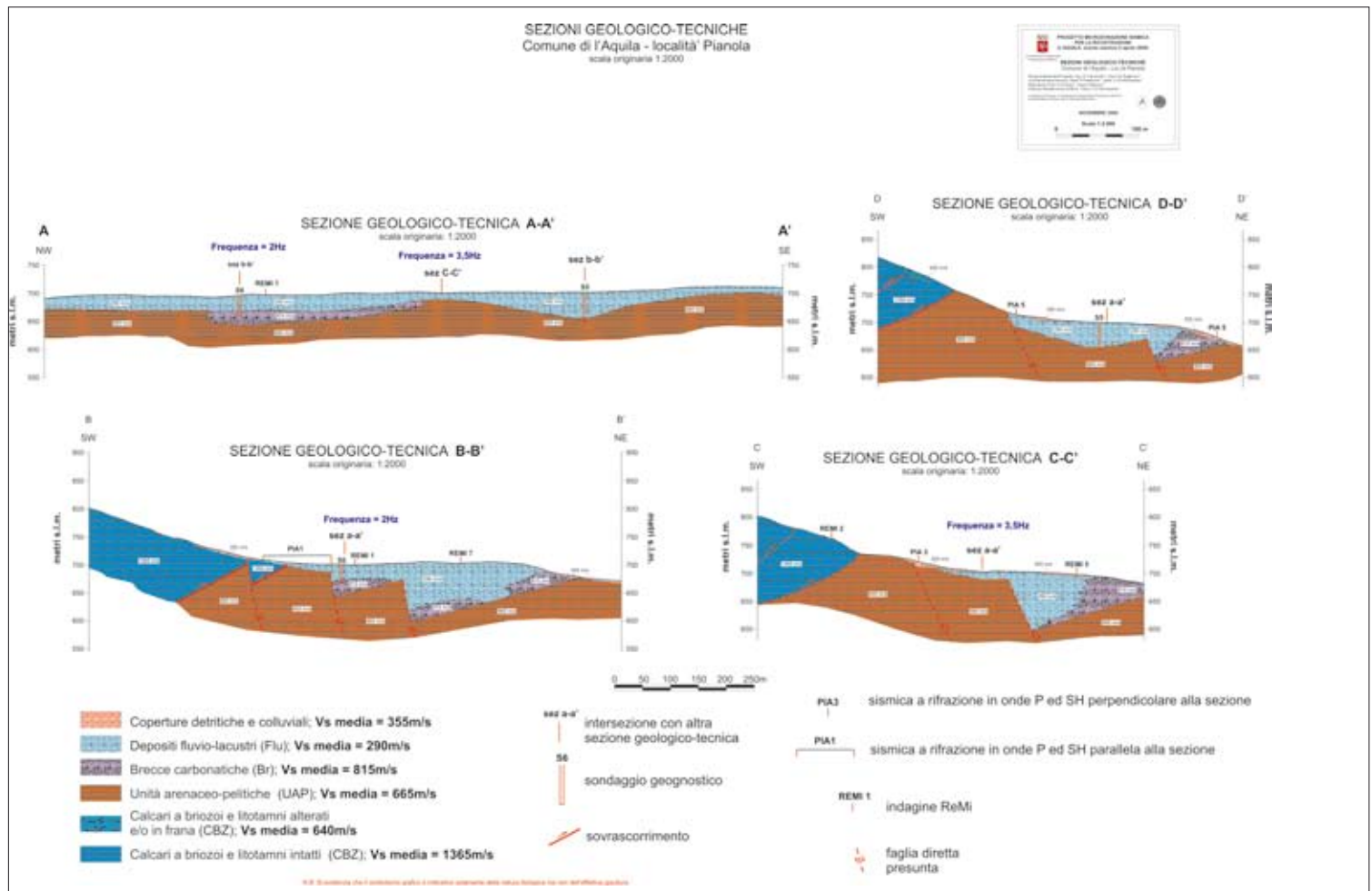


Fig. 9.19 → Sezioni geologico-tecniche per il sito di Pianola.

Nella successiva tabella 9.8 sono infine riportate le velocità medie delle onde di taglio S. Tali velocità sono state desunte, per la copertura fluvio-lacustre, dalla prova down-hole opportunamente integrata dalla sismica a rifrazione; mentre per le altre unità (considerata la non disponibilità di misure Down

Hole a causa delle problematiche di natura logistica già accennate nel capitolo dedicato) i valori di V_s sono stati definiti dalla sismica a rifrazione e dalla prova ReMi (limitatamente alle breccie nell'area NE di Pianola).

sigla	litologia	V_s media (m/s)
dt	coperture detritiche e colluviali	355
Flu	Depositi fluvio-lacustri	290
Br	Breccie carbonatiche	815
UAP	Unità arenaceo-pelitiche	665
CBZ	Calcari a briozoi e litotamni alterati e/o in frana	640
CBZ	Calcari a briozoi e litotamni intatti	1365

Tab.9.8 → Velocità medie per il sito di Pianola.

Bagno Grande, Bagno Piccolo e Cominio

Dal modello realizzato, il centro storico di Bagno (ubicato nell'area più a monte) presenta modeste coperture poggianti su un substrato costituito dalle unità arenaceo-pelitiche (UAP). Tale substrato, dal punto di vista sismico, presenta una non trascurabile fascia di alterazione e/o fratturazione di spessore localmente anche superiore ai 10 m, come si evince dalla prova Down Hole e dalle indagini di sismica a rifrazione SH (Fig. 9.20).

L'area di fondovalle presenta invece il medesimo substrato roccioso con spessori di copertura più elevati, come individuato sia dalla sismica a rifrazione sia dalle prove MASW.

Le misure strumentali nell'area a valle forniscono utili informazioni sulla profondità presunta del contatto tra le coperture e il substrato alterato che però non costituisce il reale *bedrock* sismico dell'area.

Nella successiva tabella 9.9 sono riportate le velocità medie delle onde di taglio S. Tali velocità sono state desunte dalla prova down-hole opportunamente integrata dalla sismica a rifrazione e dalle prove MASW. Le prove ReMi forniscono invece valori di V_s non attendibili in quanto sottostimano sempre i valori desunti da altre tecniche (esempi in figg.9.15-9.16).

sigla	litologia	V_s media (m/s)
b	depositi alluvionali attuali	260
b2=b8	depositi eluvio-colluviali	490
bn	depositi alluvionali terrazzati antichi	490
m	depositi di conoide alluvionale	255
fr	frana	290
UAP	Unità arenaceo-pelitiche alterate	530
UAP	Unità arenaceo-pelitiche intatte	880

Tab.9.9 → Velocità medie per il sito di Bagno.

Civita di Bagno

Dal modello realizzato, il substrato geologico (UAP) presenta valori di V_s non elevati, mentre sono presenti coperture alluvionali e di conoide di spessore estremamente variabile, soprattutto nella direzione SW-NE probabilmente a causa di elementi tettonici (che stanno alla base dell'origine della depressione su cui si è impostato il lago di San Maniero).

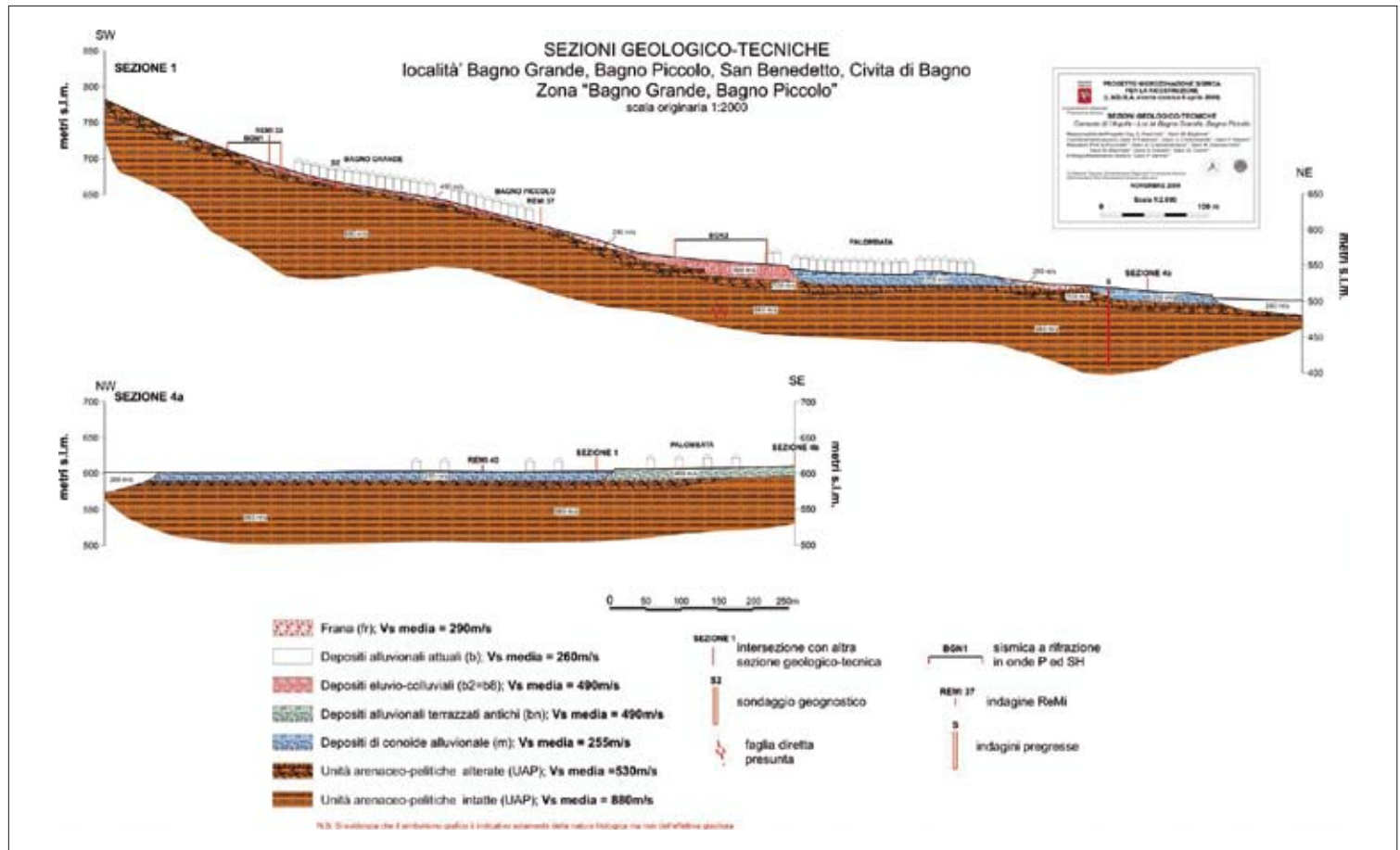


Fig. 9.20 → Sezioni geologico-techniche per il sito di Bagno Grande, Piccolo e Cominio.

sigla	litologia	Vs media (m/s)
b	depositi alluvionali attuali	355
b2=b8	depositi eluvio-colluviali	490
bn	depositi alluvionali terrazzati antichi	490
m	depositi di conoide alluvionale	285
FLC	depositi fluvio-lacustri	535
UAP	Unità arenaceo-pelitiche	610
CBZ	Calcari a briozoi e litotamni	1165

Il substrato sismico dell'area può essere considerato il sottostante CBZ (Calcari a briozoi e litotamni), ravvisato probabilmente dalla prova MASW 42 ad una profondità di circa 40 m con V_s prossime ai 1200 m/s. Inoltre si è tentata una simulazione svolta con Pro-Shake 1.1 integrando i dati del profilo di V_s della ReMi 22 e la frequenza di risonanza della vicina misura strumentale MC1 (circa 1.5-2 Hz), imputabile ad un contrasto che non si accorda con il passaggio tra coperture alluvionali ed unità flyshoidi

(UAP) peraltro caratterizzate nell'area in esame da V_s molto basse (<400 m/s). Utilizzando 4 input sismici desunti dalla medesima campagna di misure strumentali, si riscontrano funzioni di trasferimento medie attorno al sopraccitato range di frequenze per profondità dell'interfaccia (presunto contatto UAP-CBZ) comprese tra i 50 m e i 60 m dal piano campagna (Fig. 9.21).

Tale presunto approfondimento verso W è in accordo con la presenza di calcari nell'area ad E (Cavalletto) e la completa assenza di questi ultimi nel sito ad W (area di Bagno). Nella successiva tabella 9.10 sono infine riportate le velocità medie delle onde di taglio S. Tali velocità sono state desunte da una media dei valori delle prove Down Hole, sismica a rifrazione e ReMi opportunamente tarata con una prova MASW.

In figura 9.22 sono riportate le sezioni geologico-tecniche utilizzate in fase di modellazione.

San Benedetto, Sant'Angelo e Vallesindola

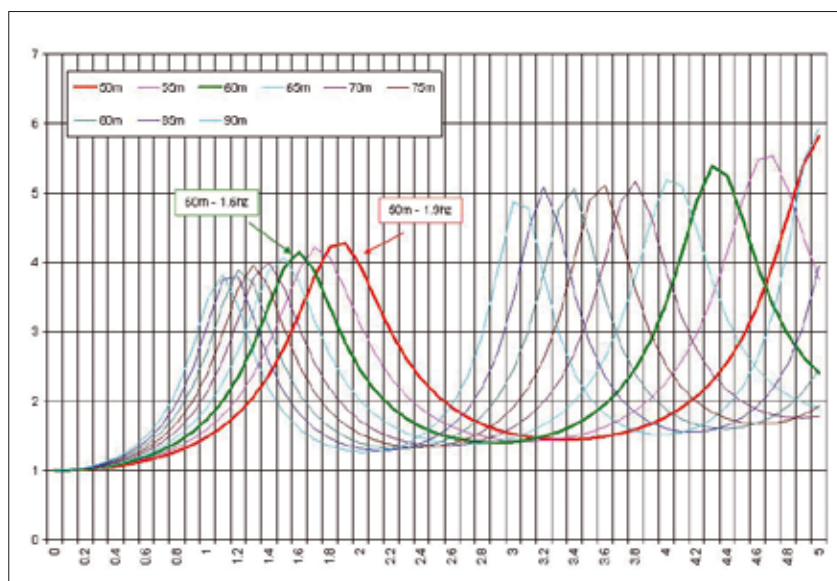
Dal modello realizzato, si individua un notevole inspessimento delle coperture sismiche tra Vallesindola e S. Benedetto. Ciò è dovuto anche alla presenza a San Benedetto di elevati spessori (non valutabili) di fluvio-lacustre. Anche in quest'area il substrato arenaceo presenta discreti spessori di alterazione (sezioni geologico-tecniche in figura 9.23). Nella successiva tabella 9.11 sono infine riportate le velocità medie delle onde di taglio SH. Tali velocità sono state desunte da una media dei valori delle prove ReMi, opportunamente tarate nel sito di Vallesindola con prove MASW.

San Felice d'Ocre

A seguito del lavoro svolto ed in particolare delle indagini realizzate si deve sottolineare che il modello geologico di sottosuolo realizzato modifica in maniera sostanziale le precedenti conoscenze geologiche dell'area, fornite dai rilievi di superficie e dai dati di base geognostici acquisiti preliminarmente. Tale valutazione vale soprattutto per l'area del centro storico dove tutte le cartografie geologiche preesistenti riportavano la presenza di substrato roccioso subaffiorante; invece, anche sulla base di quanto desunto dal sondaggio S3 si evince che il centro storico di San Felice poggia non sul substrato calcareo (CBZ) ma su circa 25-30 m di sabbie limose poggianti su ciottolami talora cementati (con V_s maggiore di 800 m/sec).

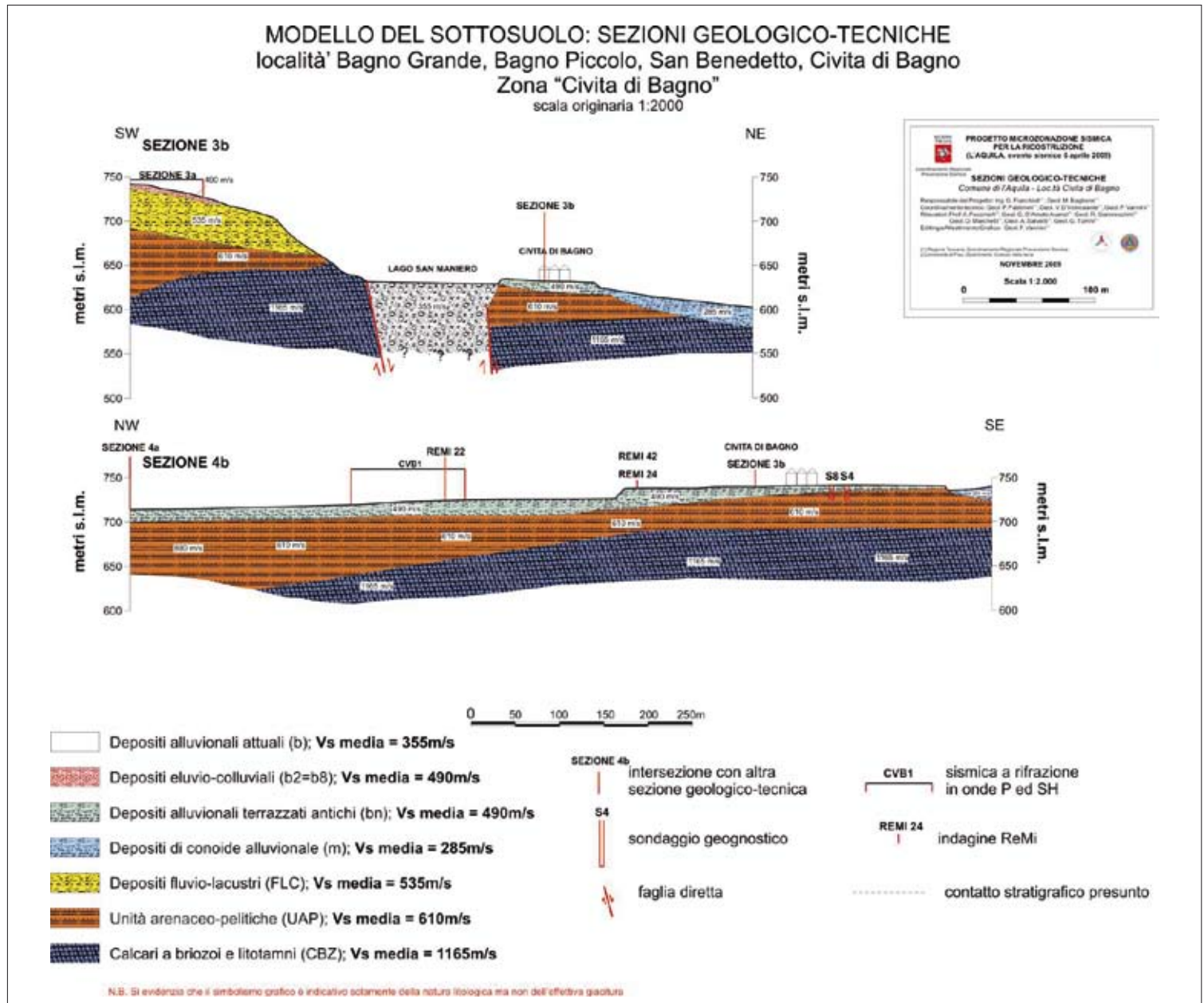
Dalla prova ReMi 8 si stima la presenza del CBZ ad una profondità non inferiore di circa 40 m dal p.c. che potrebbe essere anche di poco superiore in prossimità del centro storico (Fig.9.24).

sigla	litologia	V_s media (m/s)
b	depositi alluvionali attuali	355
b2=b8	depositi eluvio-colluviali	490
bn	depositi alluvionali terrazzati antichi	490
m	depositi di conoide alluvionale	285
FLC	depositi fluvio-lacustri	535
UAP	Unità arenaceo-pelitiche	610
CBZ	Calcari a briozoi e litotamni	1165



Tab.9.10 → Velocità medie per il sito di Civita di Bagno.

Fig. 9.21 → Simulazione effettuata nel sito di Civita di Bagno.



sigla	litologia	Vs media (m/s)
fr	frana	210
a	d'etrito di versante	245
b2=b8	depositi eluvio-colluviali	490
FLC	depositi fluvio-lacustri	535
UAP	Unità arenaceo-pelitiche alterate	405
UAP	Unità arenaceo-pelitiche intatte	830
CBZ	Calcari a briozoi e litotamni	1165

Fig. 9.22 → Sezioni geologico-tecniche per il sito di Civita di Bagno.

Tab.9.11 → Velocità medie per i siti di San Benedetto, Sant'Angelo e Vallesindola.

È stata realizzata, sulla base delle indagini, una cartografia delle isopache delle coperture (Fig. 9.25) in cui gli spessori evidenziati sotto il paese si riferiscono al contatto tra coperture fini e ciottolami (che rappresentano il substrato sismico nell'area).

Nella successiva tabella 9.12 sono infine riportate le velocità medie delle onde di taglio SH. Tali velocità sono state desunte, dalla prova down-hole opportunamente integrata dalla sismica a rifrazione e dalle misure ReMi che, limitatamente a quest'area, presentano una buona correlazione.

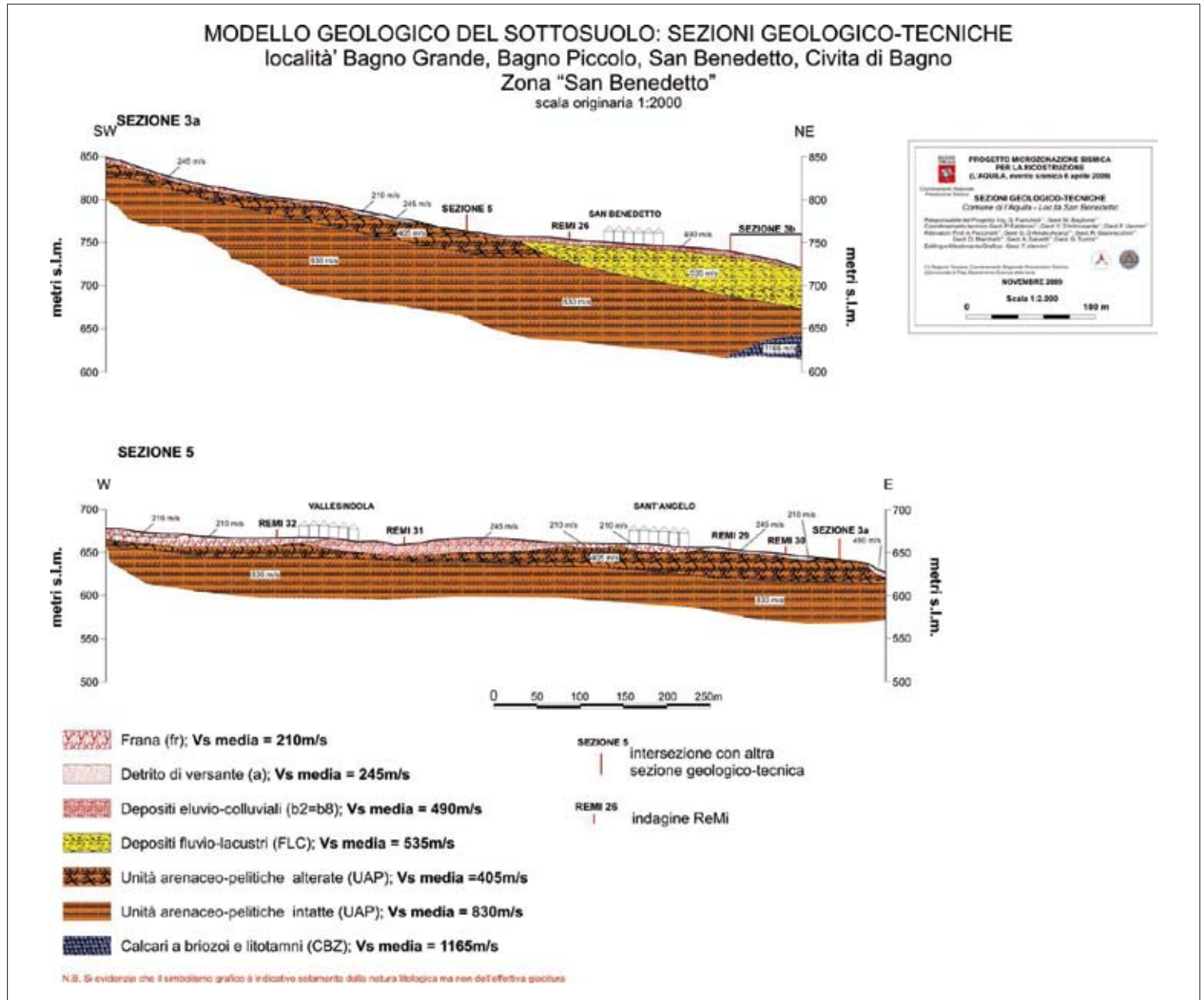
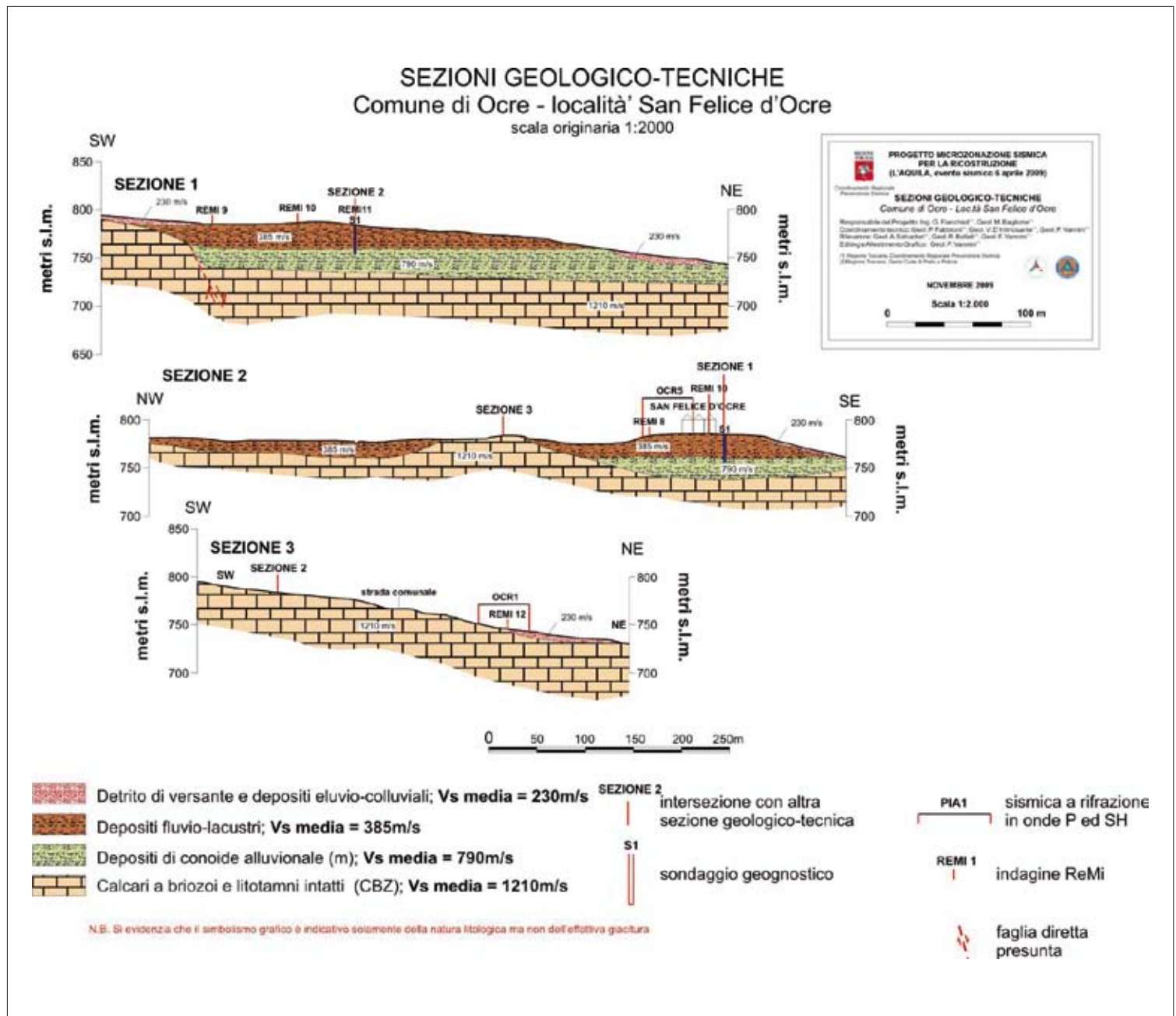


Fig. 9.23 → Sezioni geologico-tecniche per il sito di San Benedetto.



sigla	litologia	Vs media (m/s)
-	Detrito di versante e/o eluvio-colluviale	230
-	Sabbie e limi fluvio-lacustri	385
-	Depositi di conoide alluvionale	790
CBZ	Calcari a briozoi e litotamni	1210

Fig. 9.24 → Sezioni geografiche tecniche del sito di San Felice d'Ocre.

Tab.9.12 → Velocità medie per il sito di San Felice d'Ocre.

Valle e Cavalletto

Il modello geologico desunto dal livello 1, viene sostanzialmente confermato. Le informazioni ulteriori desunte dalle indagini si possono riassumere in:

- migliore individuazione degli spessori delle coperture;
- presenza di una struttura tettonica con gradinate di faglie in direzione circa EW ad andamento normale che ribassano l'area a nord di Cavalletto;
- migliore definizione della geometria sepolta del riempimento della dolina ad E della località di Valle.

In [figura 9.26](#) è possibile osservare una mappa delle isopache delle coperture sismiche, dove è possibile osservare il maggior spessore delle coperture nell'area nord di Cavalletto (dove i calcari del substrato sono a profondità anche superiori a 100 m) rispetto all'area di Valle, dove sono presenti variabilità spaziali elevate.

Nella successiva [tabella 9.13](#) sono infine riportate le velocità medie delle onde di taglio S. Tali velocità sono state desunte, per la località di Valle, dalla prova Down Hole (che indaga però solo le coperture)

sigla	litologia	Vs media (m/s)
bIII	Depositi alluvionali - riempimento dolina	510
m	Depositi di conoide alluvionale fini - Cavalletto Nord	305
m	Depositi di conoide alluvionale grossolani -Cavalletto Nord	505
m	Depositi di conoide alluvionale grossolani - Cavalletto	705
AP	Depositi fluvio-lacustri fini	345
AP	Depositi fluvio-lacustri grossolani	525
ACT	Depositi fluvio-lacustri grossolani	525
CBZ	Calcari a briozoi e litotamni	830
CCD	Calcari a coralli e diceratidi	1250
UAM	Marne calcare - litofacies calcareo-marnosa alterata	815
UAM	Marne calcare - litofacies calcareo-marnosa (UAM)	1250

Tab.9.13 → Velocità medie per il sito di Valle e Cavalletto.

opportunamente integrata dalla sismica a rifrazione; mentre per la località di Cavalletto i valori di V_s sono stati definiti dalle misure ReMi (che individuano gli spessori elevati di copertura e la profondità del *bedrock* sismico) opportunamente integrati con i risultati della linea di sismica a rifrazione OCR3c ([Fig. 9.27](#)).

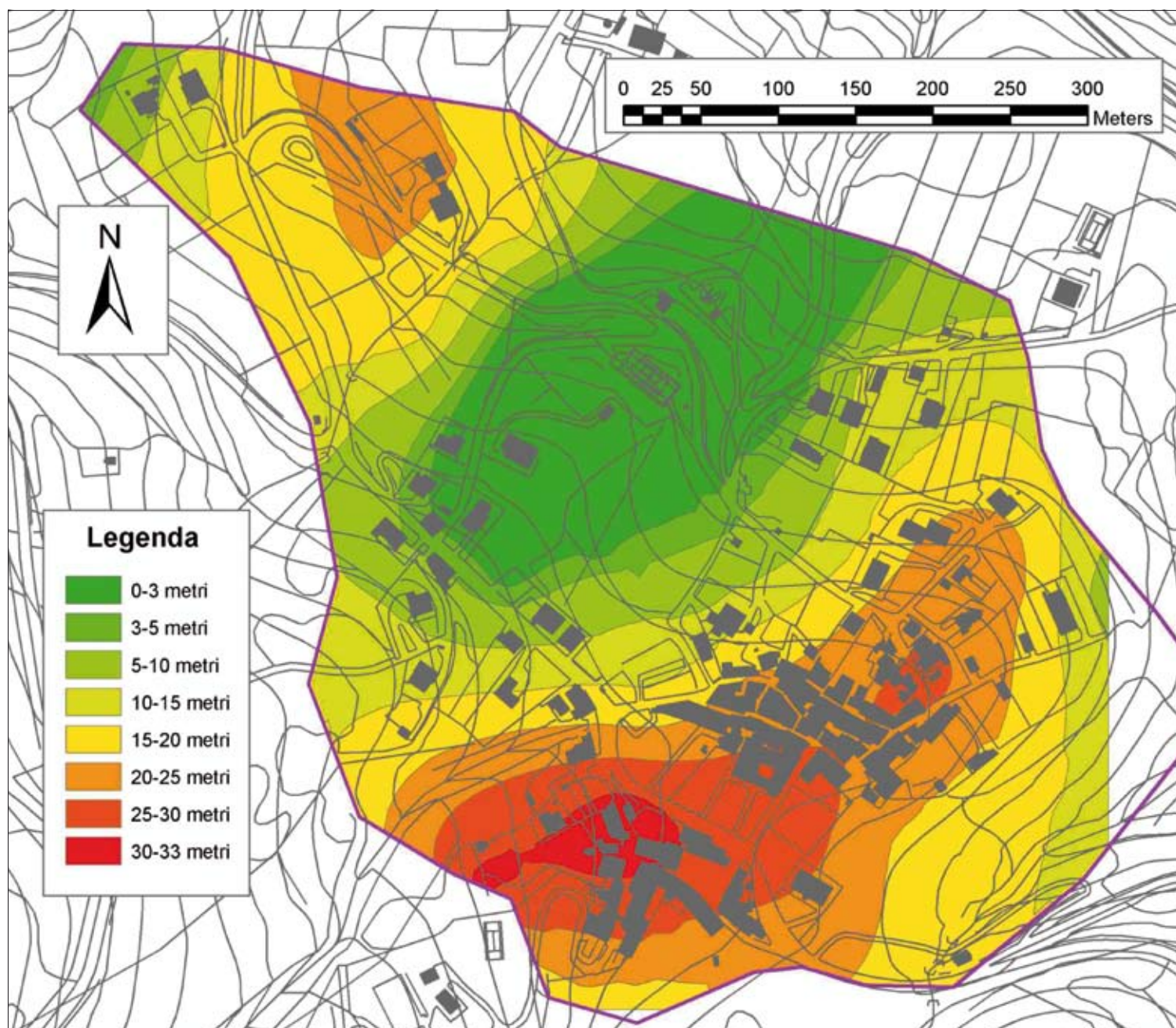


Fig. 9.25 → Carta delle isopache del substrato sismico per il sito di San Felice d'Ocre.

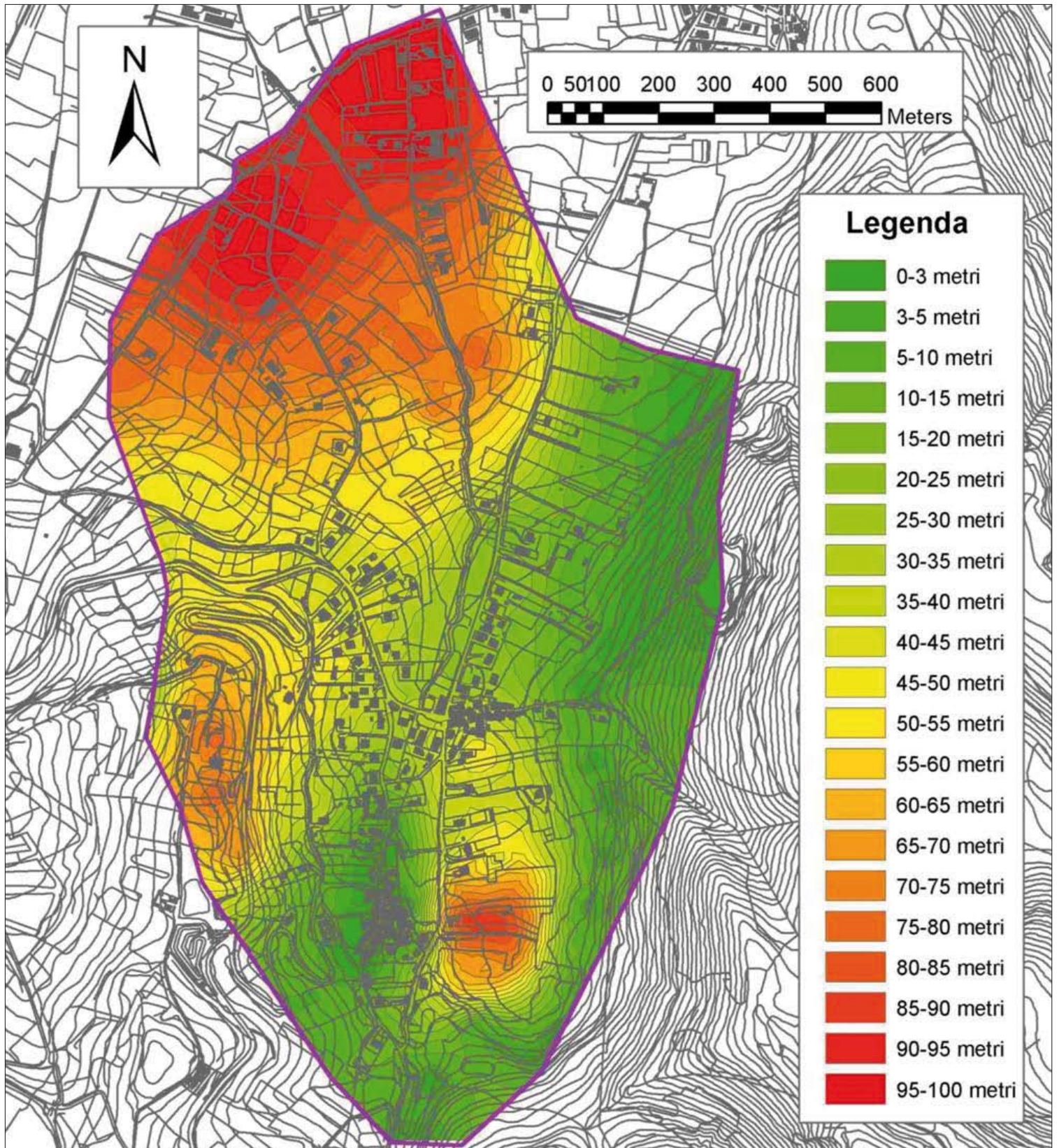


Fig. 9.26 → Carta delle isopache del substrato sismico per i siti di Valle e Cavalletto.

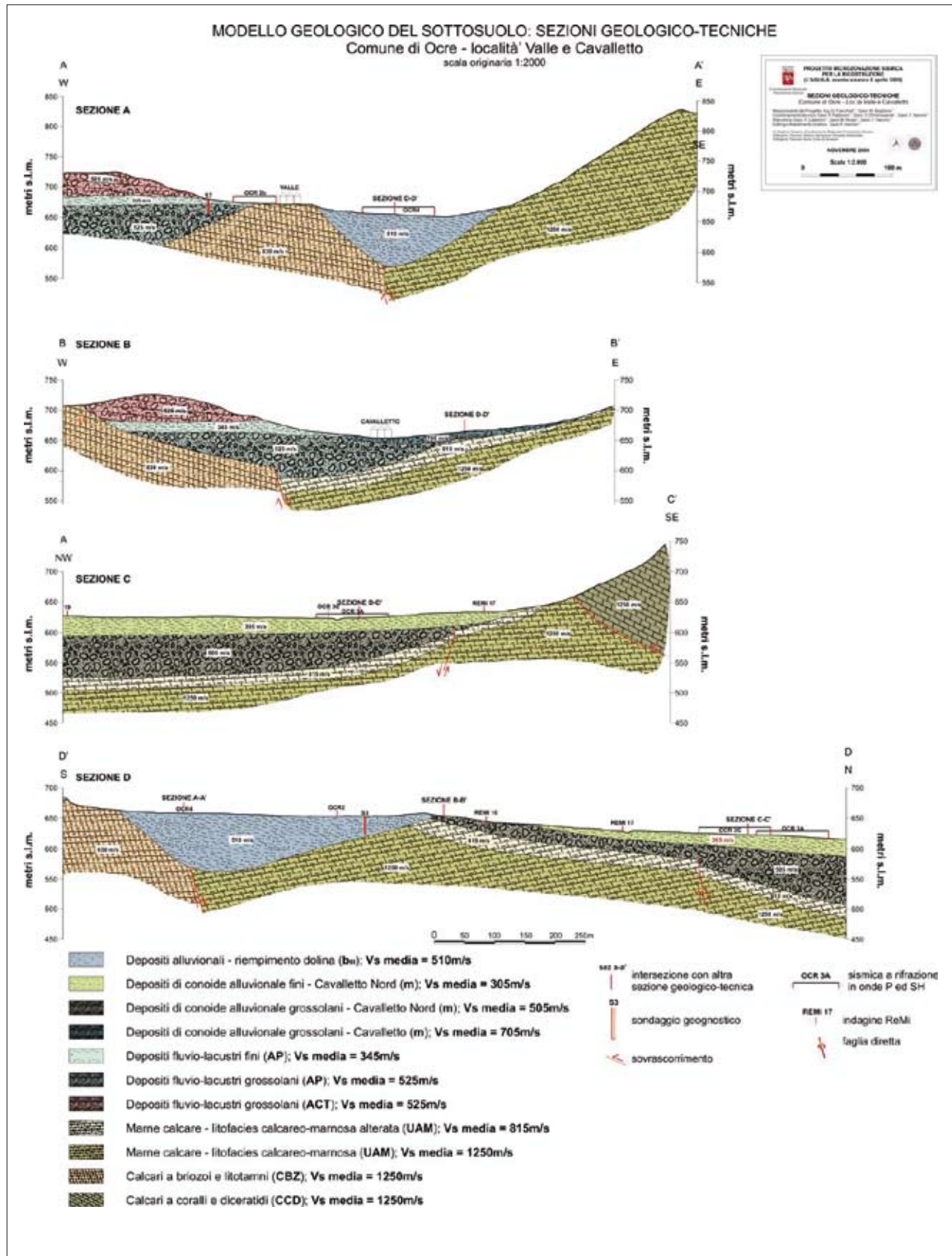


Fig. 9.27 → Sezioni geologico-techniche per il sito di Valle e Cavalletto.

9.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

9.3.1 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

Tutte le informazioni acquisite nella fase di rilevamento e riportate nelle cartografie geologiche prodotte, unitamente ai dati di base pregressi reperiti, hanno permesso di realizzare l'elaborato relativo alle Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1).

Tali cartografie sono state redatte in linea agli Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica, per cui sono state individuate delle microzone per le quali, sulla base delle osservazioni geo-litologiche, geomorfologiche, litostratigrafiche e con i dati di base pregressi acquisiti, possano essere ipotizzati l'occorrenza di diversi tipi di effetti: amplificazione, instabilità di versante, liquefazione, ecc.

Le microzone della carta sono classificate in tre categorie:

- a. Zone stabili
- b. Zone stabili suscettibili di amplificazione locali
- c. Zone suscettibili di instabilità

La cartografia, quindi, corrisponde ad un approfondimento di livello 1 ed individua qualitativamente e grossolanamente la geometria delle aree potenzialmente caratterizzate da specifici effetti sismici locali. Ciò permette quindi di guidare i necessari approfondimenti di indagini nelle successive fasi di approfondimento identificabili con il livello 2 e/o 3.

Di seguito si riportano le carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica (riportate anche in **Allegato 3 nel DVD**) realizzate secondo la legenda riportata negli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica (2008) con una breve nota illustrativa di commento suddivisa per ogni località.

Comune de L'Aquila: l'area di Pianola

La cartografia (**Fig. 9.28**) riporta le seguenti microzone:

- Zona stabile, non sono presenti zone stabili.
- Zona stabili suscettibili di amplificazione locali:
 - **Zona 1**, caratterizzata da substrato lapideo stratificato S (CBZ₃) affiorante, posto su un versante acclive e tale da non escludere fenomeni di amplificazione di tipo topografico. Tale zona è presente in tutto il nucleo storico del paese.
 - **Zona 2 e 3**, caratterizzata dalla presenza rispettivamente del substrato lapideo stratificato S (UAP) affiorante e delle brecce cementate (Br). Da notare che in quest'area il substrato lapideo UAP presenta in alcune situazioni un elevato grado di alterazione, mentre le Brecce sono talora ben cementate ed in altre situazioni possiedono un grado di cementazione minore. Pertanto, per tali motivazioni, si è preferito inserire queste aree all'interno delle zone stabili suscettibili di fenomeni di amplificazione di tipo stratigrafico.
 - **Zona da 4 a 8**, caratterizzate dalla presenza di variabili spessori di copertura (ghiaie e ciottoli con matrice limoso-sabbiosa-argillosa e con limi, sabbie e argille in percentuali variabili) poggianti, tranne che per la zona 7 e 8 su substrato lapideo stratificato S (costituito da UAP o Br).

È opportuno precisare che l'indicazione relativa allo spessore di copertura è suscettibile di variazioni in quanto la stima è stata effettuata sulla base dei pochi dati pregressi a disposizione (alcuni sondaggi e prove geofisiche tipo MASW).

- Zona suscettibile di instabilità. Sono state distinte 2 aree instabili ubicate entrambi in località le Piscine. La prima è caratterizzata da un dissesto gravitativo che ha prodotto un soliflusso generalizzato. La seconda area è caratterizzata da una morfologia particolare (valle a U con fondo piatto) in cui sono frequenti fenomeni di ristagno idrico e in cui è presente un terreno geotecnica-mente scadente. In tale area non si possono quindi escludere fenomeni di cedimento differenziale e/o di liquefazione parziale delle sabbie.

La carta è stata completata riportando le più significative forme di superficie: cresta, orlo di scarpata morfologica e forme tettoniche.

Comune de L'Aquila: l'area di Bagno

La cartografia (Fig. 9.29) riporta le seguenti microzone:

- **Zona stabile 1**, caratterizzata da substrato lapideo stratificato S (UAP_b) sub affiorante, eventualmente con spessori di copertura prodotta dall'alterazione del substrato roccioso che può raggiungere i 3 ml. Tale zona è presente lungo il versante che da Bagno arriva sino alla località Palombata. È bene precisare che, l'identificazione di tale substrato come bedrock sismico rimane solo un'ipotesi che sarà successivamente avvalorata da misure in V_s . Quindi l'attribuzione di quest'area in zona stabile 1 può essere suscettibile di variazioni in ragione della possibile variabilità del parametro V_s .
- Zona stabili suscettibili di amplificazione locali:
 - **zona 2 a 8**, caratterizzata dalla presenza rispettivamente di depositi di copertura eluvio-colluviale o detritici di versante di spessori non elevati circa intorno ai 5 m costituiti da materiali prevalentemente grossolani (ghiaie e ciottoli in matrice limoso - sabbioso) poggianti su substrato lapideo stratificato S (UAPb). Nell'area di fondovalle vi è invece la presenza di depositi di copertura alluvionale e/o di conoide con spessori superiori fino ad un massimo di 30-40 m poggianti sul substrato costituito dal flysch UAP.

È opportuno precisare che l'indicazione relativa allo spessore di copertura è suscettibile di variazioni in quanto la stima è stata effettuata sulla base dei pochi dati pregressi a disposizione (n.1 pozzo e alcune informazioni geologiche reperite).

Zona suscettibile di instabilità per instabilità di versante tipo frana di scivolamento quiescente. Le zone 4 e 7 sono state inserite anche in questa classe.

Comune de L'Aquila: l'area di Civita di Bagno e San Benedetto

La cartografia (Fig. 9.30) riporta le seguenti microzone:

- **Zona stabile 1**, caratterizzata da substrato lapideo stratificato S (UAP_b) sub affiorante, ma con spessori di copertura (alterazione eluvio - colluviale/riporti antropici) che possono raggiungere i 3 ml. Tale zona è presente esclusivamente nella località di Sant'Angelo limitrofa alla località di San Benedetto; la valutazione degli spessori è stata eseguita adottando criteri qualitativi per indirizzare le successive fasi di accertamento geognostico in sito (caratterizzazione geotecnica e

caratterizzazione geofisica). È bene precisare che, nell'area esistono pochi affioramenti significativi di tale substrato in quanto è quasi sempre presente un cappellaccio di alterazione superficiale di qualche metro. Pertanto l'attribuzione di quest'area come zona stabile 1 può essere suscettibile di variazioni in ragione del possibile spessore di copertura eventualmente presente e in ragione della caratterizzazione geofisica in termini di V_s di tale substrato roccioso.

- Zona stabili suscettibili di amplificazione locali:
 - **zona da 2 a 19**, caratterizzata da spessori di copertura eluvio-colluviale, fluvio-lacustre e alluvionale (ghiaie e ciottoli con matrice limoso-sabbioso-argillosa/limi, sabbie e argille in percentuali variabili) poggianti su substrato lapideo stratificato S (UAP_b). La distinzione delle classi all'interno delle zone stabili suscettibili di amplificazione locale è stata effettuata in relazione al differente spessore presunto delle coperture e in relazione alla litologia della copertura stessa. È importante sottolineare come nell'area di Civita di Bagno gli spessori della copertura siano notevolmente superiori a quelli presenti nella località di San Benedetto. Inoltre, la presenza dei depositi di copertura fluvio-lacustre posti al di sotto della copertura detritica di versante nell'area a S di San Angelo porta ad un marcato aumento della profondità del substrato roccioso.

È opportuno precisare che l'indicazione relativa allo spessore di copertura è suscettibile di variazioni in quanto la stima è stata effettuata sulla base dei pochi dati pregressi a disposizione. Zona suscettibile di instabilità per instabilità di versante tipo frana di scivolamento quiescente. La carta è stata completata riportando le più significative forme di superficie: conoide alluvionali e gli allineamenti tettonici.

Comune di Ocre: l'area di San Felice

La cartografia (Fig. 9.31) riporta le seguenti microzone:

- **Zona stabile 1**, caratterizzata da substrato lapideo stratificato S (CBZ₃) sub affiorante, ma con spessori di copertura (alterazione eluvio - colluviale/riporti antropici) che possono raggiungere i 3 ml. Tale zona è presente in corrispondenza dell'attuale campo tende degli sfollati e lungo le dorsali che si sviluppano a NW del centro storico; le valutazioni degli spessori è stata eseguita adottando criteri qualitativi per indirizzare le successive fasi di accertamento geognostico in sito (caratterizzazione geotecnica e caratterizzazione geofisica).
- Zona stabili suscettibili di amplificazione locali:
 - **zona 2 a 7**, caratterizzata da coperture (ghiaie e ciottoli con matrice limoso - sabbioso - argillosa/limi, sabbie e argille in percentuali variabili) di spessore variabile poste sul substrato lapideo stratificato S (CBZ₃).

È opportuno precisare che l'indicazione relativa allo spessore di copertura è suscettibile di variazioni in quanto la stima, in molti casi, è stata effettuata sulla base dei pochi dati pregressi a disposizione (alcune prove penetrometriche).

- Zona suscettibile di instabilità per instabilità di versante tipo frana di scivolamento quiescente.

Comune di Ocre: l'area di Valle e Cavalletto

La cartografia (Fig. 9.32) riporta le seguenti microzone:

- Zona stabile, non sono presenti zone stabili nell'area.

- Zona stabili suscettibili di amplificazione locali:
 - **Zona 1**, caratterizzata da substrato lapideo stratificato S (UAM1b e CBZ₃) sub affiorante, eventualmente con spessori di copertura (alterazione eluvio - colluviale/riporti antropici) che possono raggiungere i 3 ml, posto su versanti con inclinazione superiore a circa 15°. Tale zona corrisponde a tutto il versante sud-est e orientale dell'area in cui risulta affiorante tutto il substrato roccioso. Inoltre il substrato risulta in affioramento in tutto il centro storico dell'abitato di Valle. Naturalmente per determinare la presenza o meno del bedrock sismico è necessario effettuare misure di V_s nell'area. Inoltre, sulla base delle poche indicazioni fornite dai dati esistenti disponibili e dal rilievo geologico effettuato si è scelto di suddividere l'area di fondovalle in 12 zone sulla base dei differenti spessori di copertura e in relazione alla diversa granulometria presente.
 - **Zona 2-3-4-5-6-7-8-9-10-11-12-13**, caratterizzata da una copertura (ghiaie e ciottoli con matrice limoso-sabbioso-argillosa/limi, sabbie e argille in percentuali variabili) posti su substrato lapideo stratificato S (UAM1b e CBZ) con spessore della copertura variabile tra 5 ml nell'area di bordo del versante e/o di chiusura della valle stessa fino ad oltre 100 ml nell'area di Cavalletto in loc.tà via del Mulino. Anche la granulometria dei depositi è estremamente variabile in quanto è associabile a depositi detritici alla base del versante, a depositi di conoide alluvionale, a depositi alluvionale recenti e di natura fluvio-lacustre.

È opportuno precisare che l'indicazione relativa allo spessore di copertura è suscettibile di variazioni in quanto la stima è stata effettuata sulla base dei pochi dati pregressi a disposizione (alcuni pozzi e poche prove penetrometriche).

Zona suscettibile di instabilità per instabilità di versante tipo frana di scivolamento quiescente.

La carta è stata completata riportando le più significative forme di superficie: orlo di scarpata, conoide alluvionale, doline e le strutture tettoniche superficiali e sepolte.

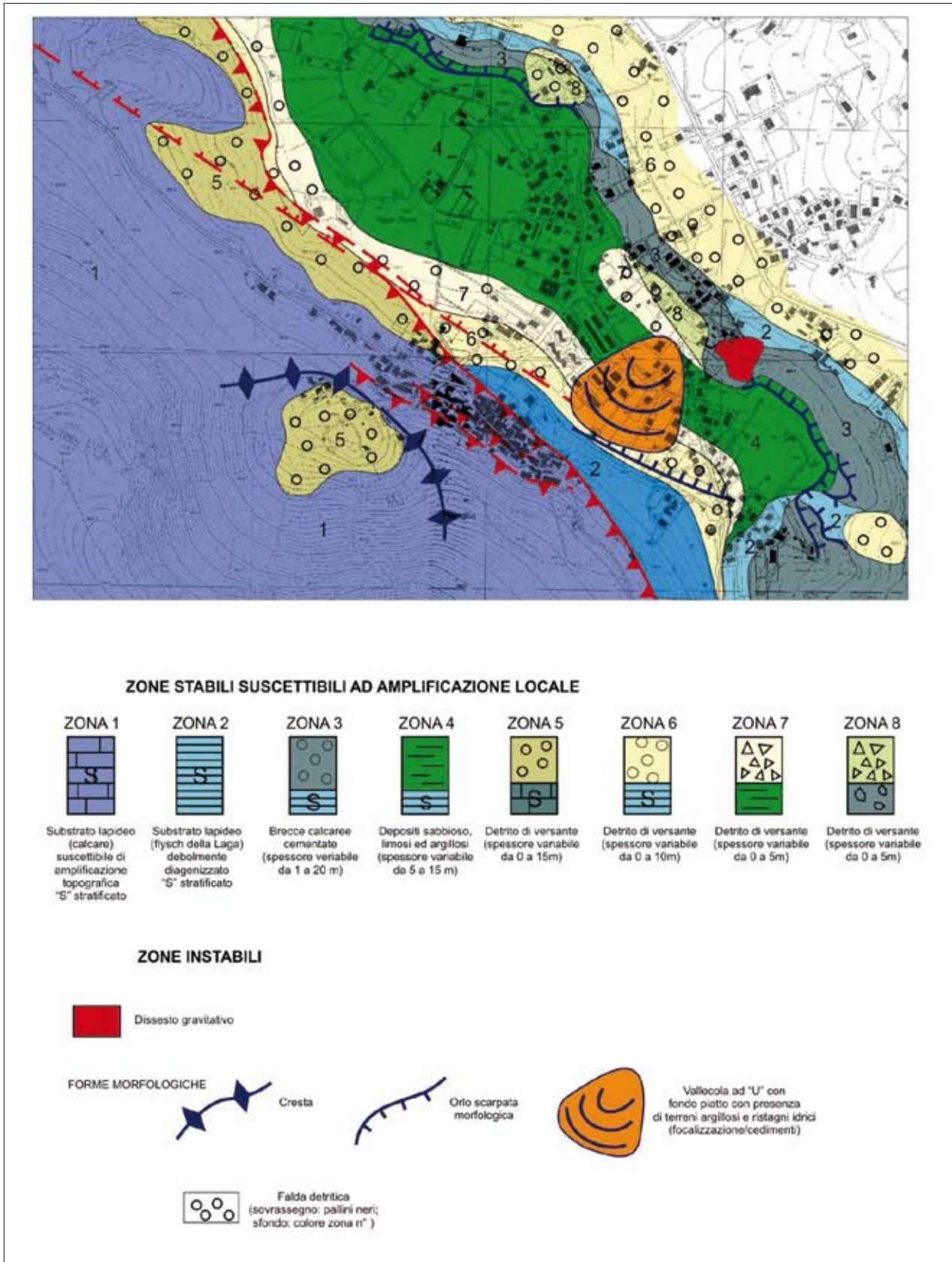


Fig. 9.28 → Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica per il sito di Pianola.

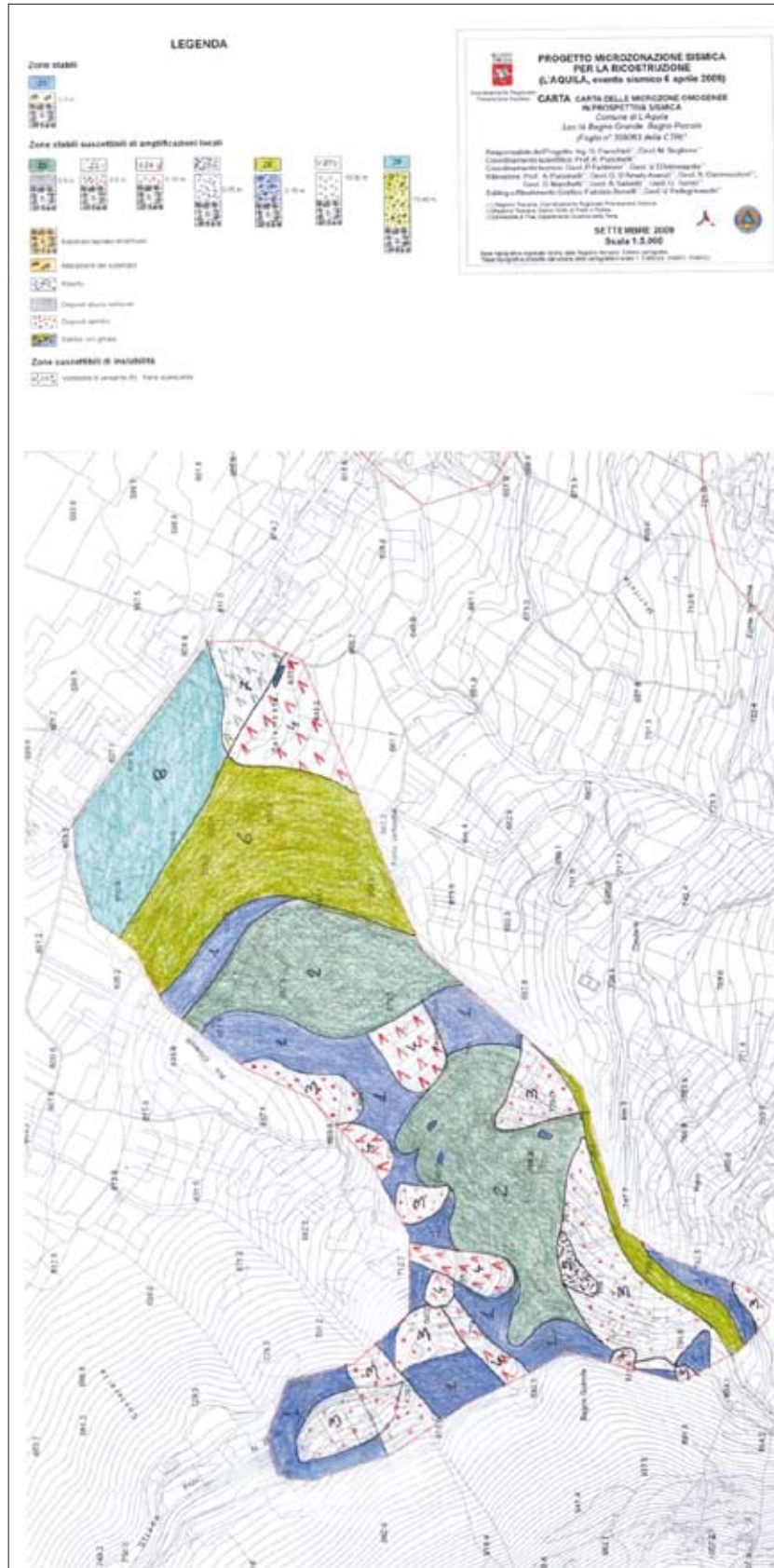


Fig. 9.29 → Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica per il sito di Bagno.

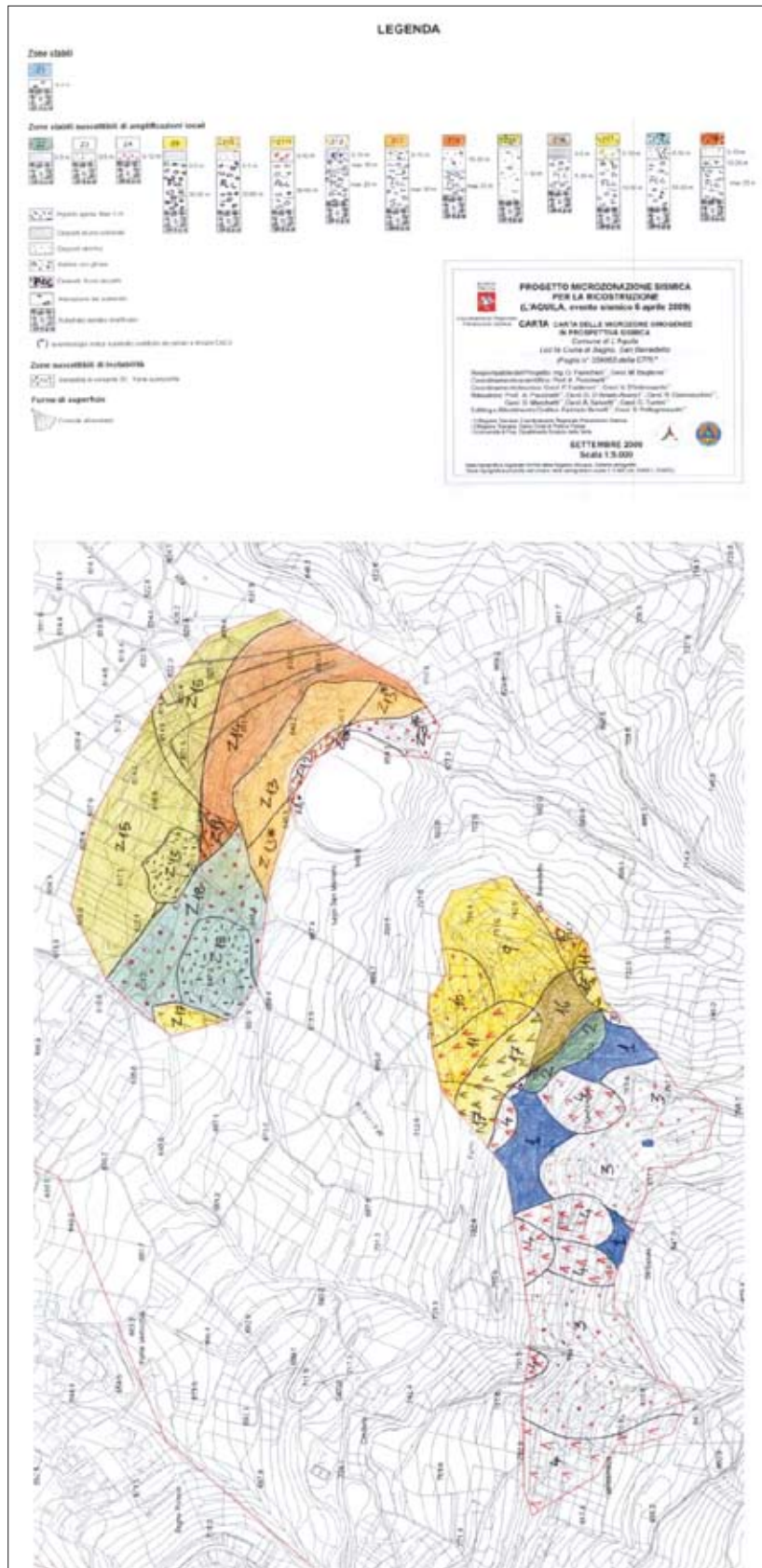


Fig. 9.30 → Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica per i siti di Civita di Bagno e San Benedetto.

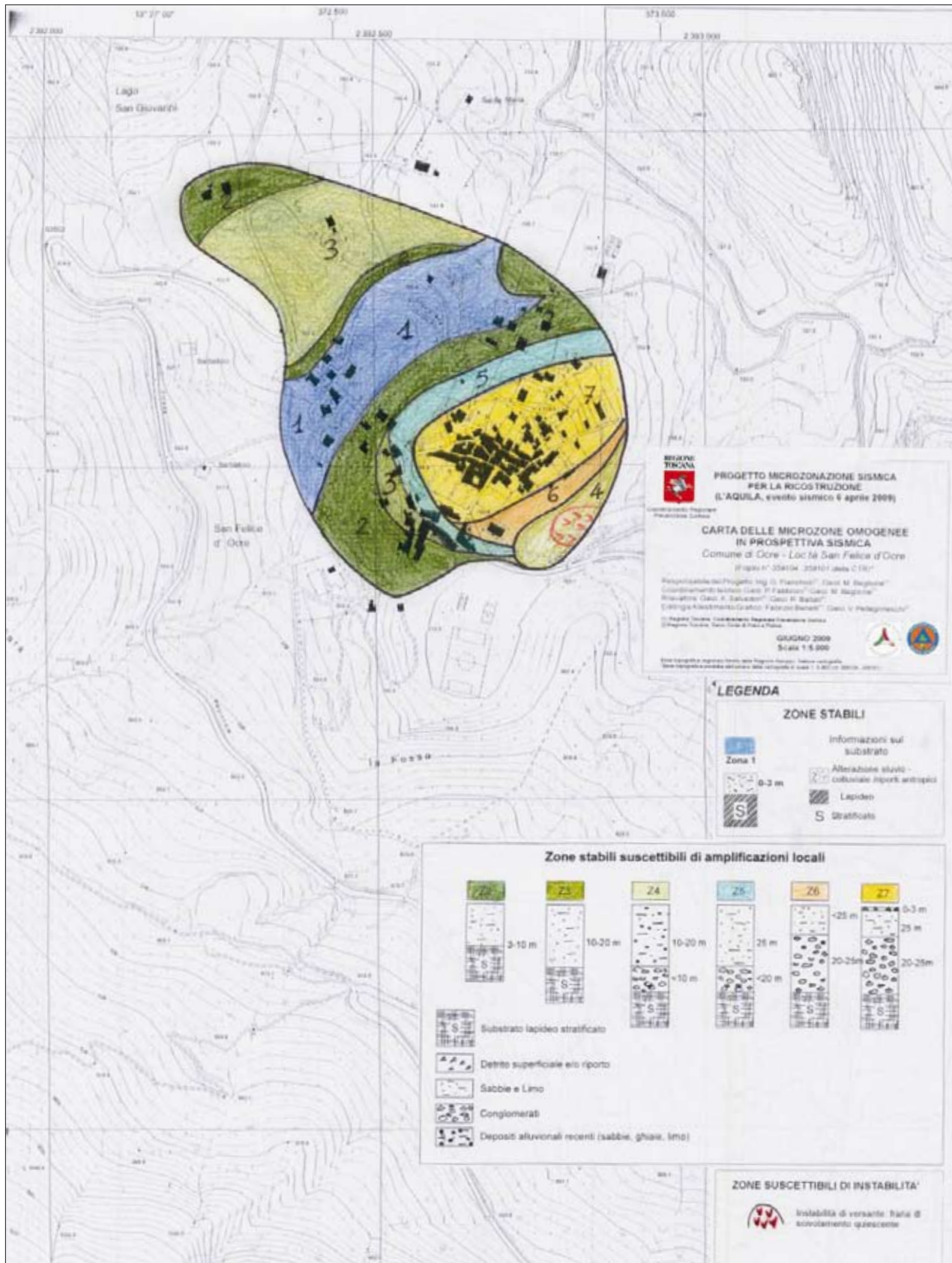


Fig. 9.31 → Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica per il sito di San Felice d'Ocre.

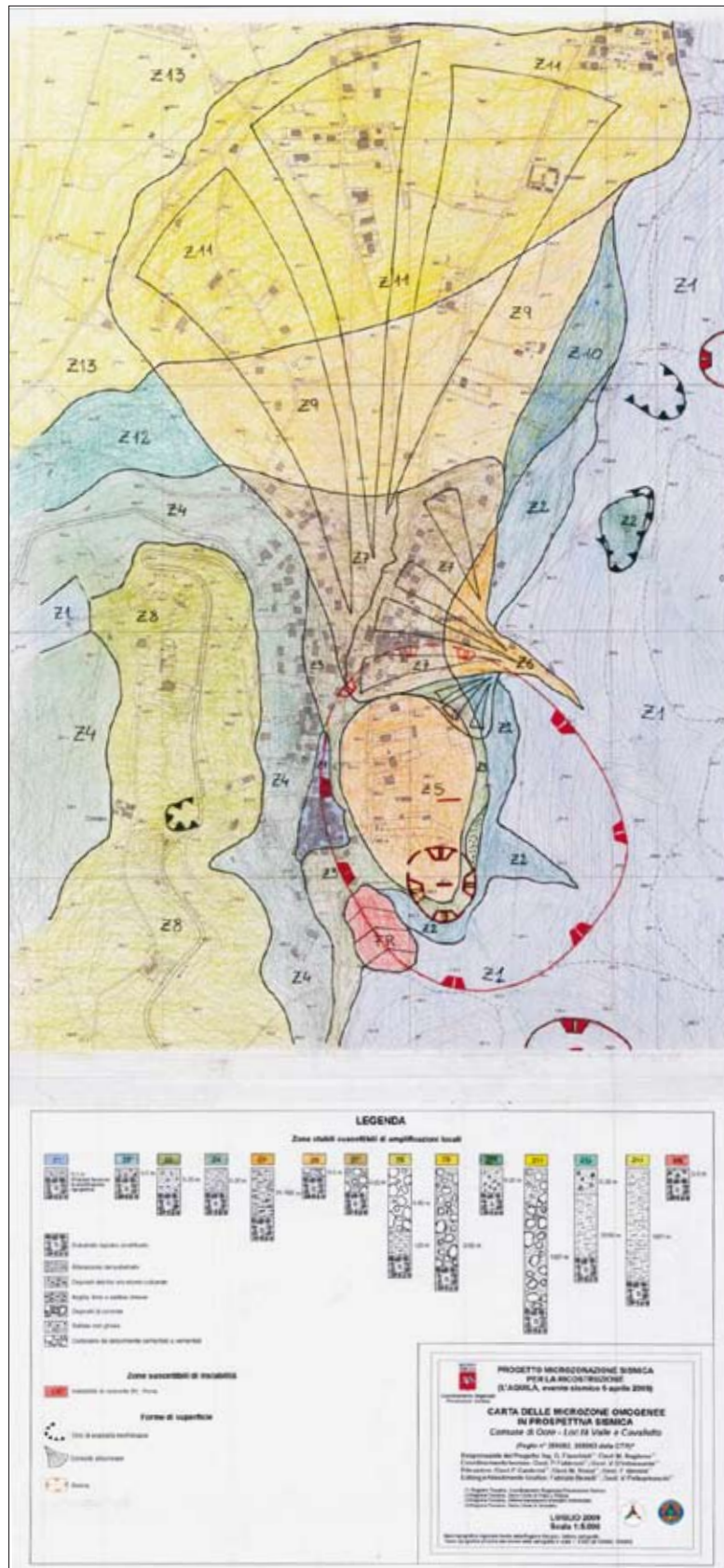


Fig. 9. 32 → Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica per i siti di Valle e Cavalletto.

9.3.2 Carte di microzonazione sismica (livello 3)

L'analisi numerica ha richiesto la conoscenza di alcuni dati:

- l'input sismico cioè il moto vibratorio su una ipotetica roccia affiorante piana al sito in esame;
- le carte geologiche e le carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica;
- le sezioni geologiche;
- i dati geotecnici in situ ed in laboratorio;
- i dati geofisici e sismologici.

Sulla base dei dati reperiti sono state individuate le unità geologiche-geofisiche omogenee e le relative colonne stratigrafiche che sono poi state oggetto delle modellazioni.

È stato preso in considerazione un solo moto di input su roccia affiorante, cioè quello della normativa corrispondente ad un periodo di ritorno di 475 anni. La scelta è dovuta al fatto che, tra i tre proposti: normativa, deterministico e probabilistico, rappresenta l'input di minore intensità e quindi quello che produce la maggiore amplificazione. Gli spettri sono stati convertiti in accelerogrammi prima di essere utilizzati nelle analisi di amplificazione locale.

I risultati sono stati espressi in termini di fattori di amplificazione quali: FA e FV_{cos} così come definiti dagli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008).

Per tutte tali aree si è preferito ricorrere a valori medi delle V_s , in considerazione della non capillare distribuzione delle indagini geofisiche.

C'è inoltre da considerare come la maggior parte dei valori di V_s ricavati siano derivanti da prove ReMi; nei siti dov'era possibile tarare le suddette indagini con prove di sismica attiva ci si è accorti, come riportato nel capitolo dedicato alle indagini geofisiche, della non trascurabile sottostima nella definizione dei profili di V_s , tali da sconsigliarne l'utilizzo. Nei casi dove l'unico dato disponibile era quello delle prove ReMi si è preferito dedurre valori medi al fine di mitigare statisticamente l'errore associato alle prove di rumore. Per questi motivi tutte le analisi di amplificazione locale sono naturalmente affette da incertezza.

Tutte le sezioni geologico-tecniche sono state analizzate sia con analisi monodimensionali mediante il programma di calcolo SHAKE91 sia mediante analisi 2D con BESOIL nel caso di evidenti discontinuità laterali. In tal maniera le sezioni stesse sono state divise in segmenti a pericolosità uniforme. Sulla base di tali suddivisioni si è poi passati all'estensione dei risultati facendo riferimento al contesto geologico e stratigrafico dei vari centri abitati, pervenendo così alla perimetrazione di aree omogenee distinte sulla base delle coppie di valori FA e FV.

Di seguito vengono illustrate le carte di microzonazione sismica di livello 3 (così come definite dal Gruppo di lavoro MS, 2008), le quali costituiscono uno strumento di conoscenza dei livelli di amplificazione sismica locale da utilizzare a soli fini urbanistici. Tali cartografie sono riportate per intero nell'**Allegato 10 nel DvD**.

Preme sottolineare come alcune aree (indicate nelle carte da sfondo blu con rigatura rossa) presentino coperture sismiche che, in virtù dei limitati spessori desunti, non hanno prodotto amplificazioni significative, a seguito delle modellazioni numeriche. Tali situazioni, qualora le aree siano interessate da interventi edilizi, vanno doverosamente verificate mediante idonee campagne di indagine, al fine di accertare l'effettivo spessore delle coperture.

Inoltre, i fenomeni gravitativi attivi e/o quiescenti presenti nelle aree oggetto di studio sono stati identificati qualitativamente a seguito del rilievo geologico di campagna e lo studio multitemporale delle fotoaeree relative all'area in esame. La conferma dello stato di attività e la caratterizzazione dei relativi parametri quantitativi necessiterà di ulteriori fasi d'indagine e monitoraggio.

Valle-Cavalletto-San Felice d'Ocre

I materiali (Tab. 9.12 e 9.13) sono stati caratterizzati mediante la velocità media delle onde di taglio. Inoltre, limitatamente ai Depositi alluvionali (e di riempimento di dolina), sono state effettuate prove in laboratorio per determinarne le curve di decadimento (Rif. MA9-S3). Per gli altri è stata effettuata la distinzione tra quelli indicati come depositi fini e grossolani. Per i primi si è fatto riferimento alle curve delle sabbie alluvionali (Boiero *et al.*, 2009) del progetto C.A.S.E e per i secondi al valor medio delle curve di letteratura delle ghiaie.

I risultati sono riportati nelle figure seguenti (Figg. 9.33 e 9.34).

Bagno-San Benedetto-Civita di Bagno

I materiali (Tab. 9.9-9.10-9.11) sono stati caratterizzati mediante la velocità media delle onde di taglio. Inoltre, limitatamente ai Depositi eluvio-colluviali (b2), sono stati effettuate prove in laboratorio per determinarne le curve di decadimento (Rif. MA9-S8-c1). Per gli altri è stata effettuata la distinzione tra quelli indicati come depositi fini e grossolani. Per i primi si è fatto riferimento alle curve delle sabbie alluvionali (Boiero *et al.*, 2009) del progetto C.A.S.E e per i secondi al valor medio delle curve di letteratura delle ghiaie.

I risultati sono riportate nelle figure seguenti (Figg. 9.35, 9.36 e 9.37).

Pianola

Nella tabella 9.8 sono riportate le litologie e le V_s medie.

Anche per Pianola, in considerazione della non capillare distribuzione delle indagini geofisiche i materiali sono stati caratterizzati mediante la velocità media delle onde di taglio, pertanto tutte le analisi di amplificazione locale sono naturalmente affette da un certo grado di incertezza.

Questo è particolarmente evidente nella sezione geologico-tecnica (Fig. 9.19): come si vede sono indicati i valori medi delle V_s , ma la geometria risulta complessa e difficilmente schematizzabile e non è possibile fornire dati sulla profondità del substrato sismico (Calcari a briozoi e litotamni, CBZ), sicuramente localizzabile a profondità notevolmente superiori a 100 m dal piano campagna. Inoltre, non sempre è stato possibile risalire alla profondità del substrato sismico dal rilievo strumentale, poiché i valori di frequenza desunti sono indice del contatto tra depositi fluvio-lacustri e brecce carbonatiche nel settore N e tra depositi fluvio-lacustri ed unità arenaceo pelitiche nell'area occidentale. Mai nelle aree di fondovalle del sito di Pianola i suddetti valori in frequenza raggiungono bassi valori, tali da lasciar presupporre un contatto profondo tra coperture sismiche e calcari (CBZ).

Ai fini della caratterizzazione dei terreni, sono inoltre state effettuate prove in laboratorio per determinarne le curve di decadimento (Rif. MA9-S5 e S6) dei terreni appartenenti ai Depositi fluvio-lacustri (FLU). Per le coperture detritiche e colluviali si è fatto invece riferimento alle curve delle sabbie alluvionali

(Boiero *et al.*, 2009) del progetto C.A.S.E, mentre per le Unità arenaceo-pelitiche (UAP) si è ricorsi alle curve di letteratura per materiali con $IP > 100$.

I risultati sono riportati nella figura seguente (Fig. 9.38). Nella mappa la zona P7, pur essendo caratterizzata da valori di FA ed FV inferiori rispetto ad altre zone, presenta condizioni di pericolosità legate a motivi di natura geotecnica, quali cedimenti differenziali e/o liquefazione, per le quali si consigliano approfondimenti d'indagine

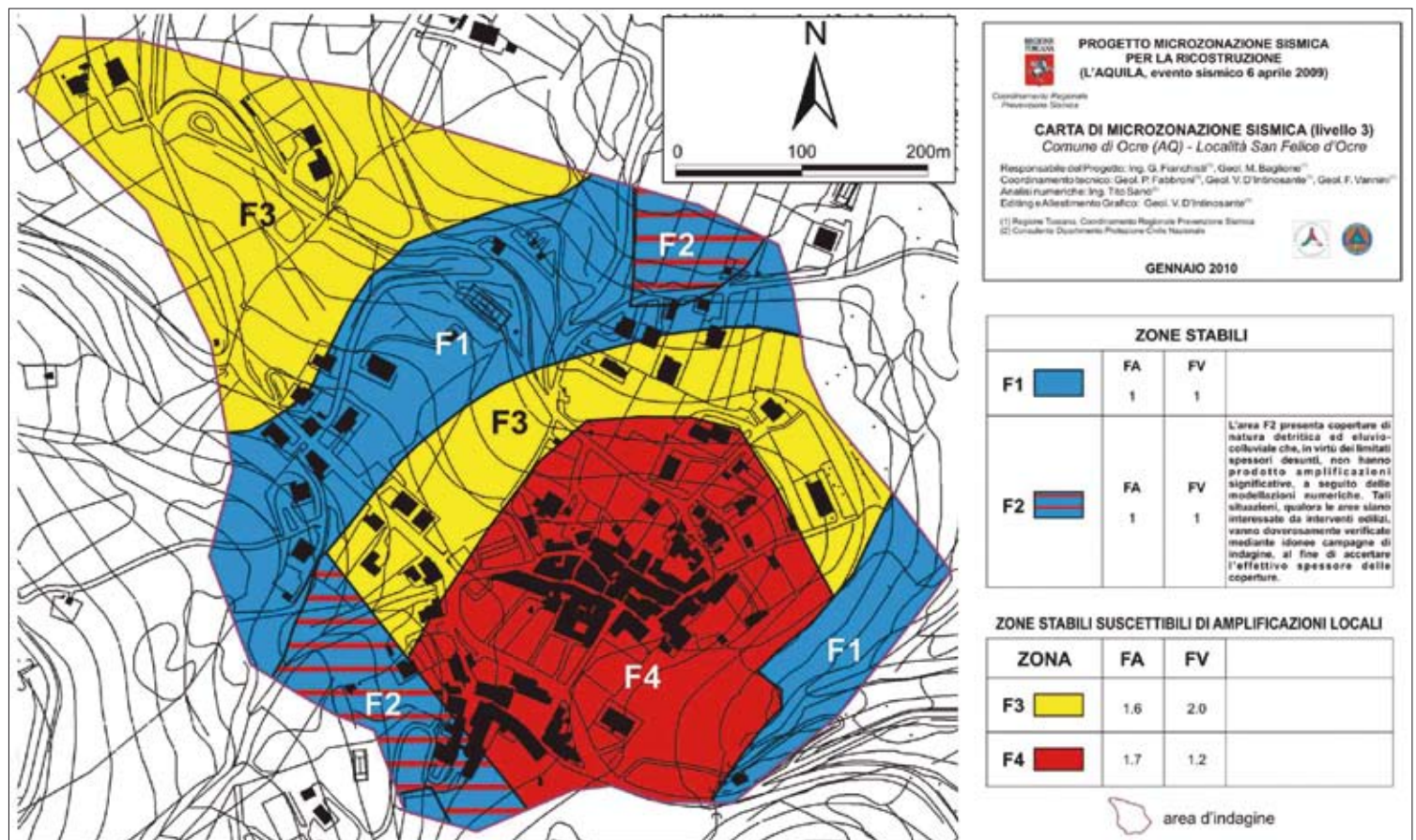


Fig. 9.33 → Carta di Microzonazione sismica (livello 3) per il sito di San Felice d'Ocre.

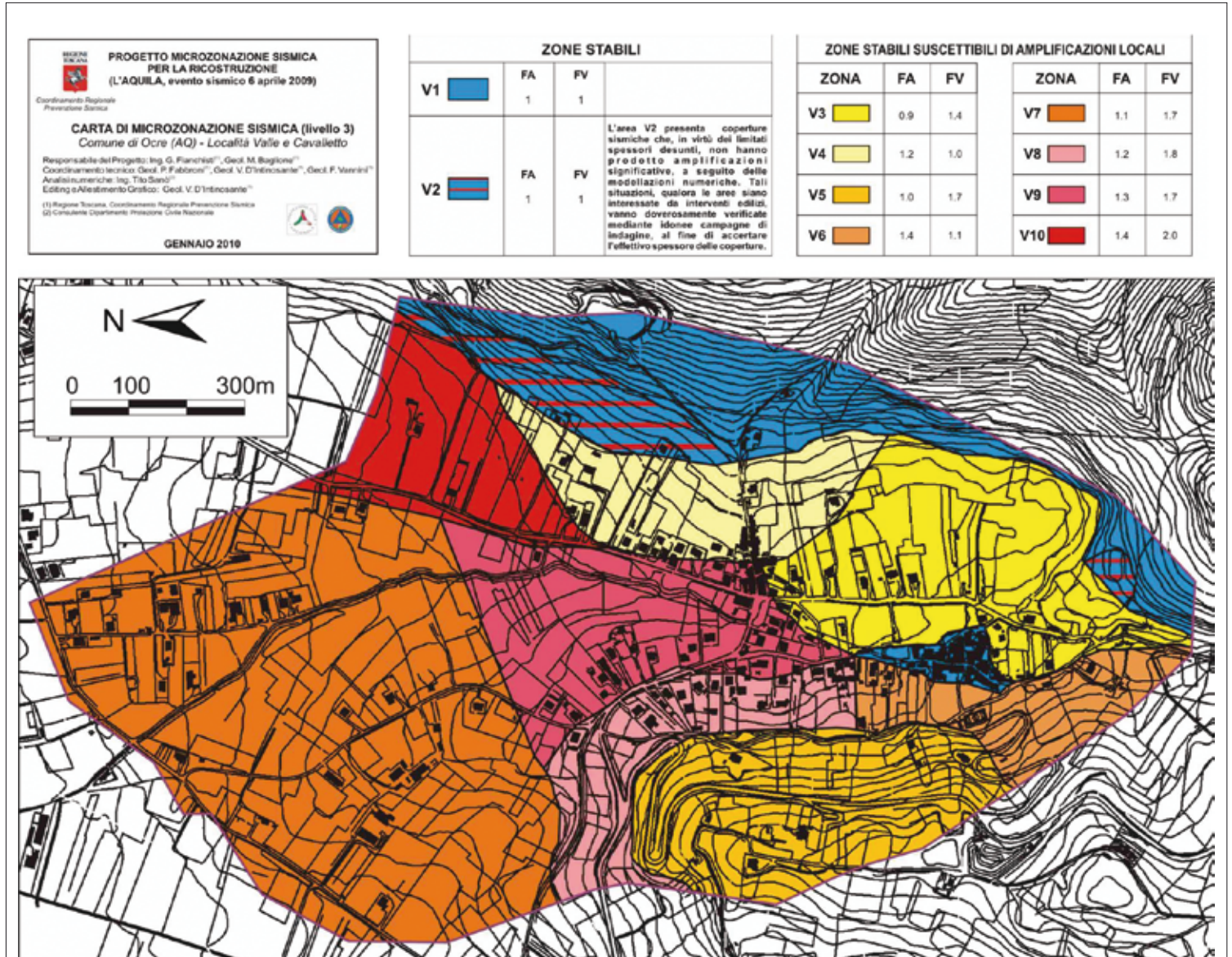


Fig. 9.34 → Carta di Microzonazione sismica (livello 3) per i siti di Valle e Cavalletto.



Fig. 9.35 → Carta di Microzonazione sismica (livello 3) per i siti di Bagno Grande, Bagno Piccolo, Ripa e Cominio.

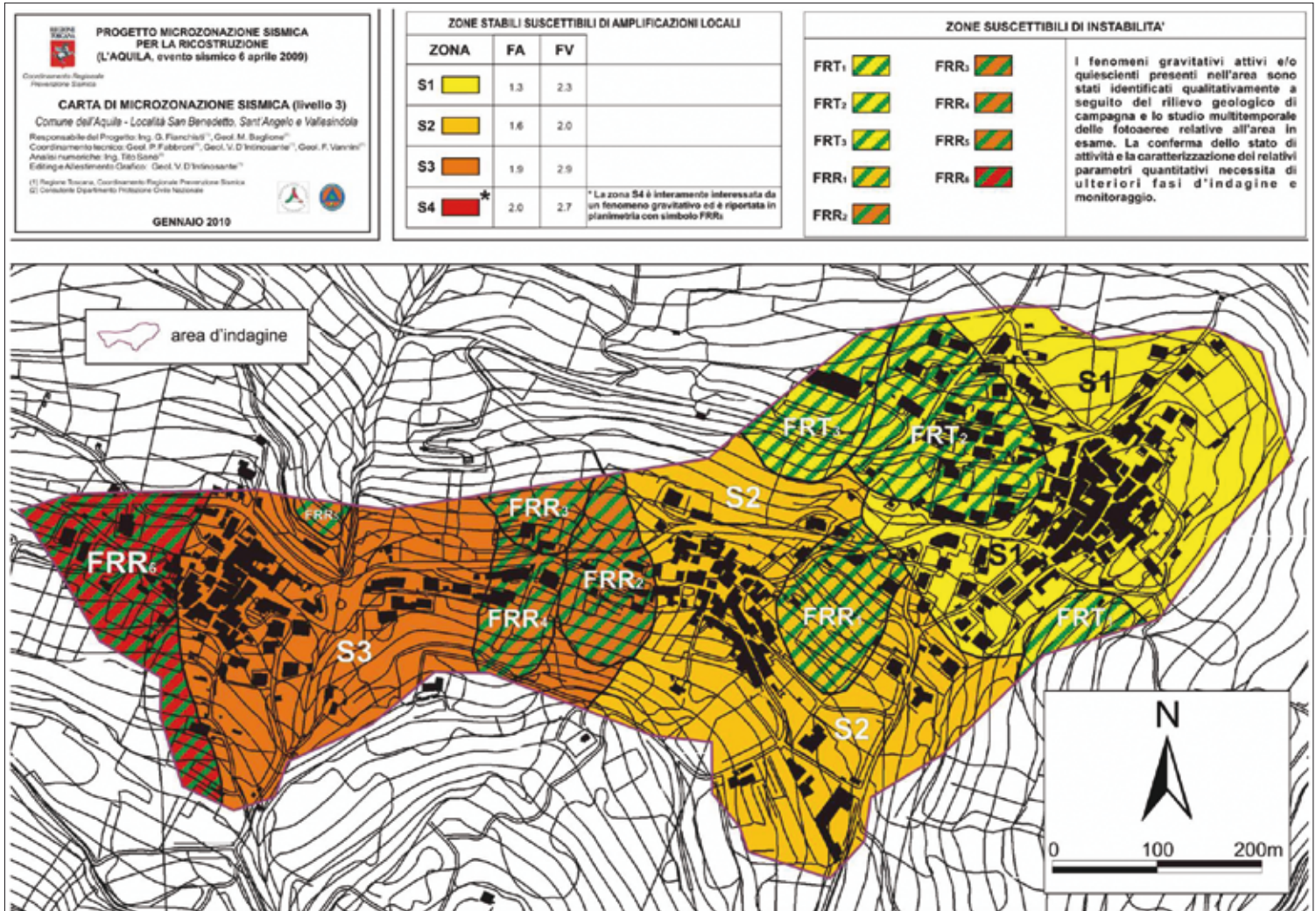


Fig. 9.36 → Carta di Microzonazione sismica (livello 3) per i siti di San Benedetto, Sant'Angelo e Vallesindola.

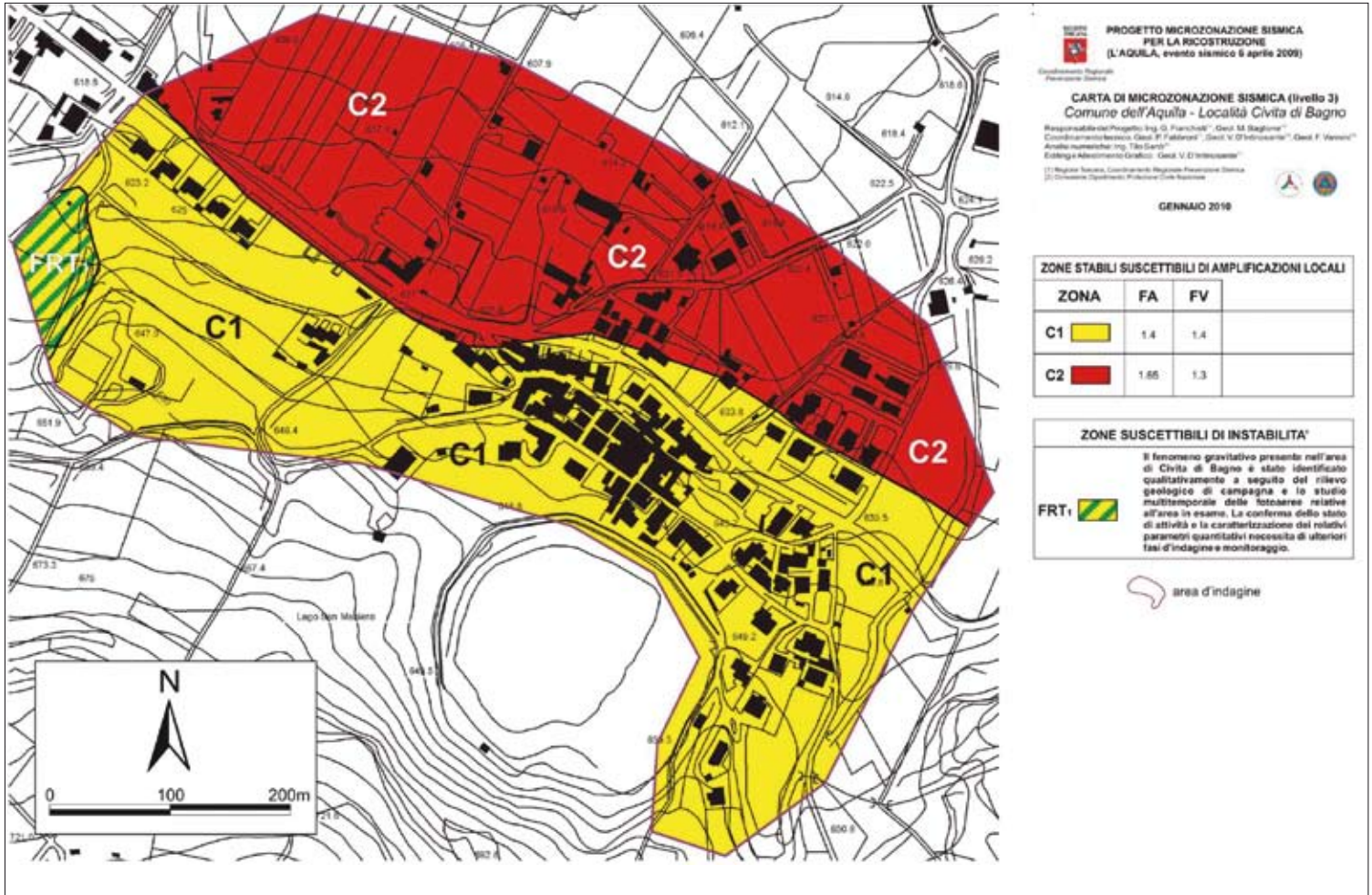


Fig. 9.37 → Carta di Microzonazione sismica (livello 3) per il sito di Civita di Bagno.

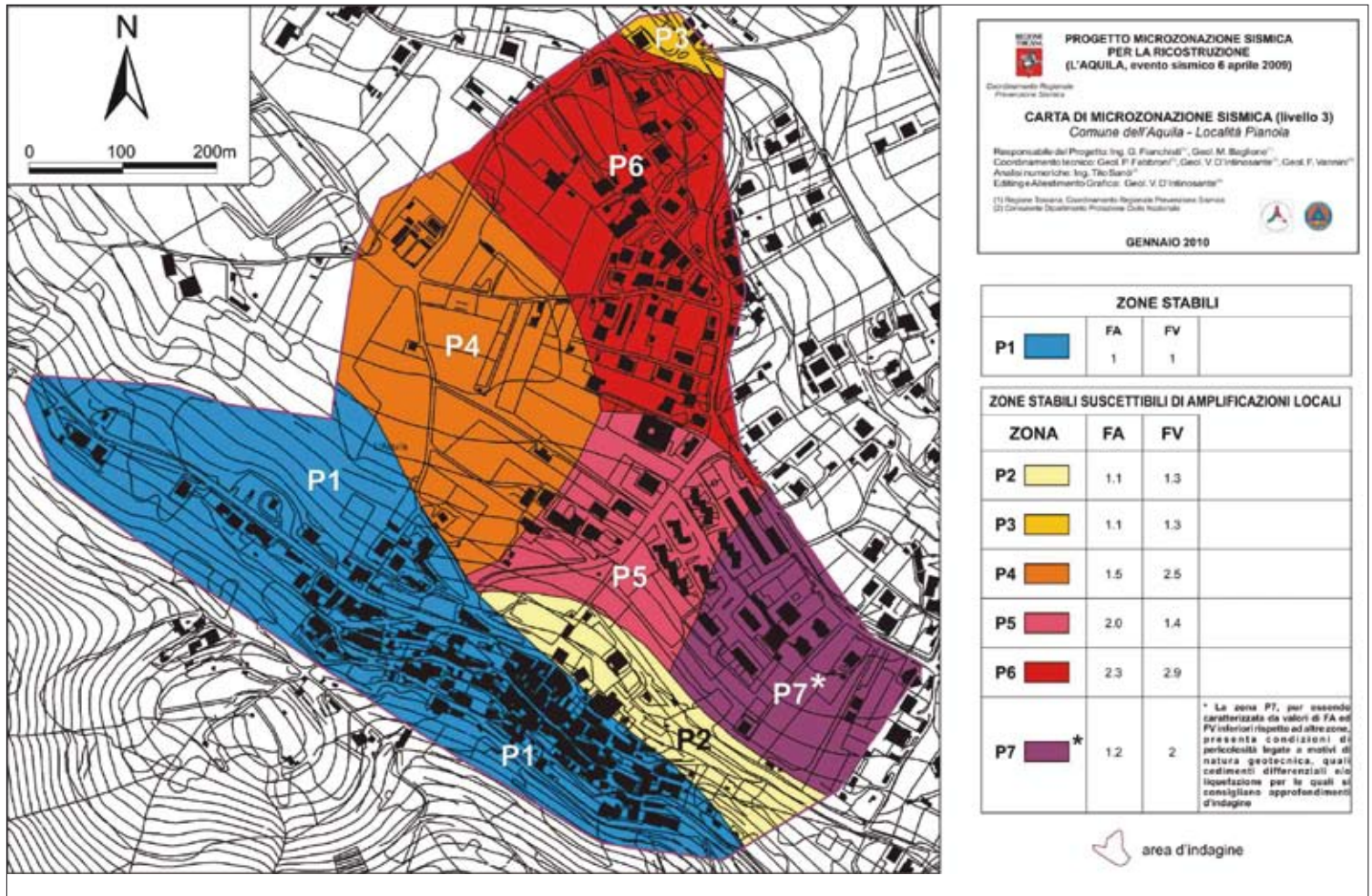


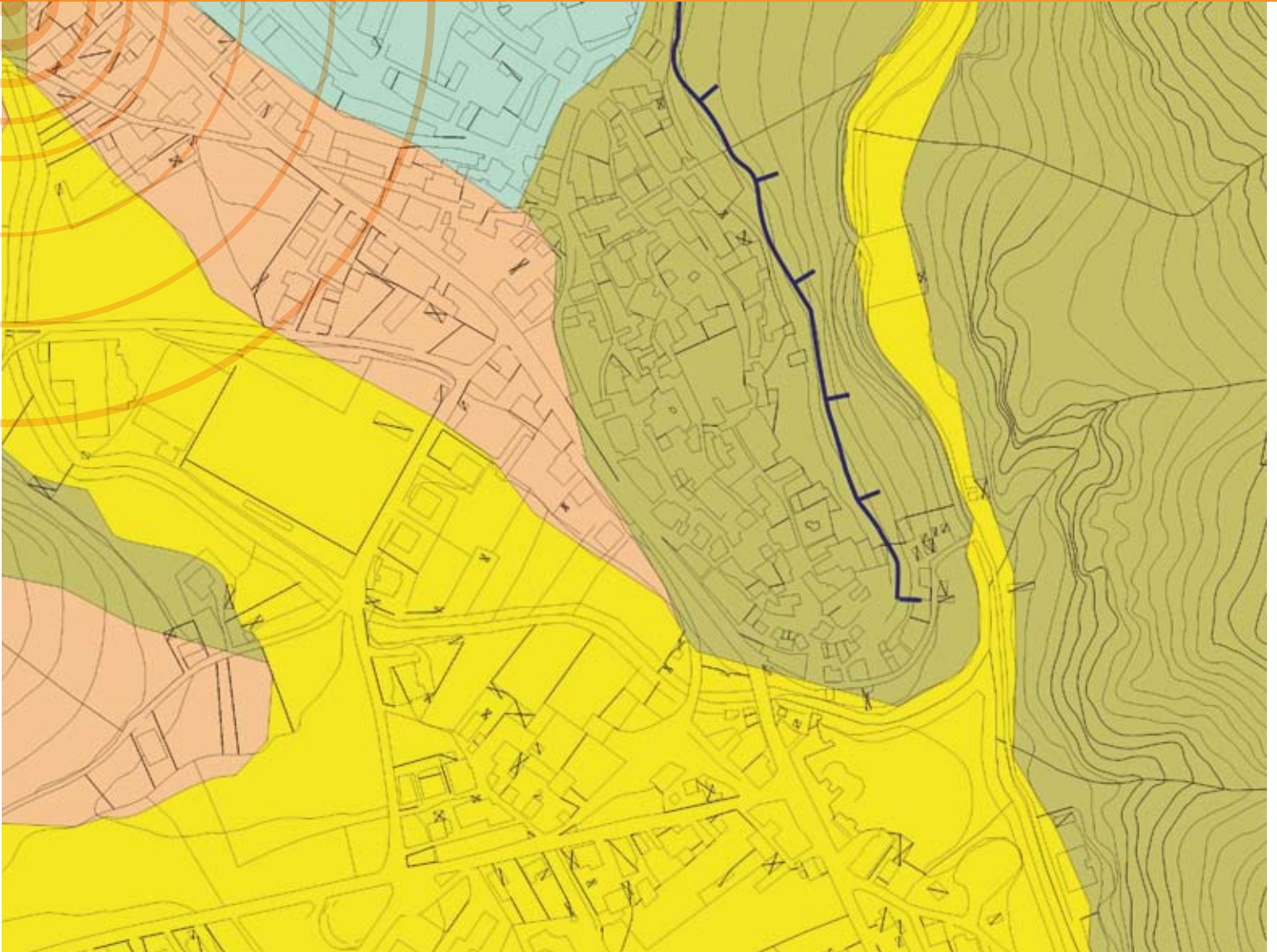
Fig. 9.38 → Carta di Microzonazione sismica (livello 3) per il sito di Pianola.

Bibliografia

Boiero D., Foti S., Maraschini M., Comina C., D'Onofrio A., Evangelista L., Landolfi L., Silvestri F. & Santucci de Magistris F. (in stampa) - "Indagini e caratterizzazione geotecnica dei siti del Progetto C.A.S.E.", in corso di pubblicazione su Memorie della Giornata di Studio "Il terremoto del 6 aprile 2009" - Contributi alla conoscenza degli aspetti geotecnici del territorio aquilano e alle problematiche della ricostruzione, Centro Studi del Consiglio Nazionale degli Ingegneri.

Gruppo di lavoro MS (2008) - Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile. Roma, 3 vol. e 1 Cd-rom.

Lorè A. & Tallini M. (1997) - Nuovi dati sulla stratigrafia quaternaria e sulla geomorfologia dell'area Roio-Pianola (L'Aquila, Abruzzo). Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2, 331-341.



MACROAREA 10

CASTELVECCHIO SUBEQUO GORIANO SICOLI

GRUPPO DI LAVORO

1 Dipartimento
Scienze Geologiche
Università degli Studi
di Roma Tre

2 Autorità di Bacino
Regione Abruzzo

3 Ingegnere
Libero Professionista

4 Geologo
Libero Professionista

5 Dip. Idraulica,
Trasporti e Strade
Università
degli Studi di Roma
"La Sapienza"

6 DISAT
Università
degli Studi dell'Aquila

- De Caterini G.¹
- Boscaino G.²
- Coen G.³
- Di Nisio C.⁴
- Leoni G.¹
- Monosilio M.⁴
- Moretti S.⁴
- Mottana A.¹
- Napoleoni Q.⁵
- Pipponzi G.²
- Tallini M.⁶
- Zaffiro P.⁴

10.1 INTRODUZIONE

L'area subequana, la più distante dall'epicentro del sisma del 6 aprile 2009 che ha subito danni superiori al VII grado della Scala Mercalli, è stata soggetta storicamente a forti terremoti distruttivi che hanno avuto gli epicentri nei distretti del bacino del Fucino, del Monte Morrone, della media valle dell'Aterno, dell'Aquila.

I centri storici di Castelvechio e Goriano Sicoli sono annoverati tra i più preziosi della zona peligna e subequana e conservano evidenze architettoniche e archeologiche di primaria importanza già a partire dall'età del ferro. Nel corso della sua lunga storia questa zona ha rappresentato un luogo di incontro e di contatto lungo i tratturi della transumanza (già a partire dall'età del Bronzo) e sulla traccia della Tiburtina Valeria arteria fondamentale di comunicazione tra Mare Tirreno e Adriatico.

In questo lungo percorso storico gli eventi sismici appenninici hanno sempre lasciato una drammatica testimonianza; il sisma del 346 d.C., noto per gli effetti catastrofici in tutto l'Appennino centrale, generò una frana che coprì il tempio italico del I – II sec. d.C. presso Castel di Ieri (Falcucci *e al.* 2007), ma sono state lasciate comunque testimonianze degli effetti dei terremoti del 1349, 1456, 1706, 1915, 1984 seppure nessuno di essi abbia avuto epicentro nella zona subequana.

Nel corso dell'estate del 2009, a seguito del catastrofico evento sismico del 6 Aprile, è stato condotto uno studio geologico nell'area della Conca subequana dedicato soprattutto alle aree urbane dei comuni di Castelvechio Subequo e Goriano Sicoli che hanno subito danni molto ingenti.

Il lavoro è stato svolto in conformità alle linee guida indicate nei volumi "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (Gruppo di Lavoro MS, 2008) ed è stato approfondito fino al grado di definizione proprio del Livello 1, il quale prevede la redazione delle cartografie geologico-tecniche e della "Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica".

Nel presente studio sono proposte, inoltre, la sintesi di alcune considerazioni effettuate in relazione alla pericolosità geologica indotta da frane, da crollo di cavità sotterranee e dall'attività degli evidenti sistemi di faglie nell'area.

10.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

10.2.1 Inquadramento geologico

La Conca subequana è una delle principali conche intramontane che caratterizzano questa porzione dell'Abruzzo appenninico. Allungata in direzione NW-SE, in riva destra dell'Aterno, è colmata da depositi lacustri e fluviali quaternari.

Il substrato è costituito da litotipi carbonatici ascrivibili della Piattaforma carbonatica Laziale abruzzese (Parotto e Praturlon, 1975; Miccadei *e al.* 1998b) in facies di soglia nel settore occidentale (C.le Palombo - Colle S. Donato) e soglia e transizione in quello orientale (C.le Bufale - Le Spugne - M. Urano - M. Ventola) alla base della quale sorgono gli abitati di Castelvechio Subequo e Goriano Sicoli (Miccadei *e al.* 1998b, Moretti, 1994; Monosilio, 1994).

I termini di soglia sono calcareniti e calciruditi organogene ad ellipsactinie, coralli, crinoidi, echinidi, con rare intercalazioni di micriti pelagiche depostesi tra il Giurassico e il Paleogene (Miccadei e al., 1998b, Damiani *et al.*, 1992, Monosilio, 1994, Moretti 1994).

Le facies di transizione, afferenti alla struttura di M. Motola – M. Urano, è costituita dall'alternanza di calcari, depostesi con meccanismo flussotorbiditico, di calcari micritici a foraminiferi planctonici, con noduli e lenti di selce e di livelli di calcareniti e calciruditi bioclastiche con frammenti di organismi di scogliera (ellipsactinie, coralli, crinoidi, echinidi, rudiste). Questi sono talora prevalenti, individuando alcuni intervalli francamente detritici come accade presso Castelvecchio Subequo.

I terreni di copertura quaternaria sono caratterizzati da una sedimentazione continentale in facies fluviale, lacustre e di versante (Bosi & Bertini, 1970; Bagnaia *et al.*, 1989; Sylos Labini *et al.*, 1993; Miccadei *et al.*, 1997; Miccadei *et al.*, 1998b). L'assetto cronostratigrafico delle successioni è molto articolato e per gli approfondimenti si rimanda alla bibliografia prima citata, mentre quello litostratigrafico, più affine agli obiettivi del presente lavoro, è composto da (Fig. 10.1):

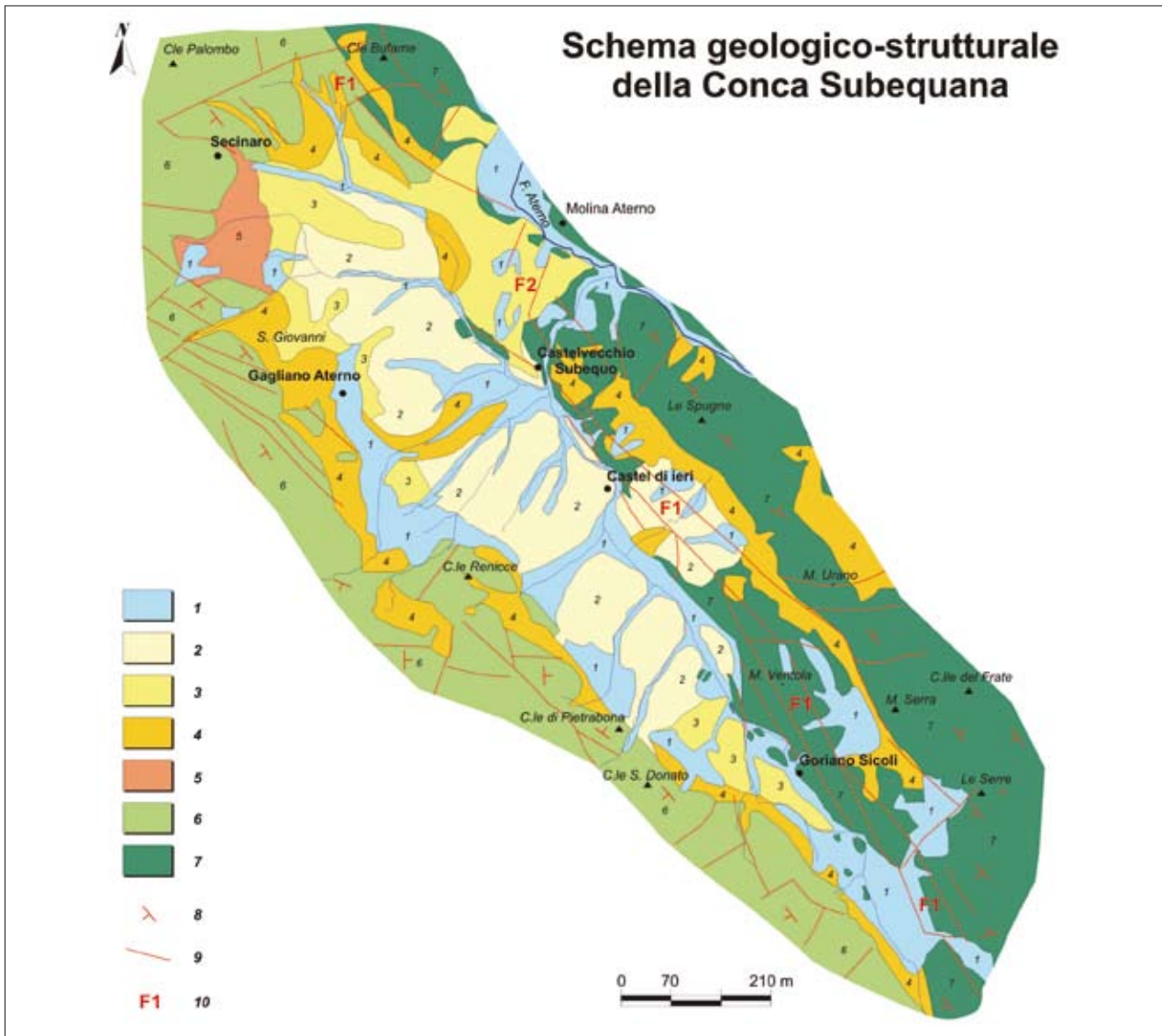
- depositi detritici di versante antichi, da cementati a sciolti, affioranti presso Secinaro (Pleistocene inferiore medio);
- depositi limoso sabbiosi argillosi lacustri e palustri, coesivi e tendenzialmente sovraconsolidati, si rilevano in diverse posizioni nella conca (Pleistocene medio);
- depositi ghiaioso sabbiosi fluviali in continuità stratigrafica con i limi lacustri, si presentano da sciolti a debolmente cementati sempre immersi nella matrice fine; si rilevano nella porzione a nord di Castelvecchio Subequo (Pleistocene medio);
- depositi ghiaioso sabbioso limosi di conoide costituiti da ghiaie con ciottoli a spigoli vivi in matrice sabbioso limosa, da sciolte a cementate, i quali si riscontrano presso Gagliano Aterno e Goriano Sicoli, (Pleistocene medio);
- depositi detritici recenti e attuali da ciottoli eterometrici calcareo silicei, sciolti o debolmente cementati, presenti sul versante occidentale di M. Urano; in Località Madonna del Soccorso presso Castel di Ieri, una frana ha sepolto un sito italico del II – I sec. a.C. (Pleistocene superiore – Olocene).

10.2.2 Assetto tettonico strutturale

La Conca subequana è compresa tra la struttura del M. Sirente e le propaggini meridionali del Gran Sasso costituite da M. Mandra Murata –M. Mentino. L'assetto strutturale è composto da una serie di monoclinali con direzioni variabili tendenzialmente da NW-SE a N-S e immersione verso NE ed E bordate da faglie, neogenico quaternarie, dirette e/o trascorrenti, con direzioni preferenziali NW-SE, e da piani di sovrascorimento e deformazione nel settore orientale (Miccadei *e al.* 1998b, Monosilio, 1994; Moretti, 1994).

Le aree di intervento si inseriscono a cavallo tra l'Unità tettono-stratigrafica di C.le Palombo - Colle S. Donato (facies di soglia) e l'Unità di C.le Bufale - Le Spugne - M. Urano – M. Ventola (facies di soglia transizione) separate dal lineamento tettonico F1 (vedi Fig. 10.1).

La linea F1 (Fig. 10.2) è articolata in diversi segmenti vicarianti con direzione media NW-SE e inclinazione variabile da 60° a 40° verso SE e ha avuto ha avuto distinte fasi di movimento preferenziale: una prima



compressiva, con vergenza NE, seguita da una trascorrente e da una distensiva (Miccadei *et al.*, 1998b). Falcucci *et al.* (2009) ribadiscono il cinematismo distensivo del quale l'elemento F1 è stato oggetto nel corso del Quaternario testimoniando la dislocazione di depositi continentali pleistocenici e olocenici datando, in alcune trincee eseguite nel corso del 2009, movimenti al 2615 ± 19 a.C. Gli autori, inoltre, segnalano, nel settore tra Castelvecchio e Molina Aterno, la presenza di elementi strutturali trasversali a quelli prima citati, responsabili della dislocazione dei depositi fluviali a testimonianza di un'attività tettonica tardo quaternaria (F2).

Per quanto riguarda l'attività delle faglie nell'area della conca subequana in concomitanza con il terremoto del 6 Aprile, durante i rilievi e le osservazioni di terreno non sono stati riscontrati alcuni indizi di reinnescamento.

Fig. 10.1 → schema geologico strutturale della Conca subequana (da Foglio geologico Sulmona – modificato).

1. Depositi detritici recenti e attuali da ciottoli eterometrici calcareo silicei, sciolti o debolmente cementati Pleistocene superiore – Olocene;
2. Depositi ghiaioso sabbioso limosi di conoide costituiti da ghiaie con ciottoli a spigoli vivi in matrice sabbioso limosa, da sciolte a cementate Pleistocene medio;
3. Depositi ghiaioso sabbioso fluviali in continuità stratigrafica con i limi lacustri, si presentano da sciolti a debolmente cementati sempre immersi nella matrice fine Pleistocene medio;
4. Depositi limoso sabbiosi argillosi lacustri e palustri, coesivi e debolmente sovraconsolidati Pleistocene medio;
5. Depositi detritici di versante antichi, da cementati a sciolti Pleistocene inferiore medio;
6. Unità tettonica di Colle Palombo - Colle S. Donato in facies di soglia;
7. Unità tettonica Colle Bufame - Le Spugne - M. Urano - M. Ventola in facies di transizione;
8. Giacitura degli strati;
9. Faglie;
10. Elementi tettonici principali citati nel testo).



Fig. 10.2 → Particolare della faglia F1 presso Goriano Sicoli.

10.2.3 Area di Castelvecchio

L'area del centro storico di Castelvecchio Subequo è molto articolata da un punto di vista morfologico e geologico strutturale (Fig. 10.3). Come si nota nella carta geologica tale settore è costituito da uno sperone a direzione N-S caratterizzato ad est dalle pendici verticali di un fosso. L'assetto geologico vede l'affioramento prevalente del substrato carbonatico, costituito da facies detritiche (*debris flows*) della Formazione della Maiolica (Titonico - Barremiano) e da una porzione di calcari micritici fittamente stratificati attribuibili alla Formazione della Scaglia (Foglio geologico "Sulmona"). Lo stato di fratturazione delle rocce è elevato e in alcuni casi si rilevano volumi di materiale lapideo tettonizzato e cataclasato. L'assetto tettonico strutturale si articola secondo una serie di strutture da monocliniche a debolmente piegate con azimut medio NW-SE e immersioni variabili tra NW e SE con inclinazioni comprese tra pochi gradi fino a circa 35° (vedi sezione geologica in Tav. 1). In corrispondenza dell'abitato si osserva una ampia zona di deformazione avente elementi di taglio con giacitura media N340°, 80°NE e cinematica sia obliqua sia *dip-slip* (Miccadei e al., 1998b). Numerosi sono i giunti di fratturazione e le faglie a scala mesostrutturale riscontrabili soprattutto in corrispondenza della valle che non mostrano comunque evidenze di riattivazione a seguito del sisma.

A copertura dei calcari, nella parte nord (area nuova del paese), si rileva una successione di ghiaie calcaree eterometriche arrotondate in matrice sabbioso - limosa d'ambiente fluviale (Pleistocene medio) che si presentano da molto addensate (e debolmente cementate) a mediamente coesive quando la matrice limosa è prevalente sullo scheletro calcareo. Nella porzione meridionale e sudoccidentale affiorano i depositi in facies schiettamente lacustre costituiti sedimenti fini e coesivi di natura limoso-argilloso con una componente sabbiosa. Localmente possono prevalere limi calcarei con scarsa o nulla componente sabbiosa. Sul versante occidentale di M. Urano e alcune porzioni della struttura carbonatica di Castelvecchio si riscontrano detriti di versante olocenici e pleistocenici provenienti dal disfacimento della struttura carbonatica i quali possono essere, in alcune parti, debolmente cementati. Una caratteristica che contraddistingue la parte antica del paese, che ha suscitato molti interessi e interventi per ripristinare il sedime della strada statale collassato con il terremoto, è la presenza di cavità artificiali. La maggior parte delle abitazioni del centro storico è dotata di cantine costruite in cavità ipogee talvolta tra loro comunicanti.



Fig. 10.3 → Scorcio del paese di Castelvechio subequo visto dalla strada per Molina Aterno (da NE).

10.2.4 Area Goriano Sicoli

Goriano Sicoli sorge su un alto strutturale posto al margine sud orientale della Conca subequana (Fig. 10.4). L'affioramento del substrato calcareo domina la maggior parte dell'area: si tratta di calcari micritici fittamente stratificati con selce alternati a calcari detritici in bancate massicce ascrivibili alla Formazione della Maiolica in facies di transizione (vedi Carta geologica nel DvD allegato). Questo settore, da un punto di vista geologico strutturale, è condizionato dalla presenza della faglia bordiera della Conca subequana associata, proprio in questa zona, a grossi volumi di roccia cataclasata. L'assetto strutturale è generalmente monoclinale con direzione da NS a NE – SW ed inclinazione di 30° verso NW (Miccadei e al. 1998b). Sono presenti diversi specchi di faglia a direzione appenninica (N340°, 55° SW) con indizi di cinematica obliqua e *dip slip*. Anche questi elementi tettonici, come in quelli rilevati a Castelvechio, non presentano indizi di riattivazione associati all'evento sismico del 6 Aprile 2009.



Fig. 10.4 → Goriano Sicoli visto da SE.

La successione carbonatica è coperta, alle pendici meridionali, dai depositi quaternari pleistocenici e olocenici. Sono ascrivibili al Pleistocene medio i depositi di conoide in facies limoso-argilloso-sabbiosa che affiorano a Sud della struttura di Goriano; in essi si possono riscontrare localmente dei livelli a componente ghiaiosa. Chiudono la successione quaternaria i sedimenti clastici ed eluvio colluviali che si riscontrano alle pendici occidentali della struttura di Goriano e nelle zone posta a nord di essa, sul versante opposto della valle. Tali sedimenti sono composti da materiali poco coerenti costituiti da suoli, materiali limoso argillosi e da ciottoli calcarei a spigoli vivi talvolta prevalenti.

10.3 CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA (Livello 1)

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica – Livello 1 (da questo momento chiamata “Carta MOPS”) è un elaborato di sintesi, ottenuto dalla sovrapposizione dei dati geologici, geomorfologici, idrogeologici, geotecnici, geofisici ([vedi Carta geologica e Carta delle indagini nel DvD allegato](#)), che ha lo scopo di suddividere il territorio in unità con caratteristiche simili sotto il profilo geomorfologico, geologico e geotecnico-geomeccanico; ciascuna di queste unità presenta, in sostanza, una porzione di territorio con la stessa acclività, stratigrafia (tipologia dei litotipi e spessori), stesse caratteristiche geotecniche e geomeccaniche (l'approssimazione è funzione della scala del lavoro) e quindi la potenziale suscettibilità a fenomeni di amplificazione locale indotte dal sisma: amplificazione del moto, induzione di frane e altri dissesti, modificazioni permanenti del suolo, liquefazione dei terreni, cedimenti differenziali etc. La legenda della “Carta MOPS” pertanto suddivide il suolo in tre classi differenti categorie:

- **zone stabili:** non si ipotizzano effetti locali di rilievo di alcuna natura; il substrato geologico è in affioramento con morfologia pianeggiante o poco inclinata (pendii con inclinazione inferiore a circa 15°);
- **zone stabili suscettibili di amplificazioni locali;** sono caratterizzate dall'affioramento del substrato geologico o da materiali con buone e discrete caratteristiche geotecniche e geomeccaniche nelle quali sono attese locali amplificazioni del moto sismico condizionate dall'assetto litostratigrafico e dalla morfologia;
- **zone suscettibili di instabilità:** affiorano materiali con caratteristiche geotecniche scadenti o mediocri e gli effetti sismici attesi e predominanti possono condurre a deformazioni permanenti del territorio, indurre instabilità di versante, liquefazioni, faglie attive e capaci, cedimenti differenziali e ovviamente a fenomeni di amplificazione del moto.

La discretizzazione delle microzone è stata effettuata per sovrapposizione in ambiente GIS dei tematismi geologici, geomorfologici successivamente modificata sulla base delle osservazioni geologiche effettuate sul terreno. Lo spessore al quale sono state ricostruite le microzone è funzione della qualità dei dati e della profondità dei sondaggi; nella legenda della carta sono indicate le stratigrafie tecniche di riferimento con le indicazioni relative alla litologia, allo stato di consistenza dei terreni sciolti espresso in Densità relativa (D_r %) e indice di fatturazione (J_v) per quanto riguarda il substrato.

Sono state considerate stabili le aree dove affiorano rocce e rocce tenere (o terreni con $V_s > 800$ m/s) e con inclinazione minore di 15°.

La stratigrafia di riferimento di ogni singola microarea è stata definita sovrapponendo i dati ricavati dal rilevamento geologico, dalle indagini eseguite e dai dati di letteratura. Sono stati considerati come volumi stratigrafici significativi i "corpi geologici" con uno spessore uguale o superiore a 5 m.

L'accorpamento delle formazioni geologico-stratigrafiche in microzone è stato operato considerando la potenziale predisposizione alla pericolosità geologica intrinseca dell'area connessa alla possibilità di liquefazione dei terreni e di cedimenti differenziali etc.

10.3.1 Castelvechio Subequo

Sulla base dei rilievi geologici e delle analisi di terreno la zona di Castelvechio è stata suddivisa in "microzone stabili" e "stabili suscettibili di amplificazione" (vedi "Carta MOPS" nel DvD allegato)

Microzone stabili

S1: corrisponde alle zone di affioramento del substrato calcareo, con inclinazione media inferiore a 15°, presso il centro di Castelvechio Subequo. L'indice di fratturazione è compreso tra 4 e 6

Microzone stabili suscettibili ad amplificazione:

K1: aree di affioramento del substrato costituito dalla successione calcarea ma con inclinazione superiore a 15° e indice di fratturazione J_v pari a 5 - 8

K2: la microzona è costituita da depositi lacustri (limi e limi argillosi in facies lacustre a consistenza media e sabbie addensate a $D_r = 70-90\%$) dello spessore variabile tra 10 e 20 m, adagiati sul substrato calcareo con $J_v = 5 - 8$

K3: questa zona è costituita dalle ghiaie e sabbie in matrice limosa addensate e cementate ($D_r = 30-50\%$ che giacciono sui calcari da fittamente stratificati a giacitura massiccia con $J_v = 5 - 8$. Lo spessore è presumibilmente superiore ai trenta metri anche se non si dispongono di dati di sondaggio.

K4: corrisponde questa macroarea ai sedimenti recenti in facies alluvionale e detritica. Da un punto di vista litologico è formata da ghiaie sabbie, limi e suoli. In corrispondenza dei livelli più granulari la D_r è compresa tra 30-50% adagate sopra il substrato calcareo.

10.3.2 Goriano sicoli

In base alle caratteristiche geologiche e litotecniche la zona di Gagliano è stata suddivisa nelle seguenti microzone (vedi "Carta MOPS" nel DvD allegato):

Microzone stabili

S1: substrato calcareo con inclinazione minore di 15° costituito da calcari stratificati con J_v compreso tra 6 e 8.

Microzone stabili suscettibili ad amplificazione:

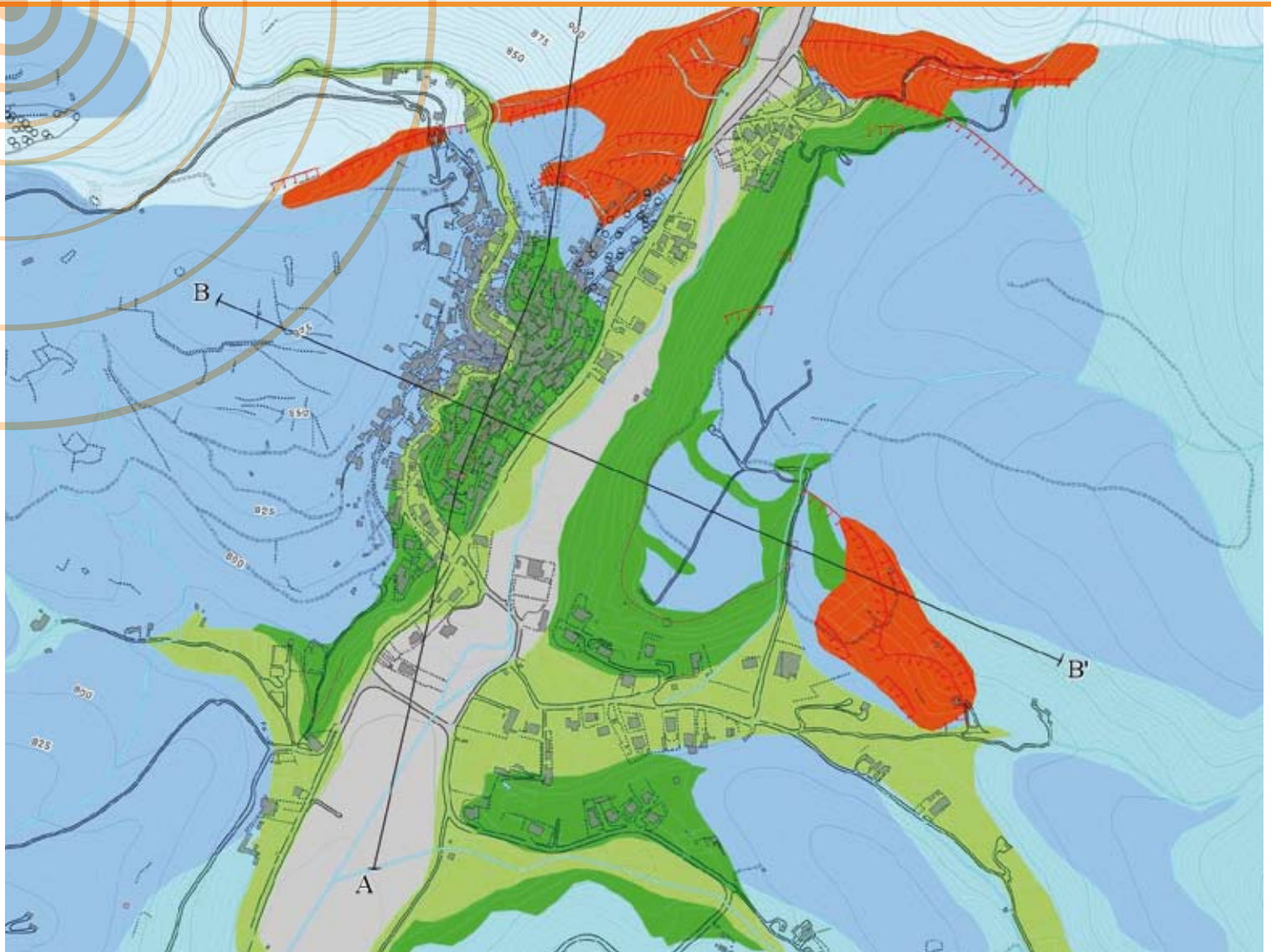
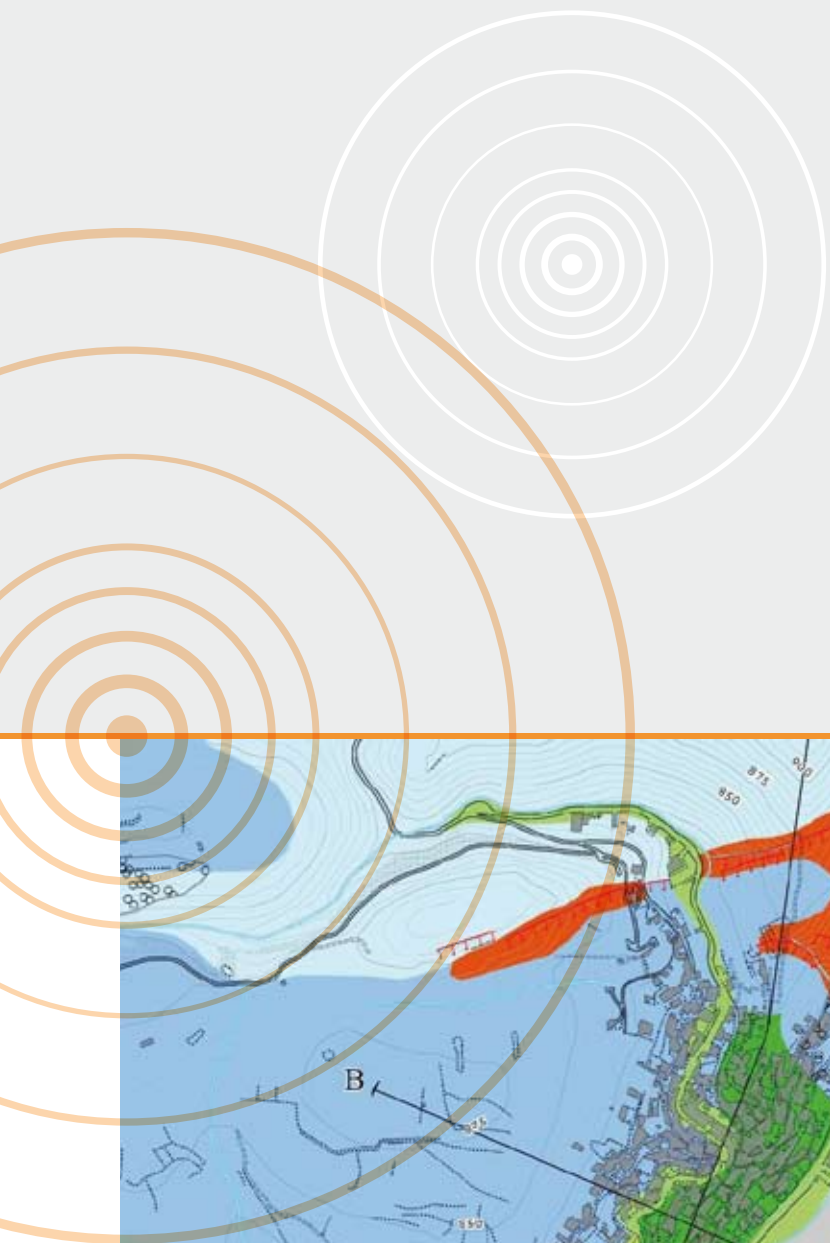
K1: substrato calcareo con inclinazione superiore a 15°

K2: limi ghiaie a spigoli vivi, sabbie delle formazioni oloceniche dei detriti di falda e dei depositi eluvio colluviali. La densità relativa è pari al 30-50%. Al di sotto di questa coltre detritica, dello spessore presunto di circa 30 m, si riscontra il substrato calcareo.

K3: la microzona è caratterizzata da una coltre spessa presumibilmente 30 m costituita da limi, argille, sabbie e subordinate ghiaie appartenenti alla formazione delle conoidi alluvionali antiche. Il materiale fine risulta essere coesivo.

Bibliografia

- Bagnaia R., D'Epifanio A. & Sylos Labini S. (1989) - Aquila and Subequan basins: an example of Quaternary evolution in Central Apennines, Italy. *Quaternaria Nova*, n.s. I: 1-23,
- Cavinato G.P. & Miccadei E. (1995) - Sintesi preliminare delle caratteristiche tettoniche e sedimentarie dei depositi quaternari della Conca di Sulmona (L'Aquila). *Il Quaternario*, 8 (I): 129-140.
- Falcucci, E., Agostini, S., Galadini, F. (2007): Inquadramento geologico della zona di Castel di Ieri; Editors: Campanelli, A.; Synapsi Edizioni
- Falcucci, E., Gori S., Moro M., Galadini F., Marzorati S., Ladina C., Piccarreda D., Fredi P.: Evidenze di fagliazione normale tardo-olocenica nel settore compreso fra la conca Subequana e la Media Valle dell'Aterno, a sud dell'area epicentrale del terremoto di L'Aquila del 6 Aprile 2009. Implicazioni sismotettoniche; GNGTS 2009 28° convegno nazionale
- Gruppo di Lavoro MS (2008) - Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica- Presidenza del Consiglio dei Ministri, Dipartimento Protezione Civile.
- Miccadei E., Barberi R. & Cavinato g.p. (1998a) - La geologia quaternaria della Conca di Sulmona (Abruzzo, Italia centrale). *Geologica Romana*, 34, Roma.
- Miccadei E., Barberi R. & De Caterini G. (1997) - Nuovi dati geologici sui depositi quaternari della Conca Subequana (Appennino abruzzese). *il Quaternario*, 10(2): 485-488.
- Miccadei E., Parotto M., Piacentini T. (1998b): Assetto geologico-strutturale dei monti della conca subequana (Appennino abruzzese, Italia centrale). *Geologica Romana*, 34: 31-50, 12 fig, Roma
- Monosilio M. (1994) – Geologico dell'area compresa tra la base del M. Sirente e la Piana di Sulmona. Appennino abruzzese Tesi di Laurea inedita. Università degli Studi di Roma “La Sapienza” (A.A. 1993-94). Rel. Prof. Maurizio Parotto.
- Moretti S. – Geologia dell'area compresa tra le pendici orientali del M. Sirente e le Gole di Popoli. Appennino abruzzese. Università degli Studi di Roma “La Sapienza” (A.A. 1993-94). Rel. Prof. Maurizio Parotto.
- Parotto M. & Praturlon A. (1975) - Geological summary of the Central Apennines. In: “Structural Model of Italy”. *Quad. “La Ricerca Scientifica”*, C.N.R., 90: 257-311, Roma.
- Sylos Labini S., Bagnaia R. & D'Epifanio A. (1993) - Studio di neotettonica nella Conca di Sulmona. *Quaternaria Nova*, n.s. 3: 343-360, Roma.
- Vezzani L. & Ghisetti F. (1998) - Carta geologica dell'Abruzzo. Regione Abruzzo, Settore Urbanistica-Beni ambientali e culturali.
- APAT (2006) Foglio geologico Sulmona n° 369.



MACROAREA

11

CAMARDA, COLLEBRINCIONI

GRUPPO DI LAVORO

¹ Dipartimento
di Scienze Ambientali,
Università dell'Aquila

Collebrincioni

- De Rose C.¹
- Ferrini G.¹
- Marinetti E.¹
- Moretti A.¹
- Stagnini E.¹

Camarda

- De Rose C.¹
- Di Sabatino D.¹
- Ferrini G.¹
- Marinetti E.¹
- Moretti A.¹
- Stagnini E.¹

11.1 COLLEBRINCIONI

11.1.1 Introduzione

Il paese di Collebrincioni giace su di un'ampia spianata morfologica impostata sui depositi carbonatici della piattaforma mesozoico-terziaria, in corrispondenza di un gradino strutturale controllato da una faglia normale orientata WNW-ESE. Questa fa parte di una complessa scalinata di strutture che, dai versanti meridionali del massiccio del Gran Sasso conducono verso il graben della valle dell'Aterno. L'evoluzione geomorfologica recente dell'area è piuttosto complessa, ma in linea di massima si riconoscono i tratti di un complesso reticolato idrografico fossile che recapitava acque e sedimenti clastici verso il fosso della Cona, immediatamente a S del paese, da dove un'ampia conoide alluvionale (da cui

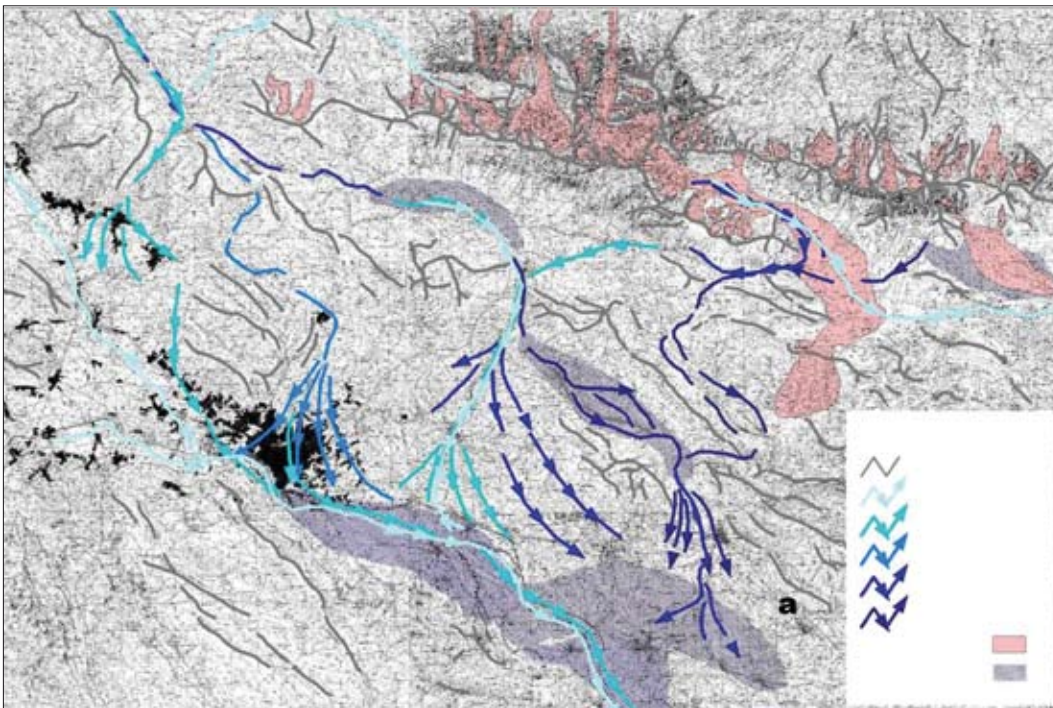


Fig. 11.1 → Evoluzione del sistema idrografico del fiume Aterno tra il Pleistocene inferiore e l'Olocene.

il toponimo) si estende in direzione S con pendenza progressivamente minore verso la città dell'Aquila. Nella parte terminale va a fondersi con il sistema fluvio-deltizio che confluiva, parzialmente sovrappo-
nendosi, ai depositi sabbioso-argillosi lacustri del fondovalle dell'Aterno (B in figura 11.1). Attualmente la sovrapposizione dei due corpi geologici è individuabile presso la contrada Rivera, dove dà origine alle ben note fontane, nonchè in numerosi sondaggi eseguiti nella porzione meridionale della città dell'Aquila.

Nella porzione apicale della conoide invece, presso Madonna della Cona, i depositi alluvionali vanno a sovrapporsi direttamente sopra il substrato calcareo mesozoico che costituisce gran parte dell'ossatura della dorsale del Gran Sasso (Fig. 11.2).

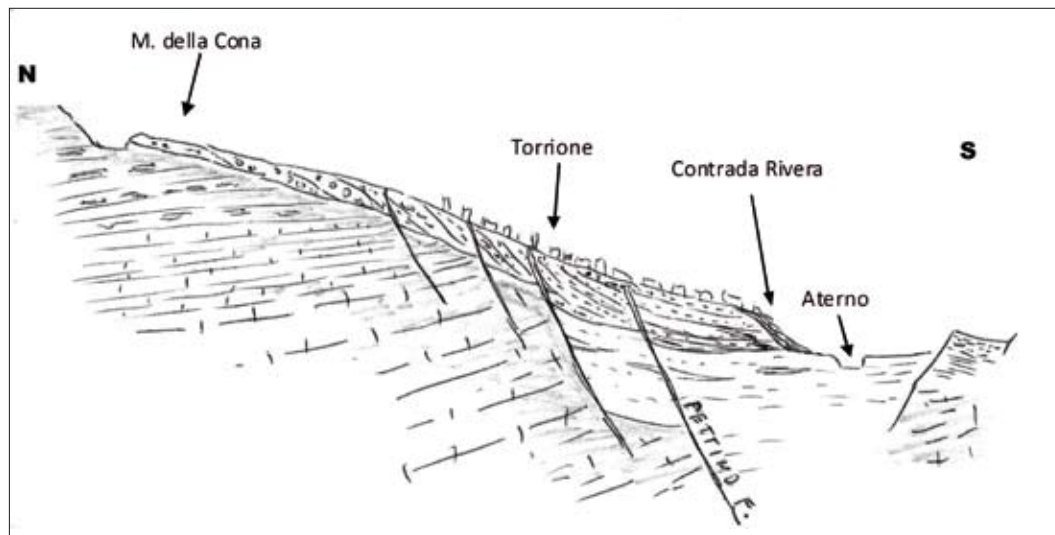


Fig. 11.2 → Sezione geologica schematica tra la Cona e contrada Rivera.

11.1.2 Evoluzione paleogeografica

Nel Pleistocene medio-superiore, età in cui si depositavano i sedimenti alluvionali e lacustri dell'Aquila, lo scenario era quello di un'ampia vallata intramontana (l'attuale valle dell'Aterno) occupata alternativamente da un bacino lacustre o, a seconda della fase climatica, da estensioni paludoso-limose, dove sedimentavano le attuali argille e sabbie che costituiscono buona parte del sottosuolo aquilano.

Il margine di questo bacino corrispondeva all'attuale allineamento Cansatessa-Pettino-S.Giuliano-S. Elia-Barisciano, verosimilmente già allora controllato dall'attuale sistema di faglie attive. In questa conca lacustre confluiva da N un importante sistema fluviale corrispondente al paleo-Aterno, deponendo il corpo sabbioso-conglomeratico della grande conoide aquilana che si sovrappone, verso S, alle argille lacustri e, verso N, direttamente al basamento calcareo massiccio (Fig. 11.2). Una apprezzabile rottura del pendio morfologico della conoide e la presenza di un evidente sistema di fratturazione nei depositi ghiaiosi alla base del versante, in corrispondenza del limite sepolto substrato-argille, evidenzia l'attività più recente della faglia bordiera (Pettino-Barisciano).

Anche dal punto di vista litologico il corpo della conoide presenta notevoli variazioni laterali: la parte apicale, che rappresenta la porzione prossimale ed emersa, è formata da clasti ciottolosi-ghiaiosi poveri in matrice sabbiosa, il che ha favorito la buona cementazione del deposito ad opera delle acque circolanti; viceversa la porzione distale, parzialmente sommersa, ha granulometria più fine, maggiore presenza di matrice argillosa-sabbiosa e spesso si intercala a livelli di sabbie limose.

Gli elementi riportati testimoniano, a monte della conoide ed in particolare nell'area di Collebrincioni-M. Stabiata, un'idrografia ed una morfologia ben diversa dall'attuale; per questo motivo, in prima approssimazione, possiamo prendere i tratti riconoscibili dell'idrografia pleistocenica (paleo-alvei, depositi fluviali e lacustri) e le superfici relitte come elemento di riferimento per stimare le dislocazioni recenti e le rispettive velocità di movimento.

Con il progressivo sollevamento dell'area, il sistema fluvio-deltizio del paleo-Aterno si spostava verso E, e sia gli alvei abbandonati che le nuove depressioni formatesi a seguito dell'attività tettonica fungevano

da trappole strutturali raccogliendo, oltre ai depositi fluviali, sedimenti di versante e depositi residuali, spesso associati a prodotti cineritici legati all'attività vulcanica laziale-campana, dal tipico colore bruno-rossastro. Lo spessore di questi depositi è in genere modesto (10-20 m).

11.1.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

Individuate le principali formazioni geologiche, le forme di superficie riportate nella Carta geolitologica, per la stesura della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1), si è proceduto ad effettuare delle misure di microtremore sismico, per individuare aree omogenee anche sotto il profilo delle amplificazioni.

Nell'area rilevata sono state eseguite 30 misure di tremore sismico naturale per la determinazione del Rapporto H/V, per l'acquisizione è stato utilizzato lo strumento TROMINO della Micromed, e per l'elaborazione l'apposito *software*.

I punti di misura effettuati sono riportati nell'apposita carta; alcune delle misure (02, 10, 30) sono state eliminate in quanto non superavano il test Sesame (Fig. 11.3).

In linea di massima, si evidenzia il valore piuttosto basso del tremore sismico naturale di fondo $<10^{-4}$ mm/s sia su *bedrock* calcareo che su copertura alluvionale.

Analizzando separatamente le diverse situazioni locali, possiamo distinguere le aree situate su roccia in posto (calcari e calcari marnosi mesozoici e terziari) da quella su depositi alluvionali di età genericamente pleistocenica. (Fig. 11.4a, b, c).

Si conferma così con maggiore evidenza il valore basso della vibrazione naturale del sito, che supera di poco i 10^{-5} mm/sec; i valori più alti sono stati registrati nella stazione 27, al centro della più ampia delle valli alluvionali (valle rotonda) nella quale sono abbondanti anche depositi argillosi e tufitici.

Il rapporto tra le componenti orizzontali e verticale (H/V), nelle coperture alluvionali-detritiche, mette in evidenza moderate situazioni di amplificazione locale, che in genere si limitano a valori inferiori a 4, ma soprattutto, dato lo spessore dello strato alluvionale ($< 20-30$ metri) si esprimono a frequenze abbastanza alte (>4 Hz), tali da avere modesto effetto su eventuali fabbriche in cemento o muratura rigida. Queste considerazioni sono puntualmente confermate dai modesti danni che in genere hanno subito gli edifici del paese.

Una terza situazione, completamente diversa dalle prime due, si rinviene invece sul piccolo colle calcareo-detritico posto circa 1 km ad E di Collebrincioni.

Su questo colle sorgeva l'antico abitato, e da segnalazioni di storici locali, risulta che fu completamente abbandonato e spostato a seguito dei fortissimi danni subiti in occasione del terremoto del 1461.

In effetti, su segnalazione degli abitanti, abbiamo potuto osservare sul sito vistosi fenomeni di fagliazione superficiale, accompagnati anche da evidenze di spostamento o ribaltamento di blocchi di pietra appartenenti alle antiche murature, e finanche la riesumazione di blocchi parzialmente sepolti (Fig. 11.5a-b).

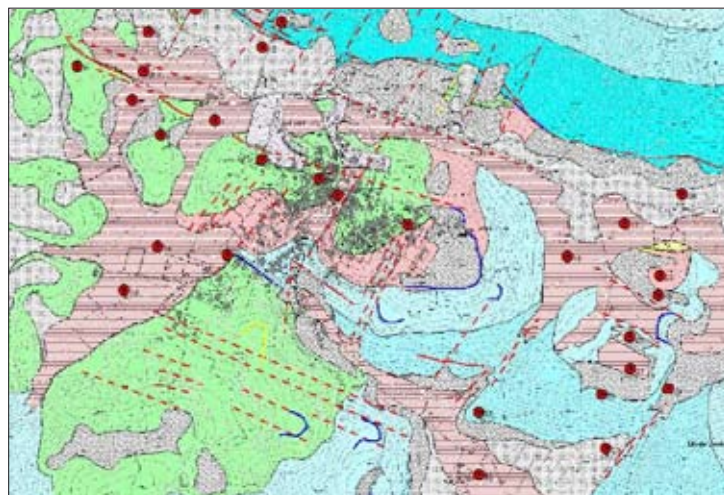


Fig. 11.3 → Carta di microzonazione sismica di livello 1 e ubicazione delle misure di rumore ambientale.

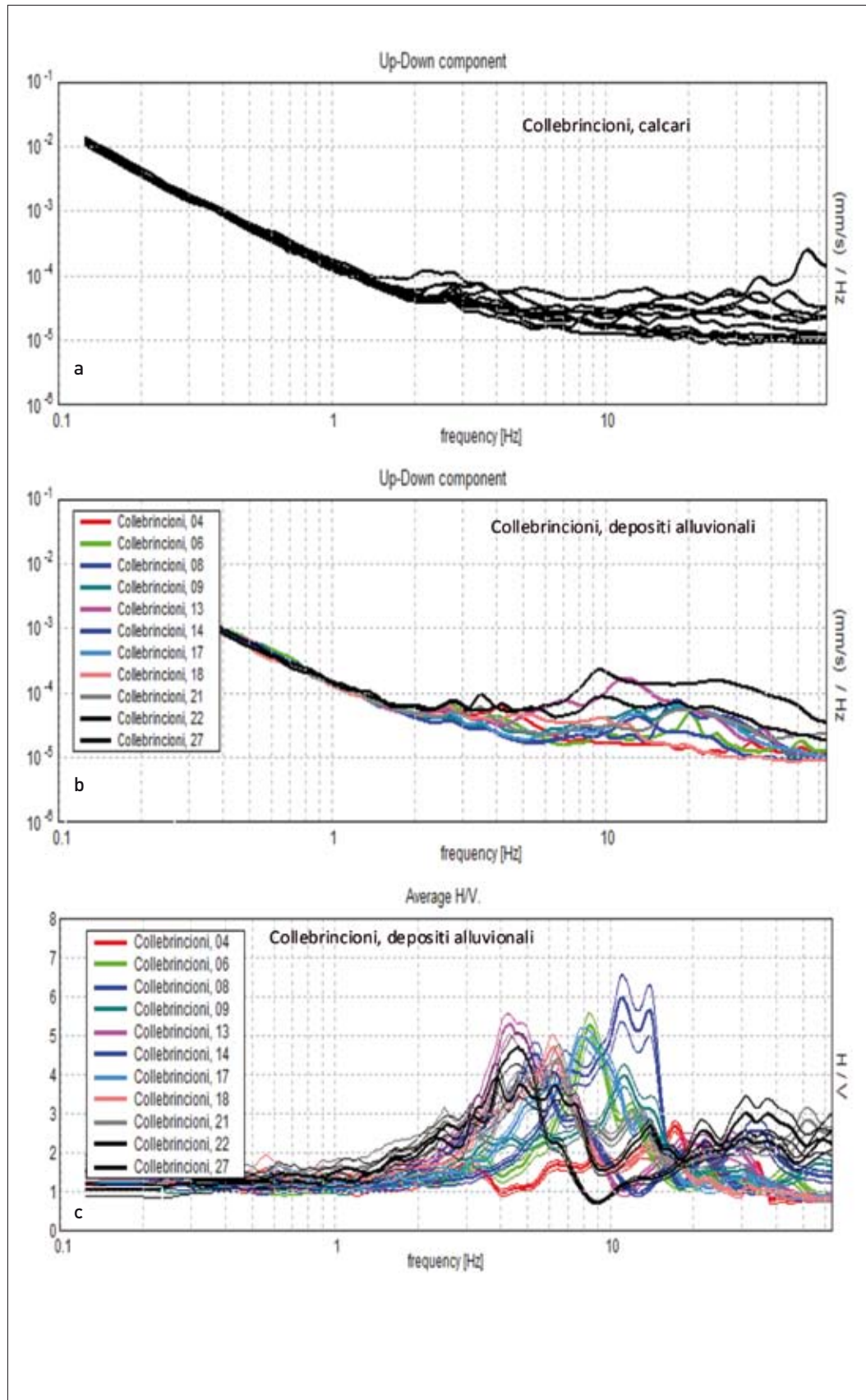


Fig. 11.4 → Rapporto tra le componenti orizzontali e verticale (H/V).



Fig. 11.5 → (a) blocco calcareo dislocato durante il sisma; (b) porzione delle antiche mura della prima Collebrincioni ribaltate a seguito dell'evento del 6 aprile.

Questi fenomeni, che segnalano localmente accelerazioni al suolo superiori a quelle della gravità, sono confermati in maniera eclatante dalla risposta microsismica del sito, che evidenzia valori di amplificazioni fino a 7 a frequenze vicine ai 2 Hz (Fig. 11.6a -b).

Nella carta in oggetto a seguito dei rilevamenti geologici di campagna, delle misure di microtremore effettuate *in situ*, e dalle conoscenze geologiche locali nonché dai dati forniti dalla Protezione Civile, è stato possibile, seguendo i criteri per la microzonazione sismica distinguere una zona stabile, (caratterizzata geologicamente da Calcari, Scaglia e Calcari marnosi), e cinque zone instabili, di cui solo due (zona 2 e zona 6) interessano il centro abitato di Collebrincioni, per il resto posizionato su zona stabile.

Particolare interesse, suscita la faglia attiva e capace a NW dell'abitato di Collebrincioni e gli effetti di amplificazione che caratterizzano il sito antico del paese.

Per la stesura delle carte di secondo e terzo livello, sarebbe opportuno procedere con indagini appropriate per confermare la supposta attività olocenica posta a N del paese e chiarire i meccanismi che hanno controllato le forti amplificazioni nel vecchio sito.

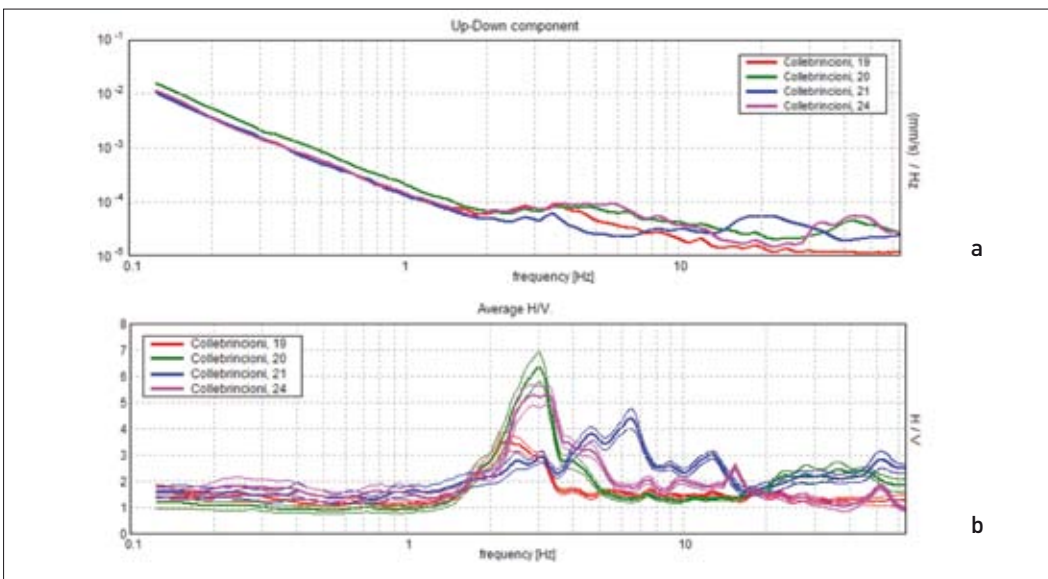


Fig. 11.6 → Rapporto tra le componenti orizzontali e verticale (H/V).

11.2 CAMARDA

11.2.1 Inquadramento geologico

L'abitato di Camarda giace su di un complesso sistema di depositi conglomeratico-arenacei, generalmente ben cementati, conservati all'interno di una depressione strutturale formata da un "semi Graben" allungato in direzione E-W ed appartenente alla gradinata delle faglie maggiori che dalla catena del Gran Sasso ribassano progressivamente verso la piana del fiume Aterno.

L'elemento tettonico di maggiore rilievo è una grande faglia normale che limita il paese sul lato settentrionale, portando a contatto le rocce calcareo-dolomitiche giurassiche della piattaforma abruzzese

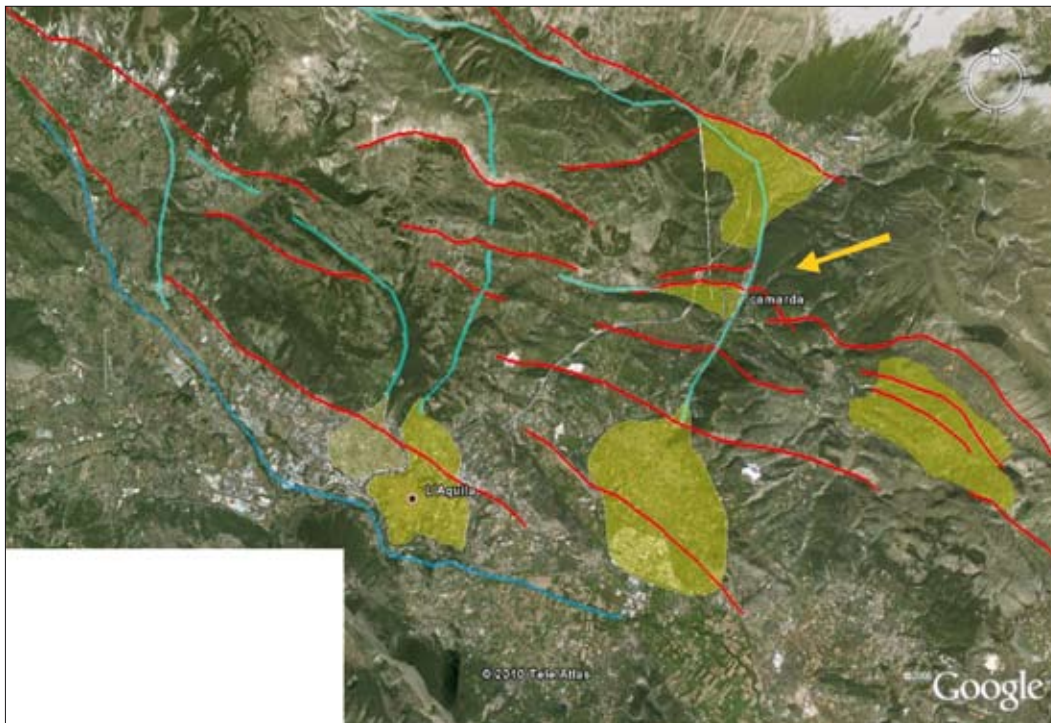


Fig. 11.7 → Faglie normali, paleoidrografia e principali corpi deposizionali pleistocenici tra il Gran Sasso e la Valle dell'Aterno.

con i depositi bacinali calcareo-marnoso, pelitici ed arenacei di età giurassico-terziaria affioranti nel settore meridionale.

Il rigetto complessivo della faglia, come rilevabile dalle dislocazioni nel substrato, supera i 400 m, anche se certamente non tutti attribuibili all'intervallo Pleistocene superiore-Olocene. Lateralmente la faglia si prolunga, con fenomeni di vicarianza più o meno evidenti, con gli omologhi sistemi di Aragno, Collebrincioni e Stabiata verso E, di Filetto-F.Vetice-S.Stefano di Sessanio verso E (Fig. 11.7).

In occasione dell'evento del 6 aprile non sono stati osservati movimenti lungo le faglie in prossimità del paese, tuttavia movimenti recenti, o comunque olocenici, sono evidenti sia lungo i piani della struttura maggiore, sia in piccole faglie minori che attraversano i depositi alluvionali terrazzati.

Strutturalmente il blocco centrale del *semi Graben*, su cui giace lo stesso paese, è leggermente basculato verso N e ricoperto, con una evidente *unconformity* stratigrafica, da un potente spessore (50-100 m) di depositi detritici di ambiente deposizionale da fluviale-torrentizio a conoide alluvionale

fino localmente a falda di versante. Litologicamente sono costituiti da conglomerati e brecce calcaree a matrice arenaceo-micritica, quasi sempre molto ben cementati, tanto da essere assimilabili, ai fini della risposta sismica locale, alle rocce del substrato litoide.

Alla sommità del versante in sinistra idrografica del torrente Raiale, analoghi depositi alluvionali e fluvio-lacustri si estendono ad E del paese di Filetto occupando il centro di una serie di paleo-depressioni morfologiche fino a confluire nell'ampia conoide medio-pleistocenica di Barisciano (a in figura 11.1). Per questo motivo, pur in assenza di datazioni dirette, tali depositi sono stati attribuiti al Pleistocene medio e riferiti ad una della fasi fossili dell'antico reticolato idrografico del paleo-Aterno.

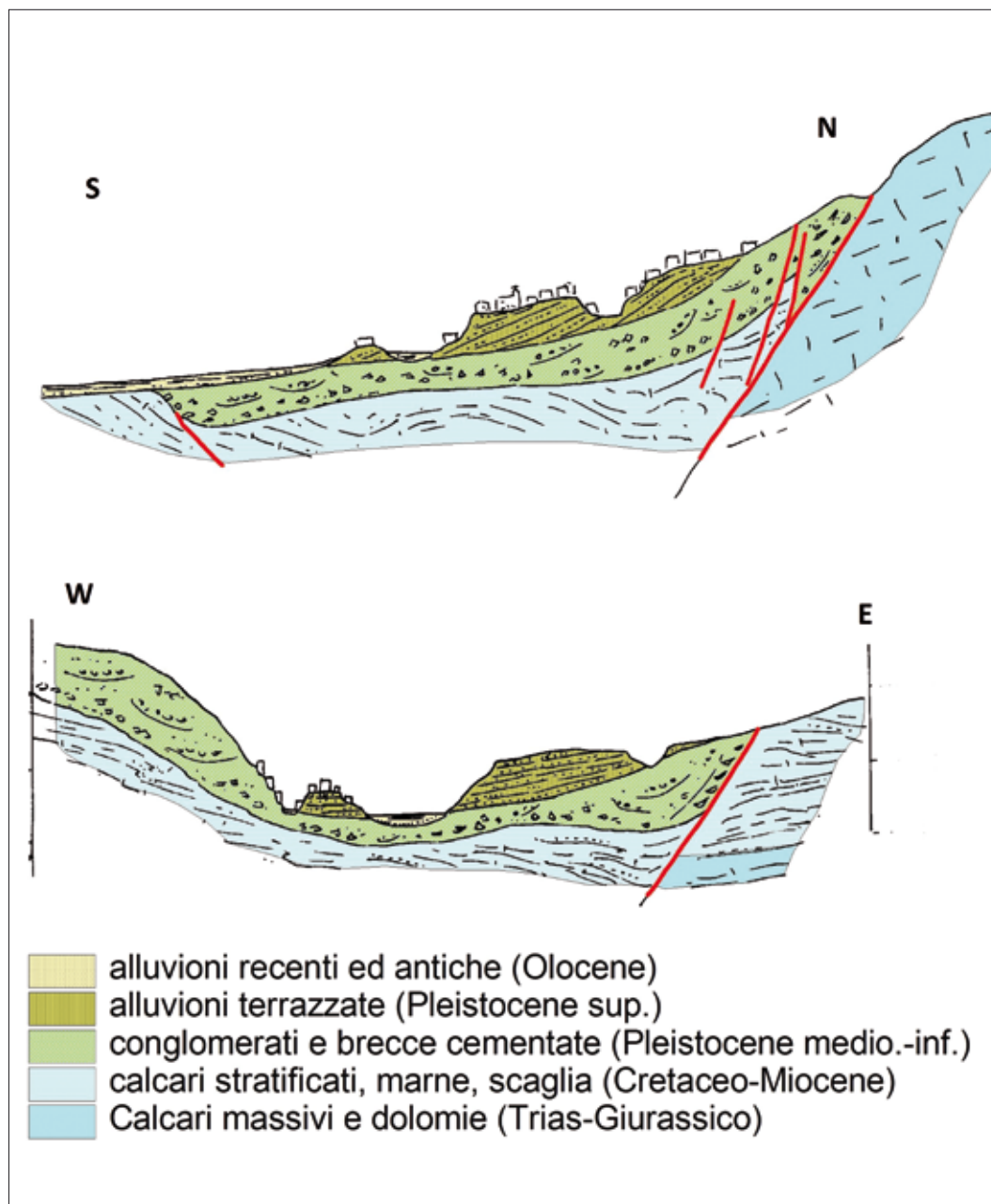


Fig. 11.8 → Sezioni geologiche in corrispondenza dell'abitato di Camarda.

Nel Pleistocene superiore, a seguito del riattivarsi dell'attività sulle faglie bordiere ed al conseguente ringiovanimento idrografico dell'area, i depositi mesozoici e conglomeratici sono stati profondamente reincisi, in direzione trasversale alla catena, dall'alveo del torrente Raiale fino a raggiungere il substrato calcareo-marnoso terziario. All'interno dell'alveo, con le varie fasi climatiche quaternarie ed il perdurare del sollevamento, si sono infine impostati una serie di depositi alluvionali, alimentati questa volta dai settori settentrionali, di cui sono presenti attualmente numerosi corpi terrazzati ed alcune evidenti spianate di erosione che interessano entrambi i versanti della vallata.

Questi corpi alluvionali terrazzati, su cui giace in parte l'antico abitato di Camarda, possono essere potenti alcune decine di metri (fino a circa 60 m, Fig. 11.8) e dare luogo localmente a fenomeni di amplificazione sismica.

11.2.2 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

Individuate le principali formazioni geologiche, le forme di superficie riportate nella carta geologica, per la stesura della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1), si è proceduto ad effettuare delle misure di microtremore sismico, per individuare possibili fenomeni di amplificazioni nei diversi litotipi riscontrati.

Nell'area rilevata sono state eseguite 7 misure di tremore sismico naturale per la determinazione del Rapporto H/V, per l'acquisizione è stato utilizzato lo strumento TROMINO della Micromed, e per l'elaborazione l'apposito *software*.

I punti di misura effettuati sono riportati nell'apposita carta (Fig. 11.1); alcune delle misure, tutte e sette le misure sono considerate significative in quanto superano il test Sesame.

In linea di massima, si evidenzia il valore piuttosto basso del tremore sismico naturale di fondo $<10^{-4}$ mm/s sia su *bedrock* calcareo che su copertura alluvionale.

Analizzando separatamente le diverse situazioni locali, possiamo distinguere la aree situate su roccia in posto da quella su depositi alluvionali di età genericamente pleistocenica.

Le conoidi pleistoceniche (Pleistocene inf.-medio) costituite da ghiaie, brecce e conglomerati ben cementati sono caratterizzate come i calcari da rapporti H/V piatti. Da dati di letteratura le velocità delle onde sismiche di queste formazioni geologiche sono assimilabili a quelle di un *bedrock sismico* ($V_s > 800$ m/s).

Le alluvioni recenti sono caratterizzate da valori di amplificazione alti a frequenze prossime al 6 Hz; a causa di ipotizzabili livelli sabbiosi si potrebbero innescare, in caso di scuotimento sismico, fenomeni di liquefazione, naturalmente questa indicazione, nata solo da considerazioni geologiche, andrà confermata da indagini più mirate nella stesura delle carte successive.

Nelle alluvioni terrazzate sulle quali è posizionato anche l'abitato di Camarda, i rapporti H/V indicano valori di amplificazioni significativi a frequenze di ca. 3 Hz. Le misure effettuate nel centro abitato mostrano un effetto evidente di direzionalità (Fig. 11.9) coincidente con l'andamento della cresta morfologica su cui è fondato parte del centro storico: in effetti proprio questa parte del paese è quella che mostra di aver subito i maggiori danni a seguito dell'evento del 6 Aprile.

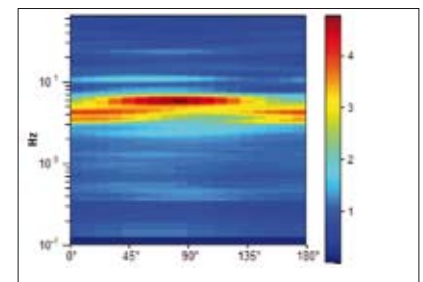
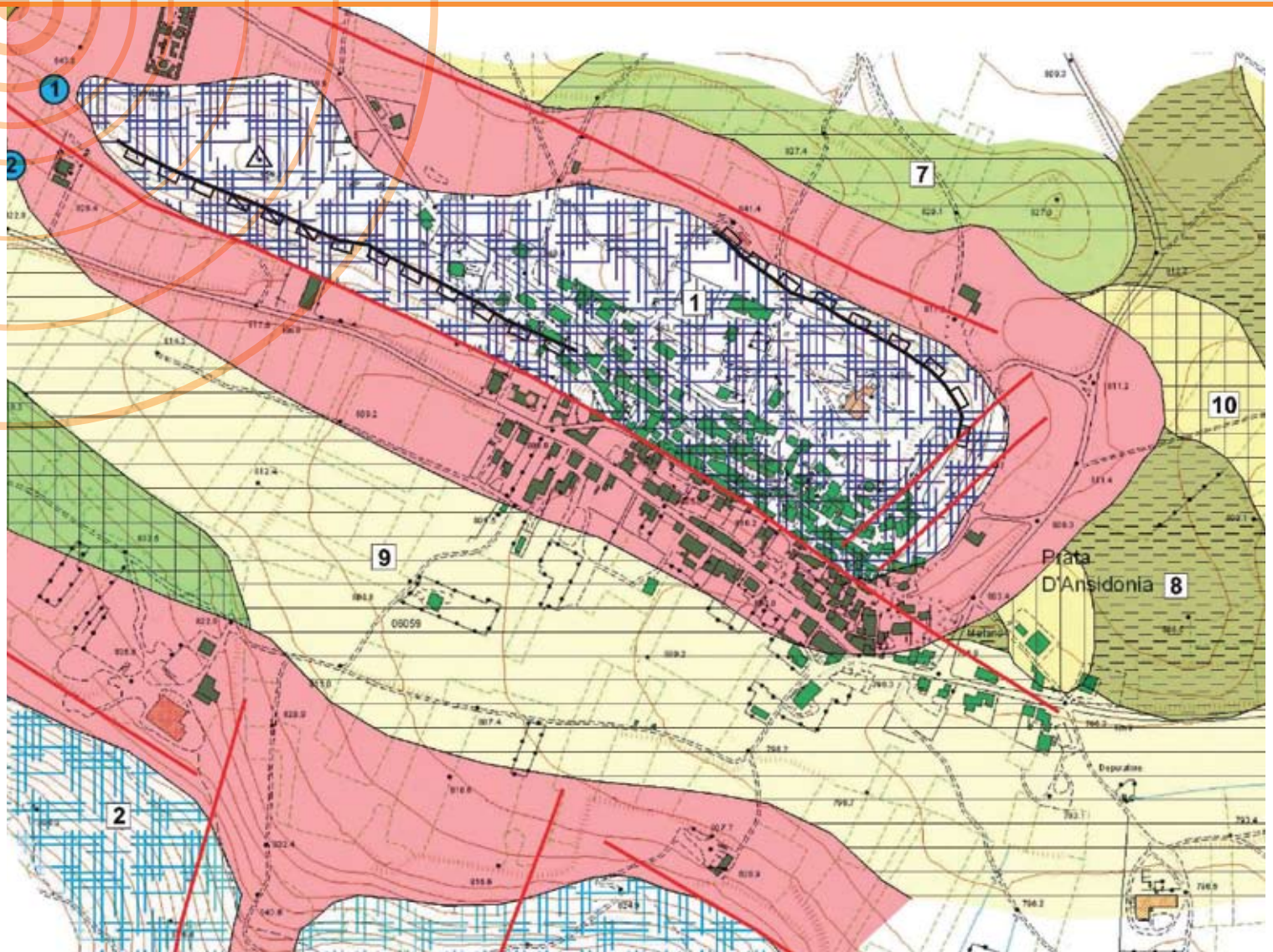


Fig. 11.9 → Effetto di direzionalità riconducibile all'allineamento della cresta su cui sorge parte del centro storico.



MACROAREA 12

NAVELLI, CIVITARETENGA, PRATA D'ANSIDONIA, S.NICANDRO, TUSSIO

GRUPPO DI LAVORO

¹ Geologi liberi
professionisti

Navelli:

- Campea T.¹ • Mancini T.¹

Civitaretenga:

- Montefalcone R.¹ • Mosca F.¹

Prata d'Ansidonia, S.Nicandro, Tussio:

- Di Berardino G.R.¹ • Marino A.¹

Coordinamento:

- Regione Abruzzo, Ordine Geologi Abruzzo

12.1 NAVELLI

12.1.1 Introduzione

12.1.1.1 Premessa

A seguito di incarico professionale conferito dalla Regione Abruzzo è stato realizzato il rilevamento geologico tecnico dell'abitato di Navelli (AQ), finalizzato alla redazione della "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" (livello 1).

Tale studio ha come finalità quella di definire zone "omogenee" da un punto di vista litologico-stratigrafico e/o morfologico, all'interno delle quali ci si attende una risposta sismica omogenea in termini di amplificazione del segnale sismico, e di definire aree che per particolari caratteristiche morfologiche presentano elevate probabilità di divenire instabili in occasione di un evento sismico. Le aree oggetto d'indagine sono state: l'abitato del Comune di Navelli (costituito dal centro storico e dai centri di recente insediamento) e la zona produttiva, oltre che le zone di espansione previste dalla pianificazione urbanistica comunale.

Le attività sono state eseguite come di seguito specificato:

- Rilevamento geologico-tecnico, su base cartografica Carta Tecnica Regionale in scala 1:5.000;
- Stesura Carta geolitologica;
- Realizzazione campagna di indagini geofisiche - rilevamento microtremori e acquisizione stratigrafia sondaggio, qui denominato, S1;

Stesura Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

12.1.1.2 Inquadramento dell'area

Il Comune di Navelli (coordinate geografiche 42°14'10.09"N, 13°43'43.30"E) ricade all'interno della sezione Ovest del Foglio n. 360 della Carta Topografia Regionale in scala 1:25.000. L'area per cui ci è stato affidato l'incarico di effettuare il rilevamento si estende su di una superficie di circa 1,5 km² centrato sull'abitato di Navelli; nella **figura 12.1** è rappresentata la corografia dell'area.

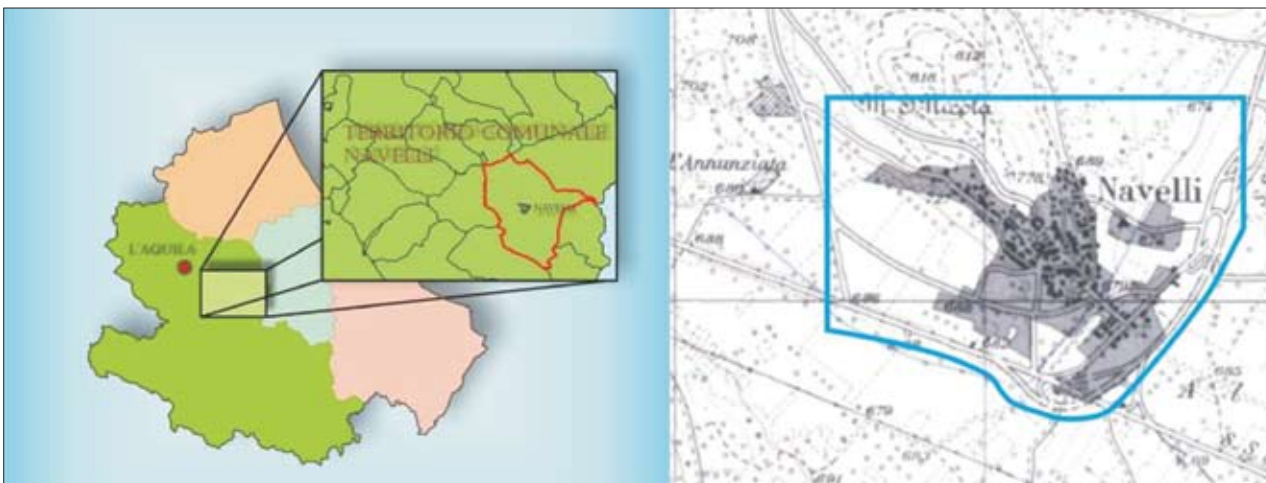


Fig. 12.1 → Corografia.

L'area è caratterizzata dalla presenza di una vasta superficie pianeggiante, posizionata a circa 680m s.l.m., denominata Piana di Navelli (di seguito Piana) o Altopiano di Navelli; si tratta di una conca intramontana, attraversata dalla S.S.17, bordata da una serie di dorsali calcaree e rilievi montuosi allungati in direzione NW-SE. Ad essi appartiene il M.te S. Nicola (818 m s.l.m.), un rilievo calcareo la cui cresta degrada blandamente verso SE fino a scomparire nella piana; in prossimità della terminazione morfologica del M.te S.Nicola entro la Piana e lungo i suoi versanti si posiziona l'abitato del Comune di Navelli; le zone di più recente insediamento e le zone di espansione sono localizzate lungo la piana medesima.

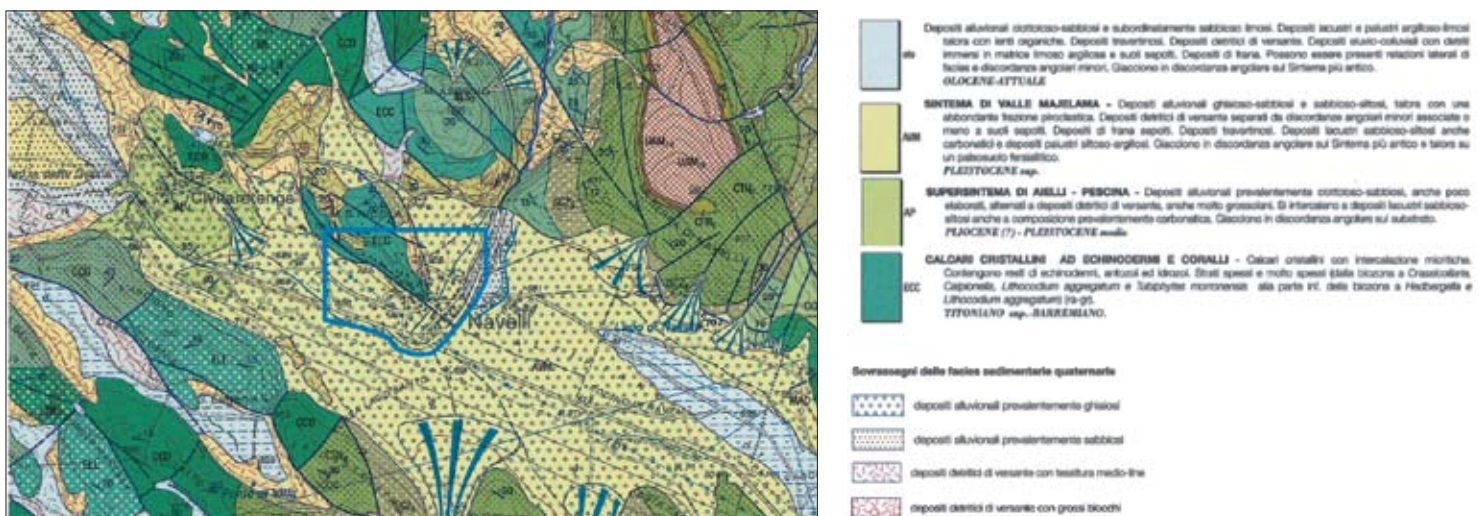
12.1.2 Dati di base ed elaborazioni

12.1.2.1 Inquadramento geologico

I rilievi montuosi che bordano la Piana di Navelli sono costituiti da rocce di natura calcarea che fanno parte della piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese. L'assetto morfo-strutturale visibile oggi nell'area rappresenta l'eredità di una serie di eventi tettonici e sedimentari che si sono susseguiti a partire dal tardo Miocene ad oggi.

La deformazione compressiva che ha interessato tutto l'Appennino centrale a partire dal Messiniano e che si sono protratte sino al tardo Pliocene - primo Pleistocene, coinvolge anche quest'area, inserendola all'interno di un sistema di pieghe e sovrascorrimenti che costituisce l'ossatura principale dell'intera catena Appenninica. Durante la successiva fase di generale innalzamento isostatico della dorsale Appenninica, quando la deformazione di tipo compressivo si era trasferita in zone più esterne, si inizia ad impostare una deformazione di natura distensiva, che da avvio al processo di sfaldamento della catena (Pleistocene-attuale). I grossi corpi carbonatici portati in emersione dal processo di piegamento e sovrascorrimento, vengono disarticolati da un sistema di faglie normali, principalmente orientate NW-SE, che determina il caratteristico basculamento contro faglia dei corpi di tetto e la creazione di una morfologia a gradini tettonici. La loro attività influenza la morfologia locale, l'idrologia superficiale e guida i successivi processi sedimentari creando gli spazi necessari alla sedimentazione di ingenti

Fig. 12.2 → Stralcio CARG F360.



quantità di materiali detritici e/o residuali, i quali in certi casi possono raggiungere spessori notevoli anche di diverse decine di metri. La cartografia CARG Foglio 360 - Torre de Passeri (Fig. 12.2) riferisce le rocce calcaree affioranti presso l'area di rilevamento alla successione Villa S. Lucia-Navelli, con la presenza della formazione dei "Calcari cristallini ad Echinodermi e Coralli" (ECC), costituita da calcari cristallini con intercalazioni micritiche di colore biancastro, saccaroidi di età Tortoniano sup.-Barremiano. Tra le facies sedimentarie quaternarie il CARG individua depositi detritici di versante con grossi blocchi e depositi detritici di versante appartenenti rispettivamente al Supersistema di Aielli-Pescina (Pliocene-Pleistocene medio) e al Sistema di Valle Majelama (Pleistocene sup.). I terreni rinvenuti nella Piana sono individuati dalla carta CARG come depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi, riconducibili al Sistema di Valle Majelama, e depositi alluvionali prevalentemente sabbiosi dell'Olocene-Attuale.

12.1.2.2 Le cartografie PAI

Sono state consultate le cartografie PAI - Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico - Carta Geomorfologica, fornito dalla Regione Abruzzo per la relativa area di competenza, al fine di individuare eventuali elementi di instabilità già noti in letteratura. Si nota a tal proposito la presenza nell'area di processi morfologici legati al dilavamento delle acque di superficie, prevalentemente diffusi nei



Fig. 12.3 → Stralcio PAI.

pressi dei due versanti NE e SW del M.te S. Nicola, e una conoide di origine mista in stato di inattività. Vedi stralcio in [figura 12.3](#).

12.1.2.3 La carta delle indagini

Le indagini a disposizione per la definizione delle caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo per l'area di Navelli consistono in:

- 4 punti di misurazione microtremori
- 1 sondaggio geognostico

Dato il numero esiguo di indagini, la relativa carta è stata integrata all'interno della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1).

Per una descrizione delle tecniche utilizzate e dei relativi risultati si rimanda ai paragrafi seguenti.

12.1.2.4 La Carta geolitologica

Il rilevamento eseguito nell'area di indagine è stato improntato allo scopo di individuare le principali litologie affioranti (o sub-affioranti) in zona, fornire, ove possibile, una stima degli spessori delle coperture detritiche ed i rapporti geometrici esistenti tra essi e i vari elementi strutturali (faglie), nonché individuare le principali morfologie che possano influenzare la Risposta Sismica Locale. [\(vedi foto 1-12, per l'ubicazione delle immagini vedi Fig. 12.4\)](#).

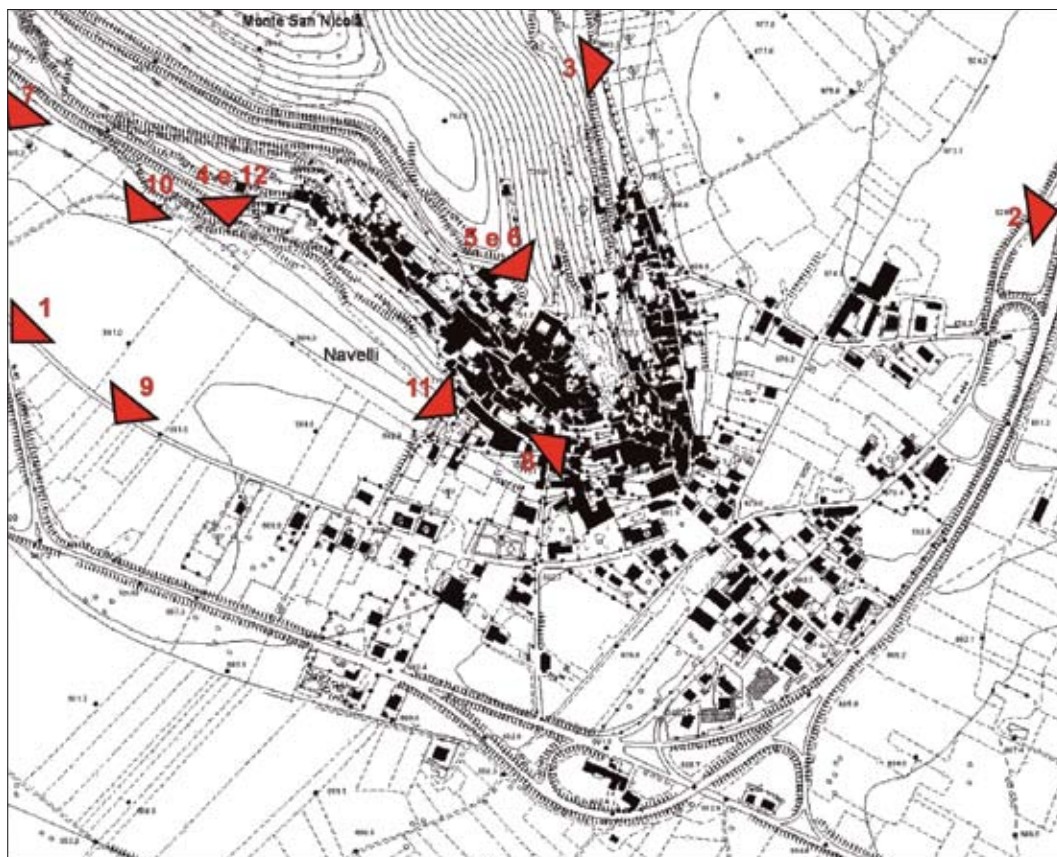


Fig. 12.4 → Location fotografie.

Nel corso del rilevamento di campagna sono stati analizzati gli affioramenti più significativi delle diverse litologie che interessano l'area, al fine di definirne i caratteri litostratigrafici; ove possibile sono stati acquisiti dati strutturali (giaciture dei piani di strato, piani di faglia, ecc.) a corredo delle informazioni litostratigrafiche. Ad eccezione di un sondaggio (sondaggio geognostico S1) posizionato in una zona marginale della Piana all'interno della formazione Depositi lacustri e fluvio-lacustri, non è stato possibile reperire ulteriori dati di sottosuolo che vincolassero in profondità gli spessori delle formazioni individuate in superficie. Tutte le considerazioni relative agli spessori sono state quindi desunte da evidenze morfologiche e dai rapporti geometrici individuati a seguito del rilevamento di campagna. Segue la descrizione delle litologie riconosciute.

Calcari cristallini biancastri (ECC¹)

Si tratta della formazione più antica affiorante in zona, costituita da calcari cristallini di colore biancastro, saccaroidi, e riferiti alla formazione "Calcari cristallini ad Echinodermi e Coralli" della carta CARG foglio 360 (Titoniano sup.-Barremiano). Per le finalità del presente rilevamento la formazione è stata divisa in due membri distinti per diverso grado di fatturazione:

- **Calcari cristallini (4b)**, i termini basali si presentano in affioramento piuttosto compatti e con grado di fatturazione medio-basso; mostrano un'organizzazione in strati spessi e molto spessi (>1-1,5 m), con discreta continuità laterale, che è possibile seguire anche per decine di metri. Su di essi si imposta il centro storico del Comune di Navelli, sino al Castello medievale.
- **Calcari cristallini fratturati (4a)**, verso l'alto la stratificazione si fa più sottile e aumenta considerevolmente il grado di fratturazione; è possibile individuare numerosi sistemi di *joints*, dai quali il *bedding* primario è solitamente non distinguibile (vedi foto 5); in casi estremi il *pattern* di fatturazione è talmente intenso che la roccia assume in affioramento un aspetto pseudo-granulare (vedi foto 6).

La distinzione tra i membri 4a e 4b non è netta, e il passaggio è piuttosto graduale. Infatti, seppur raramente, si osservano intervalli ad intensa fatturazione all'interno del membro 4b e, a diverse altezze nel membro 4a sono localizzati intervalli calcarei competenti strutturati in strati da 1-1,5m di spessore e continui lateralmente anche per decine di metri.

Brecce di versante cementate (3)

Si tratta di depositi detritici di versante del Pleistocene Medio, costituiti da clasti calcarei grossolani a spigoli vivi, derivanti dallo smantellamento della compagine carbonatica più antica. Affiorano nella porzione NW dell'area, a copertura della formazione carbonatica. Si presentano solitamente ben cementati (puddinga), ma l'alterazione dovuta agli agenti esogeni può condurli non di rado ad uno stato pseudo-incoerente in cui l'aspetto è quello di una ghiaia in matrice sabbiosa. Lo spessore osservato in affioramento è solitamente di 1,5-2 m, ma varia localmente sino anche a 6-7 m di spessore; brusche variazioni dello spessore delle brecce cementate si osservano anche a brevi distanze, in accordo con le paleo-morfologie locali, spesso legate all'attività di faglie dirette Pleistoceniche, sulle quali si è innestato il processo sedimentario (vedi foto 7).

1 Sigla di riferimento Legenda carta CARG - foglio 360.

Depositi lacustri e fluvio-lacustri (2)

Si tratta di Depositi lacustri e fluvio-lacustri costituiti principalmente da limi e limi sabbiosi di colore marrone. L'età assegnata sulla cartografia CARG è riferita al Pleistocene sup. (Sintema di Valle Majelama). Non è stato possibile definire con dettaglio gli spessori locali di questi terreni, ma dai risultati ottenuti dalla campagna di misurazione dei microtremori (vedi oltre) si può stimare indirettamente uno spessore approssimativo di 30-40 m, tuttavia si suppone che gli spessori possano essere ben maggiori altrove.

Al fine di una più congrua descrizione litologica dei terreni presenti nel sottosuolo, la totale assenza di affioramenti significativi nell'area ha reso necessaria l'analisi della stratigrafia del sondaggio qui denominato S1 (vedi Carta delle microzone omogenea in prospettiva sismica per la localizzazione), e gentilmente messa a disposizione dal Prof. Marco Mucciarelli.

La stratigrafia del sondaggio S1 eseguita nei pressi del palazzo dell'ex Municipio mostra la seguente successione:

Da 0,0 m a 0,5 m	materiale di sottofondo del piazzale (riporto antropico)
Da 0,5 m a 2,7 m	limi color marrone scuro
Da 2,7 m a 13,0 m	limi color nocciola
Da 13,0 m a 18,0 m	limi color marrone con alternanze di livelli decimetrici sabbiosi, presenza di paleosuolo brunastro
Da 18,0 m a 19,0 m	materiale detritico di natura calcarea costituita da ciottoli eterometrici e spigolosi, in matrice terrosa color marrone
Da 19,0 m a 22,7 m	limi color marrone con rari ciottoli
Da 22,7 m a 24,5 m	materiale sabbioso-limoso sciolto di colore brunastro con rari ciottoli calcarei sub-arrotondati (paleosuolo)
Da 24,5 m a 25,5 m	limi color nocciola
Da 25,5 m a 27,0 m	limo color marrone scuro-brunastro
Da 27,0 m a 28,0 m	materiale detritico di natura calcarea costituita da ciottoli eterometrici e spigolosi, in matrice terrosa color marrone
Da 28,0 m a 30,0 m	limi color marrone

Si nota la prevalenza di materiali limosi o limoso-sabbiosi cui si intercalano a diverse altezze intervalli detritici più grossolani; questi possono essere interpretati come fenomeni di interdigitazione di materiale colluviale proveniente dai versanti montuosi prospicienti la piana (nel caso del sondaggio S1 tali materiali provengono dal M.te S. Nicola).

Nella porzione nord dell'area di rilevamento i terreni appartenenti a questa formazione sono interdigitati ai depositi più distali appartenenti a 2 conoidi; una prima conoide è visibile anche in carta presso il margine settentrionale dell'area di rilevamento; una seconda conoide, di maggiori dimensioni rispetto alla prima, non è riportata in carta, ma è localizzabile presso le cartografie PAI in [figura 12.3](#). Sebbene non ci siano dati di sottosuolo a disposizione per quest'area, è ipotizzabile che in profondità aumentino in frequenza e spessore gli apporti grossolani di natura calcarea (che costituiscono i sedimenti più distali delle due conoidi) rispetto a quanto illustrato nella stratigrafia di cui sopra.

È su questi terreni che si sviluppa il tessuto urbano più recente e dove sono previsti i poli di espansione del paese (grazie anche alle blande pendenze che presenta la topografia locale e che favorisce la logistica degli insediamenti antropici).

Coperture

- **Coperture detritiche (1c)**, si tratta dei depositi colluviati dai versanti calcarei e depositati ai piedi degli stessi; bordano quasi completamente la dorsale calcarea e risultano costituiti da clasti calcarei spigolosi a tessitura medio-grossolana, immersi in abbondante matrice limo-sabbiosa; i termini più antichi e/o più distali risultano interdigitati ai depositi lacustri e fluvio-lacustri o in contatto di *down-lap*; i termini più recenti sono in contatto diretto con il substrato carbonatico; per cui l'età è riferibile al Pleistocene sup.-Olocene; spessore supposto >3-5 m. Parte del tessuto urbano antico è collocato su tali terreni.
- **Coperture detritiche (1b)**, in questa unità vengono raggruppati due corpi sedimentari di differente genesi, ma che presentano fenomeni di convergenze litologiche: la conoide, situata al margine settentrionale dell'area di rilevamento, e l'accumulo detritico, localizzato ai piedi del muro della cittadella; è stato determinante il controllo tettonico che ha guidato l'orientamento del flusso sedimentario in un caso, e creato gli spazi di accumulo con il basculamento delle unità di tetto nell'altro. Si tratta di breccie con clasti calcarei spigolosi a tessitura medio-grossolana in matrice poco abbondante. Nel caso della conoide i depositi più prossimi poggiano direttamente sul substrato carbonatico, i depositi più distali poggiano sui sedimenti lacustri e fluvio-lacustri. Sulla base dei rapporti geometrici con le unità precedentemente descritte si può ragionevolmente supporre un'età Olocenica; spessore supposto >3-5 m.
- **Coperture detritiche (1a)**, si tratta degli accumuli detritici più recenti composti da breccie calcaree sciolte a clasti spigolosi medio-grossolani. Di età attuale, costituiscono un manto di copertura che raramente supera 1-1,5 m di spessore (<3-5 m); per tale ragione non saranno presi in considerazione nella successiva fase di redazione della Carta di livello 1. Occorre tuttavia notare che la loro giovane età, e la conseguente scarsità di matrice e/o cemento, rendono tali depositi potenzialmente instabili, per cui è consigliabile valutare misure di contenimento nel caso in cui dette aree siano oggetto di insediamento antropico.

CAVITÀ

Sono state individuate numerose cavità di origine naturale, antropica o mista. Esse sono localizzate principalmente nell'unità carbonatica ad intensa fratturazione e tra le breccie cementate, dove le caratteristiche tecniche dei materiali interessati ne hanno favorito la formazione (e l'allargamento - [foto 12](#)). Sono state censite le cavità visibili in superficie, ma non si esclude che esse siano più numerose di quanto indicato in mappa. La loro importanza risiede nel fatto che dette cavità rendano l'area potenzialmente soggetta a crolli.

ALTRI ELEMENTI MORFOLOGICI

Nei pressi della sella di M.te S. Nicola sono state rinvenute alcune morfologie depresse da attribuire probabilmente a fenomeni carsici. Sebbene non sia stato dettagliato uno studio ad hoc sulla genesi di queste strutture, esse vengono cartografate e poste all'attenzione.

Inoltre sono stati evidenziati elementi morfologici notevoli ai fini della risposta sismica locale, indicando le linee di cresta e le scarpate morfologiche. In prossimità di queste morfologie è molto probabile che si verifichino fenomeni di amplificazione del segnale sismico.

12.1.2.5 La sezione geologica A-A'

La traccia della sezione A-A' è stata disegnata in direzione anti-Appenninica, ovvero ortogonale alla dorsale calcarea costituita dal M.te S. Nicola. Si conferma, dalla realizzazione della sezione, che lungo le porzioni di versante in cui affiorano i calcari le pendenze topografiche sono sempre maggiori di 15° ($i > 15^\circ$); unica eccezione è costituita da una fascia molto ristretta posizionata in cima al rilievo e per il quale si può ipotizzare il verificarsi di effetti cresta.

Ai piedi dei due versanti si collocano i depositi detritici di natura colluviale. Lungo il versante SW il contatto tra i calcari e i depositi detritici (brecce spigolose con matrice poco abbondante) è di tipo tettonico, gli stessi depositi invece suturano la faglia posta più a valle. Al tetto di quest'ultima si localizzano ulteriori materiali detritici costituiti da brecce a spigoli vivi, ma con percentuale crescente di matrice limoso-sabbiosa, distalmente interdigitati con i depositi limoso-sabbiosi di natura lacustre che costituiscono il riempimento della depressione tettonica posta a SW. Gli spessori delle coperture non sono noti, tuttavia considerazioni di superficie fanno supporre spessori importanti $>$ di 3-5 m.

Per i limi sabbiosi della Piana di Navelli è stato inserito uno spessore di 40 m in accordo con i risultati delle misurazioni di microtremori.

Vengono inoltre indicate le posizioni delle indagini eseguite e prese in esame alla presente relazione; non viene illustrato il punto T4 di misurazione dei microtremori poiché la sua proiezione sulla sezione ricade su di una litologia differente rispetto a quella su cui è stata effettuata la misurazione.

12.1.2.6 Tettonica dell'area

In prossimità del versante calcareo sono facilmente distinguibili i caratteri morfologici legati all'attività tettonica che ha interessato di recente l'area di Navelli.

Gli elementi tettonici rilevati durante le attività di campagna sono tutti di tipo distensivo, costituiti da faglie dirette SW immergenti a prevalente direzione Appenninica; si tratta delle faglie dirette che bordano a NE la Piana prospiciente l'abitato principale e che, a partire dal Pleistocene sup., hanno avviato il processo di subsidenza tettonica che ha permesso la formazione della Piana medesima.

Attualmente tali strutture sono riconoscibili in affioramento lungo le emersioni dei piani di faglia o grazie alle morfologie ad esse associate. In tali casi le simbologie utilizzate per rappresentare le faglie sono costituite da linee continue, mentre negli altri casi (faglie presunte o sepolte) è stato utilizzato il tratteggio.

Il lineamento tettonico che si riesce a seguire con continuità maggiore è rappresentato dalla faglia che borda la Piana; essa esordisce nella porzione NW dell'area indagata con uno specchio di faglia alto oltre 3-4 m, in prossimità del quale si localizza un *bending* del piano in cui si passa da una direzione media N130°E ad una direzione media N100°E (Foto 10). È in questo punto che si localizza il contatto

diretto per faglia tra i calcari cristallini e i depositi lacustri. Altrove tale contatto è sempre celato da un importante spessore di depositi detritici di natura colluviale. Poco più a sud-est di questo punto la faglia si presenta chiusa dai depositi detritici 1b (Foto 9).

Il segmento di faglia immediatamente superiore è celato al di sotto delle mura storiche del centro cittadino. Esso è misurabile sotto il muro medesimo, con valori di immersioni 200/48°, e si segue in direzione SE dove il gradino morfologico legato alla sua attività è stato utilizzato come elemento ingegneristico su cui realizzare in passato diverse tipologie di edifici.

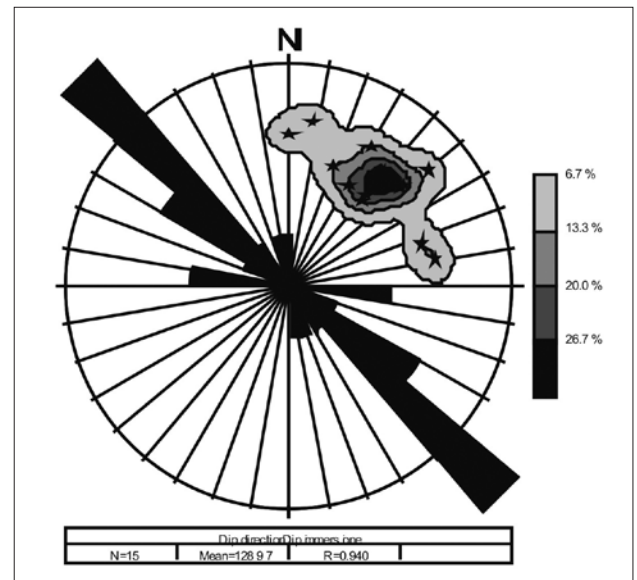
Interessanti sono le evidenze legate alla faglia localizzata presso il margine NW dell'area in cui le brecce cementate e conglomerati del Pleistocene medio sono messe a contatto con le rocce carbonatiche mesozoiche (Foto 7). Si nota in questo caso un ispessimento delle brecce contro faglia che passano da circa 1,5 m-2 m verso NW fino ad un massimo di circa 7 m; questo dettaglio fa presupporre ad una attività sin-sedimentaria della faglia rispetto alla deposizione delle brecce; poco più a monte l'erosione ha livellato completamente le superfici del versante, celando le evidenze morfologiche della faglia ed erodendo quasi completamente l'intervallo di brecce cementate. Di qui la non attività della faglia in epoca recente.

Durante il rilevamento sono stati misurati in tutto nell'area 15 piani di faglia, che sono stati riportati nello *stereonet* in figura 12.5, dove è rappresentato un *rose diagramm* con le direzioni dei piani di faglia e un *contour plot* costruito intorno ai poli dei piani medesimi.

Le faglie misurate e/o cartografate sono sempre legate alla presenza di una fascia cataclastica di spessore non ben definito che porta i termini calcarei e le brecce cementate interessate ad un elevato grado fatturazione. In carta le stesse fasce vengono riportate unicamente nei punti in cui sono state riconosciute ed associate all'attività della faglia.

Sulla base degli elementi raccolti durante il rilevamento di campagna le faglie cartografate non vengono classificate come attive e capaci.

Fig. 12.5 → Rose diagramm.



12.1.2.7 Rilevamento microtremori

Il metodo di acquisizione dell'indagine sismica in esame (HVSR) si dice "passivo" in quanto il rumore non è generato ad hoc, come ad esempio le esplosioni della sismica attiva (sismica a rifrazione o riflessione), ma è il rumore naturale definito come "microtremore".

La campagna di indagine condotta nell'area di interesse ha previsto l'utilizzo del Tromino, ovvero un tromografo capace di registrare la frequenza caratteristica di risonanza del sito in cui viene posizionato, su quattro punti di stazione ubicati a ragion veduta nel territorio di Navelli ed indicati con la sigla T seguita dal numero progressivo di stazione (T1, T...).

La frequenza caratteristica di risonanza del sito si rivela un parametro fondamentale da conoscere nelle aree destinate a nuova costruzione, per il corretto dimensionamento degli edifici antisismici, come nel caso della misurazione condotta sui depositi della Piana presenti nel punto di stazione T3, ovvero nell'area di nuova espansione del Comune di Navelli. In queste aree, si dovranno adottare ade-

guate precauzioni nell'edificare strutture aventi diversa frequenza di vibrazione rispetto a quella del terreno perché, se la frequenza di risonanza del suolo e quella dell'edificio su di esso costruito sono uguali, viene indotta un'oscillazione risonante accoppiata, detta amplificazione sismica, che accresce enormemente le sollecitazioni sull'edificio.

Inoltre, dalle registrazioni acquisite è possibile risalire alla stratigrafia del sottosuolo, con un *range* di indagine compreso tra 0.5 e 700 m di profondità, anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 metri. Il principio su cui si basa la tecnica HVSR, in termini di ricostruzione stratigrafica, è rappresentato dalla definizione di "strato", inteso come unità distinta da quelle sopra- e sottostanti da un contrasto d'impedenza, rappresentato da un picco nel grafico di restituzione HVSR/Hz.

In tale ottica, sempre nel punto di stazione T3, è stato possibile assegnare ai depositi ivi insistenti (2) uno spessore presunto pari a 30-40 m, al di sotto dei quali affiorerebbe il materiale lapideo con comportamento assimilabile a *bedrock* sismico.

L'applicazione della tecnica HVSR ha permesso, ancora, di individuare le litologie che non presentano fenomeni di amplificazione delle onde sismiche, ovvero che si comportano come un cosiddetto *bedrock* sismico. Dai dati acquisiti in campagna nel punto T1 ed elaborati successivamente, è stato possibile definire le unità 4b e 4a *bedrock* sismici e, quindi, assegnare alle aree in cui affiorano queste litologie condizioni di stabilità stratigrafica, nella Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1).

In [Allegato 2 \(vedi DvD\)](#) si riportano i risultati delle acquisizioni di tutti e 4 i punti di misura (T1...T4); di seguito si commentano i risultati ottenuti nei due punti di indagine più significativi (T1 e T3).

NAVELLI T1 (LITOLOGIA 4A)

Nel grafico HVSR/Hz lo spettro registrato non mostra alcun picco (eccetto che per frequenze >13Hz considerate di natura antropica), a testimonianza che i calcari intensamente fratturati (4a) possono, quindi, essere considerati un *bedrock* sismico.

Nel grafico *Power spectra*, nella porzione finale della finestra, tra 14-16 Hz, si nota una tipica forma ad "M" dello spettro dovuta proprio al disturbo antropico che, comunque, non ha interferito sulla qualità della registrazione.

NAVELLI T3 (LITOLOGIA 2)

Nel grafico HVSR/Hz, nel *range* di frequenze compreso tra 1.7-3.5 Hz, è presente un picco a 2.47 Hz. Questa è la frequenza caratteristica di risonanza del terreno indagato, dalla quale è stato possibile risalire anche ad una stima degli spessori dei materiali lacustri (2) pari a 30-40 m.

12.1.3 La carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica si pone come obiettivo quello di individuare aree nelle quali il segnale sismico trasmesso in superficie possa presentare fenomeni di amplificazione rispetto allo scuotimento registrabile su suolo rigido (*bedrock* sismico) e pianeggiante. Tali amplificazioni possono essere prodotte dalla presenza di particolari successioni stratigrafiche nel sottosuolo ovvero da particolari condizioni morfologiche di superficie e/o del *bedrock* sismico sepolto.

In essa quindi verranno uniformate tutte quelle aree in cui la stratigrafia di sottosuolo presenti la medesima alternanza litologica; si avranno situazioni in cui la medesima formazione geologica sia divisa in due differenti aree, in quanto nel sottosuolo si incontrano successioni differenti (è il caso soprattutto delle coperture detritiche alla base dei versanti). Al contrario si possono avere formazioni geologiche, originariamente differenziate per ragioni di genesi del deposito, ma che presentino convergenze litologiche e medesime successioni stratigrafiche di sottosuolo, in tal caso le due diverse formazioni geologiche saranno accorpate in un'unica zona.

Nella Carta di livello 1 (vedi DvD allegato) sono state individuate 5 differenti zone stabili, tutte suscettibili di amplificazioni, distinte con diverse gradazioni di verde in cui a tonalità più chiare vengono associati fenomeni di amplificazione maggiori, stimati in base agli spessori presunti e ai valori di compattezza e/o addensamento del deposito attesi.

Tale classificazione sarà suscettibile di modifiche in seguito all'eventuale acquisizione di dati diretti sugli specifici parametri geotecnici e sismici.

Si individuano le seguenti zone:

- **ZONA 1.** Sono le aree di affioramento del substrato lapideo. Sebbene per tali litologie si possano generalmente ipotizzare valori di velocità delle onde Vs mediamente >800m/s, le relative zone sono state comunque classificate come suscettibili di amplificazione per le seguenti ragioni:
 - non potendo ritenere sufficiente ed esaustiva la campagna di indagini geofisiche eseguita in questa sede (acquisizione dati sui microtremori), l'intensa fatturazione che caratterizza parte delle rocce carbonatiche suggerisce di usare cautela in tal senso, e di eseguire una analisi approfondita del fenomeno delle amplificazioni stratigrafiche caso per caso;
 - i versanti di affioramento sono caratterizzati generalmente da pendenze molto elevate ($i > 15^\circ$), o dalla presenza di una zona di cresta che interessa le uniche aree a pendenze minori; occorrerà verificare accuratamente le amplificazioni del segnale sismico dovute alle caratteristiche morfologiche rilevate.
- **ZONA 2.** Sono le aree in cui il substrato carbonatico è ricoperto da spessori variabili, di brecce cementate (1,5 m-7 m). Anche in questo caso le ragioni per cui si classifica tale successione come suscettibile di amplificazione risiede nelle caratteristiche morfologiche dell'area (caratterizzata da elevate pendenze in cui $i > 15^\circ$) e nel fatto che il livello superficiale di brecce cementate subisce una diminuzione dei valori di Vs quando alterate.
- **ZONA 3.** Vi sono ricomprese le aree in cui si suppone che le coperture detritiche costituite da brecce con clasti calcarei a spigoli vivi in matrice limoso-sabbiosa a percentuale variabile, poggino direttamente sul substrato lapideo, con spessori non ben definiti, ma probabilmente >3-5 m.

- **ZONA 4.** Vi sono ricomprese le aree in cui si suppone che le coperture detritiche costituite da brecce con clasti calcarei a spigoli vivi in matrice limoso-sabbiosa, a percentuale variabile e spessore supposto >3-5 m, poggiano su sedimenti lacustri e fluvio-lacustri; si stimano profondità elevate per l'interfaccia con il substrato e probabilmente si verificheranno importanti fenomeni di amplificazione del segnale sismico; probabili inversioni di Vs con la profondità.
- **ZONA 5.** È costituita dall'area di affioramento dei sedimenti lacustri e fluvio-lacustri; per essi è stato stimato uno spessore approssimativo di 30-40 m nel punto T3 di misurazione dei microtremori, ma si ipotizzano spessori medi maggiori di quelli stimati. Rappresenta probabilmente l'area a maggiore amplificazione stratigrafica del segnale sismico; eventuali incertezze sulla stima quantitativa di tali amplificazioni possono essere attribuite alla scarsità di dati in merito alla geometria del substrato sepolto; questa carenza di informazioni, tra l'altro, non permette di tener conto di eventuali fenomeni di focalizzazione che si potranno attivare sull'onda sismica. È necessario che in caso di interventi antropici si effettuino indagini geognostiche ad hoc mirate ad intercettare il substrato e a verificare la velocità delle onde di taglio Vs per l'intero intervallo superficiale.

Sono state introdotte apposite simbologie per l'indicazione di forme sepolte. Esse sono localizzate nei pressi delle cavità naturali o antropiche. In caso di interventi progettati in prossimità di essi, occorre considerare attentamente la loro posizione in quanto in essi si possono verificare fenomeni di crolli delle pareti e/o dei soffitti con indubbio pericolo per la stabilità degli edifici.

Ulteriori simbologie sono state inserite per l'indicazione di elementi geomorfologici influenti sulla risposta sismica locale, come le zone di cresta e le scarpate, per le quali si prevede il verificarsi di amplificazioni sismiche localizzate, oltre che il rinvenimento di aree depresse per la presenza di forme carsiche.

Infine, per le fasce cataclastiche individuate occorre adottare le medesime cautele che sono state suggerite in merito alla problematica della intensa fatturazione della formazione calcarea. Infatti non è da escludere che in tali situazioni la risposta alla sollecitazione sismica del sottosuolo sia assimilabile a quella di un materiale granulare addensato piuttosto che ad un substrato lapideo s.s..

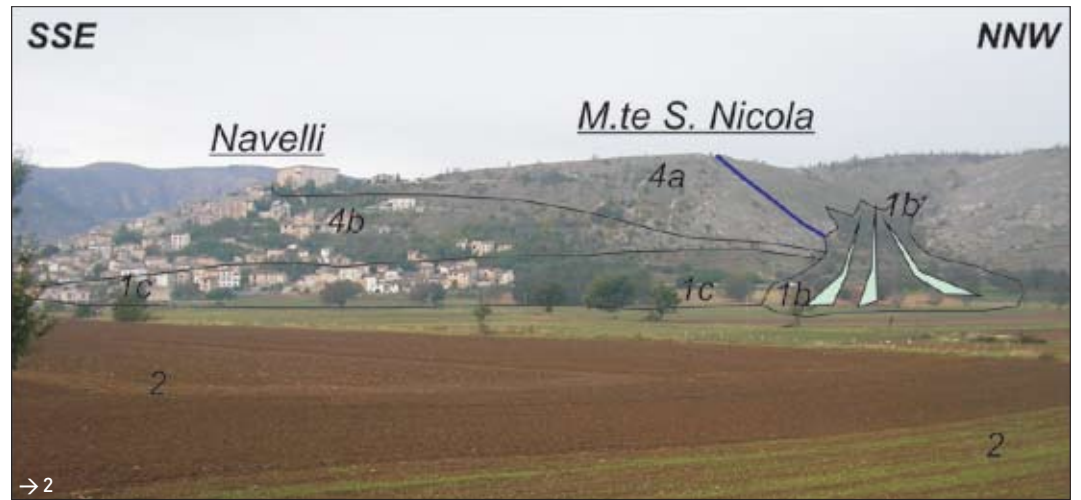


Foto 1 → Panoramica da W.

Foto 2 → Panoramica da E.

Foto 3 → Calcari Cristallini 4b.

Foto 4 → Calcari Cristallini 4a.



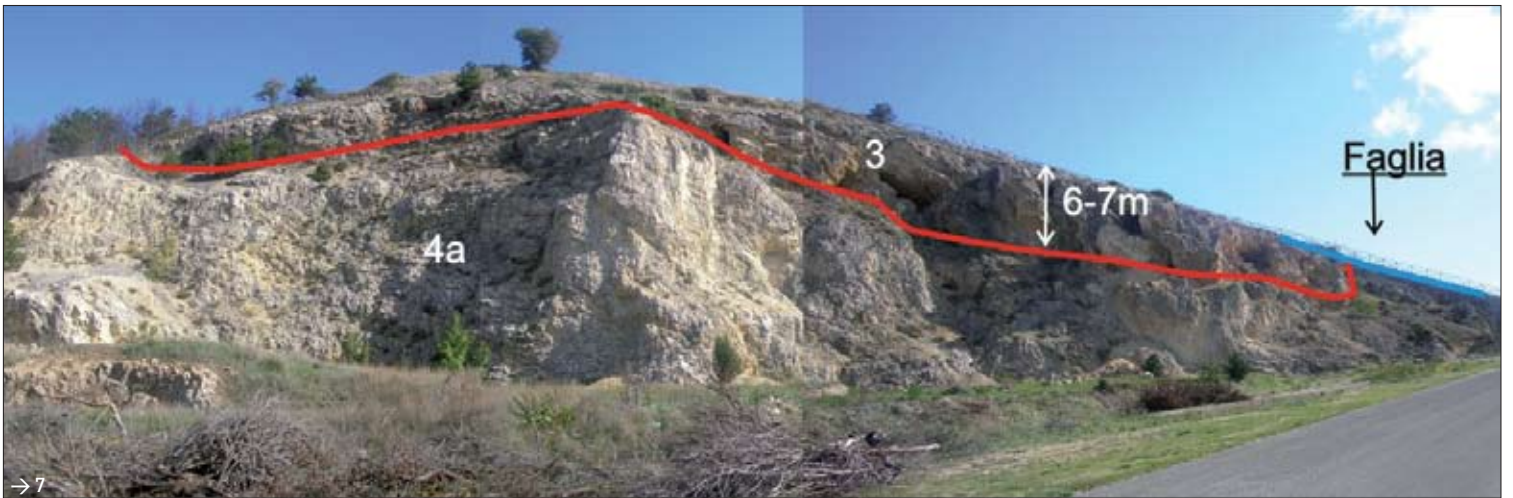




Foto 5 → calcari intensamente fratturati e location foto 6.

Foto 6 → Dettaglio foto 5.

Foto 7 → Breccie cementate.

Foto 8 → Contatto eluvio-colluvio e depositi lacustri.

Foto 9 → Panoramica e location foto 11.

Foto 10 → Piano di faglia.

Foto 11 → Piano di Faglia.

Foto 12 → Cavità nei calcari.

12.2 CIVITARENGA

12.2.1 Introduzione

Lo studio del territorio di Civitaretenga è stato realizzato al fine di definire e proporre, sulla base di osservazioni geologiche, geomorfologiche e tettoniche, microzone dove è prevedibile l'occorrenza di diversi tipi di effetti prodotti dall'azione sismica, ovvero microzone a comportamento sismico omogeneo.

Al rilevamento geologico e geomorfologico, avente come base cartografica la Carta Tecnica Regionale in scala 1:5.000, è seguita una campagna di indagini geofisiche consistita in misure di microtremori.

Il presente studio finalizzato alla restituzione di elaborati cartografici quali la Carta geolitologica, la Carta delle indagini e la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1) è svolto secondo quanto descritto negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008 – Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma 3 vol. e Cd-rom).

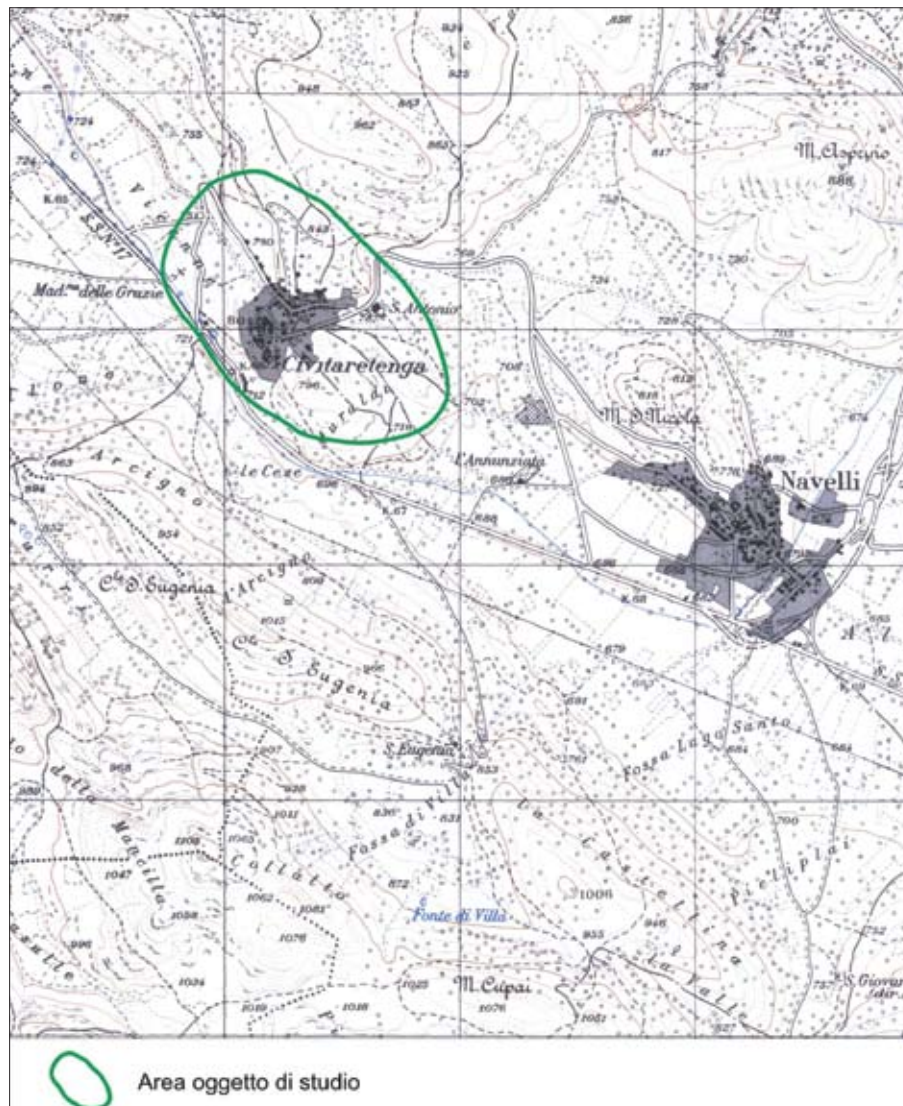


Fig. 12.6 → Stralcio della CTR, Foglio 360 Ovest, scala 1:25.000. Ubicazione dell'area.

12.2.1.1 Metodologia di indagine

La metodologia di indagine adottata per lo studio geologico-tecnico del territorio di Civitaretenga, nel Comune di Navelli (AQ) (Foglio 360 Ovest della CTR – 1:25.000, [figura 12.6](#)), è stata articolata nel seguente modo:

1. Acquisizione di dati bibliografici: consultazione dei dati derivanti dalla letteratura scientifica, dalla cartografia tematica esistente e da eventuali studi puntuali, al fine di ottenere informazioni generali relative alle principali caratteristiche geologiche e geomorfologiche del territorio, nonché di ottenere alcune indicazioni circa le caratteristiche geomeccaniche dei litotipi presenti. In particolare si è fatto riferimento al Foglio Geologico 360 "Torre de Passeri" - CARG-Abruzzo (SGI 2006) edito in scala 1:50.000, al Foglio Ovest della Carta Geologica d'Abruzzo di L. Vezzani e F. Ghisetti edita in scala 1:100.000, alla Carta geologica della media valle del F. Aterno di Bosi C. & Bertini T, alla Cartografia del Piano Stralcio di Bacino per l'assetto Idrogeologico (Carta Geomorfologia e Carta della Pericolosità - Foglio 360 W); nonché al materiale tecnico disponibile presso l'Ufficio comunale (Relazione e Tavola Geologica allegata al P.R.G. del Comune di Navelli).
2. analisi stereoscopica di foto aeree: tale fase ha consentito una prima individuazione degli affioramenti rocciosi, di tutti quegli elementi utili alla definizione litologica, stratigrafica e strutturale dei terreni, nonché degli elementi geomorfologici utili ai fini della MS quali: corpi di frana, orli di scarpate, orli di terrazzi alluvionali, conoidi, falde detritiche e creste.
3. rilevamento geologico e geomorfologico di terreno (in scala 1:5.000): basato su criteri di distinzione litostratigrafica e finalizzato all'individuazione di dettaglio di tutti gli elementi geologici, geomorfologici e strutturali caratteristici dell'area in esame. Sono state pertanto identificate e descritte le diverse litologie affioranti, definendone (dove possibile) i caratteri giacitureali ed i rapporti geometrici tra le stesse. Sono state individuate le faglie principali e cartografati gli elementi geomorfologici indicati nel precedente punto accertandone le peculiarità e valutando, per le forme di dissesto, lo stato di attività.
4. esecuzioni di indagini geofisiche corrispondenti a misure di microtremori ed elaborazione dei dati ottenuti.
5. sintesi dei dati, elaborazione delle cartografie tematiche e stesura della presente.

In definitiva, l'analisi geologico-tecnica del territorio della frazione di Civitaretenga nel Comune di Navelli (AQ) ha consentito la restituzione delle seguenti cartografie tematiche ([vedi DvD allegato](#)):

- Carta geolitoologica, in scala 1:5.000: nella carta sono riportate le unità geolitoologiche omogenee, l'assetto giacitureale delle formazioni litoidi, l'andamento dei principali lineamenti tettonici (faglie), nonché le forme geomorfologiche del territorio legate all'azione delle acque, all'azione della gravità e a quella dell'uomo. In particolare sulla carta geologica sono state individuate le sezioni geologiche significative che meglio permettono di rappresentare l'assetto geologico-strutturale del sottosuolo.
- Carta delle indagini, in scala 1:5.000: a causa della mancanza di pregresse indagini svolte nell'area, sono riportate in questa carta solo le ubicazioni delle misure di microtremori effettuate nel presente studio.
- Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1), in scala 1:5.000: rappresenta la carta di sintesi nella quale vengono distinte le microzone caratterizzate da comportamento sismico omogeneo e le forme di superficie e sepolte che possono indurre fenomeni di amplificazione morfologica.

12.2.2 Dati di base ed elaborazioni

12.2.2.1 Inquadramento geologico generale

Nell'affrontare l'inquadramento geologico del territorio di Civitaretenga, si è fatto riferimento alla cartografia geologica disponibile precedentemente elencata, ovvero al Foglio 360 "Torre dè Passeri" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 ed al Foglio Ovest della Carta Geologica dell'Abruzzo di L. Vezzani e F. Ghisetti, edita in scala 1:100.000 (Figg. 12.7 e 12.8).

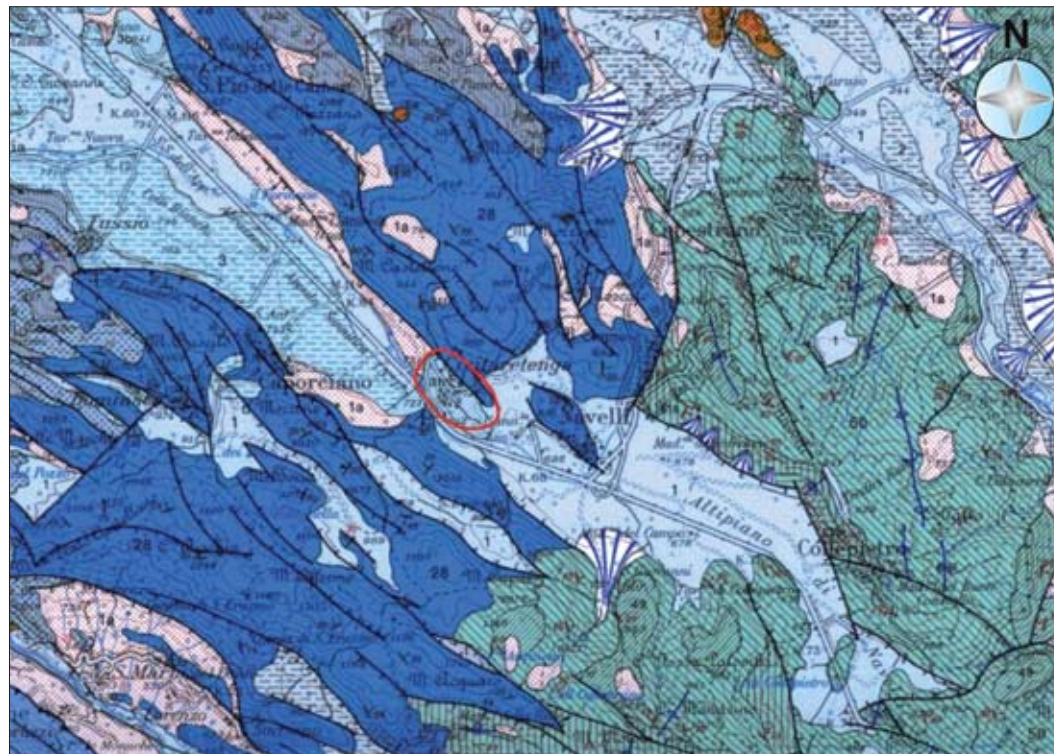


Fig. 12.7 → Stralcio della Carta Geologica dell'Abruzzo, Foglio Ovest, scala 1:100.000.



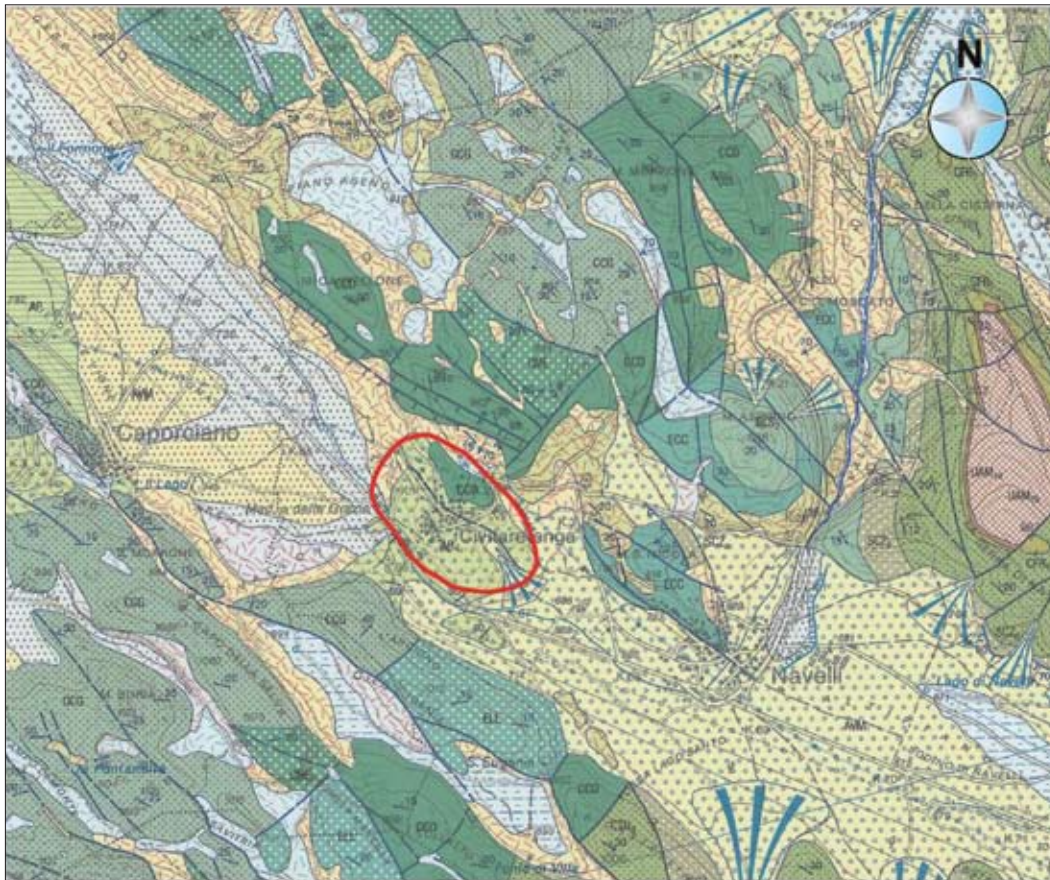
















Fig. 12.8 → Stralcio della Carta Geologica d'Italia, Figlio 360 "Torre de' Passeri", scala 1:50.000.

Legenda

 Area in studio

-  **alt**
Depositi alluvionali ciottoloso-sabbiosi e subordinatamente sabbioso limosi. Depositi lacustri e palustri argilloso-limosi talora con lenti organiche. Depositi travertinosi. Depositi detritici di versante. Depositi eluvio-colluviali con detriti immersi in matrice limoso argillosa e suoli sepolti. Depositi di frana. Possono essere presenti relazioni laterali di facies e discordanze angolari minori. Giacciono in discordanza angolare sul Sistema più antico.
OLOCENE-ATTUALE
-  **AM**
SISTEMA DI VALLE MAJELAMA - Depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi e sabbioso-siltosi, talora con una abbondante frazione proclastica. Depositi detritici di versante separati da discordanze angolari minori associate o meno a suoli sepolti. Depositi di frana sepolti. Depositi travertinosi. Depositi lacustri sabbioso-siltosi anche carbonatici e depositi palustri siltoso-argillosi. Giacciono in discordanza angolare sul Sistema più antico e talora su un paleosuolo ferrallitico.
PLEISTOCENE sup.
-  **AP**
SUPERSTESIMA DI AIELLI - PESCHINA - Depositi alluvionali prevalentemente ciottoloso-sabbiosi, anche poco sabbiosi, alternati a depositi detritici di versante, anche molto grossolani. Si intercalano a depositi lacustri sabbioso-siltosi anche a composizione prevalentemente carbonatica. Giacciono in discordanza angolare sul substrato.
PLIOCENE (?) - PLEISTOCENE medio
-  **CC0**
CALCARI A CORALLI E DICERATIDI - Calcareniti-calciuditi biotradiestiche ed calcitiche in strati da medi a spessi, con frequenti resti di coralli ed echinodermi, nella porzione basale presenza di diceratidi, nella parte medio-alta comparsa delle prime caprotine (parte inf.-media della biozona a *Lithocodium aggregatum*) (trpc).
BERRIUSIANO - BARRIEMIANO inf.
-  **CC1**
CALCARI CRISTALLINI AD ECHINODERMI E CORALLI - Calcari cristallini con intercalazione micritiche. Contengono resti di echinodermi, anitoidi ed idrozo. Strati spessi e molto spessi della biozona a *Crassicoferti*, *Capitonella*, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes monensis* alla parte inf. delle biozona a *Hedbergella* e *Lithocodium aggregatum* (tr-pg).
TITTONIANO sup.-BARRIEMIANO.

Simboli

-  strati orizzontali e suborizzontali
 -  strati dritti
 -  strati verticali
 -  strati verticali e subverticali
 -  strati rovesci
 -  contatto stratigrafico neto, normale
 -  contatto stratigrafico incerto
 -  faglia, faglia probabile
 -  faglia diretta
 -  faglia inversa o traslazione secondaria
 -  coniche alluvionali
- Simboli delle facies sedimentarie quaternarie**
-  depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi
 -  depositi alluvionali prevalentemente sabbiosi
 -  depositi detritici di versante con tozzetti medio-fini

L'area in esame si colloca nel cuore dell'Appennino Abruzzese dove l'ossatura carbonatica è rappresentata dalle unità della Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese che in zona si presentano in facies di margine s.l. ("Formazione della Terratta" nella Carta Geologica dell'Abruzzo di L. Vezzani e F. Ghisetti). Più in particolare nella zona di Civitaretenga affiorano i "Calcari a Coralli e Diceratidi" del Berriasiano - Barremiano inf. (vedi Foglio 360 "Torre de Passeri") rappresentativi di un paleo-ambiente di margine e nella zona di Navelli affiorano i "Calcari Cristallini ad Echinodermi e Coralli" del Tortoniano sup. - Barremiano in facies di rampa carbonatica-gradino ribassato.

Tali unità carbonatiche entrano a far parte della strutturazione della catena a pieghe e sovrascorrimenti durante le fasi tettoniche compressive che, a partire dal Messiniano p.p., perdureranno nel territorio abruzzese per tutto il Pliocene.

Durante il Quaternario (post - 1.800.000 anni) nell'area di catena si instaura uno stile deformativo distensivo che determinerà la formazione di estesi bacini intermontani. Tale processo tettonico post-orogenetico ha agito in concomitanza con il sollevamento regionale che negli ultimi 700.000 anni ha determinato un incremento dell'innalzamento della catena appenninica causando un progressivo arretramento della linea di costa.

I bacini intramontani si sono impostati nei blocchi di tetto ribassati di importanti faglie normali con orientazione media appenninica e generalmente immergenti a SW. All'attività di molte di queste faglie è tutt'oggi associata l'elevata sismicità del territorio. Tali lineamenti tettonici delimitano in generale i bordi orientali delle depressioni morfologiche, le quali risultano colmate da spesse sequenze di depositi continentali, prevalentemente fluvio-lacustri.

L'area in studio ricade all'interno della piana di Navelli che rappresenta una delle depressioni più orientali dell'Appennino centrale allineata in direzione appenninica (NW-SE) e compresa tra la conca Aquilana e quella Subequana. La genesi e la geometria della depressione è strettamente legata all'attività quaternaria dei sistemi di faglie normali a direzione da NW-SE a NNW-SSE che bordano ad oriente il bacino, alle quali si associano anche faglie minori nei versanti occidentali.

I depositi continentali quaternari presenti nella zona in studio sono rappresentati lungo i versanti da depositi di breccie calcaree e conglomerati antichi riferibili al Pleistocene Inferiore; mentre, le zone più depresse risultano colmate da sedimenti lacustri e fluvio-lacustri essenzialmente limosi e limoso-calcarei con intercalazioni di sabbie e ghiaie depositi durante il Pleistocene medio-Pleistocene superiore. Tali depositi sono in parte ricoperti da depositi più recenti (Pleistocene superiore e Olocene) costituiti da detriti di versante e alluvioni.

12.2.2.2 Caratteristiche geologiche dell'area

Il rilievo geologico di campagna ha consentito di discriminare le diverse litologie affioranti, individuandone i reciproci rapporti stratigrafici e/o tettonici. Considerato che la finalità del lavoro è quella di fornire dati a supporto della microzonazione sismica dell'area in studio, il rilevamento eseguito è stato di tipo geologico-tecnico, volto pertanto alla caratterizzazione sia delle unità lapidee costituenti il substrato che dei terreni di copertura, rappresentati dai litotipi granulari e coesivi.

Per i litotipi lapidei sono state evidenziate la litologia, la stratificazione ed il grado di fratturazione e di alterazione, per quelli granulari e coesivi sono stati stimati gli spessori e acquisite informazioni circa

dimensioni e forma dei frammenti clastici, presenza della frazione fine; nonché indicazioni in merito a parametri quali: grado di cementazione e/o di consistenza/addensamento.

Il rilevamento geomorfologico, come già indicato, è stato volto all'individuazione di quegli elementi morfologici che, in caso di eventi sismici, possono comportare deformazioni permanenti del territorio (aree di instabilità di versante) oppure amplificazioni del moto connesse a fenomeni di focalizzazione delle onde quali: orli di scarpate, orli di terrazzi alluvionali, conoidi, falde detritiche e creste.

La distribuzione areale delle unità litologico-tecniche riconosciute, degli elementi geomorfologici e dei lineamenti tettonici è rappresentata nella Carta geolitologica in scala 1: 5.000 nel DvD allegato.

12.2.2.3 Geolitologia

Vengono di seguito descritte le varie litologie rilevate sul territorio di Civitaretenga:

- **Calcari.** *Grainstones* e *packstones* a bioclasti ed intraclasti avana chiaro con ooidi. Si rinven-
gono anche *wackestones* bianco-avana. Contengono alghe, piccoli gasteropodi, frammenti di
coralli e rudiste. Sporadicamente sono stati rinvenuti calcari microcristallini di colore verdastro.
Tale litologia costituisce prevalentemente i terreni affioranti nella porzione settentrionale dell'area
in studio e su di essa sorge gran parte del centro abitato. Affioramenti significativi si rinven-
gono lungo la dorsale morfologica carbonatica a monte del paese, nel tratto che va dalla zona Cimitero
alla zona Serbatoio, nonché in piccole cave attualmente abbandonate e lungo gli sbancamenti
realizzati a tergo delle aree adibite alla costruzione delle abitazioni provvisorie in legno. Locali
affioramenti sono inoltre presenti al centro del paese, all'interno di grotte e cavità sotterranee.
Purtroppo ai suddetti litotipi non è stato possibile associare un assetto strutturale e giaciturale in
quanto nella totalità degli affioramenti questi si presentavano interessati da una fratturazione intensa
e pervasiva (grado di fratturazione stimato $J_v = 50-100$). A causa degli stress tettonici, l'ammasso
roccioso assume localmente l'aspetto di un materiale pressoché incoerente (vedi ubicazione delle
fasce cataclastiche negli elaborati cartografici) (Foto 13-18).
- **Brecce e Conglomerati.** Si rinven-
gono in discordanza sui litotipi calcarei precedentemente descritti
e risultano generalmente costituiti da brecce eterometriche cementate in matrice calcarea local-
mente rosata e conglomerati grossolani (clasti da centimetrici a decimetrici) in matrice calcarea
biancastra. Le brecce si presentano generalmente stratificate in banchi di spessore 0,50-2,00 m,
talora amalgamati. In alcuni affioramenti, si rinven-
gono livelli meno cementati consistenti in ghiaie
molto addensate in matrice sabbioso-limoso avana.
All'interno delle brecce, nelle vicinanze del centro storico, sono stati rinvenuti sporadici intervalli di
spessore metrico di calcareniti e calcari marnosi avana sottilmente stratificati (spessore da 1,00-
30,00 cm) con all'interno laminazioni piano-parallele.
Gli spessori dell'intera unità litologica, di difficile valutazione solo sulla base dei rilievi effettuati,
possono assumere valori dell'ordine delle decine di metri.

Dal punto di vista morfologico i versanti impostati su tali litotipi risultano fortemente influenzati dal loro assetto strutturale e giaciturale, presentandosi con geometrie e profili abbastanza regolari (vedi sezioni geologiche allegate).

Al di sopra di tali depositi, sorge il centro storico di Civitaretenga, duramente colpito dagli ultimi eventi sismici dell'aprile 2009 (Foto 19 -23).

- **Detrito di versante.** È costituito prevalentemente da ghiaie sciolte a clasti eterometrici (dimensioni da centimetriche a decimetriche) da angolosi a sub-angolosi in matrice limoso-sabbiosa bruna. Tali depositi costituiscono una fascia di raccordo tra il versante ed il fondovalle; in particolare, all'estremità nord-occidentale dell'area rilevata sono in contatto con le brecce e conglomerati, mentre più ad oriente poggiano sui calcari e vanno a riempire la sella morfologica allineata in senso NW-SE, presente a nord est della dorsale Cimitero - Serbatoio. Gli spessori variano da 1,00 a maggiore di 5,00 m, in aumento verso il piede del versante (Foto 24).
- **Depositi alluvionali siltoso-ghiaiosi.** Limi sabbiosi bruni da sciolti a moderatamente addensati con abbondanti clasti dispersi da sub-angolosi a sub-arrotondati. Costituiscono sia il riempimento della valle allungata in senso NW-SE posta all'estremità orientale dell'area in studio (spessori massimi stimati >10,00 m) che il riempimento della vallecchia interposta tra le due dorsali morfologiche impostate sulle brecce e conglomerati (spessore massimo stimato 5,00-10,00 m), dalla quale ha origine la piccola conoide alluvionale posta più a valle (Foto 25).
- **Depositi alluvionali siltoso-sabbiosi.** Sono costituiti principalmente da limi sabbiosi bruni da sciolti a moderatamente addensati con clasti da sub-angolosi a sub-arrotondati dispersi nel materiale fine. Lo spessore massimo supposto è superiore ai 10,00 m. Si rinvencono lungo il fondovalle, nella porzione più occidentale dell'area in studio (Foto 26).
- **Detrito di versante con grossi blocchi.** Si tratta di ghiaie eterometriche da angolose a sub-angolose sciolte e grossi blocchi di dimensioni decimetriche e metriche localmente immersi in matrice limoso-sabbiosa bruna. Affioramenti di tali depositi si rinvencono nel settore meridionale dell'area analizzata ed al piede del versante orientale del rilievo morfologico su cui sorge il cimitero. Consistono in accumuli di materiale proveniente dai sovrastanti versanti costituiti dalle brecce e dai conglomerati. Gli spessori possono essere estremamente variabili e comunque superiori a 3,00 -5,00 m (Foto 27).
- **Coltri eluvio-colluviali a granulometria mista.** Ghiaie a clasti da sub-angolosi a sub-arrotondati in matrice limoso-sabbiosa da sciolte a moderatamente addensate di spessore massimo supposto pari a 3,00 - 5,00 m poggianti sia sui calcari che sulle brecce e conglomerati. Costituiscono coltri di alterazione più o meno mobilizzate dei sottostanti litotipi rocciosi. Corrispondono spesso ai campi coltivati e si rinvencono prevalentemente lungo il versante che dal centro del paese degrada al fondovalle occidentale dell'area in studio. Al fine di evitarne il dilavamento causato dalle acque superficiali, tali

coltri vengono spesso trattenute per mezzo di muretti a secco; non è escluso che localmente possano anche essere mobilizzati ed accumulati antropicamente (Foto 28-29).

- **Depositi antropici.** Riporti antropici di materiale sciolto di varia natura, in buona parte costituito dagli stessi litotipi presenti nell'area in studio e di spessore variabile (>3,00-5,00m).

12.2.2.4 Geomorfologia

L'abitato di Civitaretenga sorge lungo le pendici della dorsale carbonatica rappresentata dalle cime di Monte Castellone e Monte Morrone.

Le energie del rilievo dell'area rilevata variano da circa 850 m s.l.m. in corrispondenza della zona del Serbatoio a circa 700 m s.l.m. nella piana alla base del versante denominato Muraldi.

L'orografia del territorio è contraddistinta, nel settore meridionale, dalla presenza di due dorsali collinari allungate in senso NW-SE, separate da una valle stretta che alimenta una piccola conoide alluvionale.

La zona centrale dell'area in studio, dove sorge il centro abitato, e le porzioni apicali dei due promontori sopra descritti presentano classi di pendenza inferiori ai 15°, mentre il restante territorio presenta classi di pendenza superiori (Fig.12.11 Carta dell'acclività).

Una zona particolarmente acclive interessata da fenomeni di crollo attivi (Foto 30) è quella del versante che borda ad ovest il centro storico del paese il cui tratto sommitale risulta caratterizzato dalla presenza di scarpate morfologiche di altezza complessiva superiore ai 20 m (vedi carte nel DvD allegato).

Ulteriori aree soggette o potenzialmente soggette a fenomeni di crolli, specie in caso di eventi sismici, il cui stato di attività può essere definito quiescente, sono quelle cartografate alla base del versante sopra citato e quelle poste ad est del rilievo su cui sorge il cimitero di Civitaretenga. Anche in questa zona sono state cartografate scarpate significative ai fini della microzonazione sismica (di altezza complessiva pari a 10- 20 m e superiori a 20 m).

Subito a ridosso delle case ad est della S.S. 17 (al km 66 circa) sono state individuate due aree minori suscettibili di instabilità di versante per crolli attive. Si tratta di pareti rocciose sub-verticali impostate sulle bancate di breccie e conglomerati lungo le quali si riescono ad individuare blocchi metrici in precarie condizioni di equilibrio (Foto 31-32).

Per quanto riguarda le forme ed i processi dovuti all'azione delle acque correnti vanno segnalate forme di dilavamento concentrato (Fig. 12.9 - Carte del P.A.I.) impostate sulle breccie e conglomerati e ben evidenti lungo il versante Muraldi, lungo il tratto medio basale del versante ad ovest del centro storico e lungo la dorsale Cimitero - Serbatoio.

Inoltre nell'area sono presenti numerose grotte o cavità ipogee delle quali quelle accertate sono state tutte cartografate (vedi carte nel DvD allegato). L'origine di queste grotte sembra essere naturale e probabilmente legata a fenomeni di carsismo, considerata la natura calcarea delle rocce affioranti, successivamente sono state ampliate antropicamente fino a realizzare vere e proprie stanze adibite a cantine o stalle.

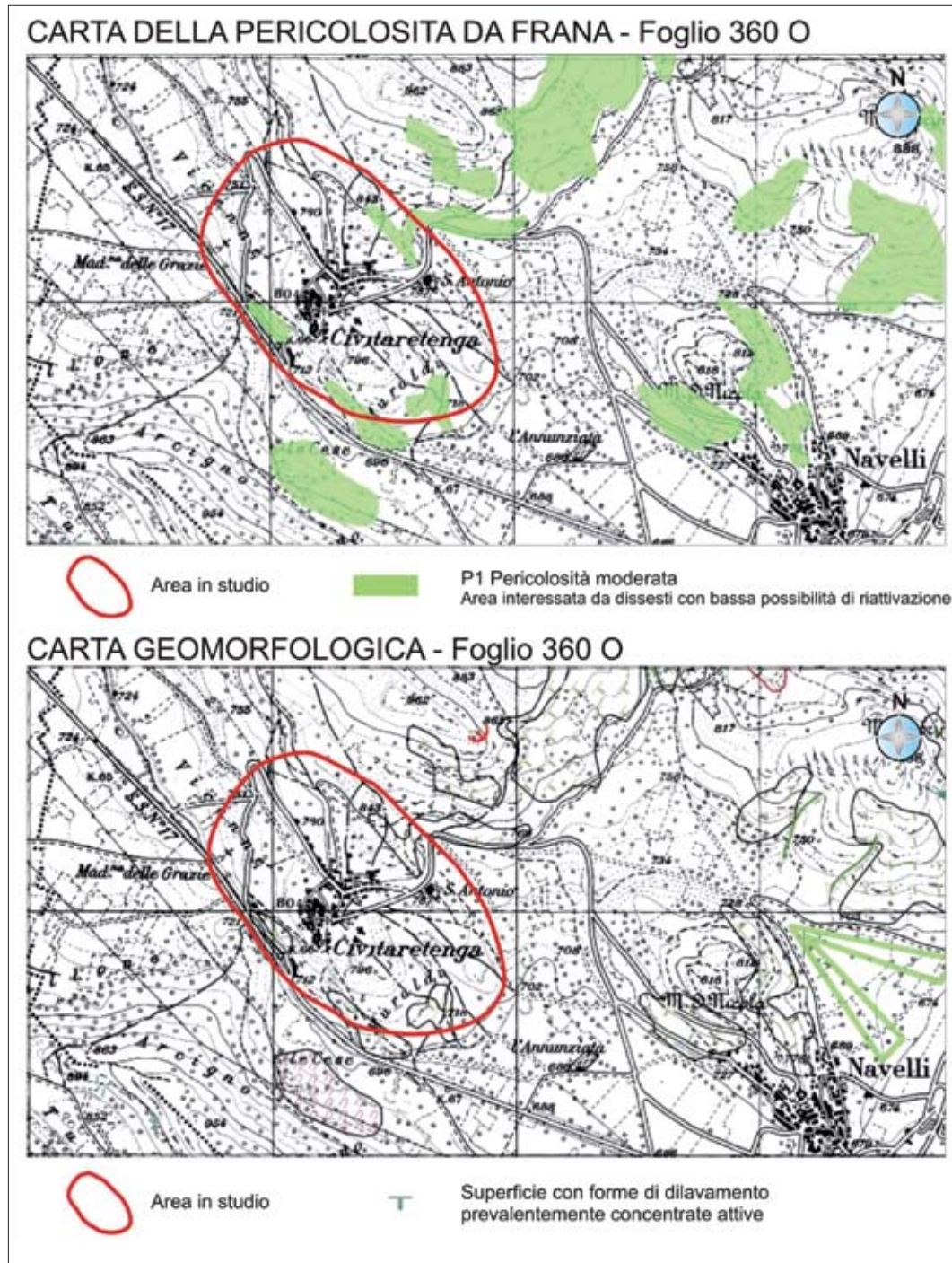


Fig. 12.9 → Stralcio della Carta del P.A.I. Fenomeni gravitativi e processi erosivi, scala 1:25.000.

12.2.2.5 Tettonica

Il rilevamento di campagna ha evidenziato la presenza nell'area in studio di un sistema di faglie a direzione appenninica, sub-parallele tra loro ed al sistema delle faglie bordiere (allineamento Barisciano - S. Pio delle Camere - Navelli). In particolare si individuano tre lineamenti tettonici meritevoli di osservazione in questo lavoro in quanto dislocano visibilmente le breccie ed i conglomerati di età

quaternaria (vedi cartografia nel DvD allegato). La presenza dei suddetti elementi è stata accertata solo in limitati punti, ciononostante ne sono stati ipotizzati i prolungamenti in base a considerazioni di tipo stratigrafico e morfologico.

Osservando la Carta geolitologica, da Ovest verso Est, il primo lineamento tettonico che si incontra si localizza lungo il versante che dal paese scende verso il fondovalle, a circa 200 m dalla chiesa della Madonna delle Grazie. Il piano di faglia seguibile sul terreno per una lunghezza di almeno 150 m presenta un'immersione a SW di circa 80° e disloca con cinematisma normale le brecce ed i conglomerati, mettendoli a contatto con i sottostanti calcari mesozoici affioranti localmente nel blocco di letto (Foto 33).

Gli altri due piani di faglia osservati nel corso del rilevamento ricadono nel settore meridionale dell'area analizzata, più precisamente il primo in prossimità della vallecola che separa la dorsale Muraldi-Centro storico da quella Cimitero-Serbatoio (Foto 34), mentre il secondo è seguibile lungo la cresta della dorsale orientale (Foto 35). Entrambi i piani si presentano sub-verticali e sono facilmente individuabili sul terreno in quanto generano due gradini morfologici di circa 2 m d'altezza, seguibili per oltre 100 m.

12.2.2.6. Indagini geofisiche

Nell'ambito del presente studio sono state programmate ed eseguite n. 3 misure di microtremori con strumento Tromino, ubicate come riportato nella Carta delle indagini nel DvD allegato.

Delle tre misure realizzate denominate T1, T2 e T3 i cui grafici ed elaborati vengono allegati (Allegato 3) soltanto l'indagine T1 è andata a buon fine. Tale misura è stata realizzata sui calcari fratturati ed ha evidenziato un picco a 2,5 Hz nel grafico dei rapporti spettrali tra la componente verticale e quella orizzontale del segnale registrato (HVSr – *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*). Tale risultato, suggerisce la presenza nel sottosuolo, ad una profondità di diverse decine di metri, di un forte contrasto di impedenza tra due materiali caratterizzati da differenti caratteristiche geomeccaniche, ovvero la probabile presenza di un basamento sismico solo a quelle profondità. Purtroppo le misure T2 e T3 non hanno dato risultati interpretabili con attendibilità per cui non hanno fornito spunti per considerazioni circa gli spessori delle brecce e conglomerati e quindi dei rapporti di queste con i calcari.

12.2.2.7 Sezioni geolitologiche

In questo paragrafo verranno descritte tre sezioni geologiche (Allegato 2 nel DvD) rappresentative dell'area rilevata che, in relazione alle caratteristiche geologiche e strutturali, alla morfologia, ai rapporti tra depositi di copertura e substrato, forniscono il maggior numero di informazioni utili ad avere un quadro conoscitivo sull'andamento in profondità delle unità litologiche riconosciute sul terreno, nonché fornire input sulla pericolosità sismica locale.

Sezione 1

È la più settentrionale delle sezioni e si estende in direzione SW-NE dal fondovalle su cui scorre la S.S. 17 sino alla zona Serbatoio. Dal punto di vista morfologico il versante occidentale è caratterizzato da blande pendenze (10°-15°) e solo localmente >15° e risulta privo di significative scarpate morfologiche.

Superata la zona di cresta della dorsale Cimitero-Serbatoio il versante orientale, seppur regolare, si presenta con pendenze $>20^\circ$.

I rilievi di superficie hanno consentito di vincolare con buona precisione sia i contatti tra i due depositi litoidi, rappresentati dai calcari e dalle brecce e conglomerati, che quelli con i terreni di copertura. Come osservabile dalla sezione, i litotipi calcarei risultano sub-affioranti in tutto il settore centro-orientale, mentre il tratto basale del versante occidentale è impostato sui depositi di brecce e conglomerati, i quali risultano localmente sovrastati da lembi sparsi di terreni di copertura di ridotto spessore. Verso la base del versante il contatto tra le due formazioni litoidi risulta di tipo tettonico, per mezzo di una faglia diretta ad alto angolo immergente a sud-ovest, la cui presenza lascia supporre spessori limitati di brecce e conglomerati almeno nel blocco di letto. Nonostante sia stata tentata una stima dell'andamento in profondità dei contatti tettonici, delle unità litologiche e dei relativi spessori, va ricordato che si tratta di dati provenienti dal solo rilevamento geologico di superficie.

Sezione 2

La sezione centrale, parallela alla precedente, si estende dal fondovalle della S.S.17 sino alla dorsale Cimitero-Serbatoio passando per il centro abitato di Civitaretenga. È la sezione in cui si evidenziano meglio le caratteristiche morfologiche presenti nell'area, qui caratterizzate da un versante orientale con pendenze $>20^\circ$ e da uno occidentale molto acclive (pendenze anche maggiori di 30°), alla sommità del quale sono presenti scarpate di altezza complessiva superiore a 20 m; tra i due si interpone un'ampia sella morfologica contraddistinta da blande pendenze.

Anche in questa sezione, avendo a disposizione un buon controllo sul terreno per quanto riguarda i contatti litologici tra i due depositi litoidi e i sovrastanti terreni di copertura, è stata tentata un'estrapolazione in profondità dei limiti superficiali. In particolare, considerato che le brecce e conglomerati affiorano lungo tutto il versante occidentale, è verosimile stimare per tali depositi uno spessore di qualche decina di metri pur rimanendo in dubbio sulla geometria del contatto con i calcari sottostanti. Per quanto riguarda le coperture eluvio-colluviali presenti subito ad est del centro storico si possono stimare spessori massimi di circa 5 m.

Sezione 3

La sezione meridionale, sempre allineata in senso SW-NE, intercetta le due dorsali morfologiche (Muraldi-Centro Storico e Cimitero-Serbatoio) mettendo meglio in risalto la morfologia morbida che caratterizza tale porzione di territorio. In questo settore le pendenze raggiungono solo raramente valori superiori ai 20° e precisamente lungo il versante che da i Muraldi degrada verso il fondovalle e in quello orientale del Cimitero. In quest'ultimo settore, caratterizzato da scarpate di altezza complessiva superiore a 10 m è possibile osservare l'appoggio in discordanza dei corpi di brecce e conglomerati al di sopra dei litotipi calcarei. In sezione tale contatto è stato estrapolato blandamente pendente verso sud-ovest cercando di renderlo sub-affiorante in corrispondenza della vallecchia mediana, dove poco più a nord (vedi Carta geolitologica nel DvD allegato) si rinvenivano nuovamente i calcari. In quest'area, in base a considerazioni di carattere stratigrafico e morfologico, al di sotto dei depositi alluvionali dovrebbe passare la prosecuzione del piano di faglia affiorante più a sud.

Per quanto riguarda gli spessori delle brecce e conglomerati, l'andamento in profondità e la geometria del contatto con i sottostanti calcari, specie nel tratto occidentale della sezione (dorsale Muraldi-Centro Storico) valgono le stesse considerazioni espresse nelle sezioni precedentemente descritte.

12.2.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

In questo capitolo viene discussa la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1), rappresentante la sintesi di tutte le informazioni geologiche, geomorfologiche e tettoniche acquisite nel presente studio.

In essa viene proposta una microzonazione per aree omogenee dal punto di vista del comportamento sismico in funzione dei vari elementi emersi, considerati anche dal punto di vista soggettivo, e applicando quanto descritto negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008). Nonostante la presenza di terreni litoidi (calcari mesozoici e brecce e conglomerati quaternari) è stata esclusa la presenza di un substrato sismico nell'area per i seguenti motivi:

- i calcari in tutti gli affioramenti sul terreno sono stati rinvenuti intensamente fratturati e probabilmente dotati di caratteristiche meccaniche inferiori a quelle di un substrato sismico, verosimilmente intercettato dalle misure di microtremori a profondità di diverse decine di metri (Allegato 3 nel DvD);
- le brecce e conglomerati sono stati rinvenuti talora non cementati e consistenti in ghiaie addensate in matrice sabbiosa. Per tali depositi gli spessori sono soltanto stimabili dal rilevamento e dalla realizzazione di sezioni geologiche e potrebbero risultare di limitata entità sui calcari fratturati. Purtroppo, anche le misure di microtremori realizzate su questi depositi non hanno prodotto risultati attendibili.

In definitiva sono state individuate dodici zone stabili suscettibili di amplificazione che vengono ben descritte nella legenda della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica che si riporta integralmente in [figura 12.10](#).

Come si evince dalla legenda i litotipi calcarei sono stati distinti in due zone (Zona 1 – 2) in base alle differenti condizioni di pendenza topografica; in particolare rientrano nella Zona1 tutti i siti impostati sui calcari ed aventi una morfologia pianeggiante o poco inclinata (pendenze <15°) mentre nella Zona 2 sono stati inseriti i siti con versanti acclivi e comunque con pendenze >15°.

Le stesse considerazioni valgono per i siti impostati sulle brecce e conglomerati delle Zone 3 e 4 ([Fig. 12.11](#)).

Per quanto riguarda i terreni di copertura (dalla Zona 5 alla Zona 10), la suddivisione in zone omogenee è stata effettuata tenendo conto delle loro caratteristiche geologico-tecniche, degli spessori stimati, nonché dell'unità litoide sottostante, lì dove deducibile dai rilievi di superficie.

Nella carta sono state inoltre individuate sei zone suscettibili di instabilità per crolli (FR). In particolare la zona FR1 che si localizza lungo il versante ad ovest del centro storico del paese è caratterizzata da fenomeni di instabilità attivi come dimostrano i crolli avvenuti nell'ultimo evento sismico del 6 aprile 2009 ([Foto 30](#)).

Inoltre subito a ridosso delle case ad est della S.S. statale 17 (al km 66 circa) sono state cartografate due aree minori suscettibili di instabilità di versante attive (FR2) (FR3) per crolli. Si tratta di pareti rocciose con blocchi in

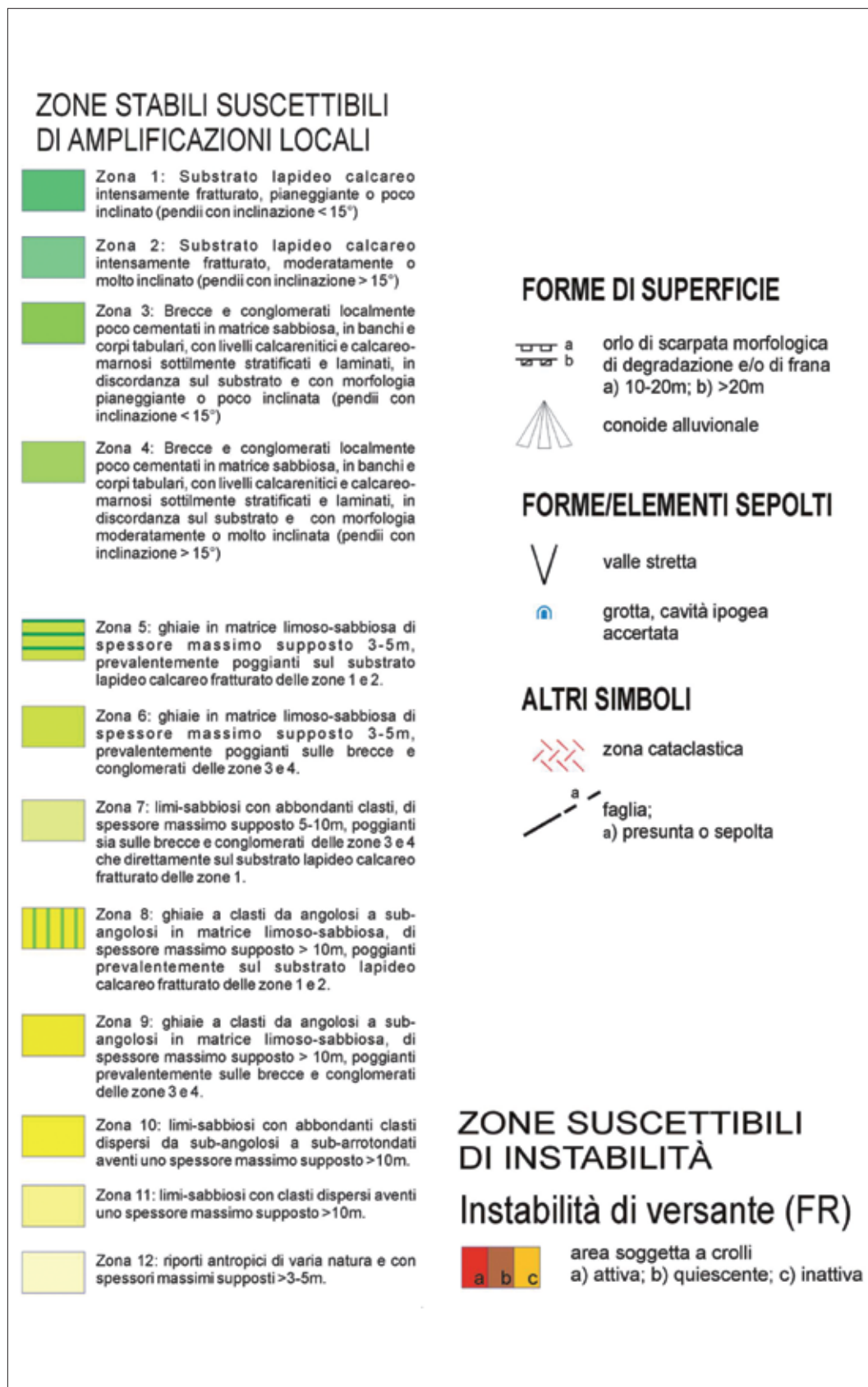


Fig. 12.10 → Legenda della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1).

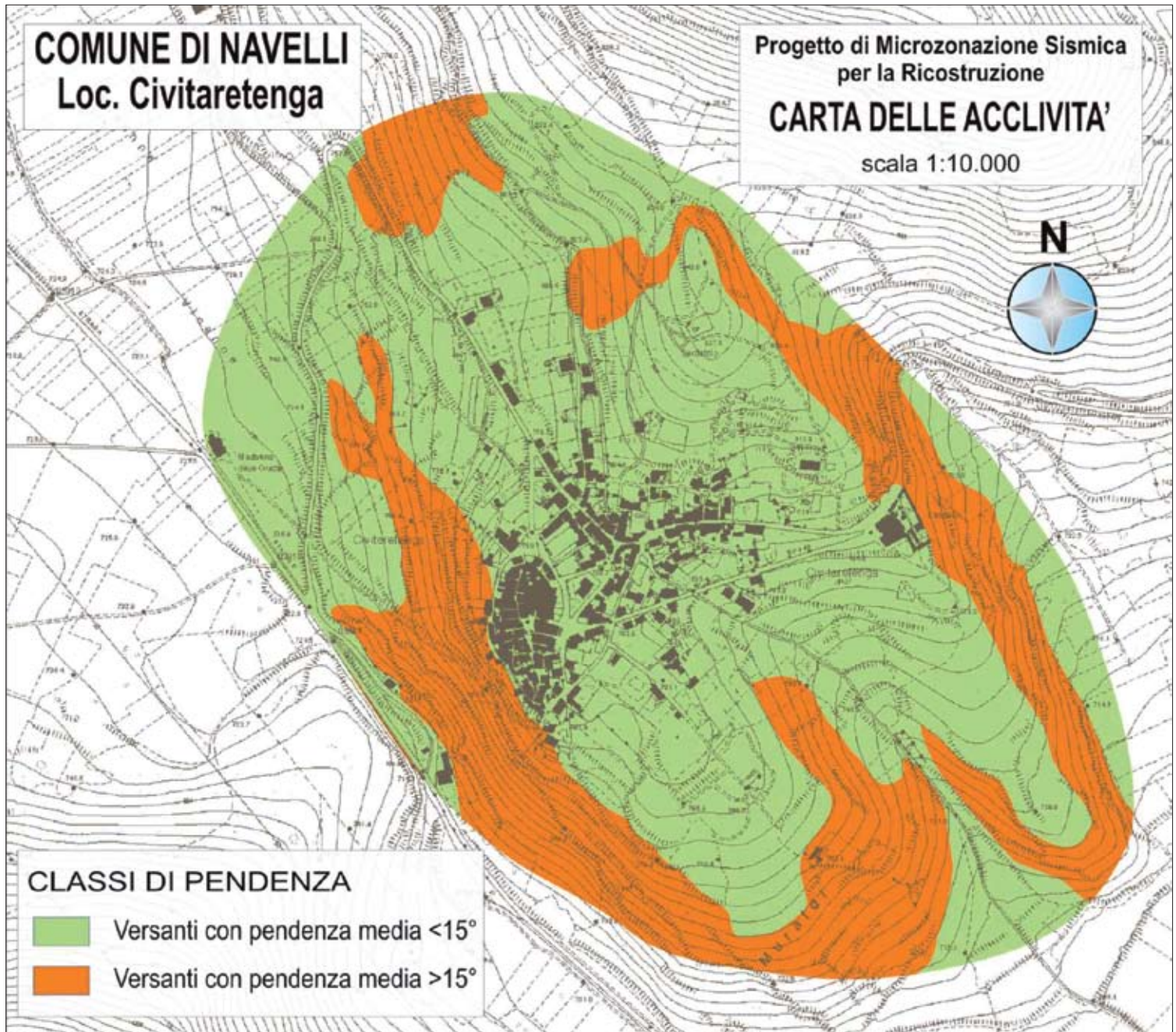


Fig. 12.11 → Carta delle acclività, scala 1:10.000.

precarie condizioni di equilibrio (Foto 31-32). Forme importanti ai fini dell'amplificazione topografica cartografate e descritte in legenda consistono nella conoide alluvionale e nelle scarpate morfologiche di degradazione e/o di frana di altezza dai 10-20 m e > 20 m. Questi ultimi elementi durante gli eventi sismici dell'aprile 2009 hanno sicuramente apportato un contributo in termini di amplificazione sismica nel centro storico del paese, considerato il fatto che i danni maggiori ai fabbricati sono concentrati proprio in questa zona. Le forme e gli elementi sepolti individuati sono rappresentati da una valle stretta e da grotte e cavità ipogee. Altre simbologie presenti sulla carta sono riferite alle tracce dei lineamenti tettonici individuati, caratterizzati da attività quaternaria, e dalle fasce cataclastiche rinvenute.

12.2.3.1 Considerazioni conclusive

La Carta delle Microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1) ha lo scopo di proporre una microzonazione per aree omogenee dal punto di vista del comportamento sismico del territorio in studio, evidenziando inoltre le forme e gli elementi di superficie e sepolti che contribuiscono a fenomeni di amplificazione in caso di eventi sismici.

Tale elaborato, frutto principalmente del rilevamento geologico e geomorfologico di campagna necessita, di integrazione dal punto di vista delle indagini di tipo geognostico e geofisico volte a definire le caratteristiche geotecniche, le velocità di propagazione delle onde sismiche, nonché gli spessori dei litotipi affioranti costituenti il sottosuolo dell'area.

Studi di maggiore dettaglio consistenti essenzialmente in rilievi geologico-strutturali, richiedono le zone suscettibili di instabilità di versante per crolli; in particolare le due aree minori subito a ridosso delle case ad est della S.S. 17 (al km 66 circa), in cui sono presenti pareti rocciose con blocchi in condizioni di precaria stabilità per i quali è consigliabile il disgreggio o, comunque, la messa in sicurezza, in quanto prossimi ad edifici abitati.

Particolare attenzione meritano tutte le strutture (edifici, strade....) ubicate in corrispondenza di grotte e cavità, le quali potrebbero essere soggette a fenomeni di crolli, compromettendo la sicurezza delle strutture stesse, a seguito di eventi sismici di maggior intensità rispetto a quelli dell'aprile 2009 o nel caso di terremoti con epicentro prossimo all'area in studio.

Meritevoli di segnalazione risultano infatti due grotte rinvenute in un campo coltivato nel centro del paese. La venuta a giorno di tali cavità, di estensione areale difficilmente valutabile, è legata al crollo del terreno agrario sovrastante verificatosi secondo i proprietari del terreno a seguito del terremoto del 06.04.2009.

Per quanto riguarda i lineamenti tettonici rinvenuti nell'area (vedi cartografia) che presentano un'attività quaternaria, al momento non vi sono indizi per catalogare tali elementi tettonici come faglie attive e tanto meno capaci, così come descritto nel volume Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008); pertanto si rimandano questi aspetti a studi di maggior dettaglio specifici per tali problematiche.

Fig. 12.12 → Punti di vista fotografici.

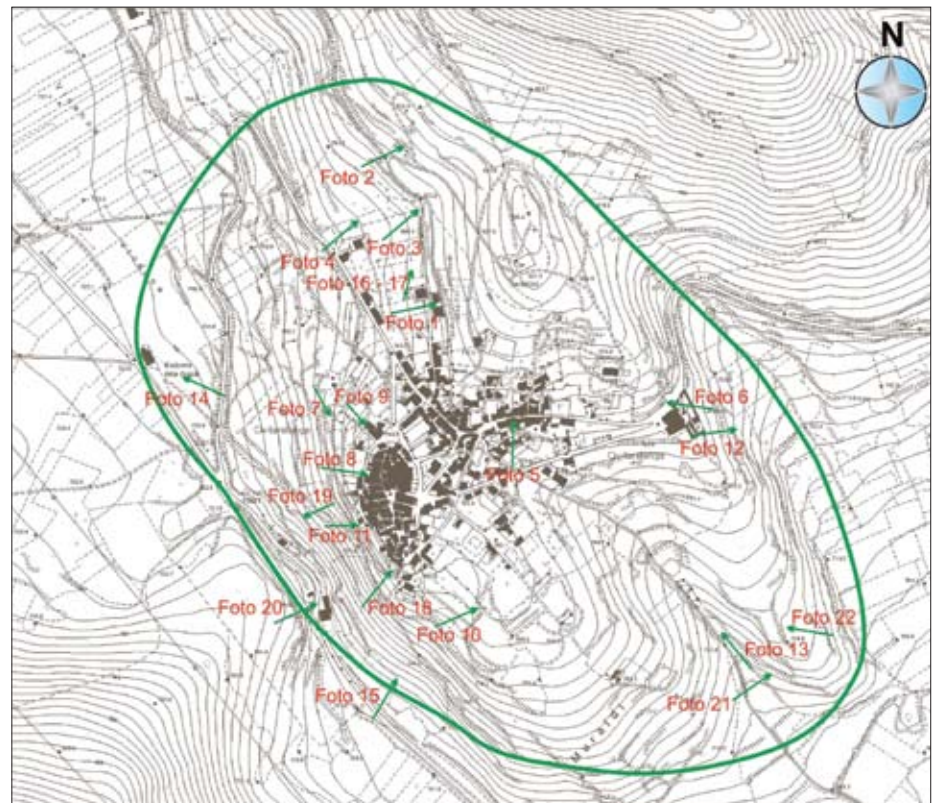




Foto 13 → Affioramento di calcari estremamente fratturati nei pressi del centro abitato. L'elevata fratturazione non consente l'individuazione di una stratificazione certa nell'ammasso roccioso.



Foto 14 → Fascia cataclisitica nei calcari affioranti in una piccola cava dismessa.

Foto 15 → Cataclasi nei calcari affioranti lungo gli sbanchi per la realizzazione delle case in legno.



Foto 16 → Fascia cataclisitica nei calcari affioranti lungo la strada che conduce al cantiere delle case di legno.



Foto 17 → Grotta nei calcari rinvenuta al centro del paese.



Foto 18 → Fasce cataclitiche nei calcari in prossimità del cimitero.

Foto 19 → Bancate di breccie e conglomerati, stratificate con spessori di 0,10 – 0,50 m e con giacitura 220/20°. Affiorano a NW del centro storico.



Foto 20 → Particolare delle breccie all'interno di una grotta nel versante occidentale del centro storico.

→ 21



Foto 21 → Conglomerato in matrice carbonatica all'interno di una grotta adibita a cantina nei pressi del centro storico.

Foto 22 → Calcareniti e calcari marnosi sottilmente stratificati (da 1 a 30 cm) all'interno del litotipo definito Breccie e conglomerati. L'affioramento si rinviene a SE del centro storico.

Foto 23 → Breccie e conglomerati affioranti lungo la scarpata a Ovest del centro storico.

Foto 24 → Detrito di versante affiorante ad Est del crinale del cimitero.



→ 22



→ 23



→ 24

→ 25



Foto 25 → Depositi alluvionali consistenti in limi sabbiosi bruni da sciolti a moderatamente addensati con clasti eterometrici (anche decimetrici) da sub angolosi a sub arrotondati nei campi coltivati poco a monte della conoide alluvionale.

Foto 26 → Depositi alluvionali di fondovalle, prevalentemente limi sabbiosi sciolti con sporadici clasti centimetrici da sub angolosi a sub arrotondati affioranti nei campi vicini alla Madonna delle Grazie.



→ 26



→ 27

Foto 27 → Coltre detritica alla base del versante ad Est della SS 17, ghiaiosa sciolta, etero metrica con clasti da centimetrici a decimetrici in abbondante matrice limoso-sabbiosa marrone con blocchi nell'ordine del metro.



→ 28

Foto 28 → Coltri eluvio-colluviali affioranti lungo gli sbanchi per la realizzazione delle case in legno.



→ 29

Foto 29 → Particolare delle coltri eluvio-colluviali.



→ 30

Foto 30 → Fenomeni di crollo di blocchi di breccie e conglomerati avvenuti durante il terremoto del 6.4.2009. Si rinvennero lungo le scarpate che bordano il limite occidentale del centro storico.

Foto 31 e 32 → Pareti rocciose nelle Breccie e conglomerati in cui si individuano blocchi in precarie condizioni di stabilità.



→ 31



→ 32

Foto 33 → Specchi di faglia diretta (235/80°) che mette a contatto i calcari con le Breccie conglomerati.

Foto 34 → Piano di faglia sub verticale nelle Breccie e conglomerati.

Foto 35 → Piano di faglia sub verticale nelle Breccie e conglomerati affiorante lungo il crinale della dorsale morfologica del cimitero.



12.3 PRATA D'ANSIDONIA, S. NICANDRO, TUSSIO

12.3.1 Introduzione

12.3.1.1 Scopo del lavoro

Lo studio è stato eseguito allo scopo di definire nel territorio comunale di Prata d'Ansidonia (AQ), microzone omogenee in prospettiva sismica, con riferimento al volume "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (Gruppo di Lavoro MS, 2008).

Dunque, sono state valutate le zone di substrato carbonatico, le zone con depositi quaternari, le aree di contatto tra i suddetti differenti contesti sedimentari ed ancora le morfologie del paesaggio, le quali possono assumere talvolta un ruolo importante nella risposta sismica locale (RSL).

In dettaglio, lo studio è articolato in tre parti fondamentali, focalizzate sulle località (in territorio comunale di Prata d'Ansidonia) nelle quali sono previste zone di espansione urbana, secondo quanto indicato dalle autorità competenti. Tali località sono: Prata D'Ansidonia, San Nicandro e Tussio.

A queste tre parti, fa da introduzione un inquadramento più generale, frutto di ricerca bibliografica, sulla situazione geologica nella quale si collocano le aree rilevate.

Infine, è stata portata a termine una campagna di indagini geofisiche, attraverso l'acquisizione di microtremori con strumento Tromino, per integrare i dati di superficie con dati di sottosuolo ([vedi Tavole e documentazione fotografica nel DvD allegato](#)).

12.3.1.2 Il quadro geologico generale

La zona oggetto del presente studio si imposta sul dominio tettono-sedimentario della Piattaforma Carbonatica Laziale-Abruzzese (Vezzani & Ghisetti, 1998; Cipollari *et al.*, 1999; Guide Geol. Regionali, Abruzzo, 2003). Le successioni, in questo settore della piattaforma laziale-abruzzese, circostante l'area di indagine, appartengono ad ambienti variabili tra la laguna interna ed il margine di piattaforma fino alla rampa (Calcareniti a Briozoi e Litotamni) e scarpata-bacino (Calcari Cristallini *Auct*) ed hanno visto il proprio sviluppo durante l'intervallo Lias superiore – Miocene medio-inferiore (D'Agostino *et al.*, 1994; Vezzani & Ghisetti, *ibidem*; Calamita *et al.*, 2004).

L'evoluzione geodinamica della catena appenninica centrale ha prodotto la messa in posto dell'edificio montuoso a pieghe e sovrascorrimenti, con stile pellicolare, durante il Neogene (Cipollari & Cosentino, 1995; Vezzani & Ghisetti, *ibidem*; Calamita *et al.*, 1999; Cipollari *et al.*, *ibidem*; Festa *et al.*, 2004). Successivamente, la distensione pleistocenica ha prodotto numerose depressioni strutturali intramontane, sviluppate in senso NO-SE (con andamento evidentemente appenninico), tra le quali la "Piana di Navelli - L'Aquila" (Vezzani & Ghisetti, *ibidem*; Cipollari & Cosentino, *ibidem*; D'Alessandro *et al.*, 2003) in cui ricade la zona di interesse. Qui, è presente dunque una più o meno spessa coltre di depositi pleistocenico - olocenici, derivanti da differenti processi deposizionali (lacustre, fluviale, di versante, di conoide, di tipo misto), la quale coltre si rinviene a contatto con le compagini carbonatiche.

In ultimo, si segnala che nella zona (vicino Tussio e verso San Demetrio ne' Vestini, oltre San Nicandro) si configura un possibile rischio da *sinkhole*, come mostrato in Ludovico D. (2006) ma tale problematica non sarebbe presente specificatamente al di sotto di alcuna zona per espansione. Tuttavia, a parere degli

scriventi, un possibile rischio in tal senso, o comunque legato a possibili sprofondamenti nel terreno specie in seguito allo scatenarsi di eventi sismici, potrebbe gravare in corrispondenza del centro di San Nicandro e nelle zone limitrofe.

12.3.2 La zona di espansione di Prata D'Ansidonia

Le prime aree investigate durante la campagna dei rilievi sul terreno insistono immediatamente a ridosso del centro abitato di Prata d'Ansidonia.

12.3.2.1 Ubicazione e stato dei luoghi

Le aree scelte per l'espansione residenziale sono portate all'attenzione in **figura 12.13**

Per quanto riguarda l'area qui siglata PdA_1, su di essa non si rinviene alcuna coltivazione di pregio, almeno non al momento dei rilievi. A corona del sito sono presenti alcuni frutteti e coltivazioni orticole, mentre la vegetazione naturaleggiante si ritrova soltanto ad una certa distanza. Alcune porzioni dell'area PdA_1 risultano coperte da essenze di prato. Tali considerazioni valgono parimente per l'area siglata PdA_2, mentre quella siglata PdA_3 si ritrova ad immediato contatto con una piccola macchia comprensiva di querce, arbusti, rovi ed altre essenze minori.

12.3.2.2 La geomorfologia

Le aree PdA_1 e PdA_2 sono contraddistinte da una morfologia pressoché pianeggiante, o comunque con pendenza poco percettibile, classica di depositi di origine continentale che colmano una depressione (in questo caso morfotettonica, dovuta alle principali faglie bordiere).

I processi agenti su tali siti sono certamente il normale dilavamento superficiale, con infiltrazione più o meno spinta, e la pedogenesi (frutto di concomitante azione da parte di acqua e processi chimici, nonché attività antropica volta alla coltivazione). Sono senza dubbio escludibili processi franosi sia in atto che quiescenti.

Circa l'area PdA_3, questa presenta una morfologia decisamente più acclive, se paragonata alle precedenti, ma in sostanza è costituita da un lieve pendio. Anche qui, non sono presenti segni di movimenti franosi, né quiescenti né attivi, e l'unico processo agente significativo può essere considerato il dilavamento superficiale. È doveroso tuttavia riferire di una piccola frattura superficiale sul terreno, larga al massimo un paio di centimetri e seguibile in superficie per circa un metro complessivo; potrebbe essere dovuta a fenomeni di trazione, verso la parte basse, della coltre alterativa in condizioni di imbibizione ed aumento di peso.

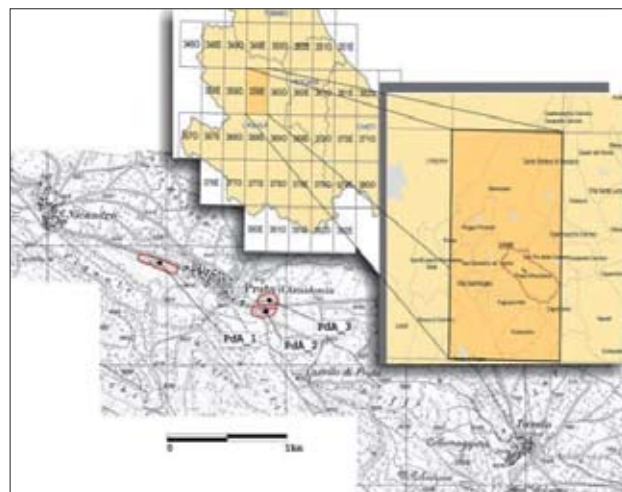


Fig. 12.13 → Aree di espansione residenziale di Prata d'Ansidonia.

12.3.2.3 Il contesto geologico di dettaglio

In base ai rilievi effettuati *in situ*, è risultato che strettamente nell'area PdA_1 sono presenti terreni di origine continentale, limoso-argillosi di colore bruno-scuro, talora marrone chiaro, con ciottolame calcareo arrotondato, poco appiattito, difficilmente attribuibili ad un dato ambiente per via della totale assenza di sbanchi, trincee o sondaggi pregressi che potessero far apprezzare un qualsiasi assetto deposizionale e permettere considerazioni di natura sedimentologica. Da informazioni provenienti da alcuni abitanti del luogo, si conosce la profondità della falda, in corrispondenza di PdA_1, la quale si attesterebbe, nei periodi dei rilevamenti, ad una profondità di circa 5 m dal piano campagna. Sempre in base ad informazioni dei locali, i materiali asportati per la perforazione dei pozzi sarebbero di granulometria fine (probabilmente limi) e sarebbero questi a costituire l'acquifero. Purtroppo, non si conosce l'esatta profondità dei pozzi e la quota dell'*acquicluda* impermeabile o comunque caratterizzato da un coefficiente di permeabilità sensibilmente minore rispetto a quello dei limi che ospitano la falda.

Secondo considerazioni a più ampia scala, si potrebbe ipotizzare un'origine fluvio-lacustre o fluvio-glaciale, potendo escludere un apporto detritico dal versante data la distanza della dorsale, per tali compagini terrose; resta ovvio che i depositi affioranti rappresentino comunque la facies alterata (eluvio) dell'eventuale alluvione originale.

La medesima situazione è stata rinvenuta nell'area PdA_2: presenza di limi piuttosto scuri nei quali si ritrovano ciottoli calcarei ben arrotondati. Anche qui si parla di facies eluviale.

Differentemente, nell'area siglata PdA_3 sono presenti dei limi molto più chiari, di colore a luoghi biancastro; anche qui è nettamente subordinata la frazione grossolana ciottolosa. Anche per questi depositi si potrebbe ipotizzare un'origine fluvio-lacustre ma in ogni caso di origine continentale.

Per quanto riguarda la situazione geologica nei dintorni di tali aree, si rimanda alla cartografia in allegato (vedi DvD). Si anticipa che sono state mappate le aree di substrato carbonatico (molto prossimo a PdA_1 in particolare) e che questo presenta aree di fagliazione, zone massive o più finemente stratificate e zone a più o meno elevata fratturazione.

12.3.2.4 Considerazioni conclusive

Al termine delle indagini, per la zona di espansione di Prata d'Ansidonia, si può concludere quanto segue:

- il substrato carbonatico risulta ad immediato contatto con l'area di espansione siglata PdA_1, sita su depositi continentali piuttosto fini;
- in particolare, tra PdA_1 ed il carbonatica si rinviene una stretta fascia di limi biancastri o comunque molto chiari, sottilmente stratificati, di origine forse lacustre;
- qui, il contatto tra limi e substrato è sostanzialmente da una zona di faglia, situazione che, oltre al contatto tra diverse litologie, rende ancora più significativa e potenzialmente pericolosa tale area in chiave di RSL;
- per quanto riguarda il sito PdA_2, esso non si rinviene nelle vicinanze di materiale con caratteri di rigidità molto diversi (substrato) e tuttavia è possibile che la zona di faglia di cui si è accennato sopra lo intercetti in sottosuolo;
- qui, si ha in superficie la presenza dei medesimi terreni che accolgono l'area PdA_1; purtroppo, in entrambi i casi non si ha modo di conoscere la profondità di ciò che può rappresentare il *bedrock* sismico;

- le due aree sono morfologicamente stabili;
- circa il sito di espansione PdA_3, si può affermare che esso possieda una morfologia non blanda come le precedenti ma comunque stabile, scevra da movimenti franosi di qualunque genere o stato di attività;
- si segnala la presenza di una frattura superficiale nel terreno, di modesta entità (ca 2 cm massimo di larghezza ed un metro totale di lunghezza), la quale non parrebbe avere rapporti con attività di faglie capaci o situazioni simili;
 - la natura dei terreni che accoglierebbero questo ultimo sito di espansione sembrerebbe anch'essa continentale, per via di limi chiari, con pochi ciottoli carbonatici, affioranti in un campo arato che affianca il sito;
 - in considerazione di quanto sopra esposto, non si esclude la possibilità di dover effettuare indagini più approfondite, che contemplino l'impiego di carotaggi e stese sismiche, soprattutto in corrispondenza di PdA_1.

12.3.3 La zona di espansione di San Nicandro.

La zona indicata come possibile area di espansione a San Nicandro comprende due aree visibili in Fig. 12.14. Anche queste due aree sono facilmente raggiungibili dalla viabilità principale.

12.3.3.1 Ubicazione e stato dei luoghi

Su entrambe le aree che costituiscono la zona di espansione di San Nicandro, SNC_1 ed SNC_2, insistono alcune porzioni di terreno coltivato ed alcune altre in cui si trova un incolto con erbe di prato ed alcuni arbusti. In una piccola porzione, più prossima alla strada principale che passa sotto Prata d'Ansidonia e collega i due paesi, sono presenti alcuni alberi di noce, pianta da frutto certamente tra le più comuni in tutto l'Aquilano.

12.3.3.2 La geomorfologia

Nel complesso, le aree sorgono su una morfologia a blanda pendenza, distinguibile dalle curve di livello molto spacciate, interrotta da alcune minute scarpatine di origine antropica o che comunque hanno subito una forte influenza da parte dell'uomo. Tale morfologia naturale è rintracciabile nella natura dei depositi, anche qui continentali, che ricoprono questa porzione di territorio. Si tratta di alternanze di materiali più o meno competenti che, anche nelle facies praticamente litificate e del tutto simili ad un *bedrock* sismico di origine marina, si prestano abbastanza favorevolmente all'azione degli agenti meteorici che tendono a smantellarli. Inoltre, se si considera che una certa quantità di questi terreni quaternari risulta sostanziata da limi sottili, sabbie fini e ghiaie poco addensate, la relazione con la morfologia è ancora più evidente. Inoltre, si sottolinea come le compagini più competenti siano a debole franapoggio rispetto al versante e quindi come anche l'aspetto strutturale abbia una certa rilevanza

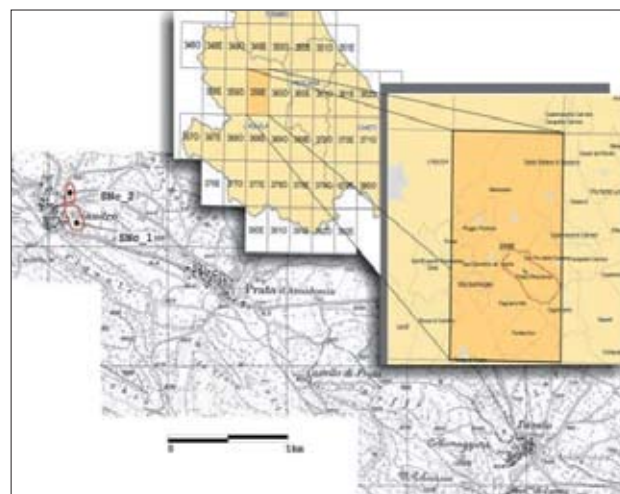


Fig. 12.14 → Aree di espansione residenziale di S. Nicandro.

nelle forme. Qui, nella zona di espansione, i processi maggiormente attivi sono il dilavamento diffuso superficiale (il quale potrebbe produrre un certo movimento delle coltri più molli ma comunque non apprezzato durante i rilievi), la disgregazione per azione degli agenti meteorici e nondimeno l'uomo, il quale con l'attività agricola (dissodamento, aratura e scolmamento) costituisce comunque un agente modellante che tende ad obliterare eventuali difformità nella continua dolcezza del pendio.

Al di fuori dell'area di espansione, comunque vicino ad essa, si rinvengono altri sbanchi più importanti, zone di erosione accentuata (che culminano nel fosso discendente verso la Valle dell'Aterno), scarpate per probabile degradazione dei materiali e zone a più acclive pendenza che ricordano il carbonatico alle alluvioni di fondovalle.

12.3.3.3 Il contesto geologico di dettaglio

Da un punto di vista più prettamente lito-stratigrafico, non è direttamente possibile stabilire in maniera precisa le tipologie di materiali al di sotto delle aree di espansione. Tuttavia, Grazie ad affioramenti nelle aree limitrofe e a considerazioni morfo-stratigrafiche, è possibile ipotizzare delle alluvioni più competenti al tetto (costituite talora da vere e proprie puddinghe) in discontinuità stratigrafica (tramite contatti erosivi con geometria canalizzata, lentiforme, ben visibili lungo la strada principale) su terreni meno grossolani, fino al limo, di probabile origine lacustre. Una cosa molto interessante va aggiunta in tal senso; grazie ad uno sbanco è ben affiorante un bancone, di poco meno di un metro, di questi limi molto chiari, sottilmente stratificati e si può osservare come questi non possiedano un assetto orizzontale. Se la natura dei depositi fosse quella ipotizzata, tale basculamento sarebbe molto significativo perché implicherebbe un movimento (e non sembrerebbe franoso) avvenuto dopo la loro deposizione. Sarebbe dunque possibile dare un vincolo temporale inferiore ad una attività di spostamento per quel settore della valle.

Ancora, grazie alla preziosissima collaborazione del proprietario di un antico fabbricato posto sulla sommità di San Nicandro, si è potuto constatare che il paese sorge al di sopra delle puddinghe e di compagini grossolane ben addensate (con intervallati episodi più sottili, sabbioso-siltosi) interessate tuttavia da relativamente grosse cavità, delle quali non si può conoscere con certezza l'origine, che potrebbero essere motivo di amplificazioni locali o comunque di aumento delle problematiche (con eventuali crolli e sprofondamenti) in concomitanza di eventi sismici.

12.3.3.4 Considerazioni conclusive

A seguito del rilevamento in campagna, volto a determinare un quadro geolitologico e morfologico coerente, e delle considerazioni fin qui riportate, si può concludere quanto segue:

- le aree di espansione di San Nicandro, SNC_1 ed SNC_2, si trovano al di sopra di un substrato quaternario, costituito probabilmente da facies grossolane in larga misura diagenizzate, delle quali purtroppo non si è potuta confermare puntualmente la presenza e nemmeno l'eventuale spessore al di sopra del substrato marino (carbonati stratificati di piattaforma-retromargine) o di facies sempre continentali ma molto differenti, fini e non diagenizzate;

- le puddinghe fanno anche da appoggio al centro abitato vero e proprio, e sono purtroppo interessate da cavità piuttosto interessanti, di dimensioni comunque non trascurabili, magari assimilabili o associabili ai *sinkholes* documentati nella zona;
- questa zona sembrerebbe sensibile in termini di RSL, data la presenza di substrato carbonatico a non troppa distanza (la dorsale di Prata d'Ansidonia) e lo stretto contatto di depositi quaternari tipo *bedrock* sismico (le puddinghe) e terreni più fini; si riterebbe dunque apprezzabile effettuare delle indagini *in situ*, volte sia alla determinazione delle profondità dei contatti tra le diverse compagini sia a verificare la presenza, anche al di sotto di SNc_1 ed SNc_2, delle cavità già osservate sotto San Nicandro.

12.3.4 La zona di espansione di Tussio.

La zona indicata come possibile area di espansione a Tussio ha una forma piuttosto allungata, in senso NE-SW, ed affianca subito ad oriente tutto il centro abitato.

12.3.4.1 Ubicazione e stato dei luoghi

L'area scelta per l'espansione residenziale è evidenziata in [figura 12.15](#)

Per quanto riguarda l'area qui siglata Tso, questa comprende varie tipologie di utilizzo del suolo: sono presenti campi coltivati, zone di incolto, zone con rimesse agricole, insediamenti ad uso abitativo; sono inoltre presenti aree di riporto antropico (talora con scarpate piuttosto alte), zone di sbanco ed è stato inoltre approntato un piccolo piazzale in misto di cava, compattato, sul quale sono presenti alcuni container della Protezione Civile.

Ancora, su appezzamenti privati insistono essenze di prato ed alcune macchie comprensive di aghifoglie e latifoglie (querce, aceri, noci ed altro).

12.3.4.2. La geomorfologia

Nel complesso, per la ampia zona siglata Tso, si può parlare di una morfologia piuttosto blanda, poco pendente, degradante verso valle, con il culmine verso la zona del cimitero di Tussio, più a monte, tra le dorsali, orientate NW-SE, di Monte Buscito e Collemaggiore. Riportando alcuni numeri, la quota inferiore è a circa 800m s.l.m. mentre quella superiore è a circa 870m s.l.m., per una distanza in pianta di circa 700m. Dunque, si ha una pendenza media di circa 6°.

Al di sopra di questa forma, si impostano alcuni elementi di rottura, di discontinuità nel paesaggio, rappresentati da scarpate, più o meno alte e ripide, di origine antropica. Circa la loro natura, si fa riferimento, oltre a ciò che si può vedere sul terreno, ad informazioni fornite dai locali; in particolare, la scarpata più alta presente (prossima alla dicitura "Metano" sulla CTR, scala 1:5.000), con un dislivello massimo non molto inferiore ai 10m, è stato riferito essere dovuta ad un materiale di riporto.

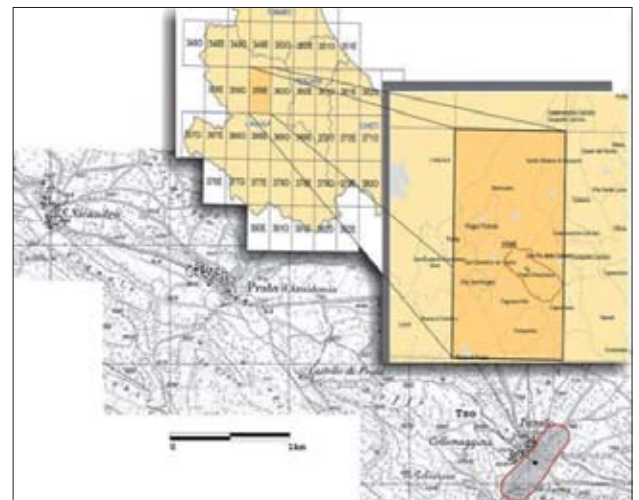


Fig. 12.15 → Aree di espansione residenziale di Tussio.

Circa i processi agenti su Tso, principalmente si può parlare di dilavamento diffuso superficiale, di attività antropica che modella le forme originarie e non si può escludere, anche se non sono state rinvenute o comunque apprezzate al momento dei rilievi, che vi siano aree di deformazioni superficiali lente, specie nelle porzioni a granulometria più fine (limi ed argille).

A più ampio raggio, si può osservare il pattume della zona più depressa della valle, è ben visibile una fascia con pendenza di raccordo tra il brusco stacco morfologico delle dorsali ed il fondovalle, sono presenti alcune superfici di degradazione, probabilmente dovute a diverse competenze nei materiali che le ospitano, ed infine si apprezzano le importanti incisioni nei versanti per l'approntamento della strada asfaltata principale che borda il paese e che porta, più a monte, verso il cimitero.

12.3.4.3 Il contesto geologico di dettaglio

In riferimento all'area siglata Tso, si potrebbe ipotizzare in sottosuolo la presenza di materiali dovuti all'azione di una antica conoide di deiezione, con lobi man mano più distali costituiti da facies più fini (soggette più all'azione delle acque di dilavamento superficiale), meglio cernite, e depositi decisamente più grossolani, in compagini più caotiche ed eterometriche (come quella ben visibile poco prima di arrivare alla piana del cimitero), dalla matrice fine ai blocchi metrici, organizzati in strati potenti, talora in *unconformity* reciproca, verso la zona apicale (prossimale). Circa il grado di addensamento delle facies granulari, se ne potrebbe ipotizzare un livello apprezzabile (comunque non si può parlare di materiali sciolti); per i sedimenti fini (argille, limi e sabbie), di colore più scuro anche per via della pedogenesi, che si rinvengono dalla zona mediana fino alle propaggini più basse verso valle, non si azzarda il grado di consistenza, per la valutazione qualitativa del quale sarebbe comunque necessario avere a disposizione un taglio fresco.

Nella sua porzione più elevata, la zona Tso è molto prossima al substrato (si ha anche qui, dunque, la vicinanza di due settori con ampie differenze in termini di impedenza sismica). Inoltre, in base alle osservazioni in campagna, le aree di carbonatico nei dintorni del paese sono affette da fasce tettonizzate.

Inoltre, si riferisce il ritrovamento di depositi brecciosi di versante, a luoghi ben diagenizzati, nel settore occidentale della carta. Mentre nel settore orientale, alle pendici di Monte Buscito, purtroppo non si è potuto rinvenire un affioramento chiaro di tali depositi e si preferisce mappare una coltre di detrito, in matrice più o meno abbondante, senza dare pareri non riscontrabili sul grado di diagenesi o quant'altro.

Ancora, si ipotizza la presenza di terre residuali come riempimento del pavimento della vallecchia della zona del cimitero di Tussio (subito sopra la zona Tso).

In ultimo, relativamente alla situazione idrogeologica, tramite alcuni pozzi siti a varie altezze topografiche lungo i campi in sinistra e destra della strada principale che porta al cimitero, si è potuto osservare che la falda, almeno nei periodi di rilevamento, si attesta a pochi metri dal piano campagna. Potrebbe essere confinata all'interno di episodi più grossolani della paleo-conoide e trovare come limite inferiore le granulometrie più minute, le argille e limi, intercalate alle maggiori. In via collaterale si informa che nella zona di fondovalle, in località Settefonti, affiora spontaneamente la falda più bassa, alla quota di circa 768m s.l.m.

12.3.4.4 Considerazioni conclusive

A seguito dei rilievi nei dintorni di Tussio, si può riferire quanto segue:

- la porzione di Tso maggiormente vicina al substrato carbonatico è quella più a monte, verso la zona del cimitero di Tussio;
- le compagini litoidi, nei dintorni del paese, si mostrano interessate da fagliazione antica, la quale produsse l'attuale assetto morfo-tettonico dell'area;
- la zona di espansione di Tussio è impostata al di sopra di terreni quaternari, di granulometria variabile tra il limo-argilla ed i blocchi litoidi metrici; si potrebbe parlare, dati alcuni affioramenti a monte ed analizzando la morfologia generale, di una conoide di deiezione ormai relitta, i cui lembi si sviluppavano dalla zona di ablazione tra le dorsali di Monte Buscito e Collemaggiore verso il fondovalle;
- l'abitato di Tussio stesso sorge su un lembo di conoide relitta; tale considerazione è stata resa possibile da una cavità che si addentra per pochi metri nel versante, al di sotto del paese, lungo la strada principale che dopo alcune curve la collega, con un lungo rettilineo, alla Statale 17;
- sono presenti numerose modificazioni alla morfologia originaria, frutto di operazioni dell'uomo, che si esplicano in maniera piuttosto palese tramite scarpate di sbanco o riempimento talvolta di diversi metri e subverticali;
- è presente una falda superficiale, lungo il tratto mediano della presunta paleo-conoide, la cui presenza è osservabile tramite alcuni pozzi da irrigazione;
- oltre al substrato, ci sono anche depositi quaternari che presentano competenza litoide: sono le breccie stratificate di versante, rinvenute in maniera certa nella porzione bassa di Collemaggiore;
- in considerazione di quanto sopra esposto, si ritiene necessario effettuare indagini in situ nella zona di Tso (carotaggi e sismica) per verificare i parametri geotecnici del terreno, le classi di Vs30 e nondimeno per comprendere i rapporti tra eventuali riporti antropici e substrato quaternario del conoide.

Bibliografia

- Bosi C. & Bertini T. (1970) – Carta geologica della media valle del F. Aterno. Scala 1:25.000. Mem. S.G.I., 9. (Settore B1).
- Bosi C. & Bertini T. (1970) – Geologia della media valle dell’Aterno. Mem. S.G.I., 9. (1970) 719-777.
- Bosi C. (1975) - Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell’Appennino centrale. Boll. Soc. Geol. It., 94: 827-859.
- Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. & Pizzi A. (1999) - Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quadernaria dell’Appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica. Boll. Soc. Geol. It., 118, 125-139, 6 ff.
- Calamita F., Esesteme P., Paltrinieri W., Satolli S., Scisciani V. & Viandante M.G. (2004) – Assetto geologico-strutturale e stile tettonico della catena centro appenninica. Corso di Dottorato in “Geologia ed evoluzione della litosfera”, Università degli Studi G. D’Annunzio – Chieti.
- Castiglioni G. B. (1995) - Geomorfologia. UTET, Seconda edizione.
- Cipollari P., Cosentino D. (1995) – Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution. *Tectonophysics* 252, 375-389.
- Cipollari P., Cosentino D., Esu D., Girotti O., Gliozzi E., Praturlon A. (1999) - Thrust-top lacustrine-lagoonal basin development in accretionary wedges: late Messinian (Lago-Mare) episode in the central Apennines (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 149–166.
- D’Agostino N., Funicello R., Speranza F. & Tozzi M. (1994) – Caratteri della tettonica distensiva nell’Appennino Centrale: Area di Santo Stefano di Sessanio - Calascio. Boll. Soc. Geol. It., 113, 1 Tav.
- D’Alessandro L., Miccadei E. & T. Piacentini (2003) - Morphostructural elements of central-eastern Abruzzi: contributions to the study of the role of tectonics on the morphogenesis of the Apennine chain. *Quaternary International* 101–102, 115–124.
- Dramis F. & Bisci C. (1988) - Cartografia geomorfologica. Manuale di introduzione al rilevamento ed alla rappresentazione degli aspetti fisici del territorio. Pitagora Editrice Bologna.
- Festa A., Vezzani L. & Ghisetti F. (2004) - Carta Geologica del Molise. S.E.L.C.A., Firenze.
- 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”, edito dalla Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento Protezione Civile (PCM-DPC 2008).
- Guide Geologiche Regionali (2003) - Abruzzo – 15 Itinerari. A cura della Società Geologica Italiana, vol. 10, 1-337. BE-MA Ed.
- Leonardis Gaudenzio (2000) – Relazione geologica e Tavola Geologica – Piano Regolatore Generale Comune di Navelli (AQ).
- Ludovico D. (2006) - Individuazione di aree a rischio di sprofondamento e studio della pericolosità geologica in alcune aree campione della Regione Abruzzo.
- Panizza M. (1995) - Geomorfologia. Pitagora Editrice Bologna.
- Panizza M. (1997) - Breviario dei rapporti fra geomorfologia e neotettonica. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 10(2), 267-272.
- Piano Regolatore Generale - Comune di Navelli (AQ) - Relazione Geologica (art. 13 L.64/1974) Dott. Geol. Gaudenzio Leonardis
- Progetto CARG, Foglio L’Aquila.

- Regione Abruzzo e Autorità dei Bacini Di Rilievo Regionale dell'Abruzzo e del Bacino Interregionale del Fiume Sangro –
Carta della Pericolosità da frana – Foglio 360 O - Scala 1:25.000. Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico
“Fenomeni Gravitativi e Processi Erosivi”.
- Ricci Lucchi F. (1992) - Sedimentografia. Atlante fotografico delle strutture dei sedimenti. Seconda Edizione, Zanichelli editore S.p.A., Bologna.
- Servizio Geologico d'Italia (2006) – Carta geologica d'Italia (scala 1:50.000) – Foglio 360 “Torre d'È Passeri”.
- Servizio Geologico d'Italia (2006) – Note Illustrative foglio 360 “Torre d'È Passeri”
- Vezzani L. & Ghisetti F. (1998) – Carta geologica dell'Abruzzo, scala 1:100.000. S.E.L.C.A. Firenze.

