

MICROZONAZIONE SISMICA PER LA RICOSTRUZIONE DELL'AREA AQUILANA

PARTE III

Gruppo di Lavoro
“Microzonazione sismica area aquilana”

**MICROZONAZIONE SISMICA
PER LA RICOSTRUZIONE
DELL'AREA AQUILANA**

Coordinamento editoriale e cura dei volumi
Sergio Castenetto e Giuseppe Naso

Grafica e impaginazione
Claudia Illuzzi

Copyright
Luglio 2010



Presidenza del Consiglio dei Ministri
Dipartimento della Protezione Civile

Uso e citazione
È vietato lo sfruttamento commerciale.
L'uso è consentito a condizione che venga
citata correttamente la fonte.

Si raccomanda di utilizzare la seguente
dicitura:
Gruppo di Lavoro MS-AQ (2010)
*Microzonazione sismica per la ricostruzione
dell'area aquilana.*
Regione Abruzzo –
Dipartimento della Protezione Civile,
L'Aquila, 3 vol. e Cd-rom.

VOLUME 1

• Presentazioni		IX
• Introduzione		XIII
• Gruppo di lavoro		XIX
PARTE I	• GEOLOGIA E PERICOLOSITÀ SISMICA DELL'AREA AQUILANA	2
1.	IL TERREMOTO DEL 6 APRILE 2009 (Galli, Giaccio, Messina, Naso, Peronace, Piscitelli)	3
2.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO (Boncio, Tallini)	9
2.1	Stratigrafia del substrato pre-Quaternario	11
2.2	Assetto strutturale	14
3.	DEPOSITI QUATERNARI DEL BACINO DI L'AQUILA (Cavinato, Galli, Giaccio, Messina)	22
4.	LA GEOMORFOLOGIA DELLA CONCA AQUILANA (Miccadei, Piacentini)	26
5.	CARATTERI GRAVIMETRICI DELLA MEDIA VALLE DEL FIUME ATERNO (Cesi, Di Filippo, Di Nezza, Ferri)	31
5.1	Introduzione	31
5.2	Anomalie di Bouguer e Residue di ordine n-1	33
5.3	Considerazioni	36
6.	LE CAVITÀ DI ORIGINE ANTROPICA NEL SOTTOSUOLO AQUILANO (Marsan)	38
6.1	La storia	38
6.2	Crolli delle cavità a seguito del terremoto del 6 aprile	39
6.3	Conclusioni	46
7.	ASSETTO SISMOTETTONICO E SISMICITÀ (Galli, Molin, Messina)	47
7.1	Il sistema di faglie Paganica-San Demetrio	49
7.2	Sismicità della valle dell'Aterno	51
7.3	Considerazioni conclusive	55

8.	ATTIVITÀ GEODETICHE SATELLITARI (GPS) E LIVELLAZIONE DI ALTA PRECISIONE PER LA DEFINIZIONE DELLA DEFORMAZIONE COSISMICA ASSOCIATA AL TERREMOTO DELL'AQUILA DEL 6.04.2009 (Giuliani, Mattone)	62
8.1	Rilievi con il GPS	62
8.2	Livellazione di alta precisione	65
8.3	Discussione dei risultati geodetici	66
9.	EFFETTI DI CAMPO VICINO NEL TERREMOTO DI L'AQUILA (Iervolino)	68
9.1	Direttività e azione sismica strutturale	68
9.2	Identificazione dei segnali impulsivi	70
9.3	Effetti sulla risposta strutturale	72
9.4	Considerazioni conclusive	73
10.	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO (Albarello, Boncio, Galli, Messina, Pace, Peruzza, Sabetta, Sano', Visini)	75
10.1	Probabilismo sismo tettonico con sorgenti individuali e dipendenza temporale	75
10.2	Analisi statistico – probabilistica delle storie sismiche al sito da dati macrosismici	81
10.3	Registrazioni della scossa principale del 6 aprile e definizione di un moto sismico compatibile	82
10.4	Selezione del moto input da utilizzare nelle simulazioni numeriche per la micro zonazione sismica	83
PARTE II	• GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA	87
1.	GENERALITÀ (Naso)	89
1.1	Il modello del sottosuolo	89
1.2	Eventi di riferimento	92
1.3	Simulazioni numeriche	92
2.	INDAGINI GEOFISICHE: METODOLOGIE UTILIZZATE NELL'AREA AQUILANA	93
2.1	Accelerometria e velocimetria (Milana)	93
2.2	Microtremori (Mucciarelli)	95
2.3	Prove ESAC (Albarello)	97
2.4	Prove Down Hole (Gruppo di lavoro ICMS)	101

2.5	Prove mediante dilatometro sismico SDMT (Marchetti, Marchetti, Monaco, Totani)	108
2.6	Prove MASW (Foti)	109
2.7	Indagini REMI (Franceschini)	112
2.8	Tomografia di resistività elettrica (ERT) (Piscitelli)	115
3.	PROVE DI LABORATORIO (Silvestri)	120
3.1	Programma sperimentale	120
3.2	Apparecchiature e procedure sperimentali	121
4.	METODOLOGIE E CODICI PER LE ANALISI NUMERICHE (Sano', Pergalani, Pugliese, Lanzo, Martino)	126
4.1	Introduzione	126
4.2	Codici di calcolo monodimensionali	127
4.3	Codici di calcolo bidimensionali	128
4.4	Risultati	131

VOLUME 2

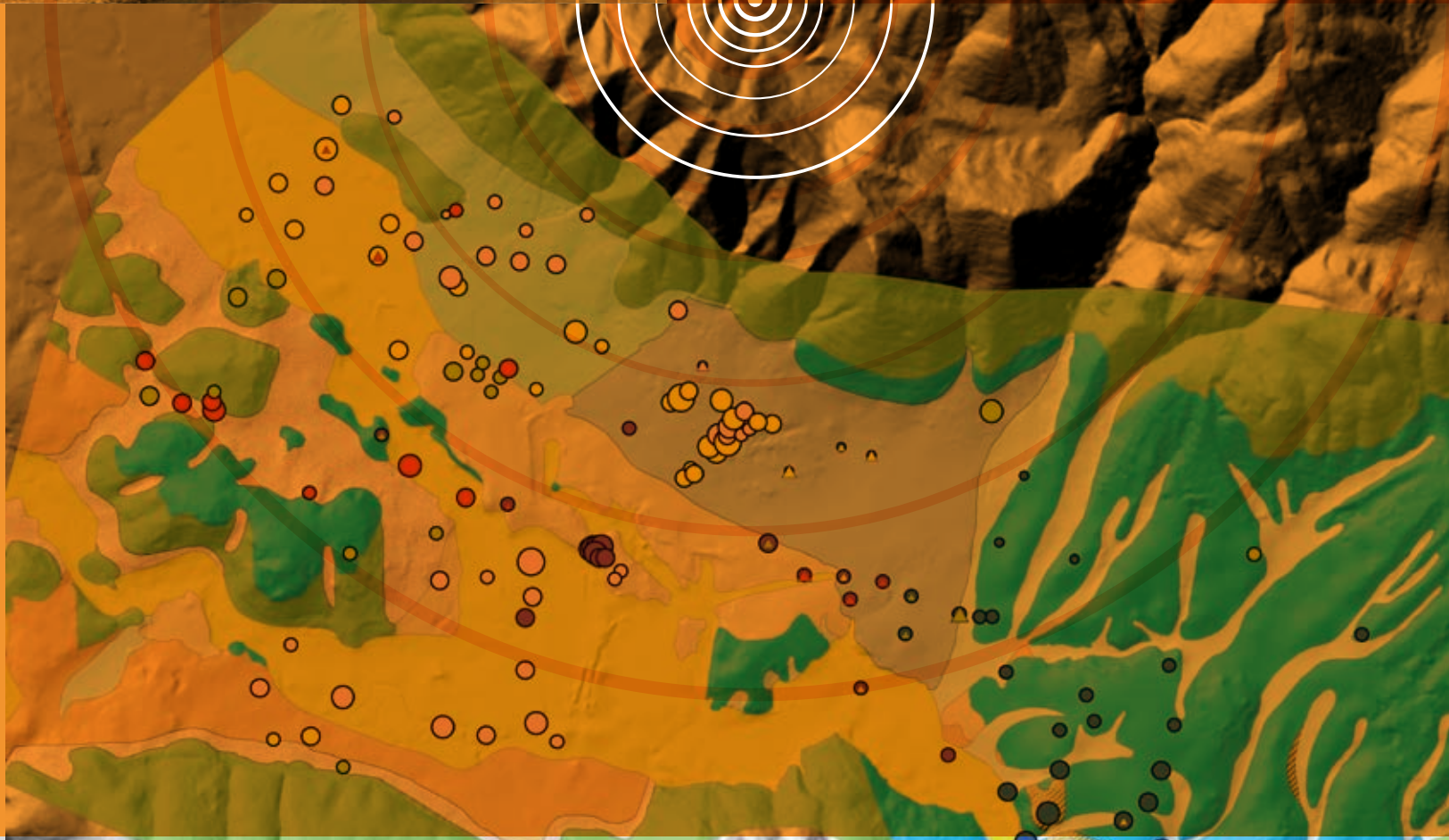
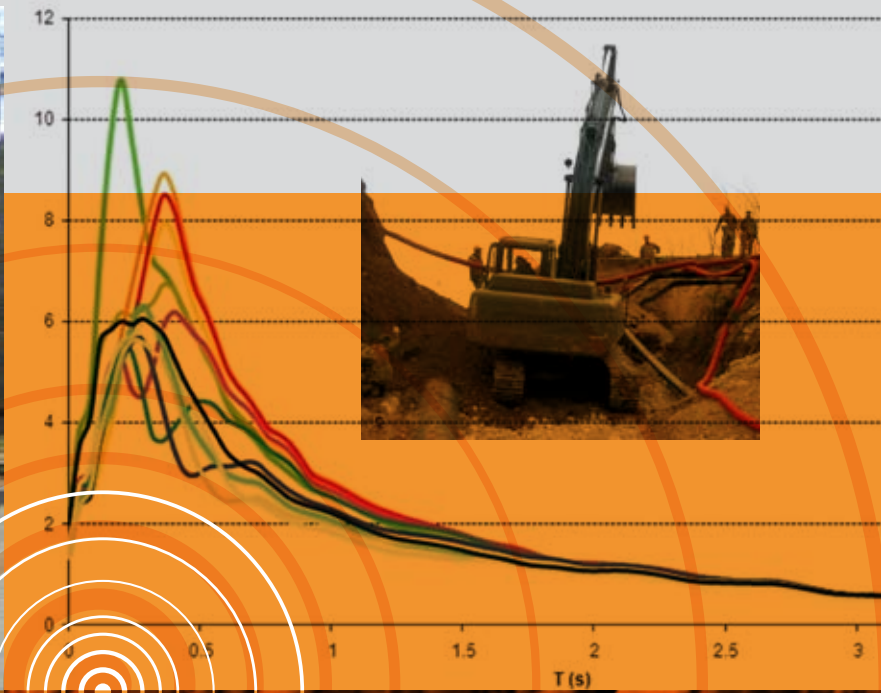
PARTE III	• LA MICROZONAZIONE SISMICA DELLE MACROAREE	1
1.	MACROAREA 1 (L'Aquila centro)	3
2.	MACROAREA 2 (L'Aquila Ovest, Cansatessa, Pettino, Coppito)	63
3.	MACROAREA 3 (L'Aquila Est, Paganica, Bazzano, S. Gregorio)	87
4.	MACROAREA 4 (Barisciano, Castelnuovo, Poggio Picenze, S. Pio delle Camere)	147
5.	MACROAREA 5 (Onna)	199
6.	MACROAREA 6 (Villa S. Angelo, Tussillo, S. Eusanio F., Casentino, Fossa)	221
7.	MACROAREA 7 (S. Demetrio, Stiffe, Vallecupa, Pedicciano, Arischia)	279
8.	MACROAREA 8 (Poggio Roio, Colle Roio, Roio Piano, S. Rufina Contrada Cavalli)	337
9.	MACROAREA 9 (Bagno grande, Bagno piccolo, Civita di Bagno, Pianola, S. Benedetto, S. Felice d'Ocre, Valle-Cavalletto)	387
10.	MACROAREA 10 (Goriano Sicoli, Castelvecchio Subequo)	445
11.	MACROAREA 11 (Camarda, Collebrincioni)	457
12.	MACROAREA 12 (Navelli, Civitaretenga, Prata d'Ansidonia, Tussio, S. Nicandro)	469

VOLUME 3

PARTE IV	• MICROZONAZIONE SISMICA E PIANIFICAZIONE TERRITORIALE	1
1.	INTRODUZIONE (Bramerini)	5
2.	COMUNE DI BARISCIANO (Manicardi, Romani)	13
3.	COMUNE DI FAGNANO ALTO (Molinari)	35
4.	COMUNE DI FOSSA (Faraone)	45
5.	COMUNE DI GORIANO SICOLI (Giovannelli)	57
6.	COMUNE DI L'AQUILA (Bramerini)	63
7.	COMUNE DI NAVELLI (Giovannelli)	97
8.	COMUNE DI OCRE (Molinari)	107
9.	COMUNE DI POGGIO PICENZE (Manicardi, Romani)	119
10.	COMUNE DI PRATA D'ANSIDONIA (Molinari)	127
11.	COMUNE DI DEMETRIO NE' VESTINI (Mercuri)	137
12.	COMUNE DI SAN PIO ALLE CAMERE (Manicardi, Romani)	143
13.	COMUNE DI SANT'EUSANIO FORCONESE (Molinari)	157
14.	COMUNE DI VILLA SANT'ANGELO (Faraone)	165

ALLEGATI • DVD

Per ciascuna macroarea: testi, cartografie, relazioni, indagini, analisi di laboratorio



LA MICROZONAZIONE
SISMICA
DELLE MACROAREE

PARTE III



MACROAREA

1

L'AQUILA CENTRO

GRUPPO DI LAVORO

1 Università di L'Aquila

2 CNR - IGAG

3 Società Geo, L'Aquila

4 Dipartimento
della Protezione Civile

5 Università di Roma
La Sapienza

6 CNR - IAMC

7 Università di Napoli
Federico II-CUGRI

8 INGV

9 LRPC de Nice,
CETE Mediterranee

Reperimento e archiviazione dati pregressi:

- Amoroso S.¹ • Cavinato G.P.² • De Caterini G.¹ • Del Monaco F.¹ • Di Eusebio F.¹ • Monaco P.¹ • Taddei B.³ • Totani G.¹ • Zaffiro P.¹

Rilievi geologici:

- Tallini M.¹ • De Caterini G.¹ • Del Monaco F.¹ • Di Eusebio F.¹ • Zaffiro P.¹ • Cavinato G.P.² • Marsan P.⁴

Indagini geofisiche:

- Angelino A.⁴ • Cavuoto G.²⁻⁴ • De Caterini G.¹ • Di Filippo M.⁵ • Di Fiore V.⁶ • Di Nezza M.⁶ • Iavarone M.⁴ • Rapolla A.⁷ • Scotto di vettimo P.⁴ • Tarallo D.⁵ • Zaffiro P.¹

Indagini geotecniche:

- Amoroso S.¹ • Monaco P.¹ • Totani G.¹

Misure strumentali:

- Milana G.⁸ • Azzara R.M.⁷ • Bergamaschi F.⁷ • Bordoni P.⁷ • Cara F.⁷ • Cogliano R.⁷ • Cultrera G.⁷ • Di Giulio G.⁷ • Fodarella A.⁷ • Pucillo S.⁷ • Riccio G.⁷ • Bertrand E.⁹ • Duval A.⁸ • Régnier J.⁸ • Marcucci S.³

Simulazioni numeriche:

- Sanò T.³

Carte di microzonazione:

- Tallini M.¹ • De Caterini G.¹ • Del Monaco F.¹ • Zaffiro P.¹ • Leoni G.¹

Coordinamento:

- Tallini M.¹

1.1 INTRODUZIONE

Le Macroaree 1 (L'Aquila centro) e 2 (L'Aquila ovest) hanno caratteristiche geologiche confrontabili, pertanto il limite fra le due è stato posto per convenzione con l'ampia curva dell'autostrada e in questo paragrafo viene riportata la descrizione geologica delle due macroaree, gli altri aspetti (indagini, geofisica, geotecnica) invece sono stati trattati in maniera distinta.

La Macroarea 1 è situata nella valle orientata WNW-ESE del Fiume Aterno con quote fra i 600 m e gli 800 m s.l.m. Nella valle, delimitata a N e a S dai contrafforti montuosi del Gran Sasso e dei Monti d'Ocre (Fig. 1.1), sono localizzati i bacini intramontani plio-quadernari dell'Aquila Ovest e Fossa-S. Demetrio. L'elemento morfologico di riferimento della macroarea è il colle dell'Aquila formato da brecce pleistoceniche sulla cui sommità è modellato un altopiano debolmente inclinato verso SSW su cui sorge il centro storico. Il colle ha una forma grossomodo triangolare delimitato, a N, dalla valle del Viale della Croce Rossa e, a E, da quella di Via Strinella ed è asimmetrico, infatti, il suo spartiacque segue la direttrice Via Crispi-Corso Federico-Corso Vittorio Emanuele (da Porta Napoli al castello cinquecentesco). Il versante orientale è fortemente inciso da alcuni valli fra cui quella in cui è localizzata Via Fontesecco, quella del ponte di Santa Apollonia e quella che termina su piazza Paoli; mentre quello occidentale, molto meno sviluppato, è inciso dalle più corte valli di Costa Masciarelli e di Via Fortebraccio. La presenza del colle ha creato una stretta morfologica che separa la piana di L'Aquila Ovest da quella Est e un ostacolo al decorso del Fiume Aterno che defluisce in una gola fortemente incisa tra il Borgo della Rivera e S. Elia.

La Macroarea 1 comprende l'intero centro storico e i nuovi nuclei urbanizzati di recente posti soprattutto nella zona a N e ad W della città; l'area periferica commerciale e artigianale, l'area ferroviaria di fondovalle e la zona di Malepasso della Via Mausonia.

Le attività, coordinate in tutte le varie fasi da Marco Tallini (Univ. AQ) che è stato anche co-autore di tutti i documenti cartografici, sono state condotte prevalentemente sul campo da aprile a dicembre 2009 da differenti gruppi di lavoro nell'ambito dei diversi *task* tematici. In figura 1.2 sono riportate sinteticamente le relazioni fra le varie attività.



Fig. 1.1 → Ubicazione della Macroarea 1.

1.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

1.2.1 Carta delle indagini

Al fine di caratterizzare le proprietà geologiche, geofisiche e geotecniche delle formazioni identificate, sono stati raccolti in un database tutti i dati messi a disposizione: si tratta di indagini di archivio, eseguite prima del terremoto, da enti pubblici e da privati e successivamente al sisma anche dal DPC (Progetto C.A.S.E., Progetto Microzonazione Sismica).

I siti della Macroarea 1 (L'Aquila Centro, Pile, Sant'Antonio) in cui sono presenti indagini sono 71, per un totale di circa 300 sondaggi di profondità variabile (con una profondità massima raggiunta di 70 m a Sant'Antonio e a Collemaggio). In tali siti sono state inoltre eseguite prove geotecniche (SPT, CPTU,

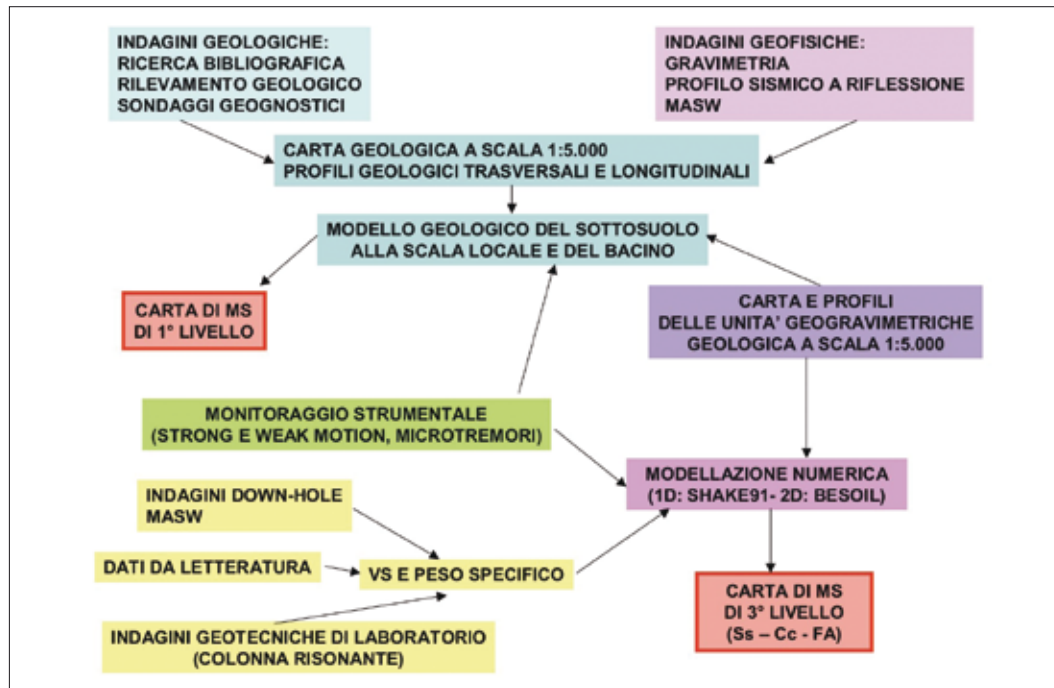


Fig. 1.2 → Diagramma di flusso delle attività.

DMT, SDMT, prove di taglio diretto e triassiali, prove edometriche, misure piezometriche, prove Lefranc e Lugeon) e prove geofisiche (Down Hole, Cross Hole, MASW). Sono stati presi inoltre in considerazione i dati relativi alle stazioni della rete accelerometrica nazionale (R.A.N.) e alle stazioni mobili per la misura del microtremore (rapporti spettrali da analisi di microrumore e rapporti spettrali su sito di riferimento) presenti nell'area esaminata.

Da citare fra le indagini eseguite con il progetto MS della Macroarea 1:

- 7 sondaggi geognostici a carotaggio continuo (profondità 30 m) con esecuzione di prove SPT in foro [35] (ditta Geotrivell);
- 7 prove Down Hole (gruppo coordinato da V. Di Fiore, CNR-IAMC);
- 105 siti di misura del rumore sismico per le due macroaree 1 e 2 (gruppo coordinato da G. Milana, INGV);
- 237 stazioni gravimetriche per le due macroaree 1 e 2 (M. Di Filippo, M. Di Nezza, Paolo Zaffiro).

Per riassumere e schematizzare la cospicua mole di dati, sono state elaborate 11 sezioni in cui sono stati riportati i dati geologici, geotecnici e geofisici che sono stati riportati nel DVD allegato al volume.

1.2.2 Assetto geologico e geomorfologico e caratterizzazione geologico-tecnica delle Macroaree 1 e 2

L'area epicentrale della sequenza sismica dell'aprile 2009 è localizzata nei pressi della piana dell'Aquila Ovest, che rappresenta uno dei bacini quaternari intramontani più tipici dell'Appennino centrale, anche se con sue specifiche peculiarità. In sintesi è un *Graben* asimmetrico di 30 km² a forma triangolare bordato a N dalla faglia principale distensiva del M. Pettino e a sud, lungo la linea pedemontana tra

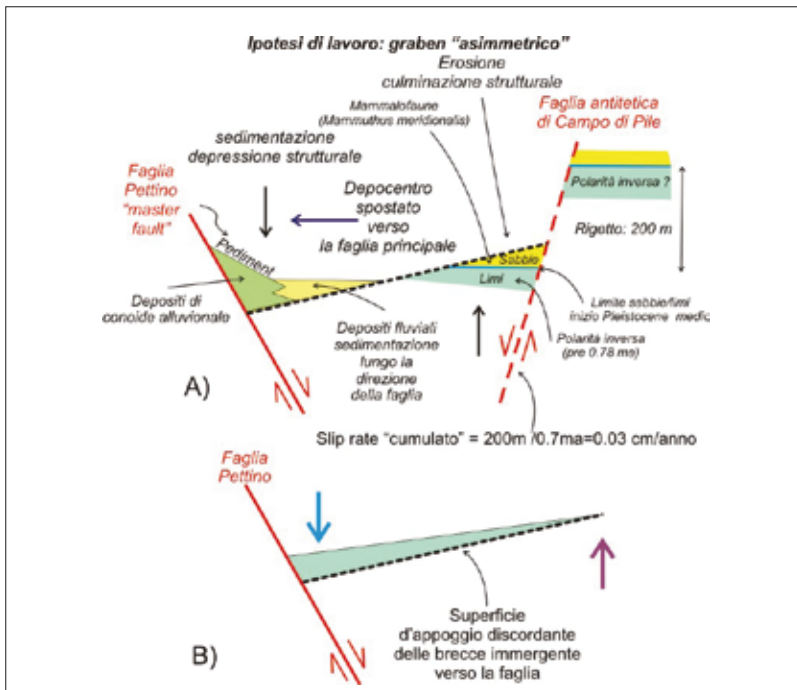


Fig. 1.3 → A) Schema non in scala del Graben della piana dell'Aquila W; B) schema non in scala dei rapporti fra tettonica e sedimentazione nella piana dell'Aquila W.

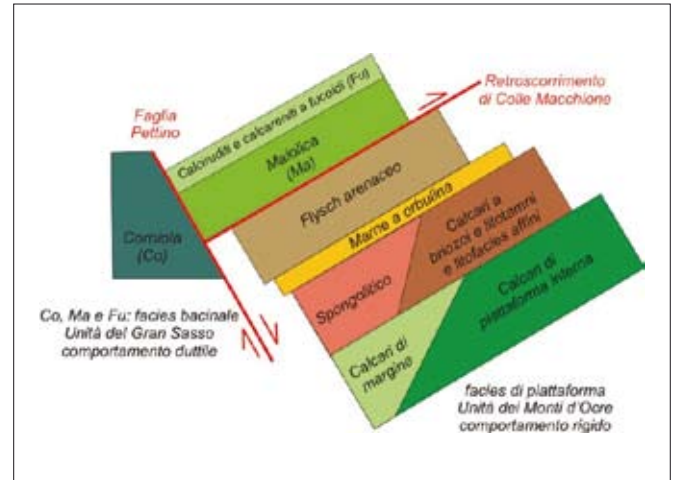


Fig. 1.4 → Schema non in scala dei rapporti tettonici del substrato meso-cenozoico nella piana dell'Aquila ovest e presumibilmente al di sotto del colle dell'Aquila.

Pagliare di Sassa e Campo di Pile, da una faglia distensiva antitetica nord-immersa ad attività tettonica almeno mediopleistocenica (nella macroarea 2). La faglia del M. Pettino è considerata sismogena con attività di crescita che ha condizionato fortemente la sedimentazione e l'asimmetria del Graben; è orientata NW-SE ed E-W e ribassa verso la piana, a SW, di almeno 1000 m le unità pre-quadernarie. Il bacino, con il depocentro attuale spostato verso la faglia del M. Pettino, è stato in parte colmato da circa 200 m di depositi clastici continentali quadernari di ambiente lacustre, fluviale e di versante (Fig. 1.3). Il substrato pre-Quadernario e i rilievi circostanti sono costituiti da unità meso-cenozoiche silico-calcareo-marnose con apporti calcareo-detritici, di scarpata-bacino di transizione (unità dell'area Gran Sasso), e calcareo-dolomitiche di piattaforma carbonatica con soglia inclusa (unità dell'area dei Monti d'Ocre) deformate dalla dinamica orogenetica neogenica in pieghe e sovrascorrimenti. In particolare al di sotto del colle dell'Aquila si ipotizza la prosecuzione del retroscorrimento nord immersa della macroarea 2 che avvicina e mette a contatto le formazioni di transizione di tetto con quelle di piattaforma interna-margine di letto (Fig. 1.4).

I tratti salienti della tettonica e della stratigrafia sono sintetizzati nelle carte geolitologiche e nelle tavole dei profili, oltre che nelle carte fuori testo in cui sono state rappresentate solo le aree più significative.

I principali morfotipi che interessano la macroarea sono riportati nella carta geolitologica in cui sono rappresentati anche quelli sismoindotti. Tra le forme dovute ai processi gravitativi di versante sono stati cartografati gli orli di scarpata di frana, i corpi di frana distinti per dimensione, e tipologia del processo e le frane sismoindotte. Le forme dovute alle acque superficiali sono rappresentate dall'orlo di terrazzo fluviale e di scarpata morfologica (distinta in altezze comprese tra 10 m e 20 m e maggiori di 20 m). Altre forme cartografate dovute a vari processi sono le cavità (in alcuni casi le volte sono crollate a seguito del sisma: (Fig. 1.5), i fenomeni di liquefazione (Fig. 1.6), le frane di scivolamento (Fig. 1.7) e di crollo (Fig. 1.8) e i blocchi franati (Fig. 1.9). Le cavità, localizzate all'interno delle breccie dell'Aquila, soprattutto



Fig. 1.5 → A) Grotta in Via De Bartholomaeis la cui volta è crollata a seguito del terremoto; B) ingresso di grotta sulla scarpata presso Porta di Bagno, notare in ambedue le foto la zona di alterazione arrossata delle breccie dell'Aquila.



Fig. 1.6 → Dettagli della liquefazione delle sabbie delle alluvioni terrazzate oloceniche del F. Aterno presso Via Ponte Rasarolo (sud di Porta Napoli).

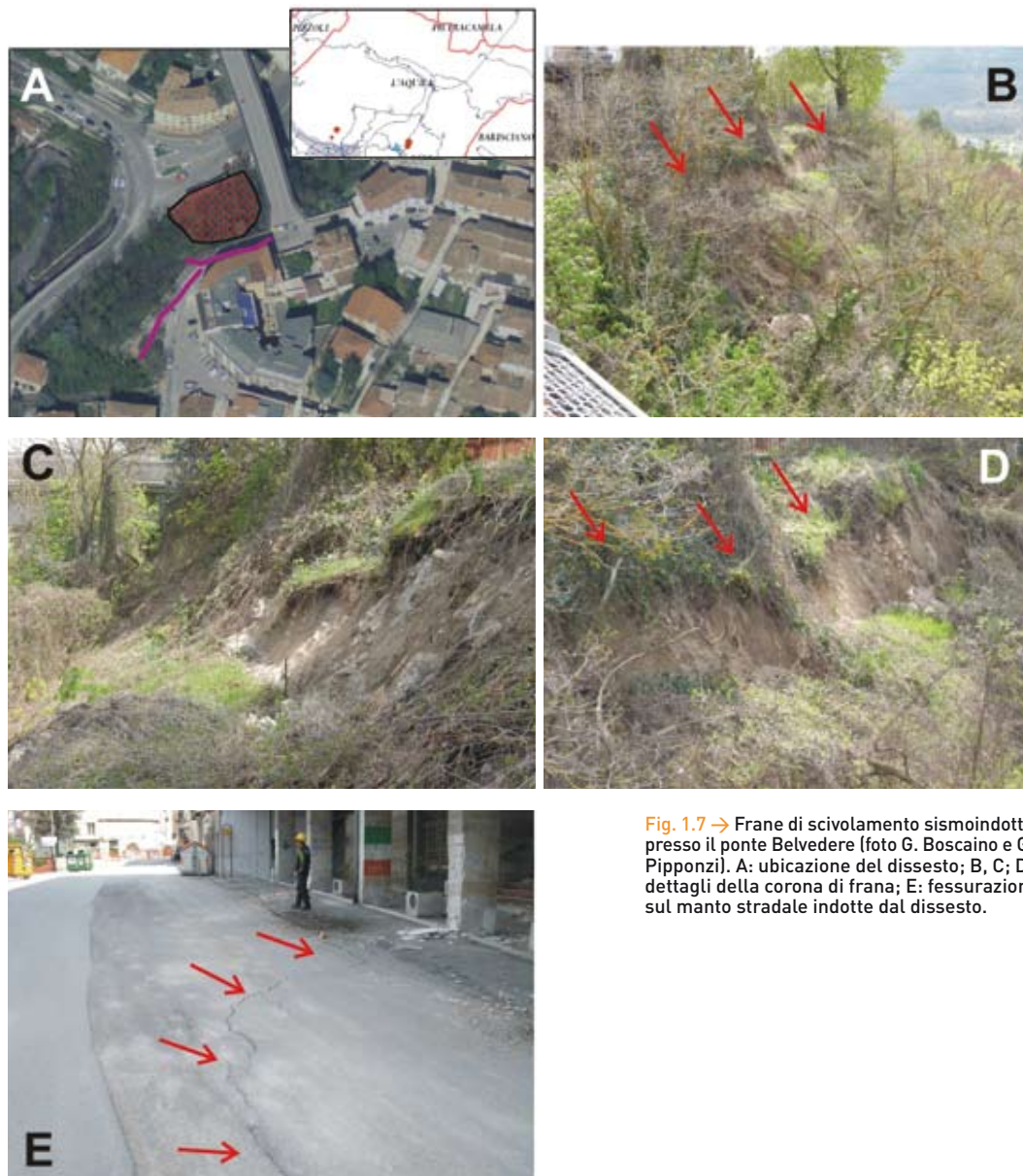


Fig. 1.7 → Frane di scivolamento sismoindotte presso il ponte Belvedere (foto G. Boscaino e G. Pipponzi). A: ubicazione del dissesto; B, C, D: dettagli della corona di frana; E: fessurazioni sul manto stradale indotte dal dissesto.

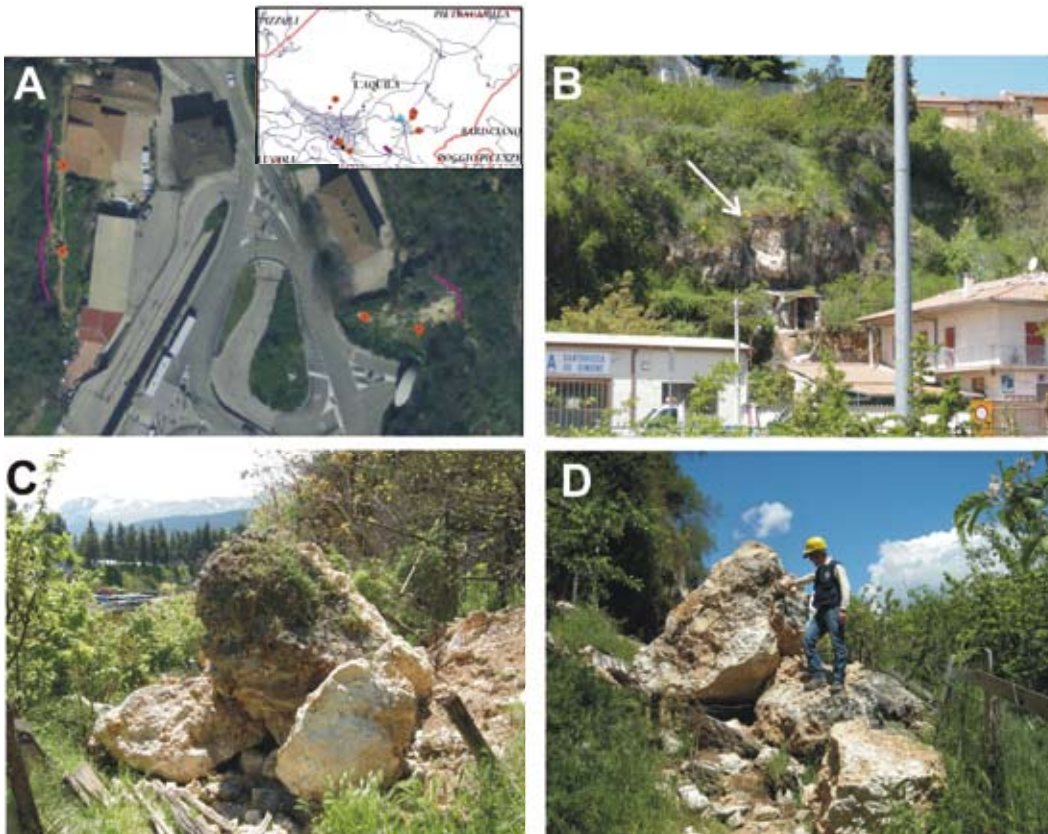


Fig. 1.8 → Frane di crollo cosismiche nelle breccie dell'Aquila presso l'Aquilpark di Via Strinella. A: ubicazione del dissesto; B: zona di distacco (freccia); C, D: blocchi franati (foto G. Boscaino e G. Pipponzi).

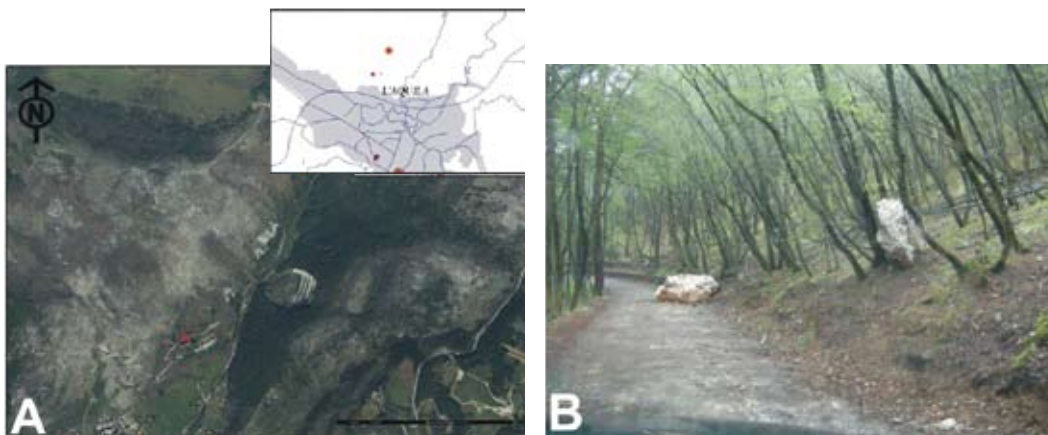


Fig. 1.9 → Blocchi franati contestualmente al sisma nel fosso di S. Giuliano. A: ubicazione dei dissesti; B: blocchi franati (foto G. Boscaino e G. Pipponzi).

nella macroarea 1, sono state cartografate nella carta geolitologica e quella di livello 1 in base a quanto visibile in superficie, ad informazioni fornite da persone esperte della zona e all'interpretazione dei log di sondaggi. Per esempio quelli eseguiti per la galleria pedonale dalla piazza del Mercato all'AquilPark hanno trovato a decine di metri di profondità una serie di vuoti di dimensione metrica riconducibili a cavità come anche il sondaggio di 70 m eseguito al Palazzo Camponeschi che ha trovato una cavità di due metri da 9 a 11 m dal p.c.

È chiaro che vi è incertezza in molti casi sulla loro esatta ubicazione, profondità e dimensione, pertanto la loro distribuzione cartografica è da ritenersi indicativa, ma tale da approfondire in quelle aree le indagini del sottosuolo.

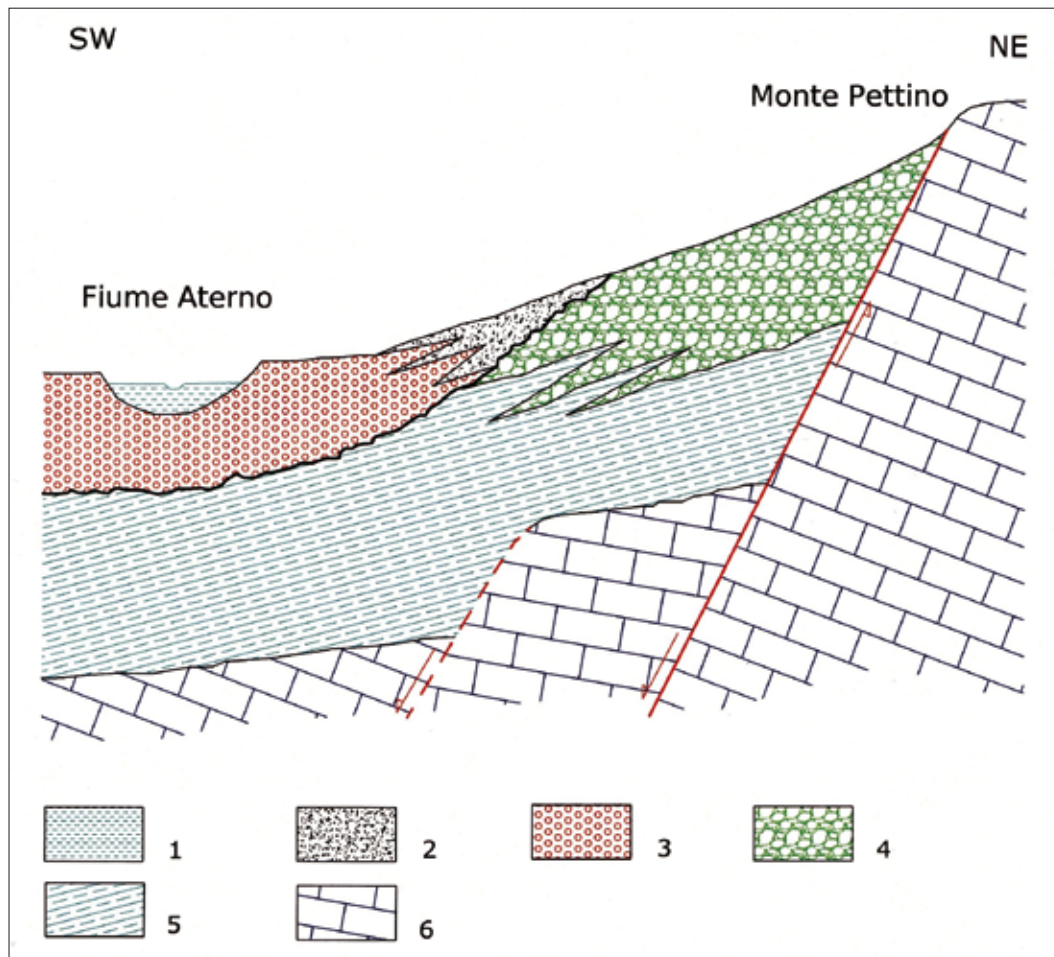


Fig. 1.10 → Schema dei rapporti stratigrafici. 1- Alluvioni attuali dell'Aterno; 2- detriti delle conoidi del M. Pettino (Olocene - Pleistocene superiore); 3- Alluvioni terrazzate del Vetoio (Pleistocene medio-superiore); 4- Breccie dell'Aquila (Pleistocene medio); 5- Limi e sabbie fluvio-lacustre (Pleistocene inferiore); 6- substrato carbonatico meso-cenozoico.

La successione geolitologica delle due macroaree 1 (L'Aquila centro) e 2 (L'Aquila ovest) è stata ricostruita sulla base delle indagini geognostiche e del rilevamento geologico di dettaglio e ha consentito di individuare una serie di formazioni riportate nella carta e nei profili delle due macroaree, avendo una particolare cura nella cartografia di quelle quaternarie (Fig. 1.10).

1.2.2.1 Terreni quaternari

Riporti (Attuale)

Terreno di riporto, di sottofondo e di risulta storici o attuali, massicciate e rilevati ferroviari, argini fluviali del F. Aterno, discariche. Nel centro storico dell'Aquila sono stati rinvenuti in sondaggio riporti storici presso il ponte di S. Apollonia, a Via Fortebraccio e, anche affioranti, nella corte del palazzo Camponeschi (Fig. 1.11). Il loro comportamento al punto di vista geologico-tecnico è di tipo granulare.

Depositi eluvio-colluviali (Olocene)

Sul fondo delle valli a fondo piatto dei fossi che incidono il colle dell'Aquila sono presenti depositi eluvio-colluviali costituiti da un insieme caotico di detriti carbonatici più raramente di selce subangolosi immersi in una matrice a granulometria variabile ma prevalentemente sabbiosa-limosa. Depositi limoso-sabbiosi di colore bruno con immersi frammenti calcarei centimetrici e minerali vulcanici (pirosseni e biotite)

riconducibili a *tephra* rimaneggiati sono localizzati nella zona est del colle dell'Aquila (sondaggio S1.6). Il loro comportamento dal punto di vista geologico-tecnico è sia di tipo granulare che coesivo.

Detrito di falda (Olocene)

Detriti sciolti costituiti da clasti calcarei a spigoli vivi immersi in matrice sabbioso limosa. Il loro comportamento al punto di vista geologico-tecnico è di tipo granulare.

Depositi alluvionali del Fiume Aterno e del Torrente Raio (Olocene)

Alternanze di ghiaie eterometriche parzialmente clasto-sostenute con elementi calcarei sia arrotondati che subangolosi (area di Colle dei Grilli: Macroarea 2) che, a luoghi, presentano embriciature e sabbie sottilmente stratificate (piano-parallela e incrociata) con lenti e livelli limoso-argillosi intercalati. Nella Macroarea 1 sono prevalentemente sabbioso-limosi. Presso Via Ponte Rasarolo (S di Porta Napoli) hanno dato luogo a fenomeni di liquefazione (Fig. 1.6). Le alluvioni affiorano nelle macroaree 1 e 2 tra le quote 640 m e 590 m. Nella macroarea 1 al di sotto delle alluvioni spesse una decina di metri sono presenti i depositi lacustri del Pleistocene, come indicato da sondaggi presso la stazione ferroviaria e il terrazzo di Via Ponte Rasarolo. Il loro comportamento al punto di vista geologico-tecnico è di tipo granulare (Tab. 1.1).



Fig. 1.11 → Riporti antropici, costituiti anche da abbondanti frammenti di laterizi, che sono serviti per il terrazzamento della corte del Palazzo Camponeschi franati con il terremoto.

TABELLA 1.1 DEPOSITI ALLUVIONALI DEL FIUME ATERNO E DEL TORRENTE RAO	
Granulometria	Terreni che vanno dalle ghiaie alle argille
Contenuto d'acqua al naturale (w_n)	25 ÷ 40 %
Coefficiente di Permeabilità (K)	$1 \cdot 10^{-6} \div 1 \cdot 10^{-8}$
Peso dell'unità di vol. del terreno secco (γ_d)	1.35 ÷ 1.75 g/cm ³
Peso dell'unità di vol. del terreno saturo (γ_{sat})	1.80 ÷ 2.10 g/cm ³
Peso dell'unità di vol. dei grani (γ_s)	2.50 ÷ 2.70 g/cm ³
Peso dell'unità di vol. al naturale (γ_n)	18 ÷ 21 kN/m ³
Grado di saturazione (S_r)	90 ÷ 100 %
Indice dei vuoti (e)	0.5 ÷ 0.8
Porosità	35 ÷ 45 %
Numero di colpi ricavati dalle prove SPT (N_{SPT}) (strati incoerenti a granulometria sabbiosa)	7 ÷ 10 (da molto sciolto a sciolto)
Resistenza al taglio non drenata (C_u)	20 ÷ 30 KPa
Angolo di Resistenza al taglio (ϕ)	23° ÷ 25°
Coesione drenata (c')	0 ÷ 10 Kpa

Tab. 1.1 → Caratteristiche geotecniche dei depositi alluvionali da dati di letteratura.

Depositi di conoide del Monte Pettino (Pleistocene medio ? - superiore)

Si tratta dei depositi del *pediment* di accumulo depositosi sul letto della faglia del M. Pettino e da questa condizionati come spessore e litofacies. Il *pediment*, su cui si innestano anche una serie di conoidi isolate alimentate da piccoli e immaturi bacini idrografici modellati nelle rocce di faglia carbonatiche del letto della faglia del M. Pettino, degrada verso la piana del Fiume Aterno e i depositi del *pediment* si vanno

LOG 5	SEZIONE DI VIA FRANCIA (località PETTINO)	LAT. 42.371640° LON. 13.365673°
--------------	--	------------------------------------

Fig. 1.12 → Log stratigrafico di dettaglio dei detriti delle conoidi del M. Pettino (località: Pettino, Via Francia, Macroarea 2).

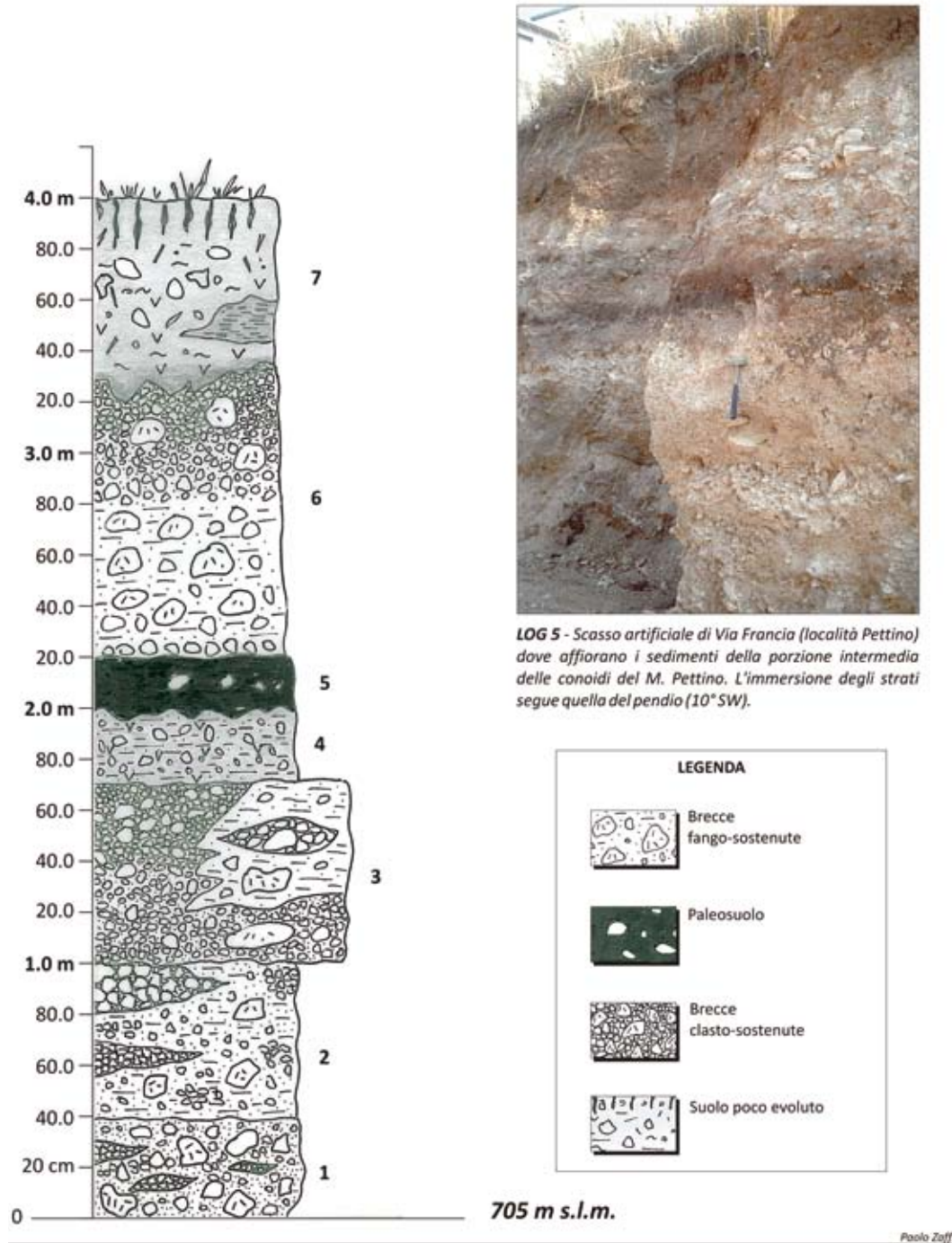
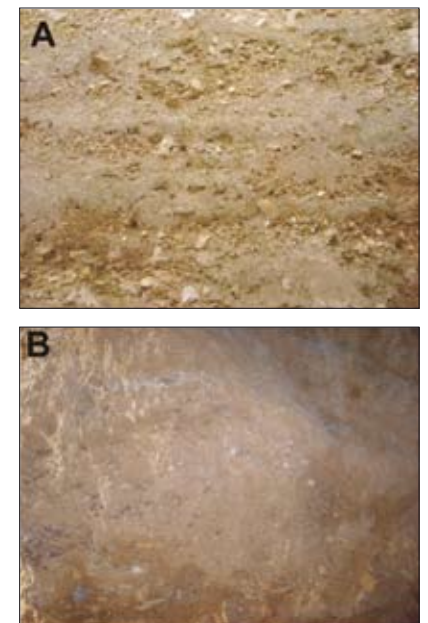


Fig. 1.13 → Depositi di conoide del *pediment* del M. Pettino: A) litofacies sciolta a matrice limosa rossastra; B) litofacies cementata.



quindi ad interdigitare con quelli alluvionali di fondovalle. Si tratta di ghiaie calcaree da addensate a ben addensate, talora da debolmente a ben cementate con stratificazione piano-parallela e immersione coincidente con quella del pendio (10° nella porzione apicale e 4°-5° in quella distale). Nella parte prossimale sono presenti clasti calcarei eterometrici con diametri compresi tra 2 e 10 cm, non mancano elementi di maggiori dimensioni (fino a oltre 30 cm). In genere i clasti sono piuttosto immaturi (da subangolosi a subarrotondati) e le ghiaie che si presentano di aspetto caotico non strutturate sono sia clasto- che fango-sostenute; le prime presentano un grado di cementazione variabile, le seconde sono caratterizzate da una matrice sabbiosa piuttosto grossolana di colore rosato e ocreo-giallognolo che caratterizza in generale le parti stratigrafiche più alte del *pediment* (Fig. 1.12). Nella parte intermedia delle conoidi gli episodi fango-sostenuti sono più frequenti e la matrice diventa limoso-sabbiosa, mentre i clasti subarrotondati aumentano in percentuale (Fig. 1.13A). Inoltre le ghiaie sono talora organizzate in spesse bancate (Fig. 1.13B) talora distinte per differente granulometria, separate da livelli di sedimenti di suolo bruno-rossastri, da superfici erosive o di tipo *cut and fill*.

Nella zona distale le ghiaie e le sabbie si interdigitano con i sedimenti della pianura alluvionale dell'Aterno quali argille e limi sabbiosi e argillosi. Si rinvengono intercalate alle ghiaie, sia in affioramento che in sondaggio, livelli metrici di breccie calcaree ben cementate talora carsificate e differenti livelli di *tephra*: alcuni sabbiosi con biotite (sondaggio S2.4: Via Dante Alighieri), altri limosi con pirosseni di colore bruno (sondaggio S2.5: Via Francia). Inoltre in tutte le porzioni della fascia pedemontana affiora un deposito (*tephra* misto pedogenizzato) spesso fino a 40-50 cm ricco di minerali vulcanici e con minuti clasti calcarei. Le quote degli affioramenti vanno da circa 750 m a 650 m.

Il loro comportamento geologico-tecnico è variabile da granulare a coesivo e, da cementato a litoide (soprattutto in profondità) (Tab. 1.2).

TABELLA 1.2 DEPOSITI DI CONOIDE DEL MONTE PETTINO	
Granulometria	Terreni che vanno dalle ghiaie ai limi argillosi.
Classifica USCS	MH SM CL ML GM
Limite di Plasticità (LP)	30 ÷ 45 %
Indice di Plasticità (I_p)	10 ÷ 30 %
Limite di Liquidità (LL)	50 ÷ 70 %
Peso dell'unità di vol. dei grani (γ_s)	2.70 ÷ 2.76 g/cm ³
Peso dell'unità di vol. al naturale (γ_n)	16 ÷ 19 kN/m ³
Grado di saturazione (S_r)	90 ÷ 100 %
Contenuto d'acqua al naturale (w_n)	30 ÷ 40 % (anche valori molto superiori)
Porosità	40 ÷ 70 %
Angolo di Resistenza al taglio (ϕ)	28° ÷ 30°
Coesione drenata (c')	0 ÷ 30 kPa

Tab. 1.2 → Caratteristiche geotecniche dei depositi di conoide del M. Pettino da dati di letteratura.

Limi di Via Milonia (Pleistocene superiore?)

Nella zona compresa fra l'autostrada A24 il Fosso di S. Giuliano e la S.S. n. 80 affiora da quota 700 m a 650 m s.l.m., in una zona poco acclive che si differenzia morfologicamente da quella delle conoidi del

M. Pettino, poste più a ovest, una formazione prevalentemente limosa-argillosa bruna con talora piccoli minerali vulcanici rimaneggiati per uno spessore di oltre 10-25 metri (Fig. 1.14). Tale formazione è stata incontrata in alcuni sondaggi eseguiti a Via Milonia (fra cui S2.6) e in quelli, degli anni settanta eseguiti per la costruzione del viadotto autostradale. Il loro comportamento geologico-tecnico è coesivo.

Depositi alluvionali terrazzati del Fosso Vetoio (Pleistocene medio-superiore)

Strati e lenti di spessore e dimensione variabile di ghiaie, sabbie, limi sabbiosi e argillosi. Le ghiaie presentano una colorazione giallastra dovuta principalmente alla sabbia presente come matrice e, in alcuni casi, rosso-bruno legata a processi di alterazione e grigio-nerastra dovuta a patine di manganese (Figg. 1.15 e 1.16). Sono di natura prevalentemente calcarea e subordinatamente silicea ed i clasti provengono prevalentemente dalle formazioni di scarpata-bacino delle Unità del Gran Sasso. Le ghiaie si presentano con vari gradi di classazione, da poco a fortemente cementate con legante calcitico, arrotondate e con una sfericità nell'insieme bassa; in alcune porzioni si notano gradazioni più o meno evidenti dirette e inverse ed embriature. Le sabbie si dispongono in lenti di vario spessore ed in livelli con laminazioni piano-parallele e incrociate alternate alle ghiaie a formare strutture tipo *foreset*. I sedimenti più fini, presenti nella parte sommitale della serie, sono costituiti da limi sabbiosi ed argillosi (interpretati come legati a fenomeni di esondazione) di colore grigiastro, ricchi di gasteropodi dulcicoli e caratterizzati da un'alta percentuale di minerali vulcanici (soprattutto pirosseni e sanidino); al di sopra di questi ultimi è presente un livello tuffitico di 20 cm. A luoghi un paleosuolo relitto (Luvisol). I sedimenti di quest'unità affiorano a quote comprese tra 625 m e 640 metri s.l.m. e su queste è modellato un terrazzo alluvionale sospeso a circa 20 m sui *thalweg* attuali. Il profilo di dettaglio (Fig. 1.17) ricostruito in base a sondaggi e alla geologia di superficie nella zona dell'Ospedale S. Salvatore (Macroarea 2) evidenzia i seguenti rapporti stratigrafici, dal basso verso l'alto: alluvioni terrazzate del Fosso Vetoio, la formazione delle brecce dell'Aquila, in questo caso costituita da un grosso olistolite di calcari detritici fortemente decarbonatati e ridotti in sabbio-

ne e quindi la sequenza quaternaria, con uno spessore di 90 m, si chiude con i limi lacustri del Pleistocene inferiore, al di sotto il substrato cenozoico in cui un sondaggio profondo ha individuato una ripetizione tettonica del flysch messiniano che avvalorava la presenza del retroscorrimento di Colle Macchione al di sotto della piana. Da un punto di vista tecnico si tratta di materiali da sciolti granulari a debolmente coesivi con locali porzioni di ghiaie cementate; sono generalmente piuttosto addensati e dotati di discrete caratteristiche meccaniche. La compressibilità è praticamente trascurabile nelle porzioni ghiaiose e sabbiose mentre rimane modesta in quelle limose argillose

(Tab. 1.3).



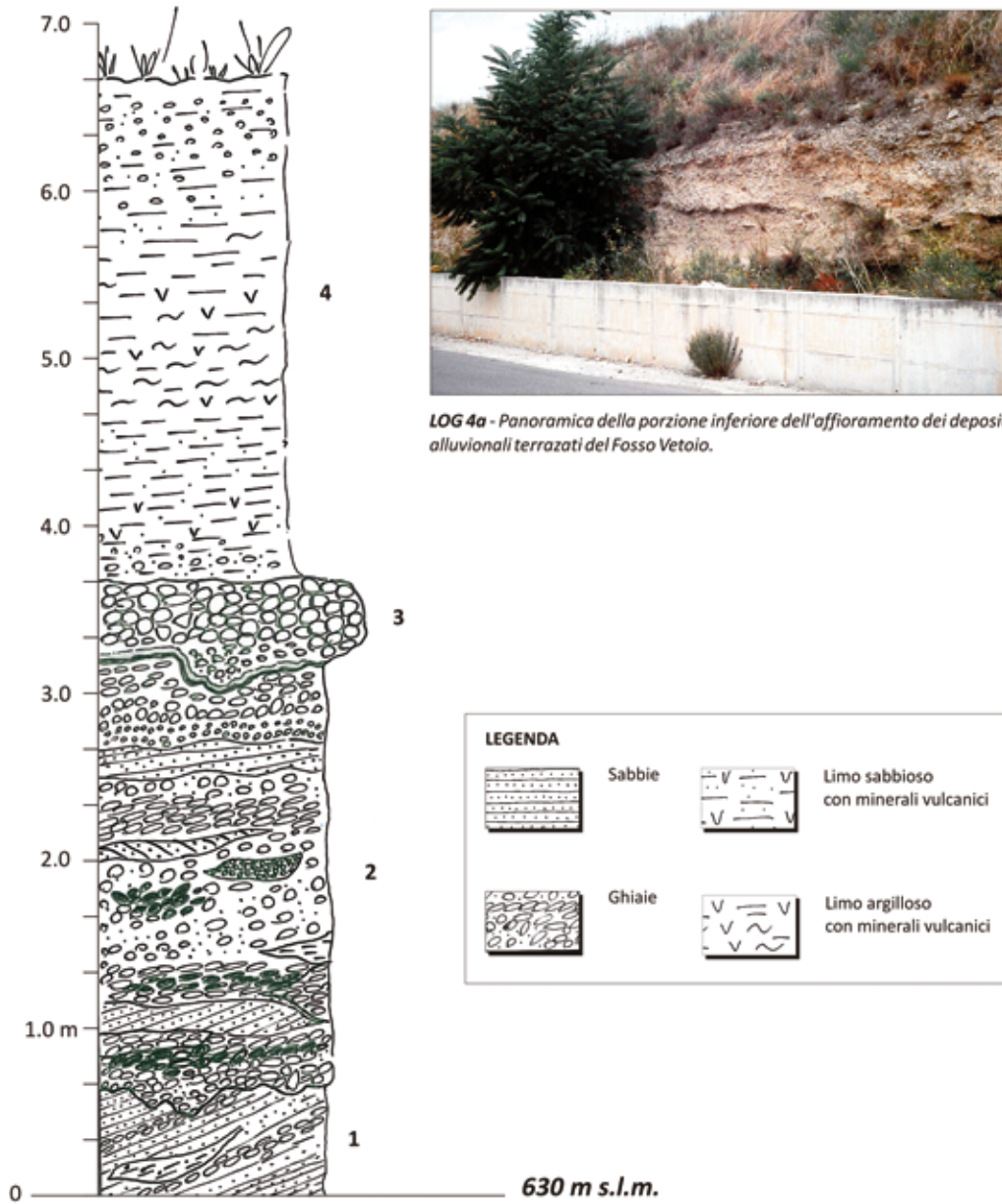
Fig. 1.14 → Limi argillosi bruni di Via Milonia (sondaggio S2.6, profondità 15-20 m).

Tab. 1.3 → Caratteristiche geotecniche da dati di letteratura.

TABELLA 1.3 DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI DEL FOSSO VETOIO	
Granulometria	Terreni che vanno dalle ghiaie ai limi argillosi.
% frazione argillosa (sempre presente)	20 ÷ 75 %
Classifica USCS	CL e CH
Indice di Plasticità (I_p)	20 ÷ 45 %
Limite di Liquidità (LL)	40 ÷ 70 %
Indice di Consistenza (I_c)	generalmente > 0.5 (sono stati registrati anche valori minori)
Peso dell'unità di vol. al naturale (γ_n)	19.5 kN/m ³
Contenuto d'acqua al naturale (w_n)	25 ÷ 40 %
Coefficiente di Permeabilità (K)	$1 \cdot 10^{-3} \div 1 \cdot 10^{-6}$
Numero di colpi ricavati dalle prove SPT (N_{SPT}) (ghiaie e sabbie)	generalmente > 35 ÷ 40
Grado di Sovraconsolidazione (OCR)	da mediamente a fortemente sovraconsolidati
Indice di spinta orizzontale (K_h)	> 6 (a conferma dello stato di sovrac.)
Resistenza al taglio non drenata (C_u)	100 ÷ 200 KPa
Angolo di Resistenza al taglio (ϕ)	23° ÷ 33°
Coesione drenata (c')	10 ÷ 30 Kpa

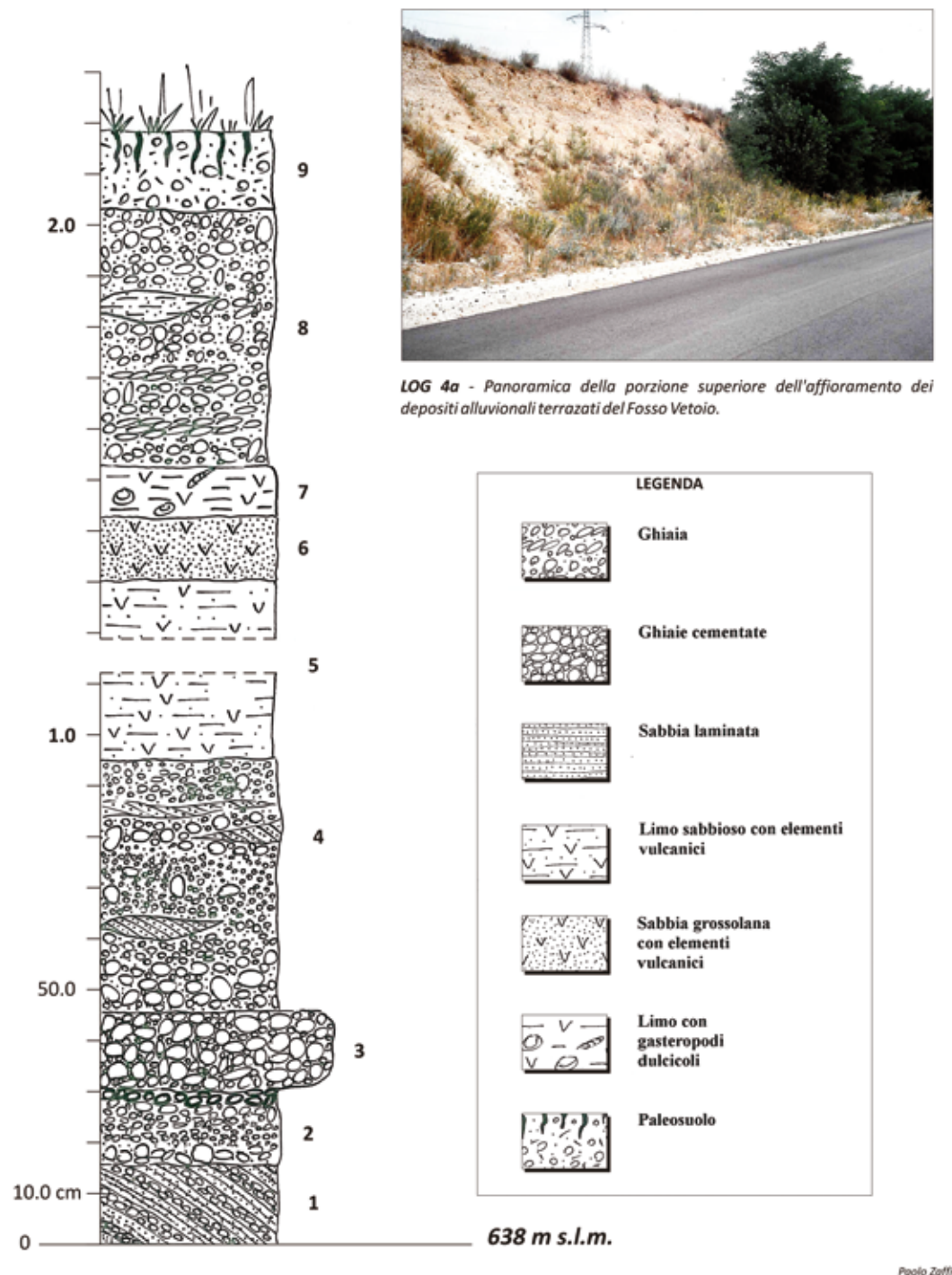
LOG 4a	SEZIONE VIA DEI MEDICI (SVINCOLO A24 L'AQUILA OVEST) (porzione inferiore)	LAT. 42.360527° LON. 13.365916°
--------	--	------------------------------------

Fig. 1.15 → Log stratigrafico di dettaglio della porzione inferiore delle Alluvioni terrazzate del Fosso Vetoio (località: Vetoio, Via dei Medici, Macroarea 2).



LOG 4b	SEZIONE VIA DEI MEDICI (SVINCOLO A24 L'AQUILA OVEST) (porzione superiore)	LAT. 42.363767° LON. 13.363239°
---------------	--	------------------------------------

Fig. 1.16 → Log stratigrafico di dettaglio della porzione superiore delle Alluvioni terrazzate del Fosso Vetoio (località: Vetoio, Via dei Medici; Macroarea 2).



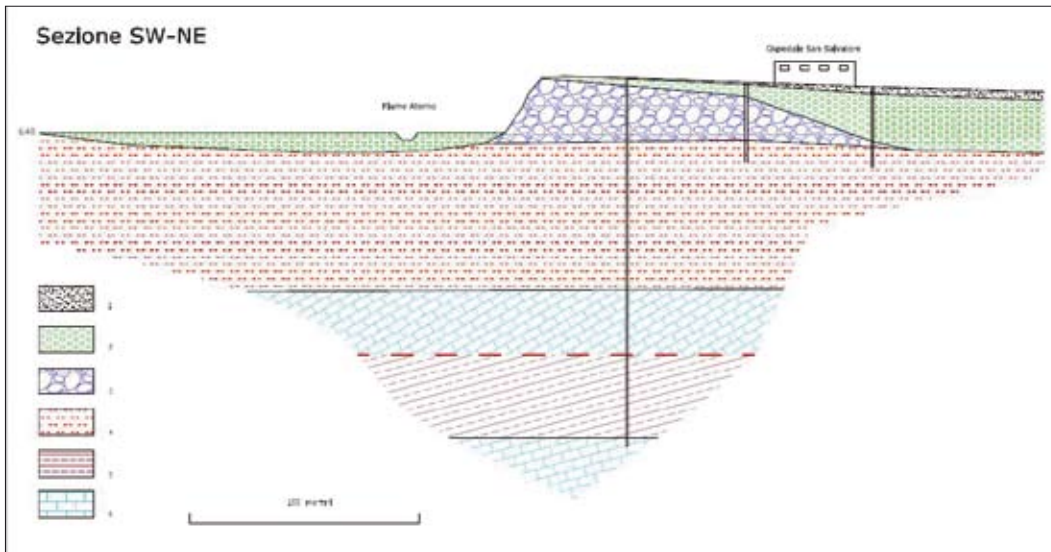


Fig. 1.17 → Profilo di dettagli o nella zona dell'Ospedale. 1- riporti; 2- ghiaie sabbiose e limi argillosi (alluvioni terrazzate del Fosso Vetoio); 3- detrito calcareo (breccie dell'Aquila); 4- ghiaie e limi sabbiosi (depositi fluviali e lacustri del Pleistocene inferiore); 5- arenarie (Miocene superiore); 6- calcari marnosi (Marne a orbulina *Auctorum* del Miocene medio).

Brecce di S. Giuliano (Pleistocene medio-superiore ?)

Brecce calcaree a frammenti irregolari metrici clasto-sostenute, a matrice rosata, ben cementate e di aspetto massivo; affiorano nel pendio del M. Pettino da Case Castelvechio al convento di S. Giuliano, appoggiate in forte discordanza sulla formazione mesozoica della Maiolica; sono in contatto tettonico con le Brecce dell'Aquila. Un altro affioramento è localizzato presso il sito della diocesi aquilana a Copito (Macroarea 2): si tratta di una breccia calcarea clasto-sostenuta e scarsa matrice a grossi blocchi decimetrici irregolari appoggiata sul substrato costituito dalla Formazione della Maiolica.

Il loro comportamento geologico-tecnico è granulare.

Limi rossi del Colle dell'Aquila (Pleistocene medio-superiore)

Nel colle dell'Aquila soprattutto tra Via XX Settembre, Via Strinella e Porta Napoli e probabilmente a colmare i fossi a fondo piatto che incidono la sommità del colle dell'Aquila, con spessori variabili da qualche metro a 20 m al di sopra delle Brecce dell'Aquila si rinvennero in sondaggio (Fig. 1.18), ma anche in affioramento (presso lo stadio dell'Acquasanta) limi argillosi rossastri con immersi clasti subangolosi centimetrici, talora prevalenti sulla frazione limosa, sia carbonatici a luoghi decarbonatati, che di selce. I limi sono interpretati come una coltre eluvio-colluviale e depositi di versante a grana fine di sedimenti di paleosuoli (Alfisol) formati a spese delle brecce sottostanti in condizioni climatiche di tipo mediterraneo spinto in periodo interglaciale (Mindel-Riss?).

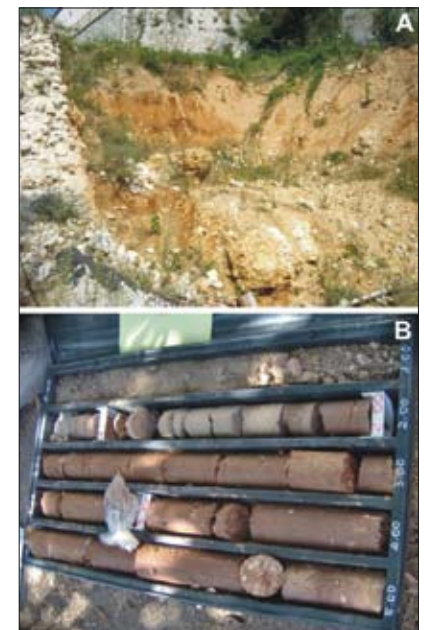
Il loro comportamento geologico-tecnico è coesivo.

Brecce dell'Aquila (Pleistocene medio)

Il colle dell'Aquila è formato da brecce da cementate a scarsamente cementate e ghiaie ben addensate talora anche matrice-sostenute che costituiscono un corpo geologico ben definito, grosso modo tabulare, dello spessore da alcune decine di metri a massimo 50 m.

I clasti sono calcarei, calcareo-marnosi e subordinatamente silicei estremamente eterometrici (dal centimetro fino a grossi blocchi che possono raggiungere dimensioni metriche); la struttura delle brecce e

Fig. 1.18 → Limi rossi del Colle dell'Aquila, in affioramento a Via Duca degli Abruzzi (A) e nel sondaggio S1.2 (B).



delle ghiaie è caotica e di aspetto massivo; i clasti sono da subangolosi a subarrotondati tra loro in parte giustapposti (breccie clasto-sostenute), in parte isolati in abbondante matrice (breccie fango-sostenute) generalmente limoso-sabbiosa di natura calcitica con un colore variabile dal giallastro, al grigiastro,

LOG 1	SEZIONE DI VIA MADONNA DEL PONTE (Fontana delle 99 cannelle)	LAT. 42.346913* LON. 13.390411*
--------------	---	--

Fig. 1.19 → Log stratigrafico di dettaglio della parte bassa delle breccie dell'Aquila (località: Madonna del Ponte).

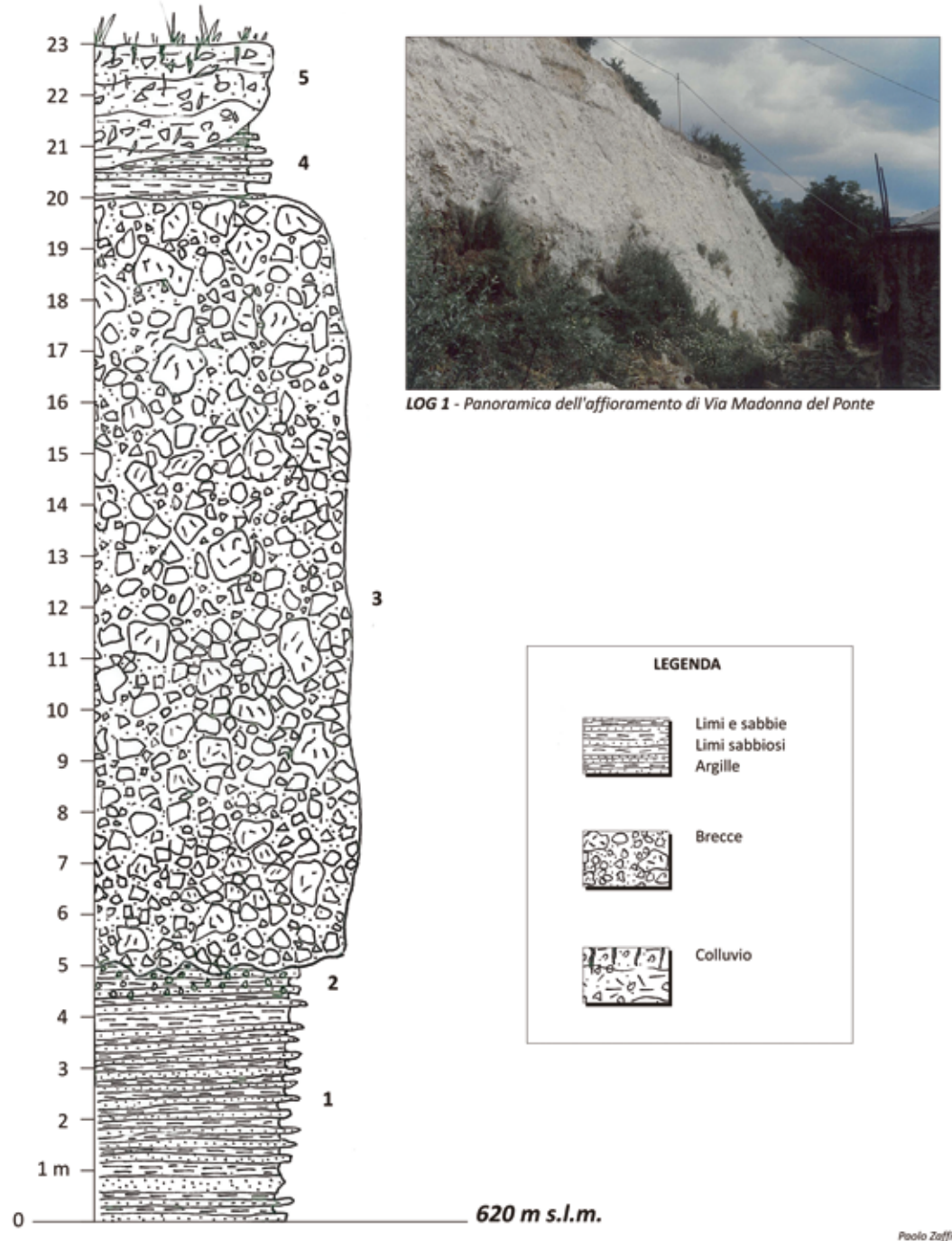


Fig. 1.20 → Breccie dell'Aquila. A: Facies massiva con casto di selce (freccia) (località: Sassa NSI); B: Blocco metrico di calcari diasprigni sottilmente stratificati imballato nelle Breccie dell'Aquila (località: Porta Roiana).

al verdognolo (Fig. 19). A seguito di processi di natura secondaria le breccie si presentano con un grado di cementazione estremamente variabile.

All'interno di uno stesso affioramento queste possono assumere un aspetto francamente lapideo (Fig. 1.20A) oppure presentarsi dotate di una scarsa coesione, dovuta alla matrice interposta tra i clasti. Nelle porzioni più cementate il litotipo può presentare cavità anche di dimensione metriche dovute a iniziali fenomeni di dissoluzione carsica talora riempite da depositi residuali (Alfisol, terre rosse) o legate a

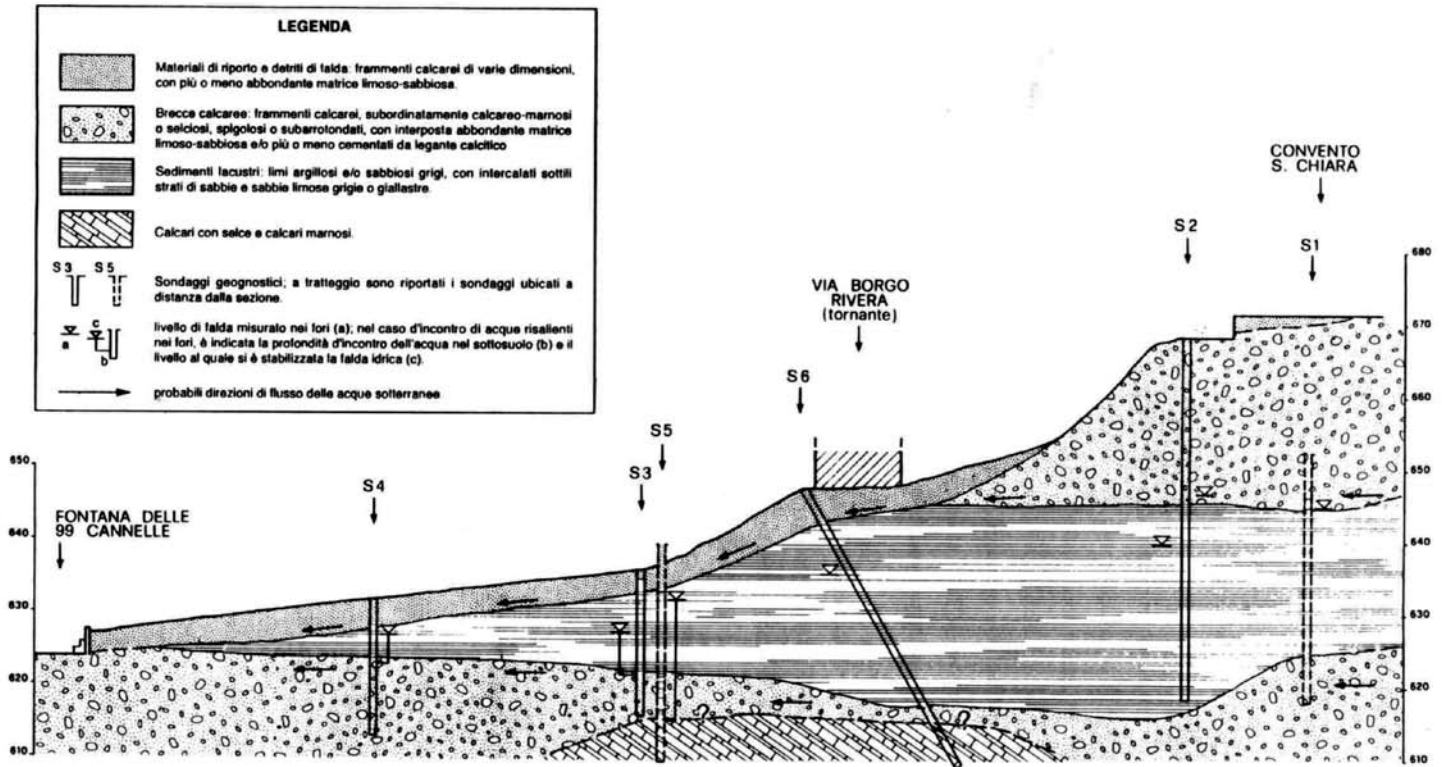


Fig. 1.21 → Profilo geologico della zona delle 99 cannelle (da Bertini et al., 1992).

fenomeni di asporto della matrice da parte di acque di infiltrazione e quindi condizionanti successivi crolli con conseguente ampliamento delle stesse. Talora le cavità sono state ampliate dall'attività dell'uomo in quanto sfruttate come cave per il prelievo del detrito calcareo utilizzato come materiale da costruzione. Localmente le breccie presentano una stratificazione più o meno evidente.

Soprattutto nei settori settentrionali del colle nelle breccie sono imballati blocchi di substrato calcareo (Formazione della Corniola e dei Calcari diasprigni *Auctorum*) fortemente fratturato che in alcuni casi raggiungono anche le dimensioni di centinaia di metri cubi (Fig. 1.20B).

Nella zona S del colle dell'Aquila dal Borgo Rivera fino a Collemaggio, alle breccie si intercalano lenti metriche e decametriche anche cartografabili estese centinaia di metri dei limi e delle sabbie fluvio-lacustri (Fig. 1.21). Inoltre alle breccie si intercalano anche limi in cui sono imballati ghiaie calcaree con un rapporto limo/ghiaia pari all'unità (sondaggio S1.2 e S1.3).

È una formazione caratterizzata quindi da una forte variabilità verticale e orizzontale nella cementazione e nel rapporto scheletro/matrice, ma di massima la frazione limoso-sabbiosa aumenta percentualmente,

sia sottoforma di lenti all'interno delle breccie che di matrice nelle ghiaie, spostandosi lungo il colle da NE verso SW, tant'è che nella zona sud del colle le breccie e le ghiaie calcaree passano con contatto parzialmente eteropico ai limi lacustri come evidenziato dalla presenza di diffuse venute d'acqua e sorgenti (Fontana delle 99 Cannelle, **figura 1.21**, o altre sorgenti della zona di Porta Barete, del Tribunale e della Villa Comunale; alcune di queste sono ormai estinte ma rimane una loro traccia sulla carta del Fonticulano: **figura 1.22**) e dalla stratigrafia dei sondaggi come quello di Via D'Annunzio (S1.7) che ha incontrato una sequenza sabbioso-limoso lacustre. Le breccie passano comunque verso il basso ai Depositi fluviali antichi sia per limite netto (ex-cava della Via Mausonia) (**Fig. 1.23**) e sia per alternanze di corpi di breccie all'interno delle sabbie dei Depositi fluviali antichi (area del Nucleo di Sviluppo Industriale di Sassa: Macroarea 2). Mentre verso l'alto le breccie evolvono in depositi più organizzati e stratificati tipici di depositi di conoide alluvionale ad elevata energia (**Fig. 1.24**). Le quote di affioramento delle breccie sono comprese tra i 900 m e 675 m s.l.m. e tra i 720 m e i 650 m s.l.m. (Coppito e Pile).

Considerando le caratteristiche sedimentologiche delle breccie (assetto caotico e massivo e la presenza di blocchi di diversi metri cubi a dar luogo a strutture da megabreccia) la loro messa in posto all'interno del bacino lacustre aquilano sembra possa essere avvenuta tramite meccanismi di frana o *debris-flow* in condizioni morfotettoniche e paleoclimatiche del tutto particolari instauratesi nel Pleistocene medio (Demangeot, 1965). La provenienza dei corpi detritici era sicuramente verso nord, dal Gran Sasso, considerando l'appartenenza dei clasti alle formazioni meso-cenozoiche di scarpata-bacino. Nelle zone distali delle colate il materiale detritico calcareo si è mescolato all'interno dei limi lacustri a formare i limi con ghiaia oppure si sono formate lenti di breccie all'interno dei limi funzione dell'energia e del volume delle singole colate.

La parte alta del corpo tabulare delle breccie si è probabilmente messo in posto in ambiente subaereo come testimoniato dalle litofacies di conoide e dalla presenza di paleosuoli intercalati (**Fig. 1.24**) evidenziando un cambio dell'ambiente di sedimentazione da subacqueo a subaereo.

Nella carta geolitologica con la formazione delle breccie nella zona S del colle (villa comunale e via XX Settembre) sono state incluse, perchè non cartografabili a causa dell'estrema variabilità e la copertura urbana, anche i limi, le sabbie e i limi con ghiaia fluvio-lacustri intercalati che scompaiono a partire dalla Piazza del mercato verso N. Si delinea quindi, come prima ipotesi di lavoro, per il colle due zone con stratigrafia differente: quella S in cui si rinvenivano le intercalazioni di limi, sabbie e limi con ghiaia e quella N e centrale in cui queste sono assenti e mancano localmente anche i limi lacustri sottostanti alle breccie come evidenziato dal sondaggio eseguito presso il palazzo Camponeschi alla fine di febbraio 2010 che ha attraversato per 76 m le breccie senza incontrare i limi (**Tab. 1.4, Fig. 1.25**). I dati gravimetrici che sono stati utilizzati per costruire le sezioni geologiche alla scala del bacino congiuntamente alle informazioni provenienti dal rumore strumentale sono incongruenti con la stratigrafia del sondaggio;

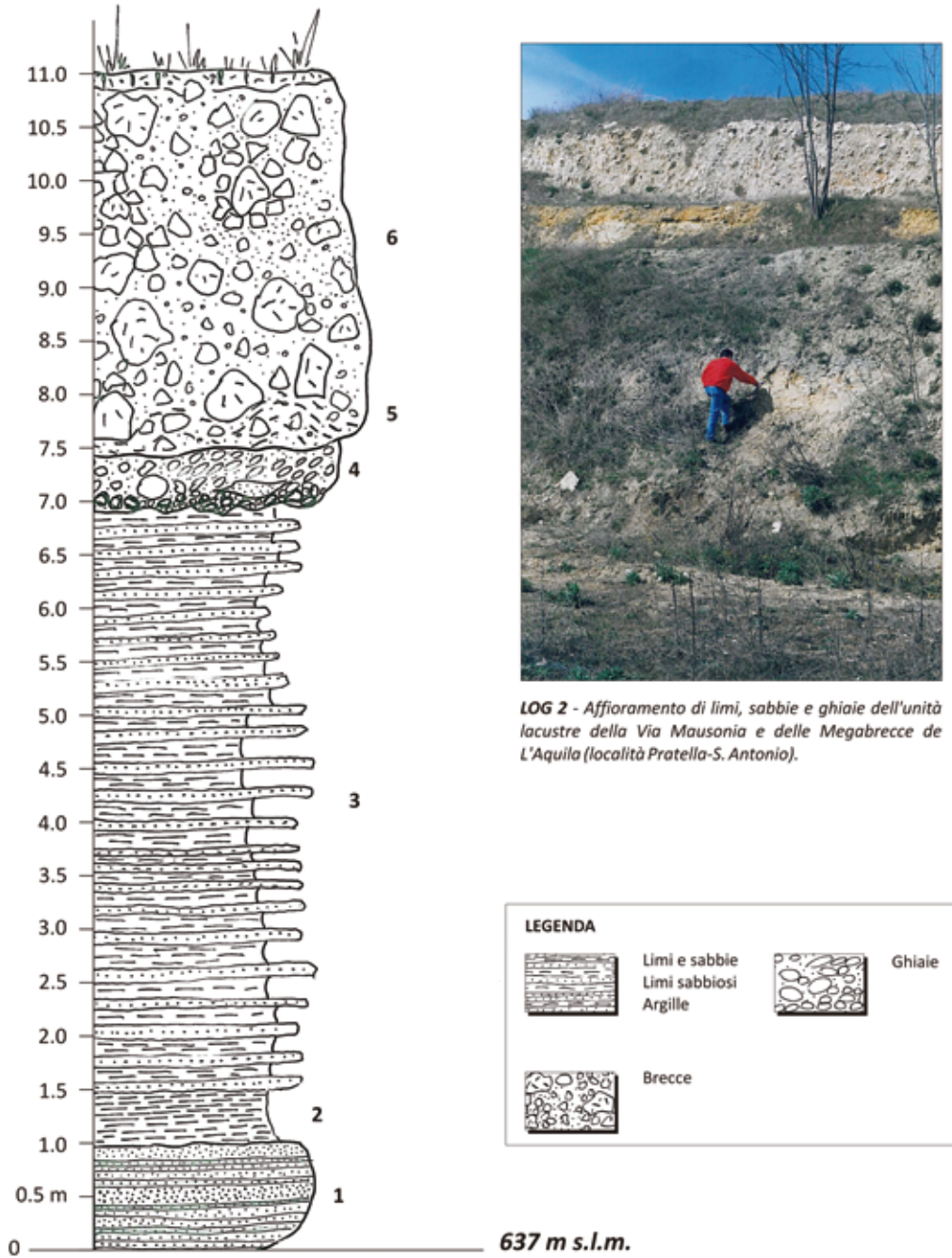
si può ipotizzare peraltro che la superficie di appoggio delle breccie sia articolata con la presenza di scarpate dove non arrivava la sedimentazione lacustre o siano presenti delle faglie pre-breccie ad attività pleistoceniche che hanno condizionato l'erosione dei limi lacustri. Solamente una maggiore densità di sondaggi profondi o profili sismici a riflessione potrebbero nel futuro migliorare il modello geologico del sottosuolo e chiarire le geometrie del substrato delle breccie.

Fig. 1.22 → Ubicazione delle sorgenti (frecce) ormai quasi del tutto estinte (la parte la Fontana delle 99 cannelle: 99) localizzate sul limite fra le breccie e i limi lacustri. A) zona W del Tribunale, 99: fontana delle 99 cannelle; B) zona S della villa comunale (dalla carta dell'Aquila del Fonticulano, XVI secolo).



LOG 2	SEZIONE DELLA S.R. 615 Via dell'Aquila in Bagno Piccolo (incrocio Via Mausonia)	LAT. 42.334408° LON. 13.403028°
--------------	--	--

Fig. 1.23 → Log stratigrafico di dettaglio del passaggio fra le breccie e i depositi fluviali antichi (località: cava ritombata della Via Mausonia).



LOG 3	SEZIONE DELLA S.P. N° 70 PER COLLEBRINCIONI Via Francesco Paolo Tosti (Km 2)	LAT. 42.367669° LON. 13.402485°
--------------	---	--

Fig. 1.24 → Log stratigrafico di dettaglio della parte alta della formazione delle breccie dell'Aquila (località: strada per Collebrincioni, incrocio Via Tosti-Via Capo Croce).

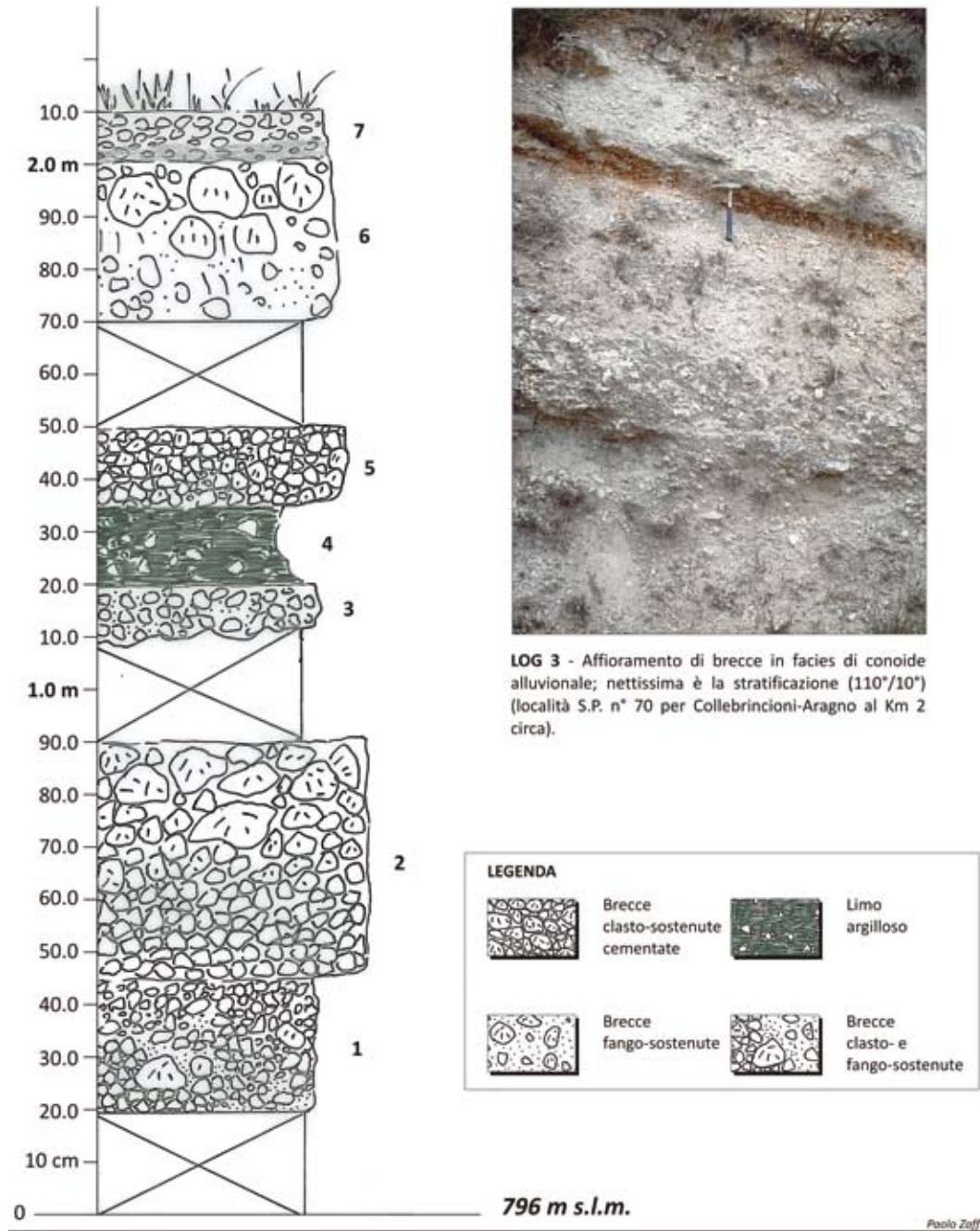


TABELLA 1.4

00,00 - 00,25 m	Massetto stradale
00,25 - 02,00	Materiali di riporto: frammenti calcarei eterometrici con diversi pezzi di laterizi .
02,00 - 04,00	Frammenti calcarei con sabbia limosa biancastra e rossastra. Depositi colluviali
04,00 - 09,00	Frammenti calcarei spigolosi di dimensione centimetrica e raramente decimetrica in matrice limosa e sabbiosa biancastra.
09,00 - 11,00	Cavità
11,00 - 76,00	Frammenti calcarei spigolosi di dimensione centimetrica e raramente decimetrica in matrice limosa e sabbiosa biancastra. Si rinviengono raramente alcuni frammenti di selce grigio-nera. Anche se durante la fase di avanzamento del sondaggio la trivella tende a rendere i frammenti più o meno della stessa grandezza, le dimensioni degli stessi variano dalla ghiaia centimetrica al grosso blocco metrico. All'interno si rinviene una abbondante frazione limoso-sabbiosa calcarea. I materiali sono ben addensati e presentano una debole cementazione.

Tab. 1.4 → Log stratigrafico del sondaggio di palazzo Camponeschi.

TABELLA 1.5 BRECCIE DELL'AQUILA

Comportamento geotecnico	Brecce con carattere semilapideo	Brecce debolmente coesive	Brecce con caratteristiche intermedie
Peso di Volume della parte solida (γ_s)	22 kN/m ³	20 kN/m ³	21 kN/m ³
Coefficiente di permeabilità (K)	1·10 ⁻² ÷ 5·10 ⁻⁴	1·10 ⁻² ÷ 5·10 ⁻⁶	1·10 ⁻² ÷ 5·10 ⁻⁴
Coesione Permanente (c)	20 KPa	0 ÷ 5 KPa	10 KPa
Angolo di attrito (ϕ')	30 ÷ 35	30 ÷ 35	30 ÷ 35
Modulo di deformazione (E)	5·10 ⁶ KPa	2·10 ⁶ KPa	4·10 ⁶ KPa
Coefficiente di Poisson (ν)	0:03	0:03	0:03

Tab. 1.5 → Caratteristiche geotecniche da dati di letteratura.

Il comportamento geologico-tecnico delle Breccie dell'Aquila è variabile da granulare debolmente coesivo a cementato e litoide (Tab. 1.5) ed in queste si possono rinvenire sia cavità che blocchi calcarei omogenei di diversi metri cubi.

I Depositi fluviali antichi e i Depositi lacustri antichi sono i più antichi depositi continentali affioranti nelle macroaree 1 e 2. Sono da riferire al Pleistocene medio e inferiore e in base a considerazioni litostratigrafiche e geomorfologiche sono correlabili con il Complesso di Madonna della Strada. Nel lavoro della Ge.Mi.Na. (1963), tale associazione litologica denominata Complesso superiore argilloso-sabbioso-lignitifero rappresenta la porzione superiore di una successione suddivisa in tre parti a cui fanno parte verso il basso anche il Complesso inferiore argilloso-sabbioso-ghiaioso e quindi il Complesso intermedio ghiaioso-sabbioso-argilloso, ambedue non affioranti ma che sono stati incontrati in sondaggio (per esempio quello per la ricerca di acqua del sito del progetto C.A.S.E. di Sassa NSI) e che sono quindi stati cartografati nei profili geologici.



Fig. 1.25.A → ubicazione del sondaggio di palazzo Camponeschi; B: recupero da 30 a 35 m dal p.c.; C: recupero da 50 a 55 m dal p.c.; D: recupero da 70 a 75 m dal p.c..



È proprio nelle argille e sabbie della cava Santarelli, presso Madonna della Strada (Scoppito), che è stato ritrovato un esemplare intero di *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis vestinus* attribuibile all'Unità Faunistica di Farneta del Villafranchiano superiore (Maccagno, 1962; Ge.Mi.Na, 1963; Demangeot, 1965; Bosi & Bertini, 1970; Esu *et al.*, 1992; Blumetti *et al.*, 1996; Lorè & Tallini, 1997).



Fig. 1.26 → Depositi fluviali antichi. A) successione tiltata verso S di circa 10° presso il Bar Venti al Campo di Pile; verso il basso, a sinistra fuori dalla foto le argille lacustri a planorbis, al centro sabbie, verso l'alto ghiaie. B) appoggio delle Breccie dell'Aquila alla sommità di Colle Macchione sulle sabbie e ghiaie del Pleistocene medio. C) dettaglio delle ghiaie di A; notare il grado di smussamento e le dimensioni dei clasti. D) ciottoli embriciati e clasto di bauxite proveniente molto probabilmente dall'area di Campo Felice (freccia) (foto S. Agostani). E) laminazioni oblique nelle sabbie (progetto C.A.S.E. di Pagliare di Sassa). F) apparati radicali subverticali testimoniando locali fenomeni di emersione e alterazione nei limi intercalati alle sabbie (progetto C.A.S.E. di Pagliare di Sassa).

Depositi fluviali antichi (Pleistocene medio)

Sabbie silicoclastiche da grossolane a fini giallastre localmente con livelli limoso-argillosi grigi con laminazioni piano parallele e incrociate a cui si intercalano lenti di ghiaie poligeniche eterometriche con clasti ben smussati ed arrotondati provenienti dalle formazioni di piattaforma carbonatica mesozoica (Unità dei Monti d'Ocre) e di scarpata (Unità del Gran Sasso) (Fig. 1.26). Verso il basso questa formazione passa nettamente ai Depositi lacustri antichi.

Nelle sabbie di passaggio ai limi sottostanti sono stati rinvenuti in più siti resti di mammiferi del Pleistocene medio recuperati dal gruppo di lavoro coordinato da Silvano Agostini e Maria Adelaide Rossi (SBAA, Chieti) e conservati presso la Soprintendenza per i Beni Archeologici dell’Abruzzo a Chieti (al Bar Venti due difese, 4 molari e frammenti di cranio di *Mammuthus meridionalis*: **figure 1.27 e 1.28**; nel sito del progetto C.A.S.E. di Pagliare di Sassa ossa tarsali e metatarsali di megacero e presso la

Fig. 1.27 → Difese di *Mammuthus meridionalis* rinvenute nel maggio del 2009 presso il Bar Venti presso il Campo di Pile (foto di S. Agostini).

Fig. 1.28 → Dettaglio di molare di *Mammuthus meridionalis* rinvenute nel maggio del 2009 presso il Bar Venti presso il Campo di Pile (foto di S. Agostini).

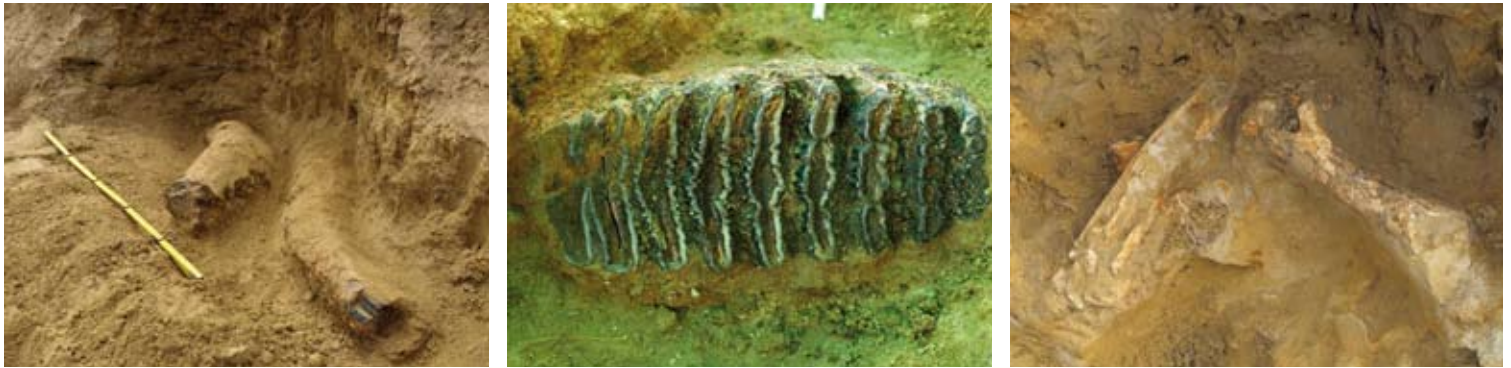


Fig. 1.29 → Ossa tarsali e metatarsali di megacero rinvenute nel giugno del 2009 presso il sito del progetto CASE di Pagliare di Sassa (foto di S. Agostini).

Cava di Colle Mancino, **figura 1.29**). A questi siti a mammiferi si aggiunge quello di Pagliare di Sassa scoperto nel 1997 nelle cui vicinanze è stato eseguito un sondaggio (**Fig. 1.30**); la misura della polarità magnetica sui campioni di questo ha evidenziato il limite Brunhes-Matuyama (780.000 anni) e l’evento normale Jaramillo (1.000.000 anni fa) nei limi dei Depositi lacustri antichi, poco al di sotto delle sabbie di questa formazione, datando così al Pleistocene medio il limite litologico fra i Depositi fluviali e lacustri antichi.

Le quote degli affioramenti della formazione sono generalmente comprese tra i 680 m e i 660 m. Il suo spessore è di circa 20 m. Il loro comportamento geologico-tecnico è granulare – coesivo.

Depositi lacustri antichi (Pleistocene inferiore).

Si tratta di limi sabbioso-argillosi sovraconsolidati grigiastri sottilmente stratificati (con spessore di qualche centimetro) contenenti ostracodi, molluschi dulcicoli tipo Planorbis e frammenti di lignite detritica, spesso alternati con sottili livelli di sabbie giallo-ocracee e livelli e bancate anche metriche di lignite (**Fig. 1.31**). Le quote degli affioramenti sono generalmente comprese tra i 600 m e i 660 m. Lo spessore dell’unità è di circa 90 m (da dati sondaggi Ge.Mi.Na., 1963). L’età è ascrivibile al Pleistocene inferiore in quanto presentano una polarità magnetica inversa (età compresa fra 0.78 e 1.77 Ma). Secondo Messina *et al.* (2009), invece le sabbie e

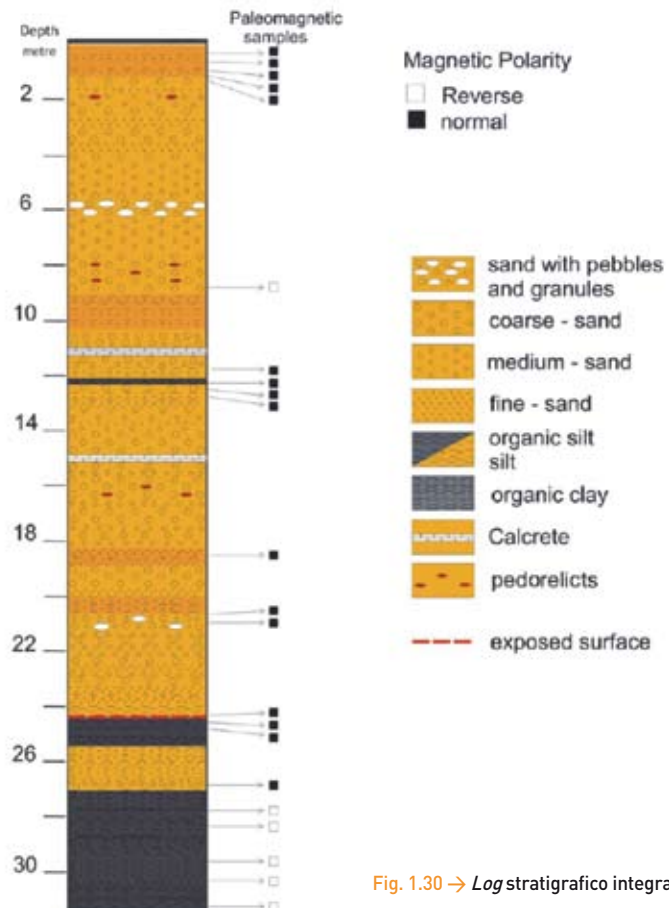


Fig. 1.30 → Log stratigrafico integrato del sito di Pagliare di Sassa (da Palombo *et al.*, 2010)

i limi stratificati di origine lacustre nei pressi di Pianola vengono ascritti dubitativamente al Pliocene superiore in quanto presentano una polarità magnetica normale (ovvero un'età pre-1.77 Ma) e presentano vistose deformazioni alla scala dell'affioramento. La sequenza stratigrafica del limite Pleistocene inferiore-medio nella piana di L'Aquila ovest e zona Via Mausonia (Fig. 1.23) corrisponde al passaggio litologico, dal basso verso l'alto, fra i limi lacustri con lignite e sabbie (Depositi lacustri antichi ovvero il Complesso argilloso sabbioso lignitifero *sensu* Ge.Mi.Na., 1963), le sabbie e le ghiaie (Depositi fluviali antichi) e le brecce calcaree (Brecce dell'Aquila) che è ben cartografabile nella zona di Sassa NSI e di Pagliare di Sassa (in queste zone il limite viene dislocato da faglie sia alla scala dell'affioramento che a quella della cartografia 1:5.000). I dati paleomagnetici e macropaleontologici vincolano il passaggio litologico fra sabbie e limi all'inizio del Pleistocene medio (Palombo *et al.*, 2010). Il comportamento geologico-tecnico dei limi della formazione dei Depositi lacustri antichi è di tipo coesivo (Tab. 1.6).

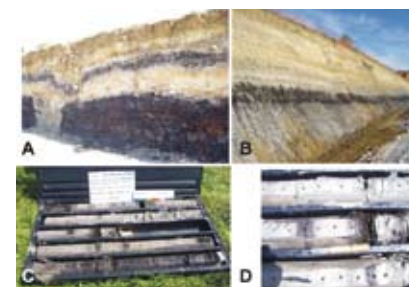


Fig. 1.31 → A) Limi con lignite (livelli scuri) e sabbie (livelli gialli) dislocati da una faglia presso Casa Scarsella; B) Limi argillosi con lignite e sabbie (sito del progetto CASE di Sassa NSI); C) limi con lignite del sondaggio S2.1; D) dettaglio dei livelli lignitiferi (S2.1).

Tab. 1.6 → Caratteristiche geotecniche da dati di letteratura .

TABELLA 1.6 DEPOSITI LACUSTRI ANTICHI	
Granulometria	Terreni che vanno dalle argille limose debolmente sabbiose alle sabbie limose debolmente argillose.
% frazione argillosa	15 ÷ 65 %
% frazione sabbiosa	sempre presente (in alcuni casi fino al 50%)
Composizione media (nomenclatura secondo le raccomandazioni AGI)	Argilla con limo e sabbia
Classifica USCS	CL e CH
Indice di Plasticità (I_p)	10 ÷ 35 %
Limite di Liquidità (LL)	30 ÷ 80 %
Indice di Consistenza (I_c)	sempre > 0.75 (consistenza solido-plastica poco variabile con la profondità)
Peso dell'unità di vol. al naturale (γ_n)	19 KN/m ³
Contenuto d'acqua al naturale (w_n)	15 ÷ 35 %
Coefficiente di Permeabilità (K)	1·10 ⁻⁷ ÷ 1·10 ⁻⁸
Grado di Sovraconsolidazione (OCR)	4 ÷ 12 (fortemente sovraconsolidati)
Indice di spinta orizzontale (K_h)	6 ÷ 8 (fortemente sovraconsolidati)
Resistenza al taglio non drenata (C_u)	220 ÷ 230 KPa (valori questi più elevati rispetto a quelli trovati per gli stessi sedimenti in affioramento (50 ÷ 140 Kpa) variabili da punto a punto senza nessuna relazione con la profondità)
Angolo di Resistenza al taglio (ϕ)	24° ÷ 34°
Coesione drenata (c')	10 ÷ 40 KPa
Velocità sismiche	1.75 e 1.8 Km/sec

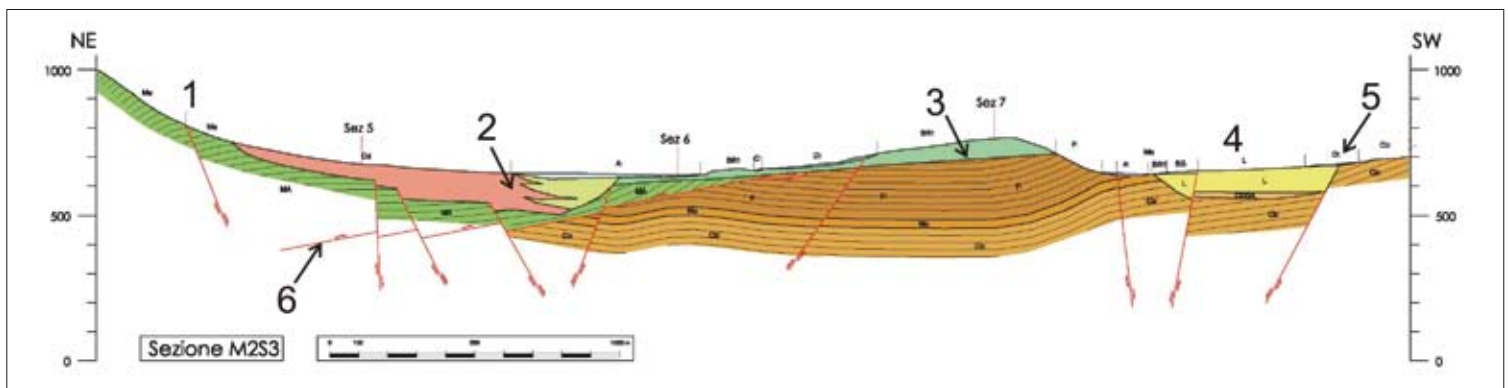
1.2.2.2 Il substrato pre-Quaternario

Il substrato pre-Quaternario affiora sporadicamente nelle Macroree 1 e 2 ed è caratterizzato da formazioni carbonatiche e terrigene meso-cenozoiche in facies di scarpata-bacino (unità del Gran Sasso) e di piattaforma (unità dei Monti d'Ocre). Il letto della faglia del M. Pettino e alcuni rilievi isolati della Macroarea 2 (Cansatessa e Colle dei Grilli) sono costituiti da formazioni di scarpata-bacino dell'unità del Gran Sasso (Fig. 1.32).



Fig. 1.32 → A) Strati fortemente inclinati di Maiolica detritica presso la sommità della cava di Colle dei Grilli (*hangingwall* del retroscorrimento di Colle Macchione); B: marne a *Cylindrites* a stratificazione suborizzontale nel letto dell'alveo del T. Raio presso il ponte Peschio che passano verso l'alto alle arenarie torbiditiche (C) (monoclinale del *footwall* del retroscorrimento di Colle Macchione); D: Breccie dell'Aquila del Pleistocene medio sulla sommità di Colle Macchione ribassate verso ENE da una faglia la cui espressione morfologica è la scarpata in primo piano; sullo sfondo il colle dell'Aquila.

I versanti a S della piana sono caratterizzati dalle formazioni di piattaforma (margine incluso) del Cretacico che passano verso l'alto alle formazioni calcaree (calcari a briozoi e litotamni e litofacies affini), marnose (Marne a orbuline e a *cylindrites*) e, quindi ai depositi terrigeni di avanfossa arenaceo-pelitici torbiditici del Miocene (Fig. 1.32). Il contatto fra le due sequenze, localmente affiorante (a Colle



Macchione, Macroarea 2) e sepolto nella Macroarea 1 al di sotto delle formazioni quaternarie del colle dell'Aquila è un retroscorrimento immergente a N di 30°-40° (Fig. 1.33).

Unità dei Monti d'Ocre.

Unità terrigena arenacea torbiditica (Messiniano). Arenarie torbiditiche in strati spessi (> di 50 cm) prevalentemente massive con interstrati pelitici (Fig. 1.32C). Affiora nell'area verso Bazzano (Macroa-

Fig. 1.33 → Profilo trasversale alla piana dell'Aquila ovest. 1: faglia del M. Pettino; 2: depocentro del bacino altopleistocenico dei detriti del *pediment* e delle alluvioni terrazzate del Vetoio; 3: superficie di appoggio delle Breccie dell'Aquila inclinato verso la faglia del M. Pettino; 4: culminazione strutturale dei limi lacustri del Pleistocene inferiore; 5: faglia antitetica del margine sud della piana; 6: retroscorrimento di Colle Macchione.

rea 1) e il versante meridionale di Colle Macchione (Macroarea 2). Unità terrigena marnosa (Miocene medio). Marne argillose e marne grigio scuro e grigio-azzurre ricche di orbuline (Marne a orbuline) che passano verso il basso a marne più o meno calcaree con glauconite e tracce fossili in strati da sottili a medi (Marne a *cylandrites*) (Fig. 1.32B). Affiorano nel *thalweg* del Torrente Raio presso Casa Scarsella (Macroarea 2). Unità calcareo-detritica (Miocene inferiore) (*sensu* foglio CARG L'Aquila a scala 1:50.000). Calcari granulo-sostenuti bio- e intra-clastici grigi e giallastri con frammenti di briozoi, litotamni, ditrupe e pectinidi (Calcari a briozoi e litotamni). Calcareniti tipicamente losangate più o meno grossolane bruno-aranciate con frequenti "punti rossi"; rare le intercalazioni marnose (Calcareniti a punti rossi). Calcareniti fini, dolomitizzate verdognole con glauconite (Calcareniti arancioni). Per tutte le litologie strati da medi a spessi. Costituiscono con giacitura monoclinale immergente a NNE dei versanti dei Roio (Macroarea 2).

Unità del Gran Sasso

Scaglia detritica (*sensu* foglio CARG L'Aquila a scala 1:50.000) (Eocene *p.p.* – Cenomaniano *p.p.*). Calcari fango-sostenuti bianchi e rosati, localmente laminati, in strati da medi a sottili talora con intercalazioni di calcareniti e livelli di selce grigiastra e rosata. Maiolica detritica e Calcareniti e calciruditi a fucoidi (*sensu* foglio CARG L'Aquila a scala 1:50.000) (Cenomaniano *p.p.* – Titanico superiore). Calcari fango-sostenuti biancastri e grigi in strati sottili e medi con selce nera a cui si intercalano orizzonti intra- e bio-clastici e tipici *packstone* grigi a oidi (Maiolica detritica) (Fig. 1.32A). Calcareniti e calciruditi bioclastiche in strati spessi talora parzialmente ricristallizzati con selce con orbitoline e rudiste (Calcareniti e calciruditi a fucoidi). Corniola e Calcari diasprini detritici (*sensu* foglio CARG L'Aquila a scala 1:50.000) (Lias medio). Calcari fango-sostenuti in strati sottili con liste di selce e intercalazioni calcarenitiche. Tale formazione costituisce soprattutto il letto della faglia del M. Pettino e ivi risulta fortemente cataclasata e dolomitizzata (Fig. 1.34).

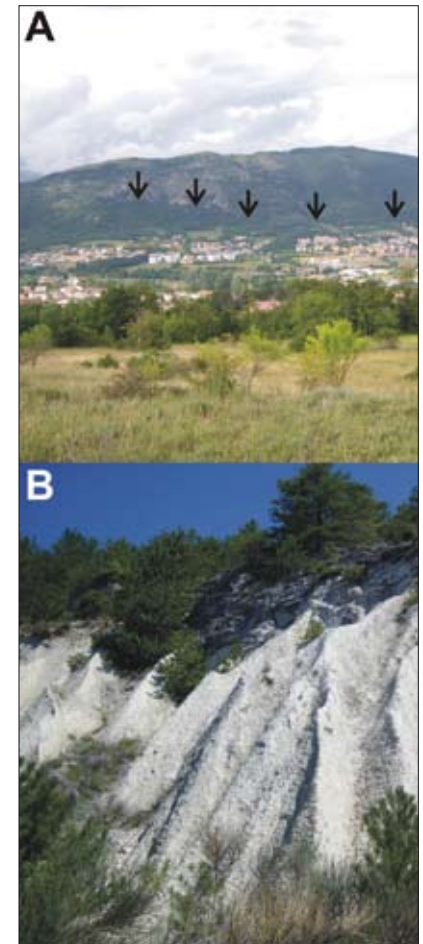
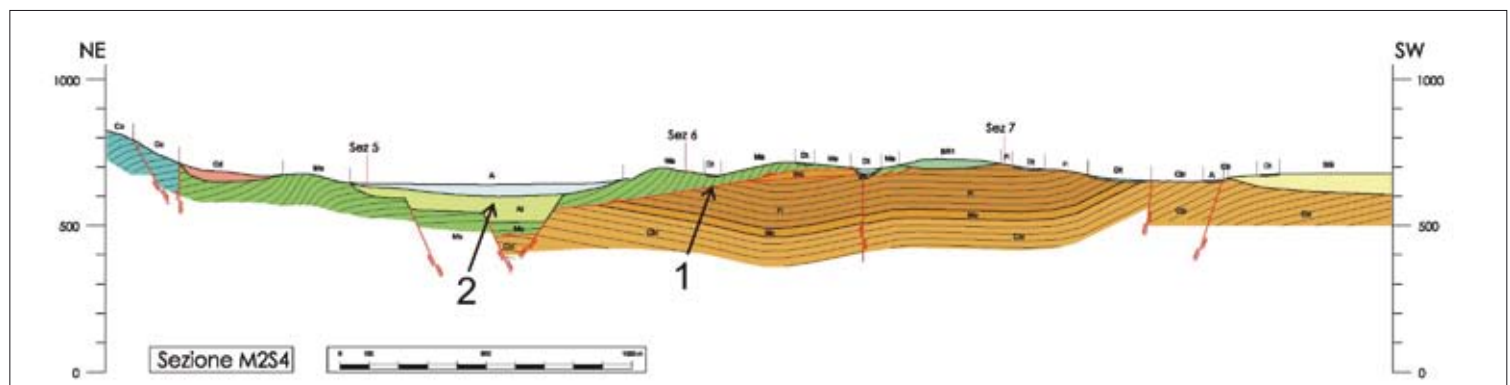


Fig. 1.34 → A) Panoramica della faglia del M. Pettino (freccie) vista da Coppito; B: roccia di faglia nella formazione della Corniola (tetto della faglia del M. Pettino) (località: a monte di Via Francia).

1.2.3 Assetto tettonico

L'assetto tettonico locale è il risultato di complessi eventi deformativi. Come elemento compressivo, legato alla strutturazione del *thrust belt*, ricordiamo il già citato retroscorrimento di Colle Macchione (Figg. 1.4, 1.33, 1.35) che caratterizza il tetto della faglia del M. Pettino e che realizza la sovrapposizione

Fig. 1.35 → Profilo trasversale alla piana dell'Aquila ovest. Si noti il retroscorrimento di Colle Macchione (1) e il piccolo *Graben* della valle dell'Aterno (2).



tettonica delle formazioni bacinali della Maiolica detritica e delle Calciruditi e calcareniti a fucoidi al di sopra della successione terrigena miocenica.

È testimoniato dall'andamento in pianta del limite tettonico Maiolica - Marne detritiche a cylindrites presso Colle Macchione (vedi carta geolitologica), dal raddoppio tettonico delle arenarie torbiditiche incontrato a circa 120 m da un sondaggio profondo presso l'Ospedale S. Salvatore (Fig. 1.17), dalla roccia di faglia che è stata incontrata nel sondaggio eseguito presso la stazione RAN AQQ di Colle dei Grilli la cui presenza probabilmente condiziona il comportamento sismico della stazione accelerometrica.

Successivamente alla strutturazione del *thrust belt* l'area è stata interessata da un'intensa tettonica distensiva responsabile dell'enucleazione di sistemi di faglie normali prevalentemente SW-immersenti che hanno condizionato l'evoluzione di strutture tipo *Graben* e alla formazione delle conche intramontane della media Valle dell'Aterno che sono state sede di intensa sedimentazione. Si individuano quindi nella piana dell'Aquila Ovest almeno tre sistemi distensivi principali che in ordine di importanza sono:

1. la faglia del M. Pettino (Figg. 1.3, 1.33, 1.34, 1.35);
2. la faglia antitetica del *Graben* di Campo di Pile (Figg. 1.33, 1.36);
3. il sistema di faglie trasversale alla piana a direzione NW-SE e NNW-SSE (Figg. 1.37B, 1.32D).

La faglia del M. Pettino.

La *master fault* del *Graben* della piana dell'Aquila è S-immersente di circa 60°-70°, borda a N la piana e a questa si associano il sistema di faglie sintetiche normali sepolte dai detriti delle conoidi e delle alluvioni del Vetoio che sgradonano verso SW il tetto della faglia (Figg. 1.33, 1.34, 1.35). Il piano principale mette a contatto la corniola con la Maiolica detritica solo in alcuni punti, come presso Via Francia dove per questo motivo è stata realizzata una trincea a fini paleosismologici, il piano di faglia mette a contatto dislocandoli i depositi quaternari.

L'evoluzione geomorfologica del versante sud-occidentale del Monte Pettino è governata dall'attività della faglia situata alla sua base. In corrispondenza dell'emergenza in superficie di tale faglia è presente un'evidente scarpata, verosimilmente interpretabile come una *scarplet*.

L'evidenza morfologica della faglia è legata anche ad un'altra sua caratteristica; essa è accompagnata da una fascia cataclastica molto ampia, interessata da fenomeni di erosione accelerata che danno luogo a forme del rilievo di tipo calanchivo.

Anche il profilo generale del versante del M. Pettino è indicativo dell'attività della faglia alla sua base: è nettamente più ripido nella porzione inferiore, presentando evidenti faccette trapezoidali e triangolari, elemento tipico dei versanti di faglia. È possibile distinguere porzioni di faccette ad acclività e freschezza via via decrescente salendo in quota, a testimoniare l'occorrenza di diversi episodi di riattivazione della faglia alla base del versante.

L'attività della faglia del Pettino è testimoniata anche dalla dislocazione di forme deposizionali. Scarpate di faglia interessano infatti i detriti di falda ed i conoidi alluvionali recenti (di età Pleistocene Superiore-Olocene), che costituiscono la fascia pedemontana. In particolare una scarpata di faglia riguarda un conoide situata in corrispondenza della terminazione sud-occidentale della faglia presso la conoide di Sfrizzoli; su questo conoide sono stati eseguiti rilievi topografici di dettaglio, sia attraverso metodologie G.P.S. (Blumetti *et al.*, 1997), che con il teodolite (Giuliani *et al.*, 1998). Entrambi i metodi hanno evi-



Fig. 1.36 → Deformazioni indotte dalla pressione di poro su *soft sediment* (com. pers. F. Storti) (A) e fragili (B) sulle sabbie del Pleistocene medio (Depositi fluviali antichi) nella zona di taglio della faglia antitetica del bordo sud della piana dell'Aquila ovest (località: sito del progetto C.A.S.E. di Pagliare di Sassa) (foto F. Balsamo e F. Storti).



Fig. 1.37 → Faglie normale sia parallele, nelle alluvioni terrazzate del Pleistocene medio del Cermone) che trasversali, nelle breccie dell'Aquila presso Via Francia alla direzione della *master fault* del M. Pettino orientata WNW-ESE.

denziato una scarpata di faglia cui corrisponde un rigetto verticale di circa 3 m, che riguarda i depositi del Pleistocene superiore.

Ad W dell'abitato di Castelvecchio la faglia perde di evidenza ed il versante è limitato verso sud da un lineamento orientato E-W. Su questo stesso versante, a mezza costa, sono presenti nette rotture di pendio che corrispondono ad un sistema di faglie quaternarie ad andamento circa E-W.

La faglia antitetica del Graben N-immersente.

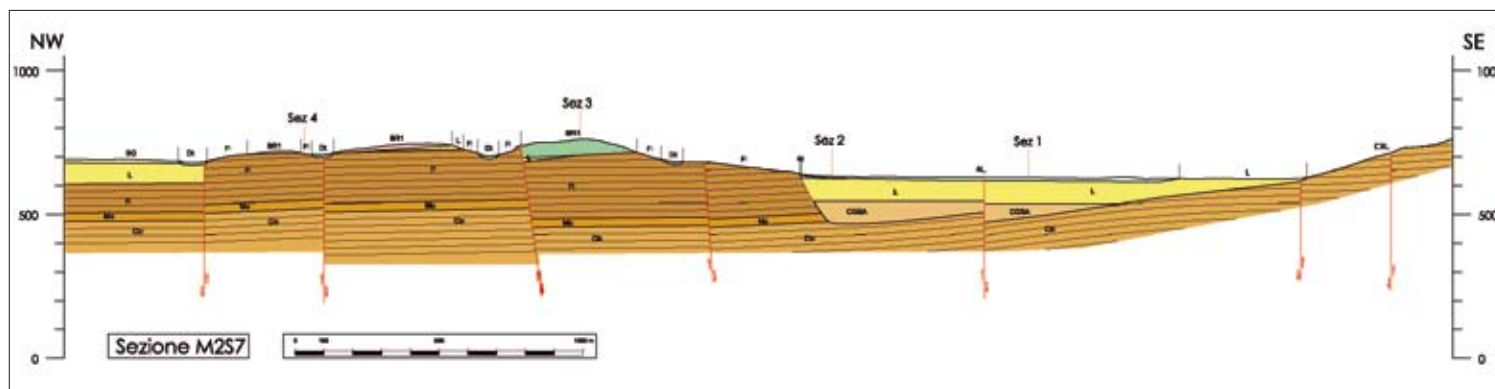
Delimita il bordo SW della piana presso il Campo di Pile. La sua presenza è testimoniata dalla dislocazione della monoclinale N-immersente del substrato miocenico e del limite Pleistocene medio ed inferiore (Fig. 1.33), dalle diffuse deformazioni alla scala dell'affioramento nei depositi pleistocenici (Fig. 1.36), oltre che dall'immersione a Sud di 10° cioè verso la faglia antitetica degli strati pleistocenici (Fig. 1.26A). Attualmente il contatto fra i calcari miocenici del pendio di Roio e i depositi di versante lungo la linea pedemontana del bordo SW della piana da Case Aquilio a Genzano di Sassa è di tipo erosivo, come dimostrato dalle osservazioni in situ e dalle indagini MASW eseguite presso il Bar Venti. Quindi si precisa che la faglia bordiera non mostra pericolosità sismica in quanto non sono evidenti deformazioni su formazioni altopleistoceniche-oloceniche o indizi di morfotettonica recente.

D'altra parte i depositi della piana di Roio a quota circa 800 m s.l.m. presentano forti analogie con quelli della piana sottostante a circa 600 m s.l.m. Infatti, a S. Rufina è presente il limite fra le sabbie e i sottostanti limi argillosi, riconducibile al limite Pleistocene inferiore e medio, e ciò è avvalorato da studi paleomagnetici condotti dal Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre (com. pers. M. Mattei). Infatti, la polarità magnetica misurata nei limi del sondaggio del progetto C.A.S.E. di S. Rufina risulta essere inversa; questo significa che i limi della piana di Roio potrebbero essere del Pleistocene inferiore. Se questo dato verrà convalidato da ulteriori e più approfonditi studi possiamo ritenere che la faglia antitetica individuata sulla base di osservazioni geologiche-strutturali abbia rigettato 200 m in 700.000 anni, età approssimativa del limite Pleistocene inferiore e medio (corrispondente al passaggio litologico fra le sabbie e i limi), ovvero tale faglia è caratterizzata da un tasso di dislocazione pari a circa 0,03 cm/anno, valore in accordo con quelli calcolati in Appennino centrale (Fig. 1.3). Riteniamo che queste deformazioni sono limitate al Pleistocene medio giacché il contatto fra il substrato e i depositi quaternari lungo la linea pedemontana è chiaramente erosivo e quindi si ribadisce che la faglia bordiera antitetica non è sismogenetica e non deve essere presa in considerazione in valutazioni sulla pericolosità sismica della zona.

Il sistema di faglie a direzione NW-SE e NNW-SSE.

Queste faglie hanno cinematica distensiva e talora trascorrente, come per esempio testimoniato dalle deformazioni del Colle di Roio (Lorè & Tallini, 1997) o presso Case Aquilio. Attraversano anche la piana dell'Aquila ribassando verso SE le unità pleistoceniche (Figg. 1.32D, 1.38).

Anche nella zona a SE dell'Aquila, presso Via della Polveriera si riconoscono deformazioni a carico dei depositi quaternari: si tratta di faglie distensive orientate E-W che rialzano i limi lacustri mettendoli a contatto con le brecce dell'Aquila (Fig. 1.39). Invece a S dell'Aquila i sedimenti fluvio-lacustri della Via Mausonia presentano una giacitura ed una serie di dislocazioni che testimoniano un generale basculamento verso NE.



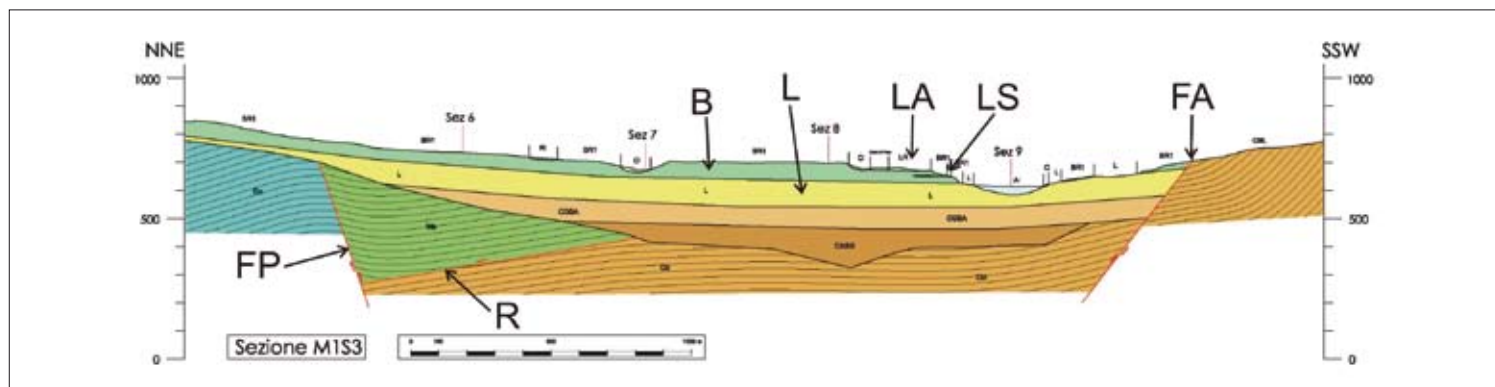
Nelle figure 1.40 e 1.41 sono riportati due profili esemplificativi dello stile tettono-stratigrafico del colle dell'Aquila. A riguardo occorre una precisazione. In generale il substrato meso-cenozoico dei profili geologici è stato calibrato in base agli sporadici sondaggi che lo hanno raggiunto e all'elaborazione dei dati gravimetrici che ha permesso di ricostruire le isobate del substrato riportato nella carta geogravimetrica e nelle carte di livello 1 (vedi oltre). Il riempimento pleistocenico e forse alto pliocenico quindi si è basato anche sui dati della Ge.Mi.Na (1963) che evidenziano la presenza in profondità, oltre al complesso argilloso-sabbioso-lignitifero affiorante, corrispondente alle formazioni dei Depositi fluviali e lacustri antichi, di due complessi litologici non affioranti, dall'alto verso il basso: il complesso ghiaioso-sabbioso-argilloso (CGSA) e quello argilloso-sabbioso-ghiaioso (CASG). Peraltro il primo dei due sarebbe stato individuato di recente nel pozzo per acqua eseguito presso il sito C.A.S.E. di Sassa NSI. Nei profili che presentiamo abbiamo quindi proposto l'interpretazione di Ge.Mi.Na. (1963) rappresentando anche i due complessi non affioranti come riempimento del bacino plio-pleistocenico ricostruito tramite i dati gravimetrici. Nel profilo di figura 1.40 si riconosce la prosecuzione della faglia del M.Pettino (Fig. 1.40: FP) che, in questa zona, sembra essere suturata dai depositi quaternari, e quella del retroscorrimento di Colle Macchione (Fig. 1.40: R) che comporta, come nella zona ovest, la sovrapposizione della Maiolica detritica sulla successione della Piattaforma laziale-abruzzese *Auctorum*. Inoltre si individua il bacino sedimentario quaternario il cui spessore tende a ridursi verso NNE caratterizzato dai complessi litologici non affioranti proposti da Ge.Mi.Na. (1963) e il corpo tabulare delle breccie medio-pleistoceniche su cui sorge la città dell'Aquila (Fig. 1.40, 1.41: B) appoggiato sui depositi fluvio-lacustri del Pleistocene inferiore-medio. Sul versante sud del colle, sulle breccie, in cui si intercalano lenti di limi e sabbie



Fig. 1.38 → Profilo longitudinale alla piana dell'Aquila ovest dove si riconosce un sistema a horst e graben trasversale alla piana con alcune faglie che rigettano verso SE le formazioni quaternarie.

Fig. 1.39 → Sistema distensivo S-immerso che mette a contatto i limi lacustri (L) con le breccie dell'Aquila (B), C: colluvio di riempimento dell'incisione morfologica. Notare a sinistra il trascinamento degli strati (S).

Fig. 1.40 → Profilo esemplificativo trasversale al colle dell'Aquila per corso Federico II - Vittorio Emanuele). FP: faglia del M. Pettino; R: retroscorrimento di Colle Macchione; B: Breccie dell'Aquila; L: limi lacustri; LA: limi arrossati di alterazione delle breccie; LS: lenti di limi e sabbie; FA: faglia antitetica.



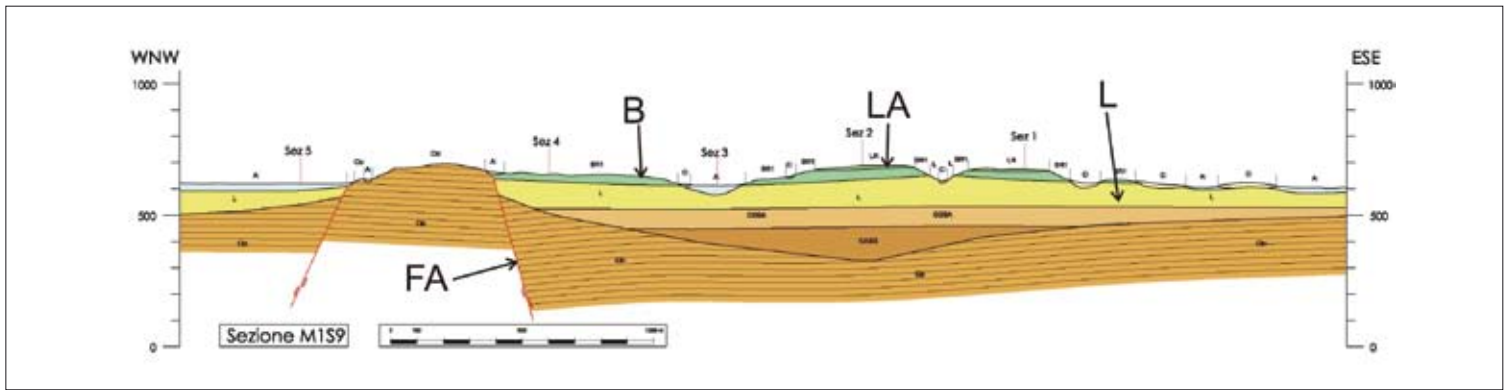


Fig. 1.41 → Profilo esemplificativo longitudinale al versante sud del colle dell'Aquila. B: breccie dell'Aquila; L: limi lacustri; LA: limi arrossati di alterazione delle breccie; FA: faglia antitetica.

lacustri (Figg. 1.40, 1.41: LS), sono appoggiati limi arrossati talora misti a frammenti calcarei, prodotto dell'alterazione delle breccie, che presentano spessori variabili fino anche a 20 m (Figg. 1.40, 1.41: LA). Lungo la linea pedemontana del versante sud della valle del Fiume Aterno passa la faglia antitetica (Fig. 1.40: FA) di analogo significato a quella della piana dell'Aquila ovest (Fig. 1.33: 5). Al di sotto delle alluvioni oloceniche del Fiume Aterno sono presenti i limi lacustri.

1.2.4 Sintesi dei principali eventi tettono-sedimentari

Nelle due Macroree 1 e 2 all'interno della conca dell'Aquila ovest si individuano, a partire dai dati di affioramento, due cicli sedimentari principali: quello del Pleistocene inferiore-medio (parte bassa) dei depositi lacustri e fluviali antichi e quello successivo del Pleistocene superiore-medio (parte alta?) delle alluvioni terrazzate del Vetoio e dei detriti delle conoidi del Pettino. Mentre la prima sequenza è localizzata soprattutto nella zona sud e centrale (la Colle Macchione, Campo di Pile e al di sotto delle Alluvioni attuali del Fiume Aterno e del Torrente Raio e delle Breccie dell'Aquila) e sostanzialmente dove non affiorano le formazioni meso-cenozoiche va a costituire il substrato della piana risultando dislocata da deformazioni anche importanti; la seconda, successiva, presenta il proprio depocentro a ridosso della faglia del M. Pettino evidenziando una stretta relazione fra l'attività della faglia e questi depositi (Fig. 1.3).

In base a quanto osservabile in affioramento, la ricostruzione degli eventi tettono-sedimentari quaternari principali che hanno caratterizzato l'area può essere quindi di seguito riassunta.

- Sedimentazione del ciclo prevalentemente lacustre del Pleistocene inferiore (Depositati lacustri antichi) in un substrato articolato da alti e bassi morfologici, non individuandosi un bacino sedimentario con contorni e batimetria ben definito, ma piuttosto in una valle allungata condizionata dalla *master fault* del M. Pettino, la sedimentazione si realizza in un *Graben* asimmetrico con faglia principale del Pettino sud-immersa e quella antitetica di Pagliare di Sassa che delimita il bordo S della piana.
- All'inizio del Pleistocene medio (post 0.78 Ma) cambio del tipo di sedimentazione da lacustre a fluviale (Depositati fluviali antichi). La concomitante presenza nelle ghiaie sia di clasti di selce che di bauxite, cioè appartenenti sia alle litofacies bacinali che di piattaforma interna rispettivamente, evidenzia un paleo bacino idrografico molto esteso andando a comprendere le aree a S di Campo Felice e a N del Gran Sasso. Viene erosa la soglia del bacino lacustre e quindi si imposta una valle fluviale con cambio netto del regime sedimentario da lacustre a fluviale.

- Messa in posto delle brecce dell'Aquila tramite più colate di detrito provenienti da nord dall'area del Gran Sasso in particolari condizioni morfologiche connesse a forti dislivelli e climatiche (importanti apporti di precipitazione, periodi umidi?). La sedimentazione avviene in ambiente subacqueo nelle zone distali e in ambiente subaereo nelle zone prossimali e per le ultime colate più alte stratigraficamente.
- Attività della faglia del M. Pettino (Fig. 33: 1) nel Pleistocene superiore. Questo elemento condiziona la subsidenza del bacino sedimentario locale il cui depocentro è ubicato in vicinanza della faglia (a E di Coppito) che si colma di alluvioni (alluvioni terrazzate del Vetoio) che si interdigitano con i detriti calcarei del *pediment* del M. Pettino (Fig. 33: 2). Le alluvioni del Vetoio e i detriti del *pediment* presentano livelli di *tephra* che forniscono utili indicazioni cronostatigrafiche e clasti della successione bacinale testimoniando un'area di provenienza limitata alla sola zona nord. La subsidenza del tetto della faglia del M. Pettino di età infra-Pleistocene superiore è confermata inoltre dal basculamento della superficie di appoggio delle brecce dell'Aquila verso N (Fig. 33: 3) e dalla culminazione strutturale dei depositi del Pleistocene inferiore sul bordo S (Campo di Pile) della piana dell'Aquila ovest (Fig. 33: 4).
- La presenza della faglia antitetica N-immersa a quella del M. Pettino lungo il bordo S della piana (Fig. 1.3) è invece testimoniata dalla dislocazione della monoclinale N-immersa del substrato miocenico (Fig. 1.33: 5) e del limite Pleistocene medio ed inferiore (vedere la carta geologica), dalle diffuse deformazioni alla scala dell'affioramento nei depositi pleistocenici (Fig. 1.36) oltre che dall'immersione a S di 10°, cioè verso la faglia antitetica, degli strati pleistocenici (Fig. 1.26A). L'ulteriore proseguo dell'attività tettonica della faglia del M. Pettino è testimoniato dalle deformazioni fragili sulle alluvioni terrazzate del Pleistocene medio del Cermone orientate WNW-ESE e nelle Brecce dell'Aquila con direzione NE-SE (Fig. 1.37) e NNW-SSE (Fig. 1.32D). Contemporaneamente il Fiume Aterno prosegue ad incidere ed erodere i depositi terrazzando le alluvioni del Vetoio e anche quelle più recenti oloceniche presso il Ponte Rasarolo.

1.2.5 Le sezioni di dettaglio con i dati geologici, geotecnici e geofisici

Al fine di caratterizzare dal punto di vista geotecnico i terreni relativi alla Macroarea 1, sono stati raccolti in un database tutti i dati da indagini effettuate dopo il terremoto del 6 aprile 2009 per conto del DPC, nell'ambito del progetto MS e del Progetto C.A.S.E., sia di dati di indagini di archivio, eseguite prima o dopo il sisma, messi a disposizione da enti pubblici e da privati.

I siti ricadenti nella Macroarea 1 per i quali sono disponibili dati di indagini sono 71, per un totale di circa 300 sondaggi geotecnici o stratigrafici di profondità variabile (profondità massima raggiunta 70 m in località Collemaggio). Sono inoltre disponibili numerosi dati di prove geotecniche in sito, principalmente di prove *Standard Penetration Test* (SPT) eseguite nei fori di sondaggio, oltre ad un limitato numero di prove dilatometriche (DMT), prove penetrometriche con piezocono (CPTU), prove con penetrometro pesante (DPSH). In alcuni siti sono disponibili dati di misure piezometriche e prove di permeabilità in sito (Lefranc, Lugeon).

Esiste, infine, un limitato archivio di dati di prove geotecniche di laboratorio (prove di classificazione, prove di taglio diretto, prove triassiali, prove edometriche) eseguite su campioni indisturbati in campagne di indagine antecedenti al sisma. Le informazioni derivanti dalle indagini geotecniche sono state integrate con i dati ottenuti da prove geofisiche, principalmente prove Down Hole e MASW effettuate

nell'ambito del progetto MS, e da numerose stazioni di misura di microtremori (rapporti spettrali da analisi di microrumore e rapporti spettrali su sito di riferimento). Sono inoltre disponibili dati da sismica a rifrazione e misure della velocità delle onde di taglio mediante dilatometro sismico (SDMT).

Per riassumere e schematizzare in forma sintetica la gran quantità di dati disponibili sono state costruite 11 sezioni, riportate nella Carta delle sezioni con i dati geologici, geotecnici e geofisici, allegata insieme alla relativa Carta di ubicazione delle sezioni. A titolo di esempio, nella **figura 1.42** seguente è riportata la sezione A-A' (da Via XX Settembre a Via Luigi Sturzo).

In ciascuna sezione sono riportati, in forma sintetica, i risultati delle indagini eseguite nell'ambito del progetto MS e del Progetto C.A.S.E., oltre a dati messi a disposizione da enti pubblici e privati.

La legenda delle sezioni riporta una descrizione semplificata relativa alle principali unità lito-stratigrafiche individuate nella Carta Geologica del progetto MS.

Per ogni sito indagato è riportato uno schema stratigrafico semplificato ricavato dai sondaggi. Dove disponibili, allo schema stratigrafico sono affiancati il profilo della velocità delle onde di taglio V_s ricavato da prove Down Hole, MASW e/o SDMT, il profilo del numero di colpi NSPT misurati mediante *Standard Penetration Test*, il profilo della resistenza alla punta q_c misurata dalla prova CPTU e il profilo del modulo edometrico MDMT ricavato dalla prova DMT.

Sulle stesse sezioni sono inoltre riportati, dove disponibili, i rapporti spettrali da analisi di microrumore e rapporti spettrali su sito di riferimento ottenuti dalle stazioni di microrumore. Infine sono riportate le ubicazioni indicative delle principali cavità individuate.

1.2.6 Descrizione sintetica delle principali caratteristiche geotecniche dei terreni

Le caratteristiche geotecniche dei terreni sono state determinate sulla base dell'insieme dei dati disponibili, in particolare dai nuovi dati acquisiti mediante le indagini appositamente eseguite per il presente studio di microzonazione sismica, opportunamente integrati dai dati pregressi.

I terreni presenti in affioramento nelle varie zone nella Macroarea 1, di granulometria prevalentemente grossolana, appaiono fortemente eterogenei, anche in relazione alle diverse condizioni geologiche incontrate in questa macroarea, di notevole estensione.

Nell'area del centro storico dell'Aquila i terreni di fondazione di buona parte degli edifici esistenti sono costituiti dalle cosiddette Breccie dell'Aquila, che si presentano per lo più come un insieme di clasti calcarei eterometrici (ghiaie o ciottoli, dimensioni massime in genere tra 2 cm e 10 cm), immersi in più o meno abbondante (a volte prevalente) matrice sabbiosa e/o sabbioso-limosa, frequentemente intercalati a livelli di materiali a grana più fine (sabbiosi o limo-argillosi) e inglobanti talvolta strati francamente brecciosi. Tali materiali presentano, in generale, buone caratteristiche meccaniche (resistenza al taglio e rigidità). I valori della resistenza alla penetrazione rilevati nelle prove SPT (NSPT) sono generalmente elevati, frequentemente a rifiuto, anche a causa della presenza diffusa di frammenti calcarei di grosse dimensioni. I valori dell'angolo di resistenza al taglio di picco ϕ' ricavati dall'interpretazione dei risultati SPT (stima largamente approssimata, in relazione alle caratteristiche di questi terreni) sono in genere pari o superiori a 35-37°. La velocità delle onde di taglio V_s determinata mediante prove Down Hole e

MASW, tendenzialmente crescente con la profondità, è generalmente compresa tra circa 300-400 m/s e 600 m/s. I valori del modulo di taglio a piccole deformazioni G_0 ricavati da V_s variano generalmente tra circa 100-200 MPa e 400-500 MPa.

Gli stessi materiali sono diffusamente incontrati nella parte N dell'area urbana dell'Aquila, al di fuori del centro storico, talora sovrastati da materiali eluvio-colluviali a grana più fine di spessore massimo qualche metro.

Nell'area che delimita verso S il nucleo storico della città dell'Aquila (Via XX Settembre, zona Villa Comunale), ma anche in altre zone poste ai margini del centro storico (ad es. Piazza S. Croce), predominano materiali a grana più fine (sabbia limosa, limo sabbioso o argilloso, con frequenti inclusioni di clasti calcarei), aventi caratteristiche meccaniche meno buone ma, in generale, discrete.

Strati superficiali di terreni di riporto con caratteristiche meccaniche più scadenti, di spessore massimo qualche metro e di estensione areale molto limitata, possono localmente incontrarsi più o meno in tutta l'area urbana, in conseguenza delle modifiche morfologiche indotte nel corso dei secoli dall'attività edificatoria.

Data la granulometria prevalentemente grossolana dei materiali diffusamente affioranti nell'area dell'Aquila centro, la disponibilità di dati di prove di laboratorio è estremamente esigua, sia nelle nuove indagini finalizzate alla microzonazione sismica che nelle indagini pregresse, e limitata ad un ridotto numero di campioni indisturbati prelevati all'interno dei livelli limoso-argillosi. Nel corso delle indagini per la microzonazione sismica nella Macroarea 1 sono stati prelevati campioni indisturbati solo nei sondaggi eseguiti in Via Gabriele D'Annunzio, in Viale XXIV Maggio e in Piazza S. Croce, ma per tali campioni non sono ad oggi disponibili risultati di prove di laboratorio (in particolare di prove di colonna risonante).

Alla composizione granulometrica prevalentemente ghiaiosa dei terreni è dovuta anche la scarsità di dati da prove in sito tipo CPT o DMT, non fattibili in terreni non penetrabili. Sono invece disponibili numerosi dati di prove SPT.

Sono inoltre scarsi, nella Macroarea 1, i dati disponibili su caratteristiche geotecniche dei limi appartenenti ai Depositi lacustri antichi sottostanti le Brecce dell'Aquila, generalmente incontrati a profondità superiori a quelle normalmente raggiunte in indagini di routine.

I risultati più significativi, in termini di caratteristiche geotecniche, ottenuti dai sondaggi (S1.1-S1.8) e dalle misure di V_s mediante prove Down Hole e MASW eseguite nella Macroarea 1 nell'ambito del progetto MS sono riassunti nelle schede riportate nelle **figure da 1.42 a 1.50**. Tali schede mostrano, per ciascuna postazione di indagine, i seguenti profili affiancati:

- schema stratigrafico semplificato ottenuto dal sondaggio;
- profilo della velocità delle onde di taglio V_s ottenuto da prove Down Hole eseguite nello stesso foro di sondaggio, sovrapposto, dove disponibile, ad uno o più profili di V_s ottenuto da MASW vicine;
- profilo del modulo di taglio a piccole deformazioni G_0 ricavato da V_s ;
- profilo del numero di colpi NSPT ottenuto da misure SPT nel foro di sondaggio;
- profili della densità relativa D_R e dell'angolo di resistenza al taglio di picco ϕ ricavati dalle prove SPT negli strati di terreni a grana grossa (stima approssimata secondo le correlazioni indicate nel DvD allegato).

Fig. 1.42 → Sezione A-A' con i dati di base geologici, geofisici e geotecnici.

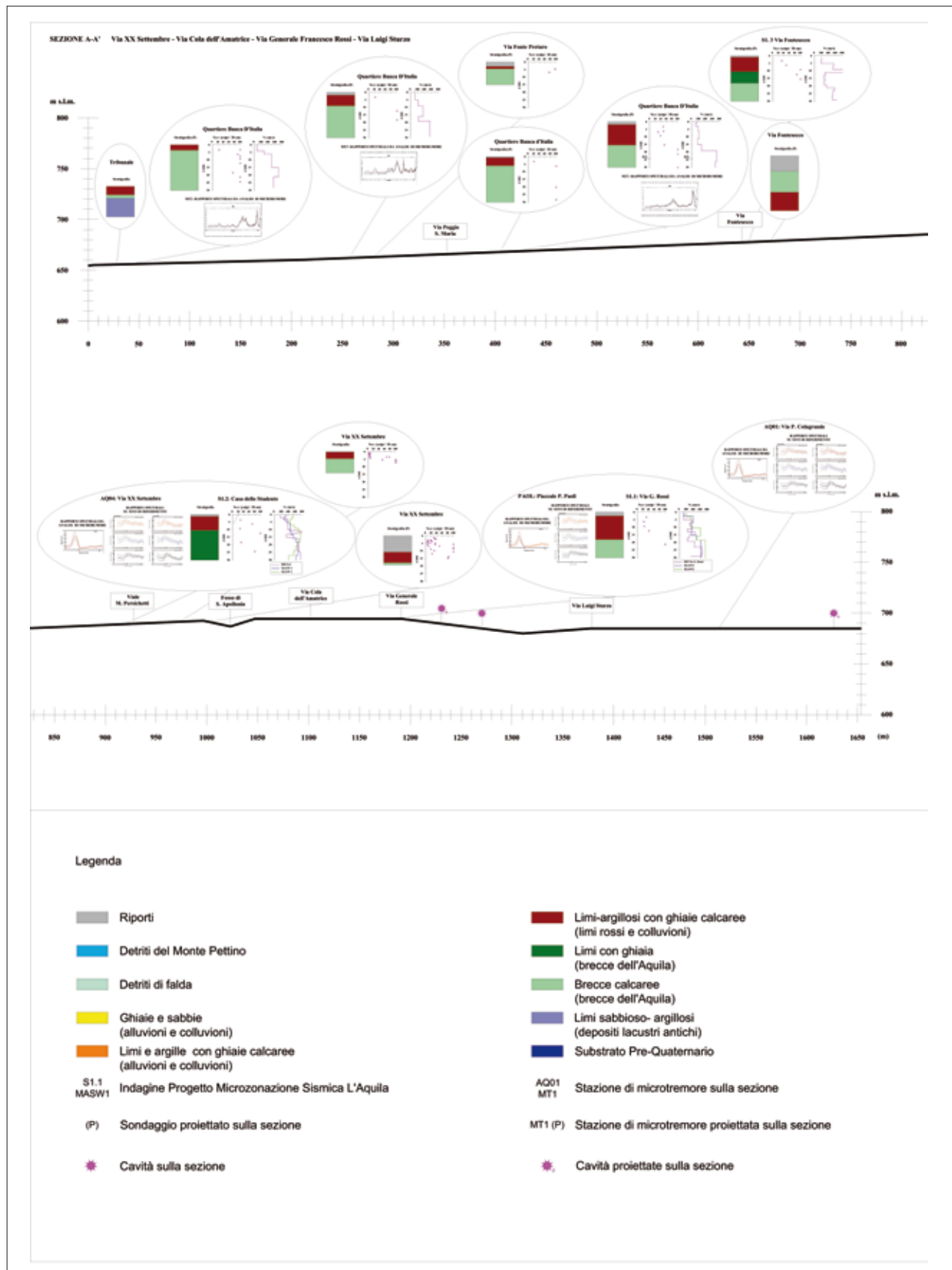


Fig. 1.43 → Scheda del sondaggio S1.1.

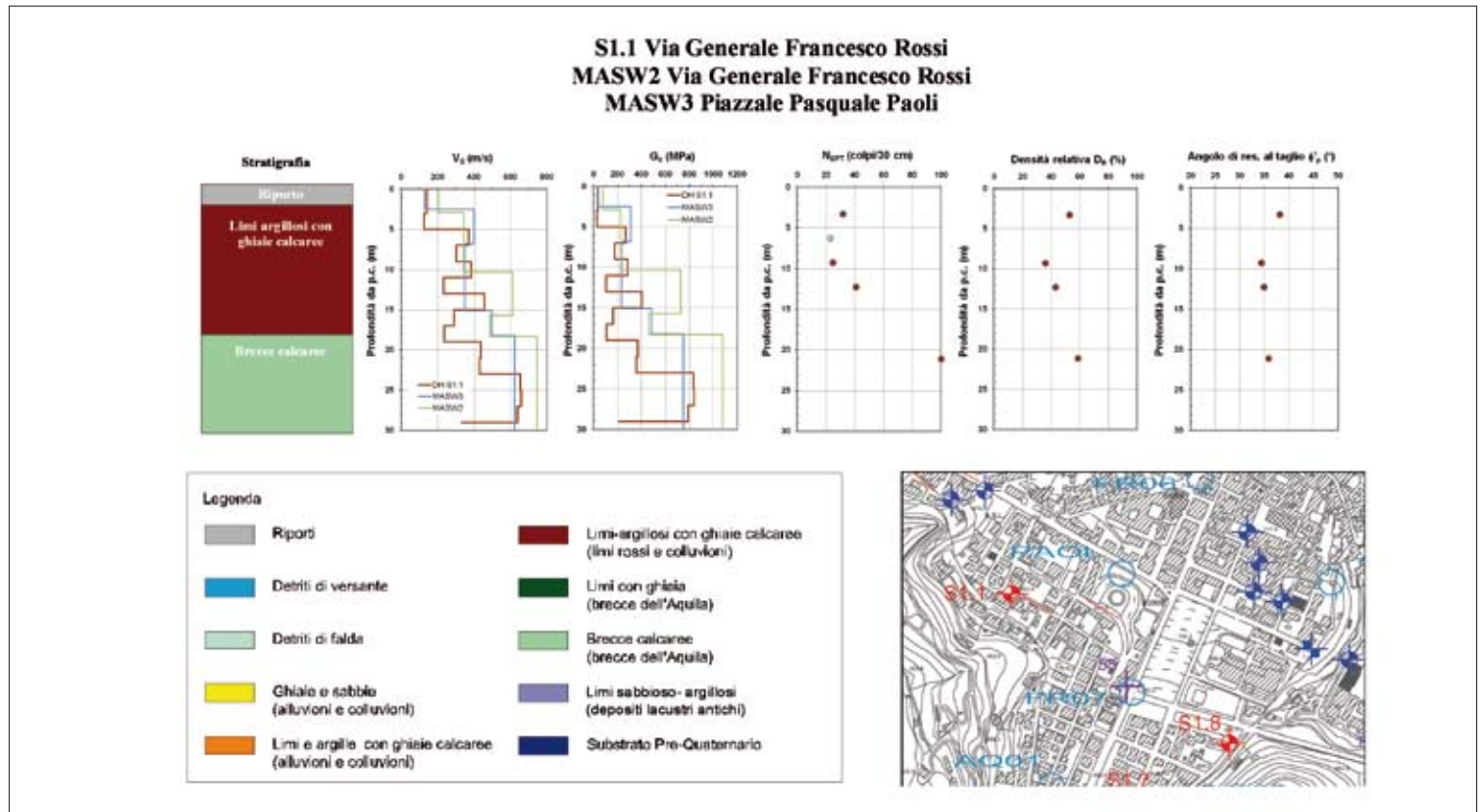


Fig. 1.44 → Scheda del sondaggio S1.2.

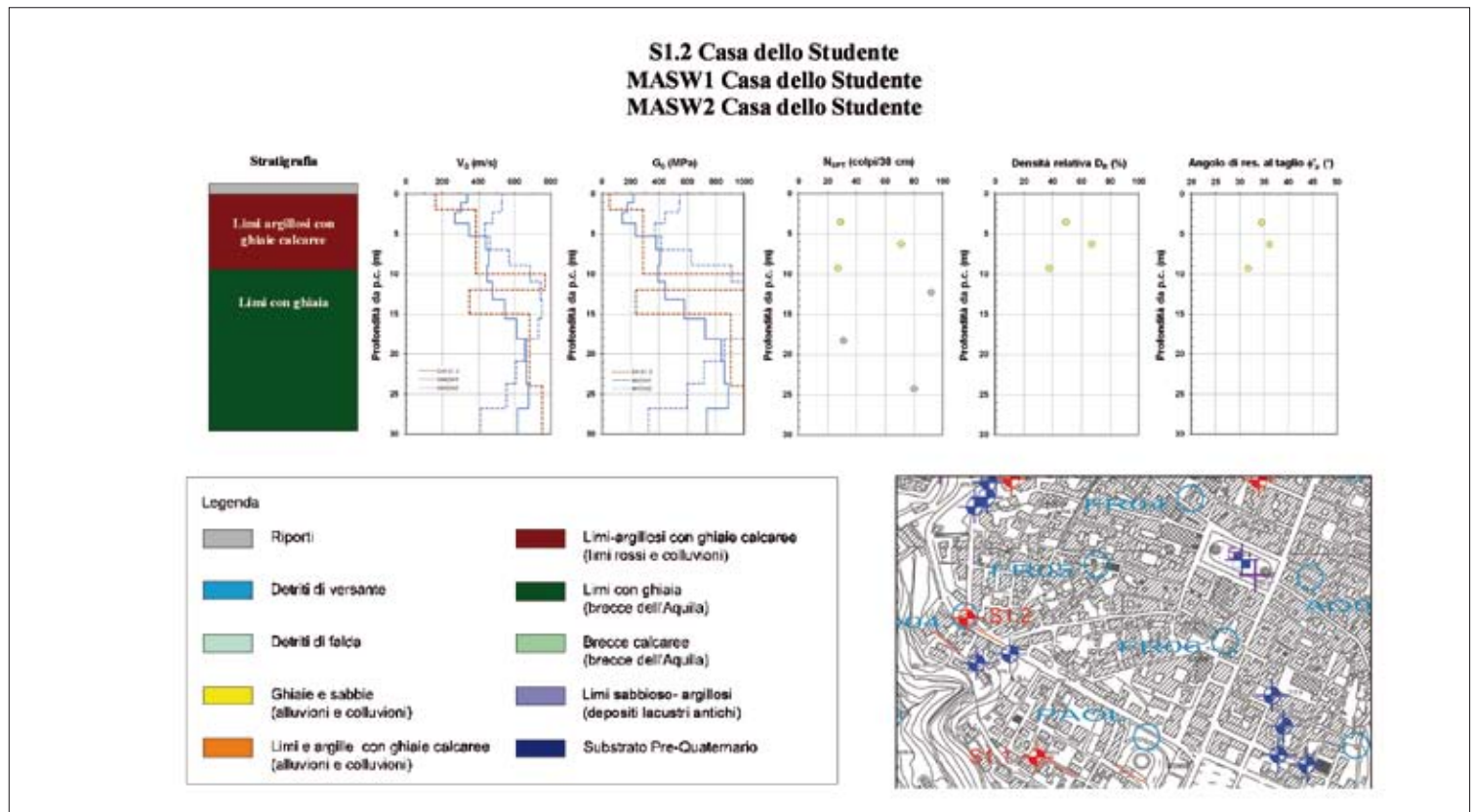


Fig. 1.45 → Scheda del sondaggio S1.3.

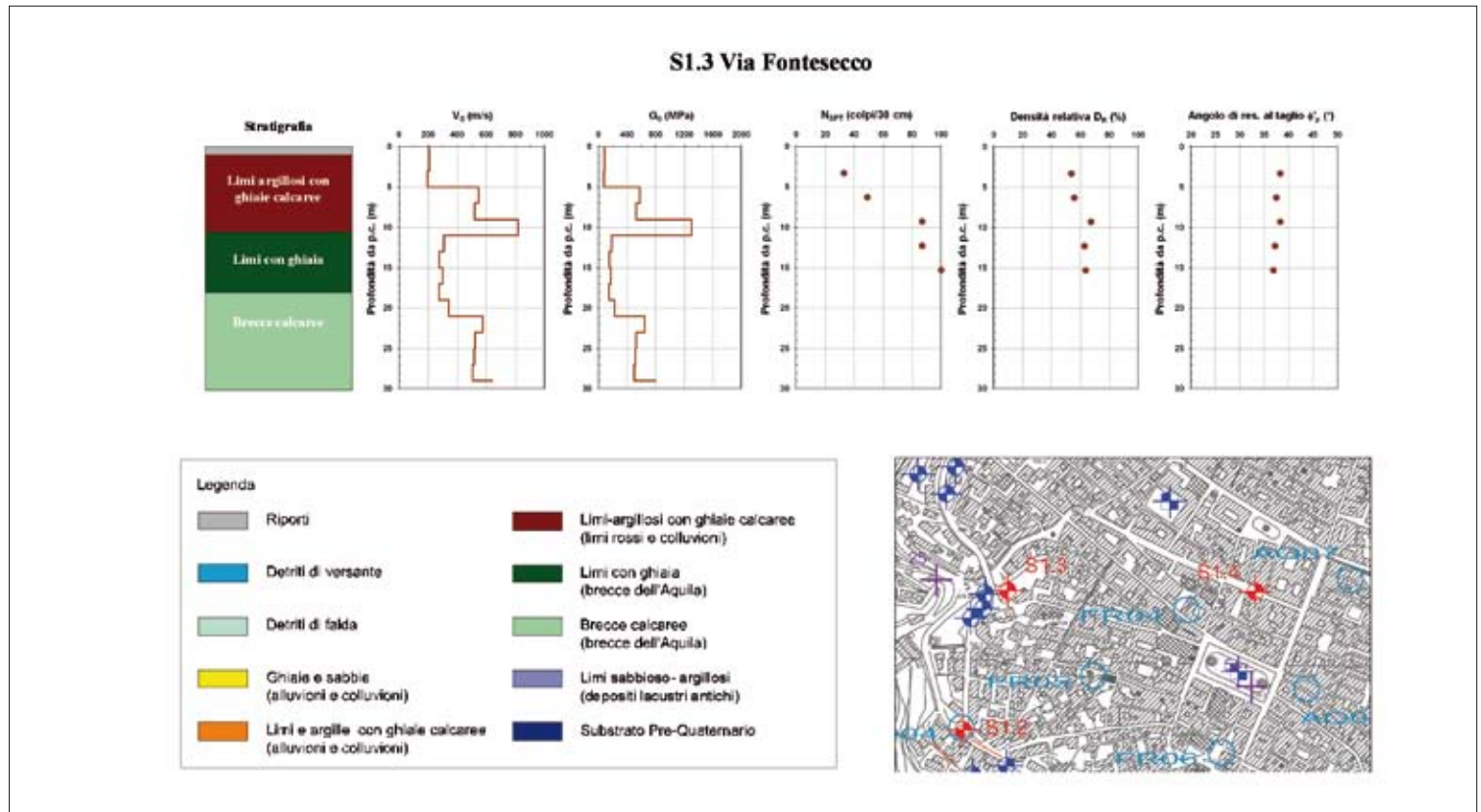


Fig. 1.46 → Scheda del sondaggio S1.4.

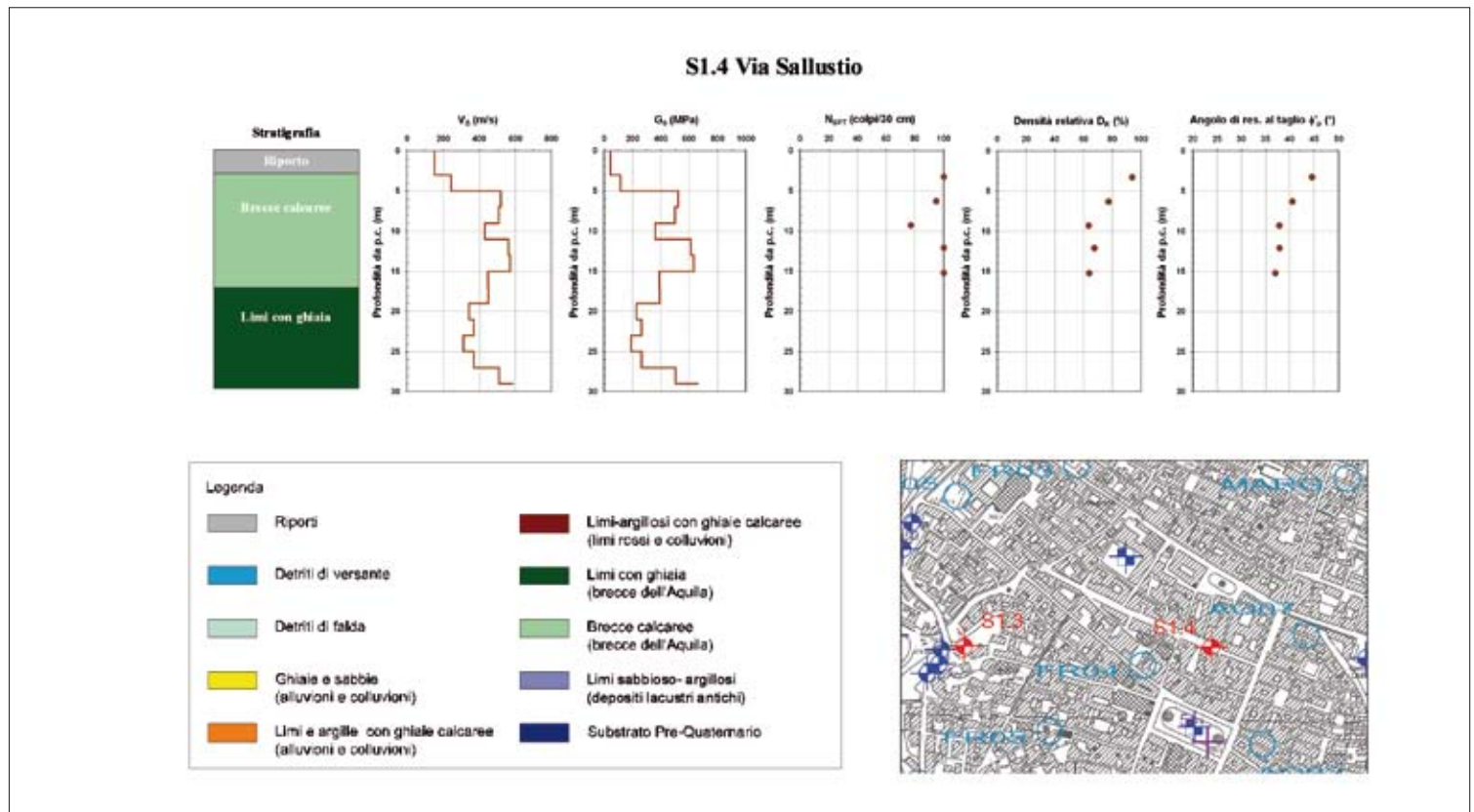


Fig. 1.47 → Scheda del sondaggio S1.5.

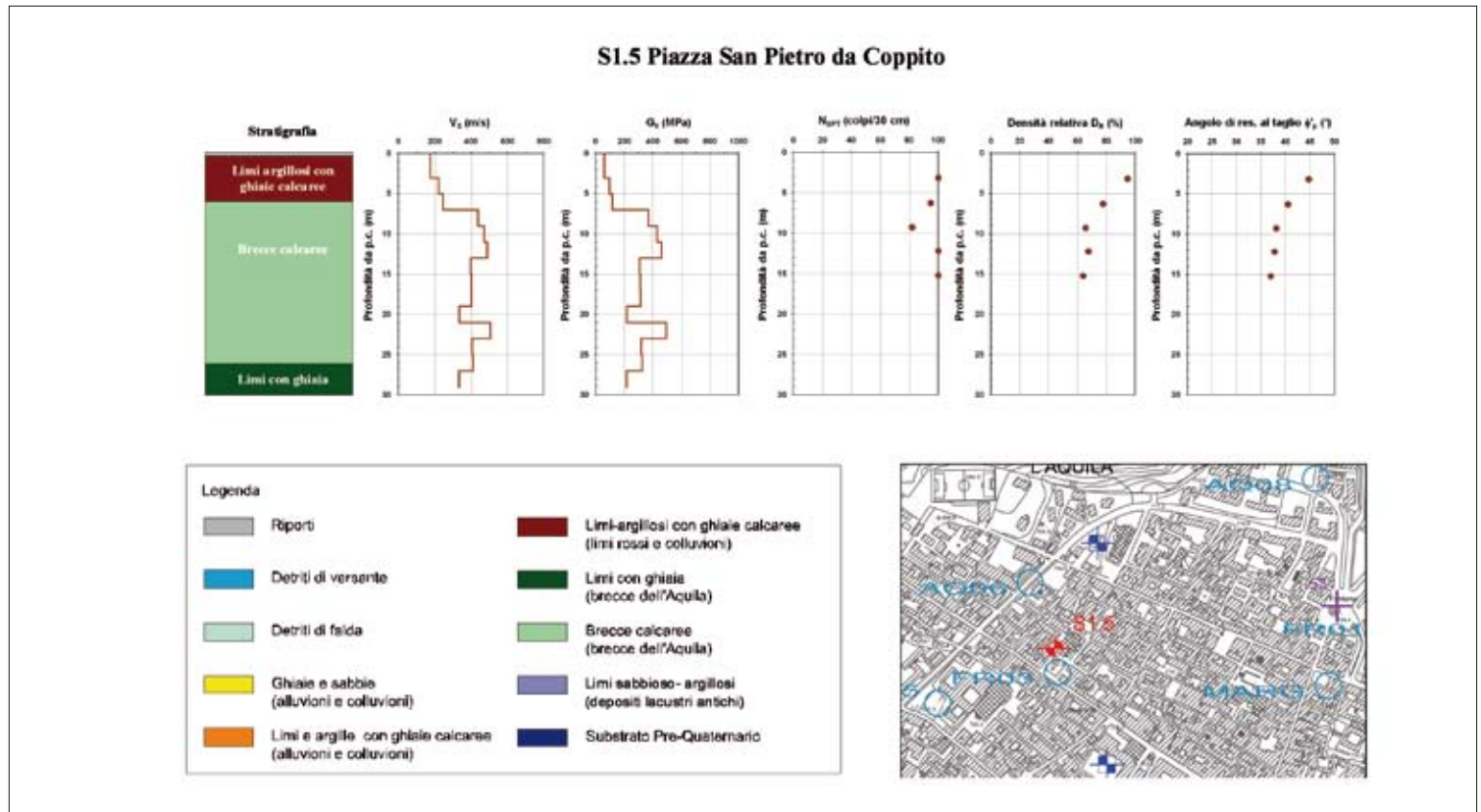


Fig. 1.48 → Scheda del sondaggio S1.6.

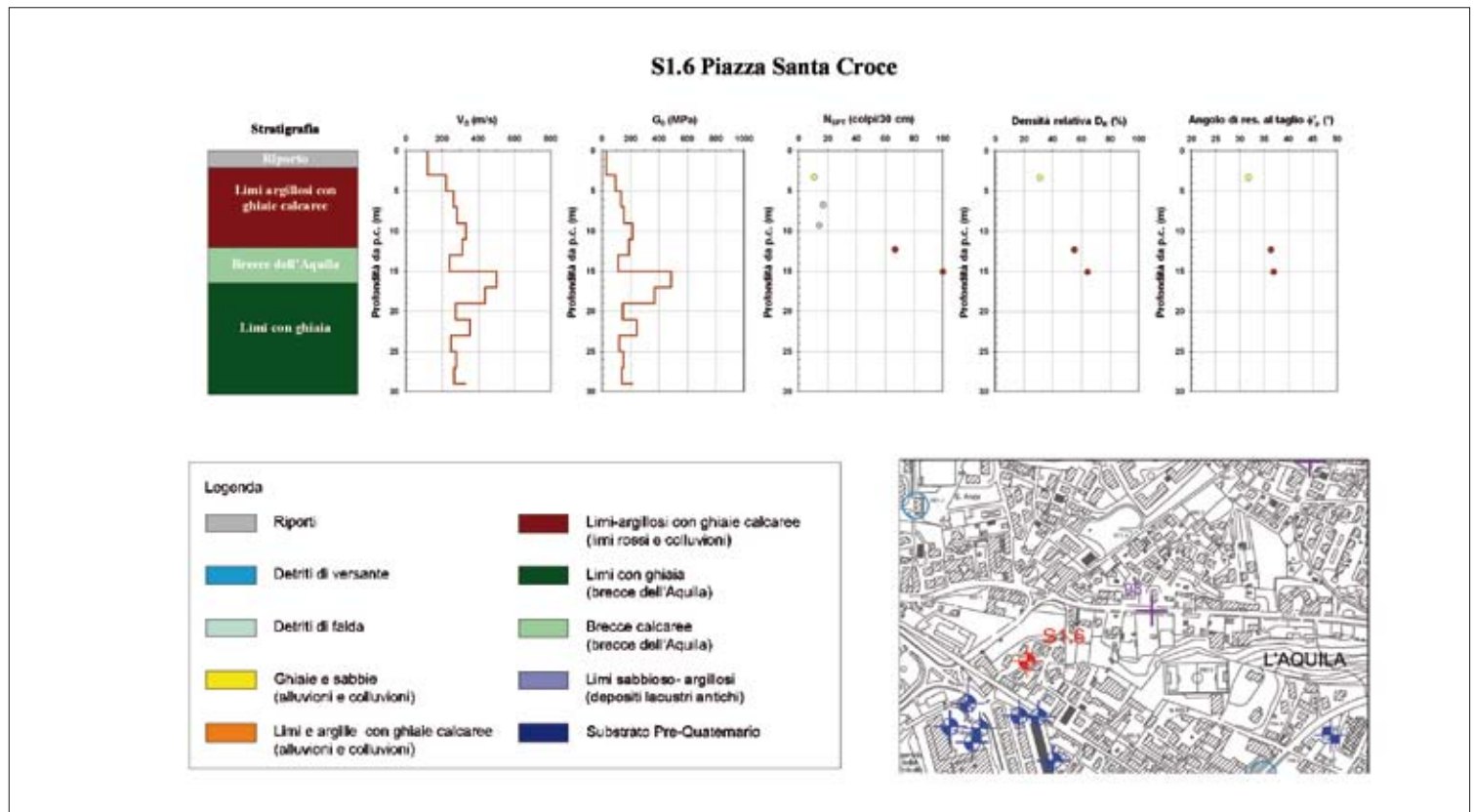


Fig. 1.49 → Scheda del sondaggio S1.7.

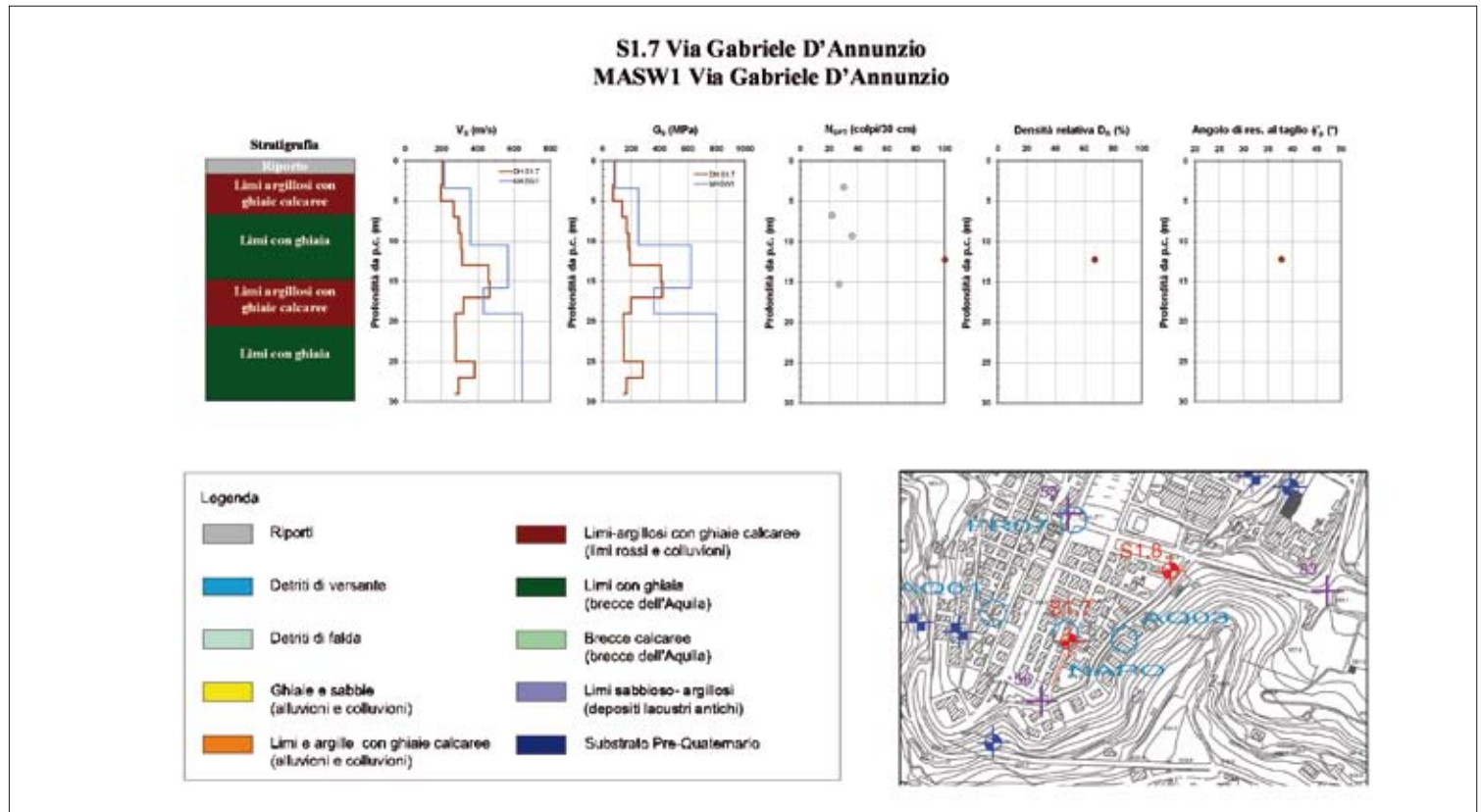
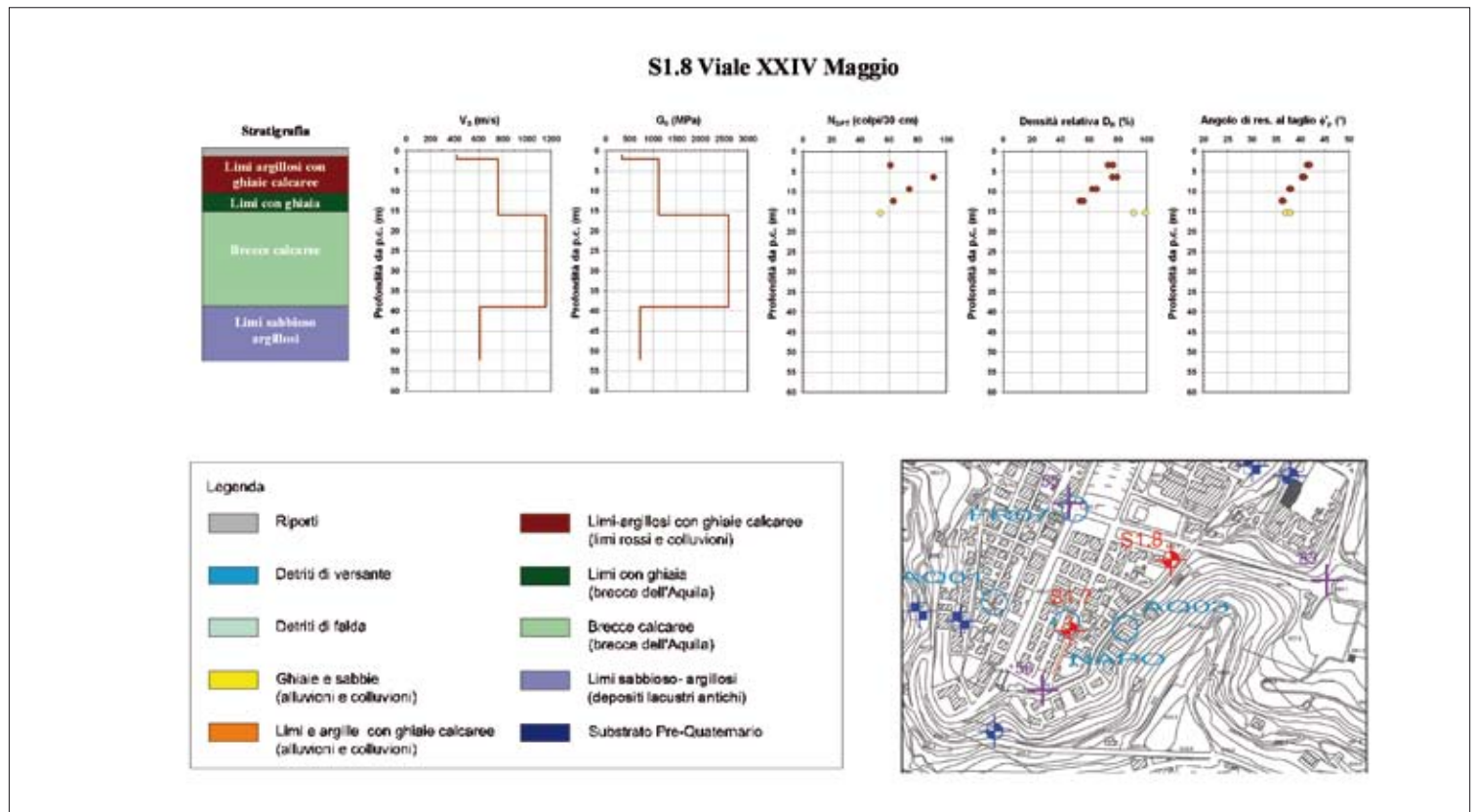


Fig. 1.50 → Scheda del sondaggio S1.8.



1.2.7 Prospezione gravimetrica

Nella città dell'Aquila è stato eseguito un aggiornamento del rilievo gravimetrico; ciò ha consentito di ottenere una nuova carta delle Anomalie di Bouguer. Mediante diversi filtraggi effettuati per differenti profondità, sono state ottenute mappe di gravità che riflettono le variazioni di densità nel sottosuolo. È stata eseguita un'inversione gravimetrica 3D che ha permesso di stimare le profondità e l'andamento del substrato geologico di età meso-cenozoica al di sotto della città. Da tale modello interpretativo 3D si sono ricavati modelli 2D, che hanno permesso di stimare le profondità e l'andamento del substrato lungo le sezioni geologiche utilizzate per la modellazione numerica della risposta sismica locale.

1.2.7.1 Il rilievo gravimetrico

Le misure di gravità sono state eseguite utilizzando un gravimetro LaCoste & Romberg mod. D.60, strumento che consente un campo di misura di 200 mGal e con una sensibilità di 0.001 mGal.

L'area è stata coperta circa un centinaio di stazioni gravimetriche quanto più omogeneamente distribuite nel territorio. 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 carta delle Anomalie di Bouguer è stata ottenuta unificando le stazioni gravimetriche disponibili dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Sapienza" di Roma ed acquisite in un rilievo del 1999, localizzate nel centro storico della città dell'Aquila (Blumetti *et al.*, 2002), e quelle acquisite in una nuova campagna di misure effettuate nel periodo Giugno-Luglio 2009 disposte in quelle aree circostanti, dove precedentemente risultavano carenti. Applicando le correzioni classiche (Faye, Bouguer e topografica, calcolata fino a 29 km) con una densità media di 2,6 g/cm³, desunta con i soli dati gravimetrici (Di Filippo *et al.*, 1983) e confrontata con i valori di densità media delle rocce carbonatiche affioranti ai margini dell'area e con i diversi sondaggi a disposizione, si è ottenuta una carta dettagliata delle Anomalie di Bouguer.

1.2.7.2 Le anomalie di gravità

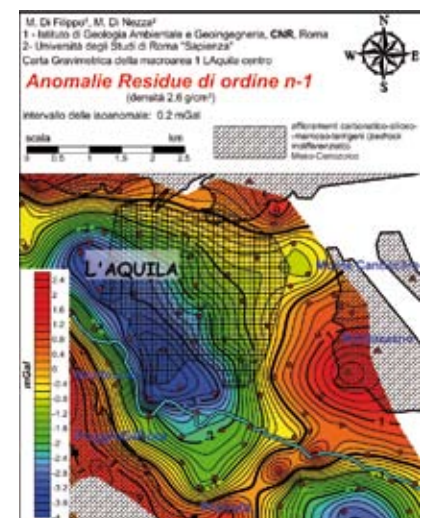
Dalle Anomalie di Bouguer sono state ottenute, mediante il processo di separazione regionale-residua, le anomalie residue, considerando l'andamento del campo regionale assimilato ad una superficie polinomiale di secondo grado. La carta delle anomalie residue, ha permesso di delineare un quadro geologico-strutturale, in termini spaziali, e di caratterizzare le geometrie dei corpi geologici a diversa densità, delle formazioni presenti nell'immediato sottosuolo.

I valori delle anomalie residue, tracciati con un intervallo di 0.2 mGal, coprono un campo di variazione da un minimo di -3.6 mGal ad un massimo di +2 mGal, raggiungendo i valori più bassi proprio in corrispondenza del centro storico della città (Fig. 1.51).

I valori delle isoanomale assumono un andamento ellittico con direzione NW-SE in un'area che si estende tra Piazza Duomo e la Basilica di S. Maria di Collemaggio.

Questo minimo relativo di gravità è diviso in due parti da una sella: la prima parte è localizzata vicino Piazza S. Maria di Roio, a NW di Piazza del Duomo, al di sotto del corpo di breccie che si estende per tutto il centro storico della città. La seconda parte si osserva all'inizio di Via Roma (Piazza d'Armi),

Fig. 1.51 → Carta delle anomalie residue di ordine n-1, intervallo delle isoanomale 0.2 mGal.



dove si osservano i sedimenti che affiorano a Monte Pettino. La zona di sella si approfondisce in corrispondenza del Palazzo di Giustizia, dove in affioramento si trovano le brecce e i sedimenti lacustri dell'Unità della Via Mausonia.

Nel settore SW della Valle dell'Aterno, il gradiente orizzontale della gravità è molto pronunciato, e ricalca un andamento Appenninico. Mentre nel settore SE, la direzione prevalente delle isoanomale è NE-SW, molto più marcato e costante, indicando un moderato approfondimento del substrato geologico. Nel settore settentrionale, nell'area compresa tra la parte nord della città dell'Aquila e Colle S. Onofrio, i valori delle isoanomale hanno un andamento WNW-ESE con valori del gradiente sempre molto alto.

1.2.7.3 Il modello gravimetrico tridimensionale 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), che permette di ottenere l'anomalia gravimetrica prodotta da una serie di corpi tridimensionali limitati da una data geometria e densità media, utilizzando l'algoritmo di Coggon (1976). Per l'elaborazione del modello tridimensionale ottenuto, l'inversione è stata effettuata considerando l'anomalia residua della **figura 1.51**.

Sono stati analizzati i sondaggi presenti nell'area (Bertini *et al.*, 1992) e quelli realizzati appositamente per la microzonazione (vedere la carta delle indagini) per definire correttamente, in un primo momento, i valori di densità da attribuire ai diversi prismi che definiscono le rispettive unità geogravimetriche, e successivamente per verificare l'attendibilità del modello geologico-strutturale ottenuto. A questi sono stati integrati anche i dati di affioramento riferiti alla Carta Geolitologica della Macroarea 1.

L'andamento delle anomalie di gravità osservate sono state definite da quattro unità geo-gravimetriche. Il corpo principale, che rappresenta il substrato geologico, è definito da due unità geogravimetriche: il primo raggruppa i calcari meso-cenozoici, non facendo alcuna distinzione tra la Corniola e Calcari Diasprini Detritici (Lias medio), Maiolica Detritica e Calciruditi a Fucoidi (Cenomaniano *p.p.*-Titonico superiore) appartenenti alle Unità del Gran Sasso e Unità Calcarea del Miocene ascrivibili all'Unità dei Monti d'Ocre (si veda la Carta Geologica della Macroarea); a tale unità è stata attribuita una densità media di 2.6 g/cm³. La seconda unità geogravimetrica, attribuita sempre al substrato geologico, è riferita all'Unità Terrigena arenacea, (Messiniano inferiore-superiore) a cui è stata data una densità media di 2.4 g/cm³.

La terza unità geogravimetrica comprende quasi tutte le Unità Quaternarie (Carta Geologica della Macroarea 1) dai termini che vanno dalle Depositi lacustri antiche (Pleistocene inferiore) ai Riporti; a questa unità è stata attribuita una densità media di 1.9 g/cm³.

Infine, l'ultima unità geogravimetrica è ascrivibile alle Brecce dell'Aquila, che affiorano in tutta la città con variazione nella struttura interna, sia in senso laterale che verticale, da zona a zona e facilmente osservabili in affioramento e nei sondaggi; a tale unità è stata attribuita, pertanto, una densità media di 2.4 g/cm³.

Nella carta geogravimetrica della Macroarea 1, in cui sono riportate la distribuzione delle rispettive unità geogravimetriche, viene mostrato il risultato finale dell'andamento del substrato geologico al di sotto della città, ottenuto dall'inversione dei dati gravimetrici e mediante successive iterazioni in modo da minimizzare i residui confrontando la carta delle anomalie residue osservate con quella delle anomalie sintetiche. I valori riportati nella carta sono riferiti al livello del mare.

Nel settore orientale il substrato geologico, che è visibile in affioramento presso Monte Pettino, tende ad approfondirsi costantemente, per raggiungere le profondità maggiori nel settore occidentale della città, da Piazza Duomo alla Basilica di S. Maria di Collemaggio. Su tale versante occidentale, il substrato geologico si approfondisce molto velocemente da Monte Luco al di sotto della città. Inoltre, a N della città il substrato geologico tende a risalire e si incontra a minore profondità.

Tale ricostruzione ha supportato le informazioni geologiche di superficie ed ha permesso di definire quantitativamente l'estensione laterale e verticale dei corpi con stessa densità media, lungo le nove sezioni geologiche (vedere le sezioni geogravimetriche), sulle quali è stata eseguita la modellazione numerica della risposta sismica locale. Inoltre, ha permesso di definire gli spessori delle brecce, incontrate anche nei sondaggi, e di identificare i corpi a bassa densità di natura lacustre, e di vincolare le profondità del substrato geologico.

1.2.7.4 Considerazioni sui dati gravimetrici

Lo studio gravimetrico ha evidenziato che lo spessore delle brecce dell'Aquila risulta piuttosto costante per tutta la città, raggiungendo spessori massimi di circa 30 metri, confermati anche dai risultati dei diversi sondaggi eseguiti nell'ambito della MS. Quindi al di sotto delle brecce vi sono i limi e sabbie lacustri che raggiungono in alcune zone del centro storico della città oltre 200 m.

L'andamento dei valori delle anomalie residue è molto complesso (Fig. 1.51), caratterizzato da un pronunciato minimo relativo per l'intera città, e questo si riflette sull'articolata morfologia del substrato geologico al di sotto della città (Carta GeoGravimetrica della Macroarea 1) mascherato da terreni a bassa densità che lo ricoprono. Inoltre, l'inversione gravimetrica 3D ha consentito di stimare le diverse profondità e la geometria dei terreni lacustri a bassissima densità che presentano, pertanto, spessori molto variabili da zona a zona, nonché di apprezzare la morfologia del substrato geologico.

La carta delle anomalie residue ha messo in evidenza che il passaggio tra anomalie positive e negative non si osserva in corrispondenza degli affioramenti riconducibili al substrato carbonatico affioranti ai margini del bacino, ma invece all'interno del bacino. Un esempio è rappresentato dal versante occidentale dove si osserva un allineamento, parallelo alla faglia che borda il M. Pettino, che però è mascherato dai sedimenti a più bassa densità che colmano la piana. Anomalie positive con una graduale diminuzione del gradiente di gravità localizzato alla base del M. Pettino mette in evidenza la presenza di un sistema di faglie parallele a quella che si osserva in affioramento (Faglia di M. Pettino) che dislocano in profondità le unità del Gran Sasso, come evidenziato anche dal modello geologico-strutturale e messo in evidenza dalle sezioni geogravimetriche (vedere le sezioni geogravimetriche).

La pronunciata variazione del gradiente di gravità orizzontale che si osserva nella carta delle anomalie residue (Fig. 1.51), e poi messa in evidenza dalle carte del substrato ceno-mesozoico (vedere la carta Geogravimetrica della Macroarea 1), indicano altri allineamenti strutturali tutti mascherati dai depositi

più recenti. Ad esempio, vale la pena sottolineare i lineamenti gravimetrici che ricalcano il sovrascorimento dei Monti d'Ocre, la faglia di Bazzano e le faglie a direzione E-W che si osservano nel settore settentrionale della città. Mentre nel settore SW della città, le anomalie residue presentano un allineamento di direzione SW-NE e non hanno alcune evidenze di superficie, ad eccezione dell'affioramento del substrato geologico in corrispondenza di San'Elia.

1.2.8 Variazioni della velocità delle onde S con la profondità

Un'analisi dei risultati delle prove Down Hole eseguite nella Macroarea 1, è stata condotta per avere un primo *screening* sulla variabilità della velocità delle onde S con la profondità, omettendo in questa fase le considerazioni di tipo litologico. Ovviamente, l'analisi prende come riferimento di variabilità solo la profondità e quindi i grafici ottenuti non vanno considerati come abachi da utilizzare ai fini progettuali.

I dati delle Vs ottenute dalle 7 prove Down Hole eseguite nei sondaggi geomeccanici nei diversi punti del centro dell'Aquila, sono stati uniformati per essere trattati mediante statistica descrittiva. Il grafico riportato in [figura 1.52](#), riporta i risultati di tali analisi. Per ogni profondità nel grafico, è riportato il valore del minimo, del massimo, della media e la relativa deviazione standard della Vs. Si può subito notare che rispetto alla profondità, la Vs assume valori fortemente variabili già a partire dal piano campagna (p.c.). I valori minimi e massimi di V_s discostano di molto anche a basse profondità; infatti si può evidenziare un valore massimo di deviazione standard alla profondità di 7 m dal p.c. pari a 203 m/s. I risultati dell'analisi eseguita mostrano un'evidente eterogeneità delle caratteristiche geo-sismiche dei terreni superficiali nei siti analizzati. Questo evidentemente è connesso a diverse facies deposizionali dei materiali ma anche all'azione antropica che ha probabilmente influito nella modificazione dei terreni più superficiali mediante movimenti di sterro e riporto di materiale autoctono e/o proveniente da altri siti.

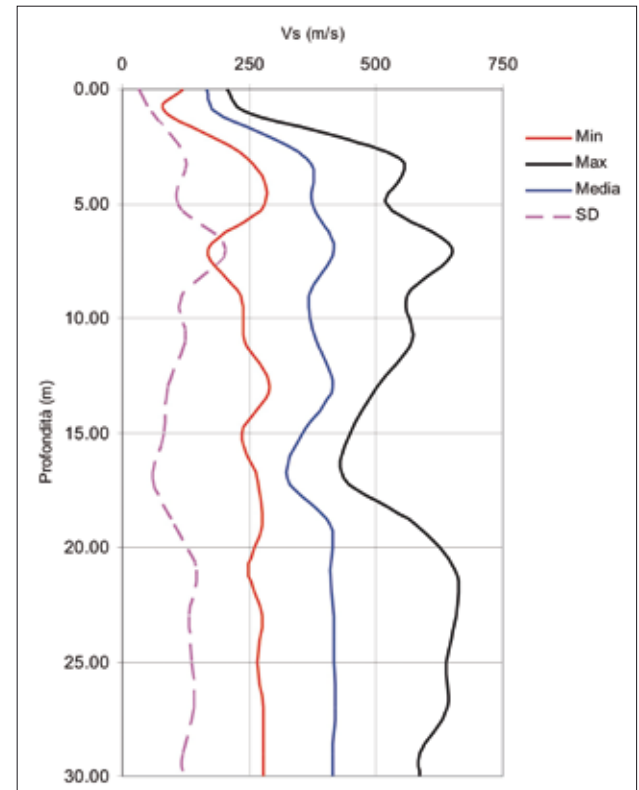


Fig. 1.52 → Diagramma della V_s rispetto alla profondità nella Macroarea 1; sono riportati i valori minimo (Min), massimo (Max), medio e la deviazione standard (SD).

1.2.9 Il rumore strumentale: Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr) – Standard Spectral Ratio (SSR)

Le stazioni utilizzate nella macroarea 1 per il calcolo dei rapporti spettrali H/V da rumore sismico e da terremoti (HVNSR e HVSr rispettivamente) e per il calcolo dei rapporti spettrali standard da terremoti (SSR) erano equipaggiate con acquisitori MarsLite, Reftek130, Quanterra Q330 e Agecodagis-Kephren, basati su convertitori A/D a 21 o 24 bits, collegati a velocimetri triassiali Lennartz LE5s-3d con banda di registrazione estesa a bassa frequenza fino a 0.2 Hz. La maggior parte degli strumenti utilizzati operava in registrazione continua. Ciò ha consentito di selezionare per il calcolo dei rapporti HVNSR finestre di rumore notturne prive di forti disturbi di natura antropica. Tale precauzione è stata particolarmente utile nei centri abitati dove le attività di messa in sicurezza degli edifici, molto intense durante le ore diurne, rendevano difficile l'individuazione di finestre di rumore prive di disturbi. Quando si sono effettuate

misure integrative di rumore per infittire la maglia dei punti investigati, si sono acquisite finestre di segnale di durata compresa tra 30 minuti e 3 ore, cercando di operare in orari in cui il rumore antropico risultasse abbastanza ridotto. Tutti i dati sono stati elaborati secondo i criteri standard comunemente accettati per questo tipo di indagine e presentati nel capitolo introduttivo del presente volume.

In totale sono stati monitorati 29 siti con stazioni che hanno operato per periodi di tempo che vanno da 10 a 35 giorni, le misure integrative di microtremore sono state effettuate su 18 siti aggiuntivi alcuni dei quali ubicati in corrispondenza delle indagini geotecniche effettuate nella macroarea. Per il periodo 27 maggio 3 luglio è stato possibile selezionare, sulla base del rapporto segnale rumore, un totale di più di 300 eventi. I terremoti selezionati sono associati sia ai segmenti della sorgente sismogenetica attiva durante la sequenza, sia al cluster localizzato nei Monti Reatini, a NW dell'Aquila. Le registrazioni degli eventi sono state tagliate per una durata di due minuti a partire da alcuni secondi prima del tempo origine. Ad ognuna di esse è stato quindi associato un *marker* temporale che anticipa di pochi decimi di secondo l'arrivo delle onde P. Gli spettri di Fourier sono stati calcolati su una finestra di 10 s a partire dal sopra descritto *marker*. Le finestre selezionate comprendono quindi sia le onde P che le onde S. Tale scelta è stata motivata dal fatto che per gli eventi vicini l'intervallo S-P era di meno di un secondo e quindi un taglio che includesse la finestra S portava di fatto ad includere anche parte se non tutte le onde P. Visto il diverso periodo di funzionamento delle stazioni i rapporti spettrali medi sono stati calcolati per un numero di eventi diverso da stazione a stazione. Tale numero è comunque sempre molto elevato e supera i 100 eventi se si fa esclusione per le tre stazioni che hanno mostrato malfunzionamenti o subito danneggiamenti. In questi ultimi casi i rapporti spettrali medi sono stati calcolati a partire da poche decine di eventi.

I rapporti spettrali HVSR sono stati calcolati separatamente per le due componenti orizzontali.

Gli eventi selezionati per l'analisi HVSR sono stati anche utilizzati per il calcolo dei rapporti spettrali standard (SSR). In questo caso si è resa necessaria la scelta di un sito di riferimento su roccia affiorante rispetto al quale valutare i rapporti spettrali sia per le componenti orizzontali che per la componente verticale. Tenendo conto della geologia locale, di studi in letteratura e delle numerose misure che sono state effettuate per la valutazione degli effetti di sito nell'area aquilana e successivamente per la selezione dei siti per il progetto C.A.S.E., sono stati individuati due possibili siti di riferimento. Il primo è stato ubicato su roccia carbonatica paleogenica (scaglia detritica) affiorante in località Poggio di Roio, a SW dell'Aquila (stazione AQ12, a circa 2.5 km dal centro storico). Un secondo sito di riferimento è stato posizionato su rocce carbonatiche dolomitizzate giurassiche (calcere massiccio dolomitizzato) presso il Convento di San Giuliano, 2.5-3 Km a nord dell'Aquila (stazione AQ16).

I dati sono stati analizzati con l'obiettivo di individuare, nei rapporti spettrali, la frequenza (f_0) che corrisponde alla frequenza in cui il rapporto H/V presenta il primo picco di amplificazione statisticamente significativo. Anche l'ampiezza dei rapporti H/V in corrispondenza della f_0 può essere utile per confrontare la risposta di siti differenti. Per tutti i gruppi di misure si è riscontrato un ottimo accordo tra i valori di f_0 ricavati dalla tecnica HVNSR ed i massimi di amplificazione ricavati dall'analisi HVSR ed SSR. In aggiunta ai valori di f_0 la tecnica SSR consente la valutazione della funzione di trasferimento media dei siti analizzati una volta accertata la mancanza di effetti di amplificazione/deamplificazione al sito di riferimento. I siti selezionati per le indagini sismologiche sono distribuiti sulle differenti unità geologiche affioranti nell'area al fine di verificare e valutare l'influenza

dei diversi litotipi, e delle loro geometrie, sulla risposta sismica locale. Si possono dividere i punti di misura in tre gruppi principali: il primo comprende le stazioni ubicate sulle Breccie dell'Aquila che interessano la gran parte della Macroarea 1 ed in particolare il centro storico della città; il secondo contiene le stazioni ubicate sui depositi prevalentemente di versante (Limi di Via Milonia) che interessano la parte NW della macroarea; il terzo infine include le stazioni localizzate sui depositi alluvionali recenti del Fiume Aterno (Depositi del Fiume Aterno e Torrente Raio) nella parte SW della macroarea.

I risultati delle analisi svolte sono riportati nella carta di **figura 1.53** che rappresenta i valori di f_0 ricavati dalle analisi sopra descritte unitamente ai valori di ampiezza dei rapporti H/V. I valori di f_0 ottenuti sono stati divisi in 6 classi rappresentate con cerchi di colore diverso. Il diametro dei simboli utilizzati è proporzionale all'ampiezza del picco. Per alcuni siti sono stati individuati in modo chiaro 2 picchi separati nei rapporti spettrali H/V. Tale circostanza può verificarsi nel caso in cui siano presenti 2 orizzonti con forte contrasto di impedenza nei terreni di copertura. In questi casi si è rappresentata la seconda frequenza, indicata con f_1 (assumendo $f_1 > f_0$), con un simbolo triangolare. Anche in questo caso f_1 è stata suddivisa in classi rappresentate da colori diversi; la grandezza dei simboli è proporzionale all'ampiezza dei picchi centrati al suo valore.

Per il primo gruppo risulta molto evidente e diffuso un picco di f_0 compreso tra 0.5 e 0.6 Hz, con ampiezze che vanno progressivamente aumentando spostandosi da Nord a Sud. Tale picco risulta particolarmente evidente nella parte più meridionale del centro storico ove le Breccie dell'Aquila sono coperte da un sottile strato di depositi appartenenti ai Limi rossi del Colle dell'Aquila, che presentano caratteristiche geotecniche più scadenti. L'analisi degli eventi sismici evidenzia localmente, per questo gruppo di misure, la presenza di effetti di amplificazione nei rapporti spettrali non associati direttamente a chiari picchi ma piuttosto ad un'amplificazione in tutta la banda di frequenza 2-10 Hz con ampiezze non trascurabili. Tale fenomeno si sovrappone alla forte amplificazione a bassa frequenza ed è particolarmente chiaro nella parte meridionale del centro storico in corrispondenza degli affioramenti di limi rossi e di spessori anche importanti di terreno di riporto. Le stazioni del secondo gruppo mostrano la presenza frequente di un doppio picco di amplificazione. Il primo di questi picchi cade ad una frequenza leggermente superiore a quella evidenziata dai dati del primo gruppo. Si ottengono infatti valori compresi tra 0.7 ed 1 Hz con ampiezze meno importanti rispetto ai dati precedentemente descritti. Tali effetti tornano a divenire evidenti spostandosi da N a S, allontanandosi cioè dal versante roccioso. Il secondo picco di amplificazione (indicato come f_1) ricade a frequenze che vanno da circa 3 Hz nella parte N fino a circa 7-8 Hz nella parte più meridionale della zona. Tali risultati suggeriscono la presenza di un contrasto di impedenza più superficiale, in grado di giustificare il picco ad alta frequenza, e di un contrasto molto più profondo che rende possibile l'effetto a bassa frequenza. Anche in questo caso le analisi HVSR ed SSR confermano i risultati ottenuti dai dati di microtremore anche se forniscono funzioni di amplificazioni più complesse.

Il terzo gruppo di misure fornisce ancora chiari effetti di amplificazione a bassa frequenza con valori di f_0 che tendono a diminuire procedendo lungo la Valle dell'Aterno da NW verso SE. In particolare i risultati ottenuti alla base delle Breccie dell'Aquila in corrispondenza del Centro storico confermano la presenza di forti effetti di amplificazione a bassa frequenza correlabili alla presenza di importanti strati di limi. Anche in questo caso le tre tecniche utilizzate mostrano una buona coerenza. È importante

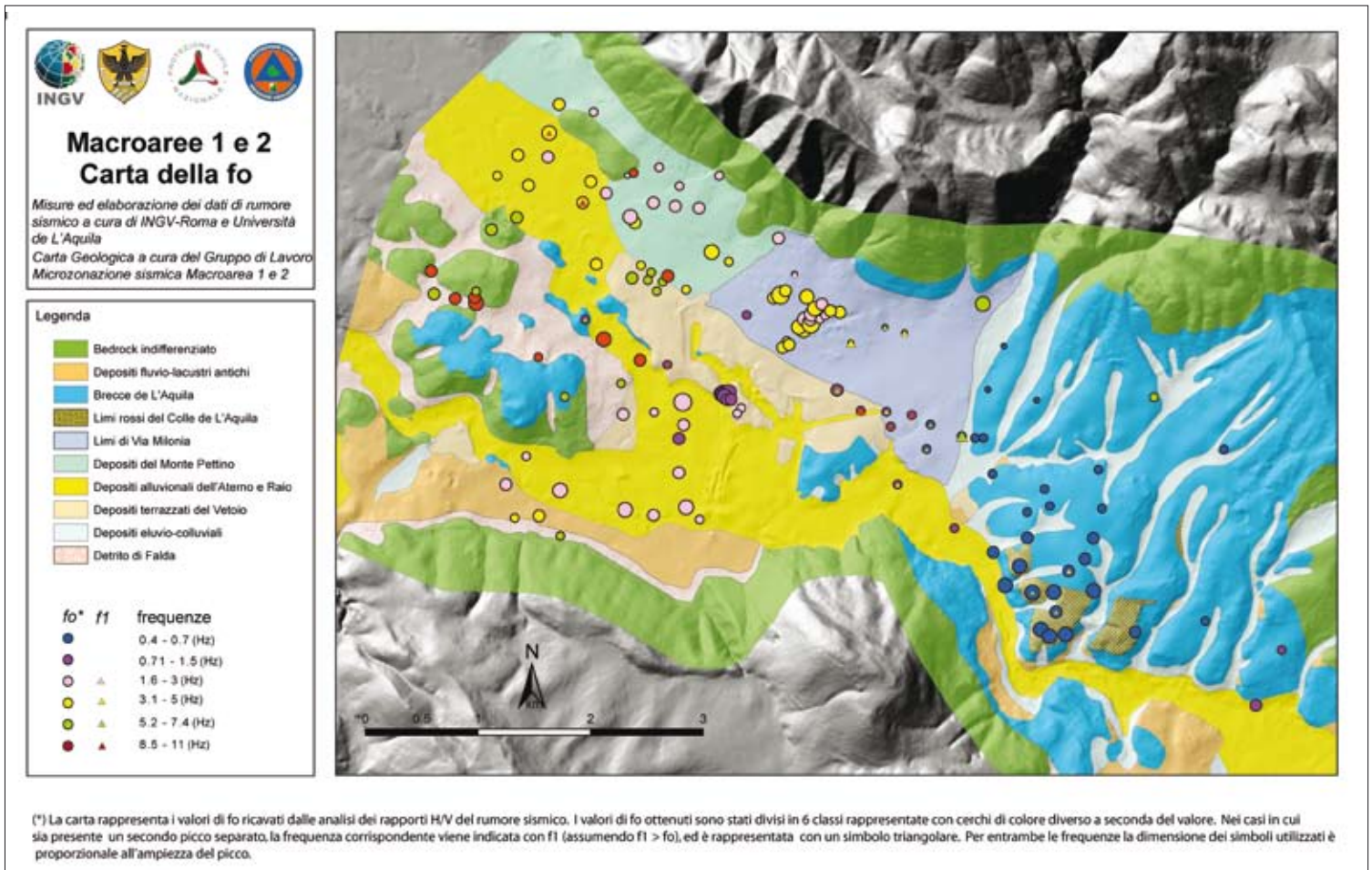


Fig. 1.53 → Distribuzione del rumore sismico nelle Macroaree 1 e 2.

notare che la tecnica SSR fornisce, per tutti i gruppi di stazioni, chiari effetti di amplificazione nella componente verticale del moto a frequenze superiori a quelle ricavate per le componenti orizzontali. Il rapporto tra le f_0 ricavate nei due casi è direttamente correlabile al rapporto V_p/V_s che si può ipotizzare per i terreni di copertura. Le amplificazioni ad alta frequenza ricavabili dalle indagini SSR sono meno evidenti, tendendo a scomparire, se si utilizza il sito di San Giuliano come riferimento. Tale osservazione è giustificata dall'elevato livello di fratturazione della roccia in affioramento al sito, come mostrato dai valori HVNSR. Il sito di San Giuliano non è quindi da considerarsi come un buon sito di riferimento almeno per frequenze superiori ai 5 Hz. Un ulteriore contributo fornito consiste nel calcolo del fattore di amplificazione F_a inteso come il rapporto tra l'integrale dello spettro di risposta in pseudo velocità registrato ad un sito e l'analogo integrale calcolato per un sito di riferimento su roccia. La banda di integrazione è generalmente fissata tra i periodi di 0.1 e 0.5 s che corrispondono alle frequenze di maggiore interesse ingegneristico.

Tale valore è stato calcolato come valore medio dei singoli F_A ottenuti per i 20 *aftershock* più significativi verificatisi nel periodo di registrazione e registrati in contemporanea al riferimento AQ12. I risultati ottenuti non sono direttamente confrontabili con quelli ricavati dalla modellazione e successivamente presentati, ma danno comunque un'indicazione ulteriore sulle differenze relative di amplificazione osservate nell'area. Vista comunque la modesta entità degli eventi registrati i risultati non tengono minimamente

conto di possibili comportamenti non lineari dei terreni che sono invece inclusi nella modellazione numeriche. La distribuzione dei valori di FA ottenuti viene presentata nel DvD allegato al presente volume unitamente con i risultati delle analisi HVNSR ed SSR svolte sui singoli siti investigati.

1.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

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

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1) è un elaborato di sintesi, ottenuto dalla sovrapposizione dei dati geologici, geomorfologici, idrogeologici, geotecnici, geofisici (vedi carta geologica e carta delle indagini), che ha lo scopo di suddividere il territorio in unità che presentano medesime caratteristiche 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 delle microzone omogenee in prospettiva sismica pertanto suddivide il suolo in tre classi differenti categorie:

- a) 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°);
- b) 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;
- c) 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 e dei terreni sciolti espresso in Densità relativa (D_r) e Indice di fratturazione (J_v). 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 letterature. Sono state considerate come volumi stratigrafici significativi i corpi con uno spessore uguale o superiore a 5 m.

Ogni microarea è stata quindi caratterizzata indicando il valore della densità relativa delle formazioni granulari e lo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi per quanto riguarda il substrato (Jv). L'accorpamento delle formazioni geologicostratigrafiche 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.

Nella Macroarea 1 sono state individuate le seguenti microzone (vedere la carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica nel DvD allegato):

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

Sono state suddivise in funzione delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche le seguenti microzone:

- **Zona K3:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di calcari stratificati con un parametro di fratturazione Jv compreso tra 5 e 8 e con una pendenza morfologica superiore ai 15°. La microzona K3 è presente nel settore pedemontano di Monte Luco.
- **Zona K4:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di calcari stratificati intensamente fratturati con un parametro di fratturazione Jv compreso tra 15 e 30 e con una pendenza morfologica superiore ai 15°. La microzona K4 è presente nel settore pedemontano del Monte Castelvechchio (La Rocchetta – Colle Nocette – Colle S. Onofrio).
- **Zona K5:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di ghiaie calcaree con densità relativa compresa tra 90 e 100%. La microzona K5 è presente nel settore pedemontano del Monte Pettino in località Sfrizzoli.
- **Zona K6:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di ghiaie calcaree a spigoli vivi e debolmente cementate per uno spessore di circa 20 m e geometricamente sovrapposte ad un'alternanza di ghiaie in matrice limosa e limi sabbiosi marroni con densità relativa compresa tra 50 e 60%. Dal punto di vista geologico-geomorfologico rappresentano i depositi di conoide alluvionale e detritico del Monte Pettino. La microzona K6 è presente nel settore pedemontano del Monte Pettino nelle località comprese tra Case Grilli e Colle Gualtieri.
- **Zona K7:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di una alternanza di ghiaie in matrice limosa e limi sabbiosi marroni con densità relativa compresa tra 50 e 60% con consistenza da media a dura per uno spessore di circa 30 m e geometricamente sovrapposte a ghiaie calcaree a spigoli vivi debolmente cementate con densità relativa compresa tra 60 e 70%. La microzona K7 è presente nel settore pedemontano compreso tra il M. Pettino e il M. Castelvechchio tra la sede dell'autostrada Roma - L'Aquila e località C.na Cappelli.
- **Zona K8:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di brecce cementate a luoghi in matrice limosa di colore bianco per uno spessore di circa 40 m. La microzona K8 rappresenta il substrato di gran parte della città dell'Aquila tra le località S. Anza – Madonna del Soccorso e le pendici del Monte S. Onofrio. Affioramenti sono presenti in riva destra del Fiume Aterno nei pressi della Pineta di Roio, in località Pile e nella fascia pedemontana di La Rocchetta a N della sede dell'autostrada Roma - L'Aquila.

- **Zona K9:** caratterizzata dalla presenza di un'alternanza di limi, sabbie e ghiaie rosse con densità relativa compresa tra 80 e 90% per uno spessore di circa 15 m e geometricamente sovrapposte a brecce cementate. La microzona K9 è presente nel settore S del centro dell'Aquila tra le località Basilica Collemaggio e Fontana 99 cannelle.
- **Zona K11:** caratterizzata dalla presenza di argille e limi duri alternati a sabbie con densità relativa compresa tra 80 e 90% per uno spessore di almeno 30 m. La microzona K11 è presente in alcune aree del fondo valle del Fiume Aterno (Casa Palitti, Tribunale, Ripalta).
- **Zona K12:** caratterizzata dalla presenza di limi e argille con consistenza media e densità relativa compresa tra 70 e 90% per uno spessore di circa 15 m e geometricamente sovrapposte a calcari stratificati con un parametro di fratturazione J_v compreso tra 5 e 10. La microzona K12 è presente nel settore pedemontano di Colle di Roio tra le località Genzano e Case Aquillio.
- **Zona K14:** caratterizzata dalla presenza di ghiaie da sciolte a cementate sabbie e limi teneri con densità relativa compresa tra 30 e 50% per uno spessore di almeno 30 m. La microzona K14 è presente tra le località Case Marinangeli e Fonte Burri - S. Antonio e rappresentano i depositi alluvionali terrazzati del Fosso Vetoio.
- **Zona K15:** caratterizzata dalla presenza in affioramento da ghiaie sciolte, limi teneri e sabbie con densità relativa compresa tra 50 e 70% per uno spessore di circa 15 m e geometricamente sovrapposte a ghiaie da sciolte a cementate, limi duri e sabbie con densità relativa compresa tra 80 e 90%. La microzona K15 è caratteristica del fondo valle del Fiume Aterno, del Torrente Raio e del Fosso Vetoio.
- **Zona K16:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di limi teneri, ghiaie e sabbie con densità relativa compresa tra 30 e 50% per uno spessore superiore a 5 m e geometricamente sovrapposte a ghiaie cementate. La microzona K16 è caratteristica dei depositi pluvio-colluviali delle vallecole presenti nel settore del centro città.
- **Zona K17:** caratterizzata dalla presenza terreni di sottofondo con densità relativa compresa tra 70 e 90% per uno spessore superiore a 5 m e geometricamente sovrapposti a ghiaie da sciolte a cementate, limi duri e sabbie con densità relativa compresa tra 80 e 90%. La microzona K17 è caratteristica dei depositi presenti nel settore del casello autostradale L'Aquila Ovest.
- **Zona K18:** caratterizzata dalla presenza di terreni con densità relativa compresa tra 70 e 90% per uno spessore superiore a 5 m e geometricamente sovrapposti a brecce cementate a luoghi con matrice limosa di colore bianco. La microzona K18 è caratteristica dei depositi presenti in località Valle Pretara.

Zone suscettibili di instabilità nelle quali sono possibili deformazioni permanenti del territorio:

La zona denominata I1 è caratterizzata dalla presenza della faglia attiva e capace del Monte Pettino che interessa la porzione pedemontana di territorio ubicata tra il convento di San Giuliano e Sfrizzoli.

La zona denominata I2 rappresenta le aree in frana in terra rilevate nella zona della Basilica di Collemaggio e nei pressi della Fontana 99 cannelle.

Inoltre nella carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica della Macroarea 1 sono indicate le principali forme morfologiche (orlo di terrazzi e scarpate, frane sismoindotte non catografabili, cavità e grotte), i fenomeni di liquefazione rinvenuti tra Via Ponte Rasarolo, S.S.17 e la ferrovia, le isobate del *bedrock* ricostruite sulla base dei dati geogravimetrici e dei sondaggi che lo intercettano.

1.3.2 Analisi numerica della risposta sismica locale

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 indicanti anche le zone 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 dell'analisi numerica.

Sono stati presi in considerazione rispettivamente tre moti di input su roccia affiorante corrispondenti ad un periodo di ritorno di 475 anni:

- lo spettro della Normativa Sismica recente (Norm);
- lo spettro probabilistico Lade1 SP96. Goriano Sicoli (Prob);
- lo spettro deterministico da macrosismica SP96 M=6.7 Repi 10 km (Det).

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, 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.

La suddivisione in microaree è stata effettuata sulla base dei fattori FA e FV; il fattore $FA_{0.1-0.5}$ è servito come controllo dei risultati numerici.

L'Aquila centro

Nella **figura 1.54** è riportata una mappa della Macroarea 1. Essa è divisa in tre grosse aree. Quella che comprende le zone Z5, Z6, Z7 e Z8 è caratterizzata da una copertura di alcune decine di metri delle Breccie dell'Aquila, considerato come terreno rigido, poggiate sui limi lacustri che hanno uno spessore fino a 200-300 m (**Fig. 1.55**).

La zona della **figura 1.54** in viola (Z3) ci sono le alluvioni del fiume Aterno, quella marrone scuro indicata con Z9 corrisponde ai limi della via Milonia, mentre in blu è indicata la roccia affiorante.

I terreni delle zone Z5, Z6 e Z7 sono stati caratterizzati dal Down Hole in Aquilpark (S1.8) e le caratteristiche geometriche dalle 9 sezioni geolitologiche e geogravimetriche disposte a griglia e riportate nel DvD che hanno permesso una ricostruzione tridimensionale del modello geologico del sottosuolo. Nelle stesse zone Z5, Z6 e Z7 le indagini del rumore strumentale hanno individuato una frequenza propria pari a 0.6Hz (**Fig. 1.53**). Con tali dati le analisi hanno determinato che il parametro più importante per la risposta sismica è lo spessore dello strato profondo dei limi e che, pertanto, la stessa zona deve essere divisa in più microzone indicate con Z5, Z6, Z7 e Z8, quest'ultima è la microzona di bordo dove è presente un livello di limi rossi soffici appoggiati sulle breccie. Le proprietà del terreno della zona di Via Milonia a nord-est sono state ricavate dai Down-Hole ivi effettuati (S2.6, relazione dei Down Hole del IAMC-CNR: DH16) che hanno mostrato uno strato di circa 30m di ghiaie cementate

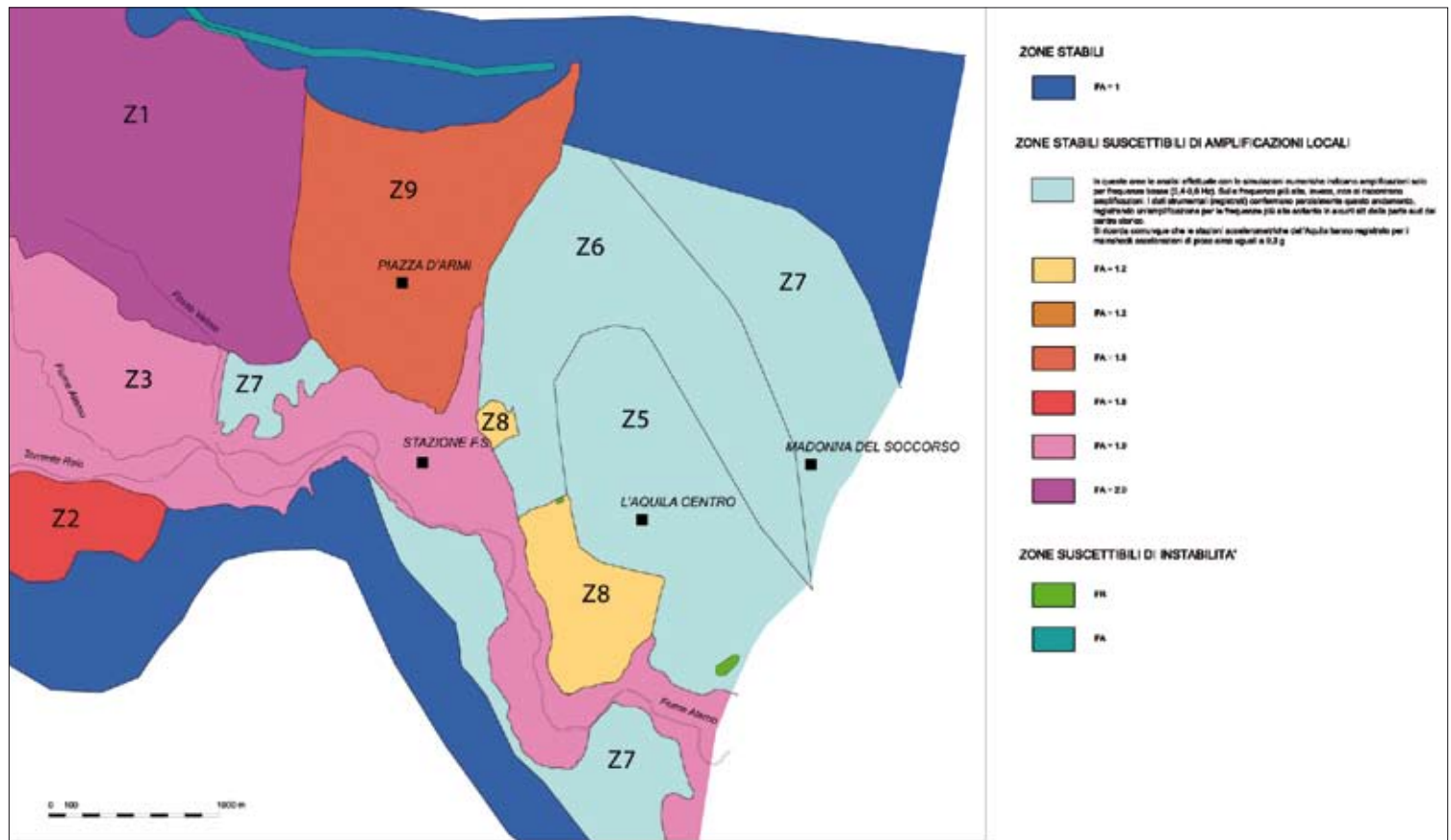
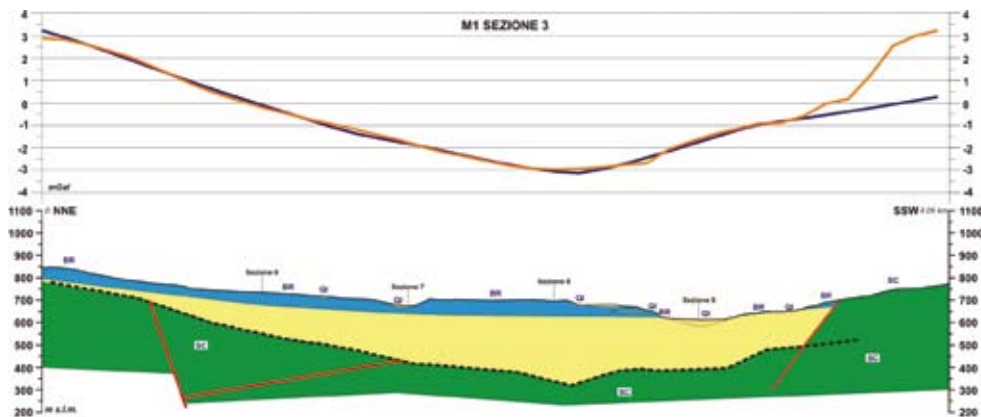


Fig. 1.54 → Carta delle microzone omogenee della Macroarea 1.

Fig. 1.55 → Sezione geogravimetrica (M1-S3) longitudinale al colle dell'Aquila. In alto, in arancione l'anomalia gravimetrica calcolata, in blu quella residua misurata.



le cui proprietà di decadimento in funzione della deformazione a taglio sono state determinate in laboratorio (MA2_S21_C1/2/3)

Le proprietà dei materiali della parte alluvionale sono state desunte dai sondaggi nell'area di Reiss-Romoli (S2.2, relazione dei Down Hole del IAMC-CNR: DH03).

Il codice di calcolo utilizzato è di tipo monodimensionale (SHAKE91) in quanto la stratigrafia presenta un andamento dei litotipi piano-paralleli. Sono state effettuate anche analisi 2D con il software BESOL allo scopo di determinare gli effetti delle discontinuità orizzontali se esistenti.

In **tabella 1.7** sono rappresentate le microzone con indicazione delle relative profondità (H in m), le velocità media delle onde S (Vs in m/s) ed il peso di volume (γ in t/m³).

Le curve di decadimento, cioè dell'andamento del modulo di taglio (G/G0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione utilizzate, sono riportate in **figura 1.56** e sono state scelte in base alle

TABELLA 1.7						
	Z5			Z6		
	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)
Brecce	800	2:00	50	800	2:00	50 or 20
Limi profondi	600	1:09	180-200	600	2:00	100 or 200
Bedrock	800			800		
	Z7			Z8		
	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)
Limi rossi				300-500	1:08	20
Brecce	800	2:00	50	800	2:00	50
Limi profondi	600	1:09	<100	600	2:00	100-180
Bedrock	800			800		
	Z9			Z3		
	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)
Limi	400	1:09	30	550	1:09	18
Bedrock	800			800		

Tab. 1.7 → Le microzone omogenee con indicazione delle relative profondità (H, m), le velocità media delle onde S (Vs, m/s) ed il peso di volume (γ t/m³).

caratteristiche geotecniche e litologiche del campione rispetto alle zone considerate, e alla vicinanza del sondaggio con la sezione analizzata.

In particolare:

- per le brecce: sono state considerate a comportamento lineare;
- per i depositi alluvionali sono state scelte le curve delle ghiaie usate per le analisi di deconvoluzione della registrazione della scossa principale nella stazione R.A.N. (AQV Centrovale) e che sono state determinate dalla media delle curve raccolte in letteratura sulle ghiaie;
- per i limi rossi sono state scelte le curve del limo argilloso corrispondente ad un indice di plasticità IP=<25 (Boiero *et al.*, 2009) ;
- per i limi lacustri profondi cioè posti al di sotto delle brecce sono state scelte le curve del limo argilloso del campione S3C8 del sito Roio Piano prelevato alla profondità di 50 m. (Boiero *et al.*, 2009).

Nella **figura 1.56** sono riportate le curve di decadimento utilizzate.

I risultati in termini di FA, FV e FA_{0,1-0,5}, sono indicati nella **tabella 1.8** per le zone omogenee analizzate e per i tre accelerogrammi applicati.

In **figura 1.57** vengono mostrati gli spettri di risposta in accelerazione ottenuti dall'analisi per le zone considerate e lo spettro di normativa (Nor). Tali spettri (linearizzati) sono stati calcolati in accordo con quanto previsto dal Gruppo di lavoro MS

Fig. 1.56 → Le curve di decadimento utilizzate.

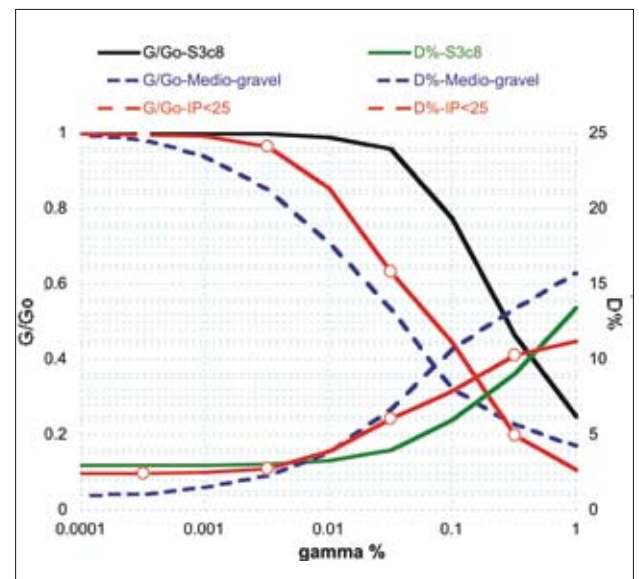


TABELLA 1.8							
		Z5	Z6	Z7	Z8	Z9	Z3
NORM	FA	0,050694444	0,055555556	0,059722222	1.17	0,098611111	0,104861111
	FV	1.28	1.24	1.18	1.29	2.00	1.57
	FA _{0,1-0,5}	0,052777778	0,058333333	0,060416667	1.03	0,095138889	1.58
		Z5	Z6	Z7	Z8	Z9	Z3
PROB	FA	0,051388889	0,05625	0,057638889	1.08	0,099305556	0,097916667
	FV	1.14	1.09	1.11	1.16	1.34	1.09
	FA _{0,1-0,5}	0,052083333	0,056944444	0,061111111	1.02	0,098611111	1.59
		Z5	Z6	Z7	Z8	Z9	Z3
DET	FA	0,051388889	0,057638889	0,0625	1.14	0,100694444	0,101388889
	FV	1.25	1.20	1.19	1.27	1.34	1.01
	FA _{0,1-0,5}	0,053472222	0,059027778	0.09	1.04	0,094444444	1.58

Tab. 1.8 → I valori delle FA, FV e FA_{0,1-0,5} per le zone omogenee della Macroarea 1.

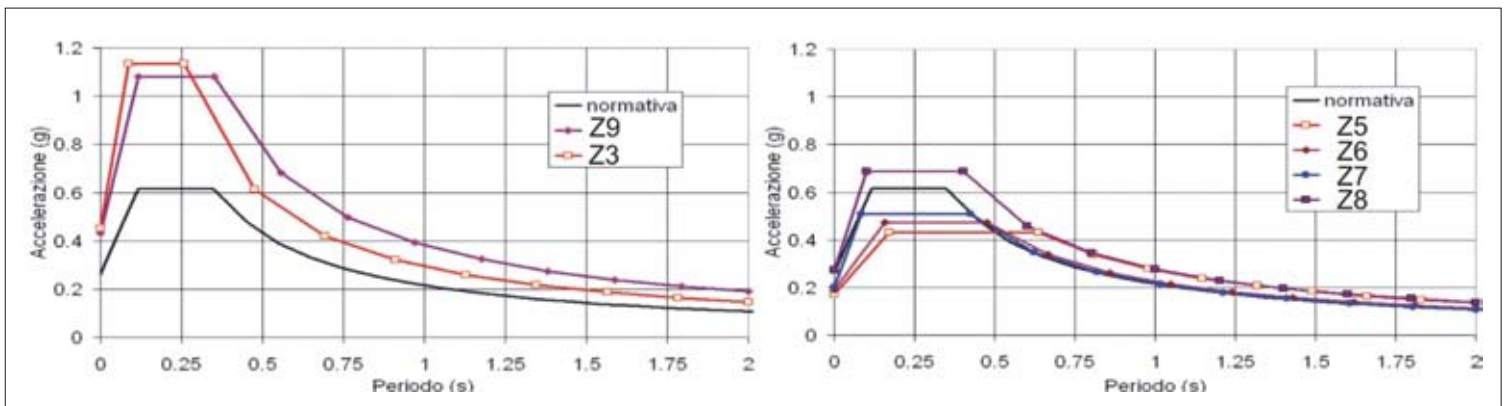


Fig. 1.57 → Spettri di risposta in accelerazione relativi alle microzone analizzate confrontati con gli spettri NTC (2008) per i sottosuoli di tipo A (Z3 e Z9).

(2008). I risultati mostrano una deamplificazione diffusa su tutto il centro città poggiante sulle brecce ad esclusione della zona più a sud (Z8) dove, per la presenza dello strato di limi superficiali, si ha una leggera amplificazione. La deamplificazione, cioè la riduzione del plateau dello spettro comporta nello stesso tempo un allargamento verso i periodi più alti. Ciò è dovuto principalmente alla presenza dei limi profondi di alto spessore che sono la causa del valore basso della frequenza propria (0.6 Hz) misurata su buona parte delle brecce. Invece nelle zone limitrofe, zona Z9 dove affiorano i Limi di via Milonia e la zona Z3 dei depositi alluvionali a sud, si ha una grande amplificazione (Fig. 1.54).

1.3.3 Carta di microzonazione sismica (livello 3)

La carta di microzonazione sismica (livello 3) della Macroarea 1 è stata ottenuta tenendo conto delle indicazioni della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1) e dei risultati della simulazione numerica, le quali hanno consentito di suddividere il territorio in zone omogenee con uguale fattore di amplificazione FA.

Le zone stabili, rappresentate in carta con il colore blu, sono quelle zone in cui il fattore di amplificazione è pari ad 1 e nell'area in esame sono le zone di affioramento del substrato carbonatico. Le zone stabili sono presenti lungo l'area pedemontana del M. Pettino tra le località Sfrizzoli e M. S. Onofrio e nel settore di versante di M. Luco.

Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali sono state suddivise in funzione del valore di amplificazione sismica FA nelle seguenti microzone:

- **FA = 1,2:** caratterizza il settore Sud della città dell'Aquila tra la località Fontana 99 cannelle e Via 24 maggio – Viale Collemaggio.
- **FA = 1,8:** caratterizza il settore compreso tra Colle Gualtieri, il Convento di San Giuliano e Piazza d'Armi.
- **FA = 1,8:** caratterizza il settore vallivo del Colle di Roio, lungo una fascia che si estende dall'abitato di Genzano e la località Case Aquillio. Tale zona si differenzia dalla precedente per un diverso valore di FV.
- **FA = 1,9:** caratterizza i depositi alluvionali del Fiume Aterno lungo il tratto che va dall'abitato di Coppito al settore S del Colle dell'Aquila.
- **FA = 2,0:** caratterizza il settore pedemontano del Monte Pettino tra le località Sfrizzoli e il casello autostradale L'Aquila W.

Nella carta di microzonazione sismica (livello 3) della Macroarea 1 è stata introdotta, per il centro storico della città dell'Aquila, per il settore pedemontano di M. Luco e per la località Pile, una zona stabile suscettibile di amplificazioni locali senza valore di FA. Infatti, in queste aree le analisi effettuate con le simulazioni numeriche indicano amplificazioni solo per frequenze basse (0,4-0,6 Hz). Sulle frequenze più alte, invece, non si riscontrano amplificazioni. I dati strumentali (registrati) confermano parzialmente questo andamento, registrando un'amplificazione per le frequenze più alte soltanto in alcuni siti della parte S del centro storico. Tale zona è indicata in carta con un colore azzurro.

Le zone suscettibili di instabilità presenti nella Macroarea 1 sono rappresentate dalle zone suscettibili di instabilità di versante (identificate con il colore verde e la sigla FRT) e zone suscettibili di instabilità per faglie attive e capaci (identificate con il colore verde-scuro e la sigla FA). La zona denominata FRT rappresenta le aree in frana in terra rilevate nella zona della Basilica di Collemaggio e nei pressi della Fontana 99 cannelle. La zona denominata FA è caratterizzata dalla presenza della faglia attiva e capace del M. Pettino che interessa la porzione pedemontana di territorio ubicata tra il convento di San Giuliano e Sfrizzoli.

Bibliografia

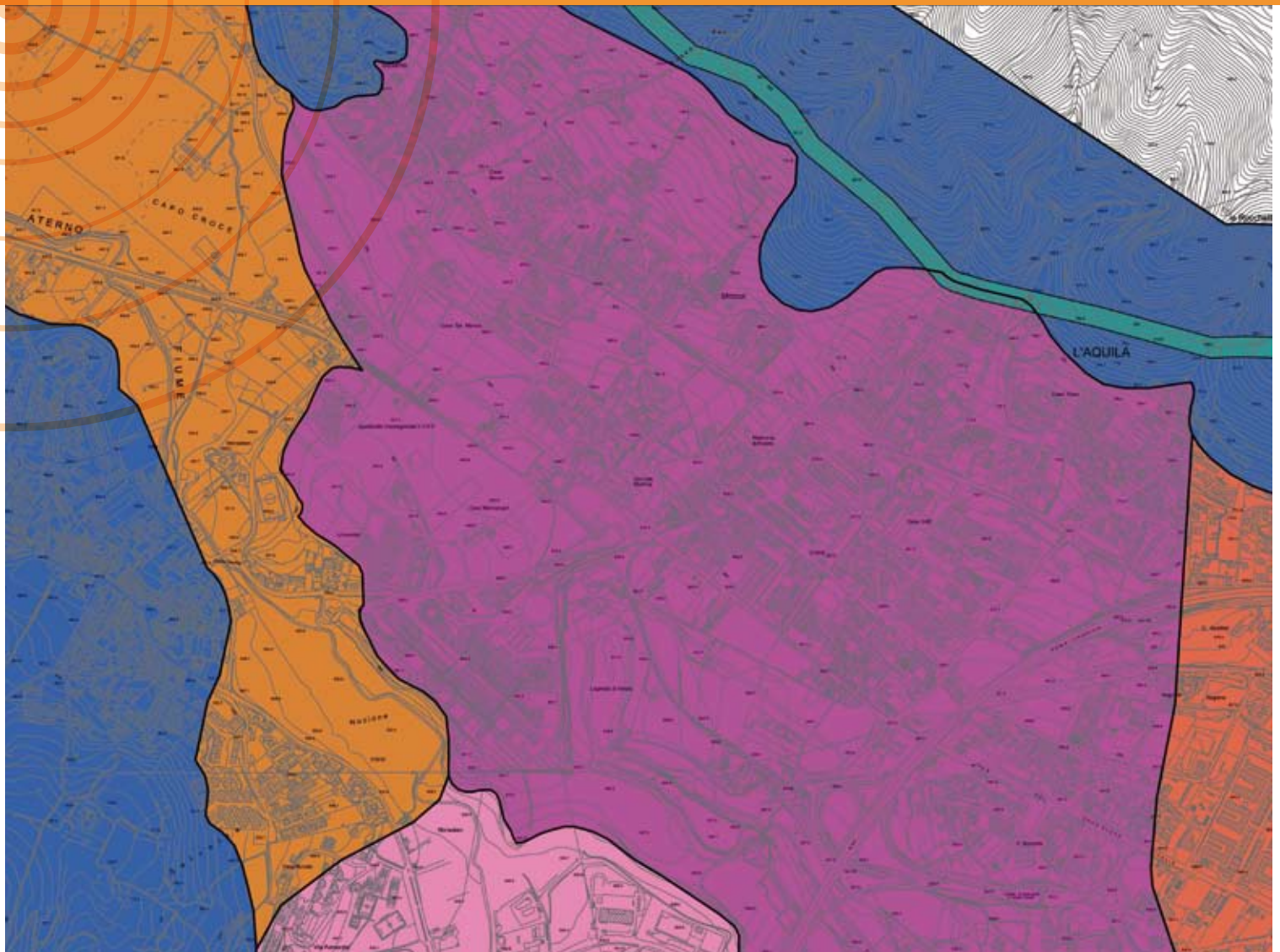
- Accordi B., Carbone F., Civitelli G., Corda L., De Rita D., Esu D., Funicello R., Kotsakis T., Mariotti G. & Sposato A. (1988) - Note illustrative alla carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe. Prog. Fin. Geodinamica, Quaderni de "La Ricerca Scientifica" C.N.R., 114(5), 223 pp., Roma.
- Agostini S., Di Canzio E., Rossi M.A. (2001) - Abruzzo (Italy): the Plio-Pleistocene proboscidean-bearing sites. In Cavarretta G., Gioia P., Mussi M. & Palombo, M.R. (eds) *The World of Elephants*, pubbl. CNR, Roma 2001, 163-166.
- AIQUA, Associazione Italiana per lo studio del Quaternario (1993) - Guida all'escursione alle conche intramontane dell'Appennino laziale-abruzzese. Soc. Geol. It. Convegno "Le conche intramontane: caratteristiche stratigrafiche, sedimentologiche, strutturali ed aspetti applicativi", Roma 15-18 settembre.
- Angelucci G., Galadini F. & Giuliani R. (1997) - Analisi strutturale di deformazioni quaternarie nell'area aquilana (Italia centrale): risultati preliminari. Poster del Convegno "Tettonica quaternaria del Territorio italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni". Parma, 25-27 Febbraio.
- APAT (2006) - Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 359 L'Aquila. S.EL.CA., Firenze.
- Bagnaia R., Blumetti A.M., De Luca G., Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G., Salvucci R. & Zambonelli E. (1996) - Morfotettonica dei rilievi a nord della conca aquilana. *Il Quaternario*, 9(1), 287-292.
- Bagnaia R., D'Epifanio A. & Sylos Labini S. (1989) - Aquila and Subequan basins: an example of quaternary evolution in central Apennines, Italy. *Quaternaria Nova*, 2, 1-23.
- Basili R., Bosi C. & Messina P. (1997) - La tettonica quaternaria dell'alta Valle del F. Aterno (Appennino centrale) desunta dall'analisi di superfici relitte. *Il Quaternario* 10(2), 621-624.
- Basili R., Bosi C. & Messina P. (1999) - Paleo-landsurfaces and tectonics in the upper Aterno Valley (Central Apennines). *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, 118: 17-25.
- Beneo E. (1940) - Tettonica della valle dell'Aterno (Abruzzo). *Boll. Uff. Geol. It.*, vol. 65, 14 pp., Roma.
- Bertini T. & Bosi C. (1970) - Geologia della media valle dell'Aterno. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 719-777.
- Bertini T. & Bosi C. (1993) - La tettonica quaternaria della conca di Fossa (L'Aquila). *Il Quaternario*, 6(2), 293-314.
- Bertini T., Bosi C. & Galadini F. (1989) - La conca di Fossa-S. Demetrio dei Vestini. In "Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". Guida all'escursione della S. G. I. Esa Grafica. Roma.
- Bertini T., Farroni A. & Totani G. (1992) - Idrogeologia della conca aquilana. *Pubbl. DISAT, Università dell'Aquila*, 92/6, 28 pp.
- Bertini T., Totani G., Cugusi F. & Farroni A. (1992) - Caratterizzazione geologica e geotecnica dei sedimenti quaternari del settore occidentale della conca aquilana. *Pubbl. DISAT, Università de L'Aquila*, 92/7, 27 pp.
- Blumetti A. M., Cavinato G. P., Dramis F., Miccadei E. & Tallini M., 1995 - The significance of quaternary extension and uplift for the evolution of intramontane basins in central Italy. *Abstracts 14° Congresso Internazionale Dell'inqua*, 3-10 Agosto 1995 Berlino, 44.
- Blumetti A.M. & Guerrieri L. (2007) - Fault-generated mountain fronts and the identification of fault segments: implications for seismic hazard assessment. *Boll.Soc.Geol.It.*, 126(2), 307-322.

- Blumetti A.M. (1995) - Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes. In Serva L. & Slemmons D.B. Editors: A.E.G. Special Publication n.6 "Perspectives in paleoseismology", 83-100.
- Blumetti A.M., Bongiovanni G., Castenetto S., Galli P., Giuliani R., Gorelli V., Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G., Molin D., Pugliese A., Rebuffat M., Romeo R. & Sanò T. (1996) - Elementi di Geologia, Sismicità e Pericolosità sismica della città dell'Aquila. Rapporto Tecnico Servizio Sismico Nazionale, SSN/RT/96/15, Roma.
- Blumetti A.M., Cavinato G.P. & Tallini M. (1996) - Evoluzione Plio-Quaternaria della conca di L'Aquila-Scoppito: Studio Preliminare. *Il Quaternario* 9 (1), 281-286.
- Blumetti A.M., Cavinato G.P. & Tallini M. (1996a) - Evoluzione plio-quaternaria della conca dell'Aquila-Scoppito: studio preliminare. *Il Quaternario*, 9(1), 281-286.
- 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., Guerrieri L., Dramis F., Gentili B., Michetti A.M. & Tondi E. (2004) - Basin and range in Central Apennines. In: 32nd IGC - Field Trip Guidebooks. Mem. Descrittive Carta Geol. d'Italia, 63(6), APAT.
- Bongiovanni G., Gorini A., Gorelli V., Marcucci S., Marsan P. & Milana G. (1995) - Primi risultati della rete accelerometrica locale dell'Aquila e del sistema di monitoraggio del Sacro Convento di Assisi. Rapporto Tecnico Servizio Sismico Nazionale, SSN/RT/95/6, Roma.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. & Valensise G. (1995) - Catalogo dei forti terremoti in Italia Dal 461 A.C. al 1980. I.N.G. Storia Geofisica Ambiente, 973 Pp., Roma.
- Bosi C & Bertini T. (1970) - Geologia della media valle dell'Aterno. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 719-777.
- Bosi C. & Manfredini M. (1967) – Osservazioni geologiche nella zona di Campo Felice (L'Aquila). *Mem. Soc. Geol. It.*, 6: 245-266, 6 tt.
- Bosi C. & Messina P. (1991) - Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese. *Studi Geologici Camerti, volume speciale 1991/2, CROP 11, 257-263, Camerino*.
- Bosi C. (1975) - Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 827-859.
- Bosi C., Galadini E., Giaccio B., Messina P. & Sposato A. (2003) - Plio-Quaternary continental deposits in the Latium-Abruzzi Apennines: the correlation of geological events across different intermontane basins. *Il Quaternario 16/1 bis special issue*, 55-76.
- Bosi C., Messina P. & Moro M. (2005) – Use of allo-morphosequential units in the Quaternary geological map of the Upper Aterno Valley (central Apennines).
- Camassi R. & Stucchi M. (1997) - Un Catalogo Parametrico Di Terremoti Di Area Italiana Al Di Sopra Della Soglia Di Danno. C.N.R. - G.N.D.T., Versione Nr4 1.1 Luglio 1997, Roma.
- Cavinato G. P., Cosentino D., De Rita D., Funicello R. & Parotto M. (1994) - Tectonic-Sedimentary Evolution Of Intrapenninic Basins And Correlation With The Volcano-Tectonic Activity In Central Italy. *Mem. Desc. Carta Geol. D'it.* 49, 63-76.

- Cavinato G.P., De Rita D., Milli S. & Zarlenga F. (1993) - Correlazioni tra i principali eventi tettonici, sedimentari, vulcanici ed eustatici che hanno interessato l'entroterra (conche intrappenniniche) e il margine costiero laziale durante il Pliocene superiore ed il Pleistocene. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1992/1, 165-174.
- Cello G., Mazzoli S & Tondi, E. (1998) - The crustal fault structure responsible for the 1703 earthquake sequence of central Italy, *J. Geodynamics* 26, 443-460.
- Cello G., Mazzoli S., Tondi E. & Turco, E. (1997) - Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy, *Tectonophysics* 272, 43-68.
- Cesi C., Di Filippo M., Ferri F. & Toro B. (1990) - La rete microgravimetrica dell'area aquilana. *Atti del 9° Convegno Annuale GNGTS*. Roma 13-15 novembre 1990, 527-530.
- CNR-GNDT (1996) - Zonazione sismogenetica del territorio italiano ed aree limitrofe, available on Internet, <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/progetti.html>.
- CNR-PFG (1987) - Neotectonic Map of Italy, *Quaderni de La Ricerca Scientifica*, 114.
- CNR-Progetto Finalizzato Geodinamica (1985) - Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. Publ. n. 114, vol. 2B, a cura di Postpischl D., 239 pp.
- Coggon J. (1976): Magnetic And Gravity Anomalies Of Polyhedra. *Geoexploration*, 14, 93-105.
- Boiero D., Foti S., Maraschini M., Comina C., D'Onofrio A., Evangelista L., Landolfi L., Silvestri F. & Santucci de Magistris F. (2009) - 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.
- D'Agostino N., Speranza F. & Funicello R. (1997a) - Le brecce mortadella dell'Appennino centrale: primi risultati di stratigrafia magnetica. *Il Quaternario*, 10(2), 385-388.
- D'Agostino N., Speranza F. & Funicello R. (1997b) - Stili E Geometrie Della Tettonica Estensionale Quaternaria Nell'appennino Centrale: L'area Del Gran Sasso D'italia. *Il Quaternario*, 10(2), 389-394.
- D'Agostino N., Speranza F. & Funicello R. (1997b) - Stili e geometrie della tettonica estensionale quaternaria nell'Appennino centrale: l'area del Gran Sasso d'Italia. *Il Quaternario*, 10(2), 389-394.
- Damiani A.V., Chiocchini M., Colacicchi R., Mariotti G., Parotto M., Passeri L. & Praturlon A. (1992) - Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino Centrale. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1991/2, 187-213.
- De Marco R., Iannaccone G., Marsan P., Scarpa R. & Tranfaglia G. (1989) - La rete sismica dell'Abruzzo centrale, primo anno di attività. Servizio Sismico Nazionale-Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici. Roma.
- Demangeot J. (1950) - Sur l'age Villafranchien de l'ancien lac Aquilalien. *Ren. Acc. Naz. Lincei, cl. Sc. Fis., Mat. e Nat.*, vol. 10, 1, 55-57.
- Demangeot J. (1965) - Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques. *C. Rech. et Doc. Cart. Mem. Doc.*, 1-403, Paris.
- Demangeot J. (1973) - Neotectonique et dépost quaternaries dans l'Appennin. In: *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. *Acc. Naz. dei Lincei, Quad.* 183, 286-304.
- Di Filippo M. & Miccadei E. (1997) - Studio gravimetrico della Conca di Sulmona. *Il Quaternario*, 10(2), 489-493.

- Esu D., Girotti O. & Kotsakis T. (1992) Molluschi e vertebrati di alcuni bacini continentali dell'Appennino centrale: indicazioni biostratigrafiche e paleoecologiche. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1991/2, 295-299.
- Galadini E., P. Galli & M. Moro (2003) - Paleoseismology of silent faults in the central Apennines (Italy): the Campo Imperatore fault (Gran Sasso Range Fault System), in *Annals of Geophysics*, 46, 2003, pp. 793-813.
- Galadini F. & Galli P. (2000) - Active tectonics in the central Apennines (Italy) - Input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 22, 202-223.
- Galadini F. & Messina P. (2004) - Early-Middle Pleistocene eastward migration of the Abruzzi Apennine (central Italy) extensional domain. *J. Geodynamics*, 37, 57-81.
- Galadini F. & Salvi F. (1990) - Processo di immagini Landsat per l'interpretazione strutturale in aree tettonicamente attive: un esempio dal margine sudoccidentale della catena del Gran Sasso. *Il Quaternario*, 3(1), 15-22.
- Galadini F., Giuliani R. & Messina P. (1991) - Characterization of recent deformational sequences in some areas of the Abruzzi apennines (Central Italy): implications and problems. *Il Quaternario* 4(1a), 85-98.
- Galadini F. (1999) - Pleistocene changes in the Central Apennine fault kinematics: a key to decipher active tectonics, *Tectonics* 18, 877-894.
- Galadini F. & Galli P. (1999) - The Holocene paleoearthquakes on the 1915 Avezzano earthquake faults (central Italy): implications for active tectonics in central Apennines, *Tectonophysics* 308, 143-170.
- Galadini F. & Messina P. (1994) - Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surroundings areas (central Italy), *Giorn. Geol.* 56, 73-99.
- Ge.Mi.Na. (1963) - Ligniti e torbe dell'Italia continentale. "Gemina" Geomineraria Nazionale, Roma.
- Giraudi C. (1994) - Elementi di geologia del Quaternario della Piana di Campo Imperatore (Gran Sasso d'Italia), *Atti Tic. Sc. Terra* 2, 137-143.
- Giraudi C. (1995) - Considerations on the significance of some post-glacial fault scarps in the Abruzzo Apennines (central Italy), *Quaternary Int.* 25, 33-45.
- Giraudi C. & Frezzotti M. (1995) - Paleoseismicity in the Gran Sasso massif (Abruzzo, central Italy), *Quaternary Int.* 25, 81-93.
- 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 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.
- Maccagno A.M. (1962) - L'*Elephas meridionalis* NESTI di contrada "Madonna della Strada", Scoppito (L'Aquila). Stabilimento tipografico G. Genovese, Napoli.
- Magaldi D. & Tallini M. (2000) - A micromorphological index of soil development for the Quaternary geology research. *Catena*, 41, 261-276.
- Meletti C., Patacca E., Scandone P. & Figliuolo B. (1988) - Il terremoto del 1456 e la sua interpretazione nel quadro sismotettonico dell'Appennino meridionale, In: B. Figliuolo (ed.), *Il terremoto del 1456*, Osservatorio Vesuviano, Istituto Italiano di Studi Filosofici, Storia e Scienze della Terra 1, 71-108.
- Messina P, Moro M. & Speranza F. (2001) - Primi risultati di stratigrafia magnetica su alcune formazioni continentali dell'alta valle dell'Aterno (Italia centrale). *Il Quaternario* 14, 167-172.
- Messina P. (1996) - Tettonica mesopleistocenica dei terrazzi nord-orientali del Fucino (Italia centrale), *Il Quaternario* 9, 293-298.

- Messina P., Bosi C. & Moro M. (2009) – Sedimenti e forme quaternarie nell'alta valle dell'Aterno (L'Aquila). *Il Quaternario*, 16: 231-239.
- Michetti A.M., Brunamonte F., Serva, L. & Vittori E. (1996) - Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarps (Abruzzo, Central Italy): geological evidence of large historical events, *J. Geophys. Res.* 101, 5921–5936.
- Moro M., Bosi V., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P. & Sposato A. (2002) - Analisi paleosismologiche lungo la faglia del M. Marine (Alta Valle dell'Aterno): risultati preliminari. *Il Quaternario*, 15, 267-278.
- Palombo M.R., Mussi M., Agostini S., Barbieri M., Di Canzio E., Di Rita F., Fiore I., Iacumin P., Magri D. & Speranza F. (2010) - The early Middle Pleistocene site of Pagliare di Sassa (L'Aquila, central Italy). *Quaternary International*.
- Palombo M.R., Abbazzi L., Agostini S., Mazza P. & Mussi, M. (2001) - Middle Pleistocene faunas and lithic implements from Pagliare di Sassa (L'Aquila, central Italy). In Cavarretta G., Gioia P., Mussi M., Palombo M.R. (eds.) "The World of Elephants", pp. 224-229. CNR, Roma.
- Petitta M. & Tallini M. (2000) - Studi idrogeologici preliminari ad una valutazione della vulnerabilità degli acquiferi della piana L'Aquila-Scoppito. *Quaderni DISAT, Università dell'Aquila*, 3/2000, pp. 33.
- Petitta M. & Tallini M. (2003) – Groundwater resources and human impacts in a Quaternary intramontane basin (L'Aquila Plain, Central Italy). *Water International*, 28 (1), 57-69.
- Roberts G.P. & Michetti A.M. (2004) - Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault Systems: an example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy. *J. Struct. Geol.*, 26, 339-376.
- Rollins K.M., Evans M.D., Diehl N.B. & Daily W.D. (1998) - Shear Modulus and Damping Relationships for Gravels. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 124 (5), 396-405.
- Rossi A., Tertulliani A. & Vecchi M. (2005) - Studio macrosismico del terremoto dell'Aquilano del 124 giugno 1958. *Il Quaternario*, 18, 101-112.
- Salvi, S. & Nardi, A. (1995) - The Ovindoli fault: a segment of a longer, active fault-zone in central Abruzzi (Italy), In: L. Serva and D. B. Slemmons (eds), *Perspectives in Paleoseismology*, *Bull. Assoc. Eng. Geol.* 6, 101–113.
- Serva L., Blumetti A. M. & Michetti A.M. (1986) - Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 Gennaio 1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture, *Mem. Soc. Geol. It.* 35, 893–907.
- Tallini M., Lorè A., Reale E., Scozzafava M. & Magaldi D. (2002) – Geologia del Quaternario e Pianificazione territoriale della piana intramontana L'Aquila-Scoppito (Italia centrale). *GEAM, Geoingegneria ambientale e mineraria*, n. 1, 55-67.XXXIX.
- Vezzani L. & Ghisetti F. (1998) - Carta geologica dell'Abruzzo (Scala 1:100.000). S.EL.CA., Firenze.



MACROAREA 2

L'AQUILA OVEST: CANSATESSA-PETTINO-COPPITO

GRUPPO DI LAVORO

1 Università di L'Aquila

2 CNR - IGAG

3 Società Geo, L'Aquila

4 Dipartimento
della Protezione Civile

5 Università di Roma
La Sapienza

6 CNR - IAMC

7 Università di Napoli
Federico II-CUGRI

8 INGV

9 LRPC de Nice,
CETE Mediterranee

Reperimento e archiviazione dati pregressi:

• Amoroso S.¹ • Cavinato G.P.² • De Caterini G.¹ • Del Monaco F.¹ • Di Eusebio F.¹ • Monaco P.¹
• Taddei B.³ • Totani G.¹ • Zaffiro P.¹

Rilievi geologici:

Tallini M.¹ • De Caterini G.¹ • Del Monaco F.¹ • Di Eusebio F.¹ • Zaffiro P.¹ • Cavinato G.P.² • Marsan P.⁴

Indagini geofisiche:

• Angelino A.⁴ • Cavuoto G.²⁻⁴ • De Caterini G.¹ • Di Filippo M.⁵ • Di Fiore V.⁶ • Di Nezza M.⁶
• Iavarone M.⁴ • Rapolla A.⁷ • Scotto di vettimo P.⁴ • Tarallo D.⁵ • Zaffiro P.¹

Indagini geotecniche:

• Amoroso S.¹ • Monaco P.¹ • Totani G.¹

Misure strumentali:

• Milana G.⁸ • Azzara R.M.⁷ • Bergamaschi F.⁷ • Bordoni P.⁷ • Cara F.⁷ • Cogliano R.⁷ • Cultrera G.⁷
• Di Giulio G.⁷ • Fodarella A.⁷ • Pucillo S.⁷ • Riccio G.⁷ • Bertrand E.⁹ • Duval A.⁸ • Régnier J.⁸ • Marcucci S.³

Simulazioni numeriche:

• Sanò T.³

Carte di microzonazione:

• Tallini M.¹ • De Caterini G.¹ • Del Monaco F.¹ • Zaffiro P.¹ • Leoni G.¹

Coordinamento:

• Tallini M.¹

2.1 INTRODUZIONE

Le Macroaree 1 (L'Aquila centro) e 2 (L'Aquila Ovest: Cansatessa-Pettino-Coppito) hanno caratteristiche geologiche confrontabili. Il limite fra le due è stato posto per convenzione con l'ampia curva dell'autostrada, mentre per la descrizione geologica si deve fare riferimento a quella della macroarea 1. La macroarea 2 si estende per circa 20 km², da W a E dalla Scuola della Guardia di Finanza di Coppito a S. Antonio-Pile e, da N a S, dai contrafforti del M. Pettino a quelli di Roio comprendendo trasversalmente per intero la valle del F. Aterno e del suo affluente Raio (fig. 2.1): corrisponde al bacino in tramontano plio-quadernario dell'Aquila Ovest.



Fig. 2.1 → Ubicazione della Macroarea 2.

2.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

2.2.1 Carta delle indagini

Al fine di caratterizzare dal punto di vista geotecnico i terreni relativi alla Macroarea 2, tutti i dati sono stati raccolti in un database. Si tratta sia di dati di indagini effettuate dopo il terremoto del 6 aprile 2009 per conto del DPC, nell'ambito del progetto MS e del progetto C.A.S.E., sia di dati di indagini, eseguite prima o dopo il sisma, messe a disposizione da enti pubblici e da privati.

I siti ricadenti nella Macroarea 2 per i quali sono disponibili dati di indagini sono 29, per un totale di circa 250 sondaggi geotecnici o stratigrafici di profondità variabile (profondità massima raggiunta 202 m in località Coppito). Sono inoltre disponibili numerosi dati di prove geotecniche in sito, principalmente di prove *Standard Penetration Test* (SPT) eseguite nei fori di sondaggio, oltre ad un limitato numero di prove dilatometriche (DMT) e prove con penetrometro pesante (DPSH). In alcuni siti sono disponibili dati di misure piezometriche e prove di permeabilità in sito.

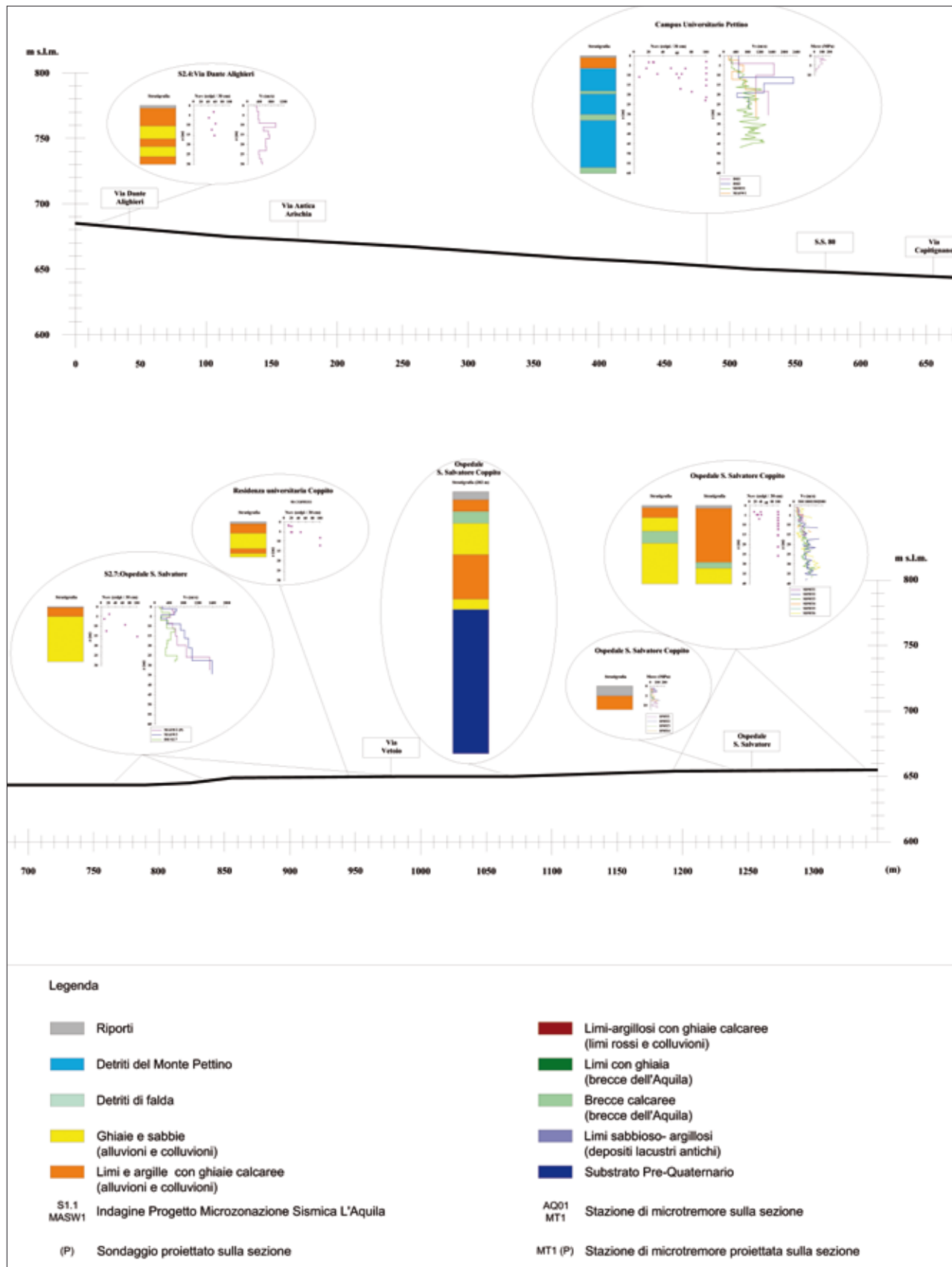
Su un ridotto numero (4) dei campioni indisturbati prelevati nei sondaggi eseguiti nell'ambito del progetto MS (siti S2.1 – L'Aquilone e S2.2 – Reiss Romoli) sono state eseguite in laboratorio prove di colonna risonante. Esiste, inoltre, un limitato archivio di dati di prove geotecniche di laboratorio (prove di classificazione, prove di taglio diretto, prove triassiali, prove edometriche) eseguite su campioni indisturbati in campagne di indagine antecedenti al sisma.

Le informazioni derivanti dalle indagini geotecniche sono state integrate con i dati ottenuti da prove geofisiche, principalmente prove Down Hole e MASW effettuate nell'ambito del progetto MS, e da numerose stazioni di misura di microtremiti (rapporti spettrali da analisi di microrumore e rapporti spettrali su sito di riferimento). Sono inoltre disponibili dati da sismica a rifrazione e misure della velocità delle onde di taglio (V_s) mediante dilatometro sismico (SDMT).

Per riassumere e schematizzare in forma sintetica la gran quantità di dati disponibili sono state costruite 7 sezioni, riportate nella Carta delle sezioni con i dati geologici, geotecnici e geofisici, allegata insieme alla relativa Carta di ubicazione delle sezioni. A titolo di esempio, nella figura 2.2 seguente è riportata la sezione Q-Q' (da Pettino – Via Dante Alighieri a Coppito – Ospedale San Salvatore).

In ciascuna sezione sono riportati, in forma sintetica, i risultati delle indagini eseguite nell'ambito del progetto MS e del Progetto C.A.S.E., oltre a dati messi a disposizione da enti pubblici e privati.

Fig. 2.2 → Sezione Q-Q' con i dati di base geologici, geofisici e geotecnici.



La legenda delle sezioni riporta una descrizione semplificata relativa alle principali unità litostratigrafiche individuate nella Carta Geologica del progetto MS.

Per ogni sito indagato è riportato uno schema stratigrafico semplificato ricavato dai sondaggi. Dove disponibili, allo schema stratigrafico sono affiancati il profilo della velocità delle onde di taglio ricavato da prove Down Hole, MASW e/o SDMT, il profilo del numero di colpi NSPT misurati mediante *Standard Penetration Test*, il profilo del modulo edometrico MDMT ricavato dalla prova DMT, le curve normalizzate di decadimento del modulo di taglio con la deformazione ($G/G_0-\gamma$) ottenute da prove di colonna risonante.

Sulle stesse sezioni sono inoltre riportati, dove disponibili, i rapporti spettrali da analisi di microrumore e rapporti spettrali su sito di riferimento ottenuti dalle stazioni di microrumore. Infine sono riportate le ubicazioni indicative delle principali cavità individuate.

Da citare fra le indagini eseguite per la macroarea 2:

- 7 sondaggi geognostici a carotaggio continuo (profondità 30 m) con esecuzione di prove SPT in foro (35) e raccolta di campioni indisturbati (ditta Sondedile S.r.l.),
- 6 prove Down Hole e di 11 MASW (gruppo coordinato da V. Di Fiore, IAMC-CNR),
- prove di laboratorio di colonna risonante (ditta C.G.G. Geotechnical Analysis S.r.l.),
- 130 stazioni di misura tomografiche con strumento Tromino (Autori: Geomineco S.r.l., F. Capaldi, G. De Caterini, M. Manetta, B. Quadrio e P. Zaffiro).

Per riassumere e schematizzare la cospicua quantità di dati, sono state costruite 11 sezioni geotecniche riportate nel DvD e nelle tavole allegati.

2.2.2 Principali caratteristiche geotecniche dei terreni

Le caratteristiche geotecniche dei terreni sono state determinate sulla base dell'insieme dei dati disponibili, in particolare dai nuovi dati acquisiti mediante le indagini appositamente eseguite per il presente studio di MS, opportunamente integrati dai dati pregressi.

I terreni presenti in affioramento nelle varie zone nella Macroarea 2 appaiono fortemente eterogenei, in relazione alle diverse condizioni geologiche incontrate in questa macroarea, di notevole estensione. Sono presenti tutte le frazioni granulometriche, dalle argille alle ghiaie, con prevalenza dei termini a composizione più grossolana. In generale i terreni a grana grossa (ghiaie e sabbie) incontrati in buona parte dei siti indagati presentano buone caratteristiche meccaniche (resistenza al taglio e rigidità). I valori della resistenza alla penetrazione rilevati nelle prove SPT (N_{SPT}) sono generalmente elevati, frequentemente a rifiuto, anche a causa della presenza diffusa di frammenti calcarei di grosse dimensioni. I valori dell'angolo di resistenza al taglio di picco Φ ricavati dall'interpretazione dei risultati SPT (stima largamente approssimata, in relazione alle caratteristiche di questi terreni) sono in genere pari o superiori a 35° . La velocità delle onde di taglio V_s determinata mediante prove Down Hole, MASW e SDMT, tendenzialmente crescente con la profondità, è generalmente compresa tra circa 300-400 m/s e 600 m/s. I valori del modulo di taglio a piccole deformazioni G_0 ricavati da V_s variano generalmente tra circa 100-200 MPa e 400-500 MPa.

In molti dei siti indagati agli strati di terreni a grana grossa (ghiaie e sabbie) sono frequentemente intercalati livelli, più o meno spessi, di materiali a grana più fine (limi e argille) aventi caratteristiche meccaniche meno buone ma, in generale, discrete.

In alcune zone della Macroarea 2 i materiali a grana fine sono predominanti. In particolare, nel sondaggio S2.6 – Via Milonia (Pettino) sono stati rinvenuti argille e limi di caratteristiche meccaniche "medie" (V_s circa 300-400 m/s) fino a 30 m di profondità.

Strati superficiali di terreni di riporto con caratteristiche meccaniche più scadenti, di spessore massimo qualche metro e di estensione areale molto limitata, possono localmente incontrarsi più o meno in tutta l'area urbana, in conseguenza delle modifiche morfologiche indotte nel corso dei secoli dall'attività edificatoria.

Nell'area dell'Aquila Ovest è disponibile una certa quantità di dati di prove di laboratorio eseguite su campioni indisturbati prelevati all'interno dei livelli limoso-argillosi, sia nelle nuove indagini finalizzate alla microzonazione sismica che nelle indagini pregresse. Nel corso delle indagini per la MS nella Macroarea 2 sono stati prelevati campioni indisturbati in 5 dei 7 sondaggi eseguiti, ma solo per 2 dei siti indagati (L'Aquilone e Reiss Romoli) sono ad oggi disponibili risultati di prove di laboratorio (colonna risonante).

Alla frequente presenza di strati di ghiaia, spesso incontrati anche laddove predominano frazioni granulometriche più fini, è dovuta anche la scarsità di dati da prove in sito tipo CPT o DMT, non fattibili in terreni non penetrabili. Sono invece disponibili numerosi dati di prove SPT.

I risultati più significativi, in termini di caratteristiche geotecniche, ottenuti dai sondaggi (S2.1-S2.7) e dalle misure di V_s mediante prove Down Hole e MASW eseguite nella Macroarea 2 nell'ambito del progetto MS sono riassunti nelle schede riportate qui di seguito. Tali schede mostrano, per ciascuna postazione di indagine, i seguenti profili affiancati:

- schema stratigrafico semplificato ottenuto dal sondaggio;
- profilo della velocità delle onde di taglio V_s ottenuto da prove Down Hole eseguite nello stesso foro di sondaggio, sovrapposto, dove disponibile, ad uno o più profili di V_s ottenuto da MASW o SDMT vicine;
- profilo del modulo di taglio a piccole deformazioni G_0 ricavato da V_s ;
- profilo del numero di colpi NSPT ottenuto da misure SPT nel foro di sondaggio;
- profili della densità relativa D_r e dell'angolo di resistenza al taglio di picco Φ' ricavati dalle prove SPT negli strati di terreni a grana grossa (stima approssimata secondo le correlazioni indicate nel DvD allegato).

Nelle [figure 2.3, 2.4, 2.5, 2.6, 2.7, 2.8 e 2.9](#) si riportano le schede geotecniche relative ai sondaggi del progetto MS.

Fig. 2.3 → Scheda del sondaggio S2.1.

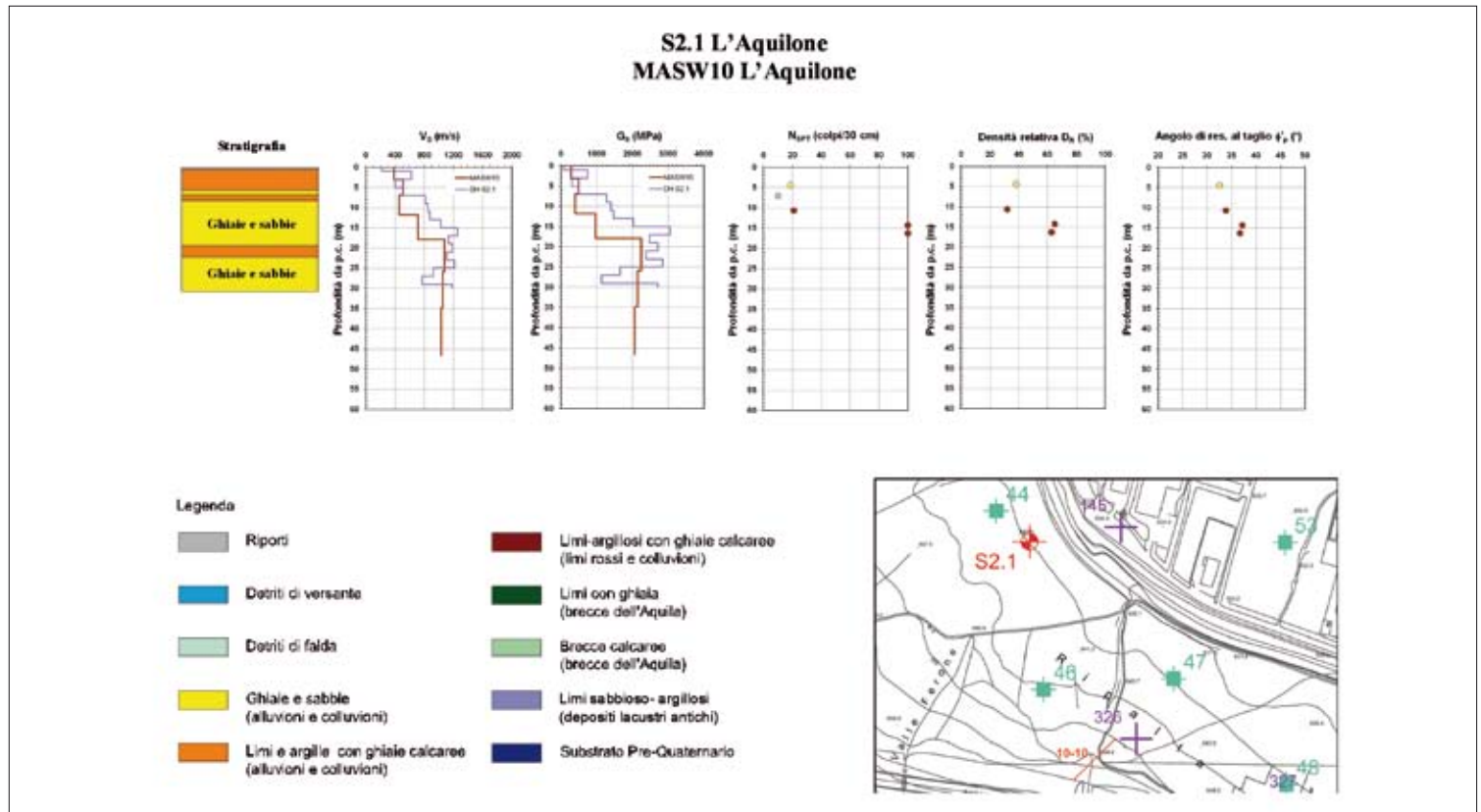


Fig. 2.4 → Scheda del sondaggio S2.2.

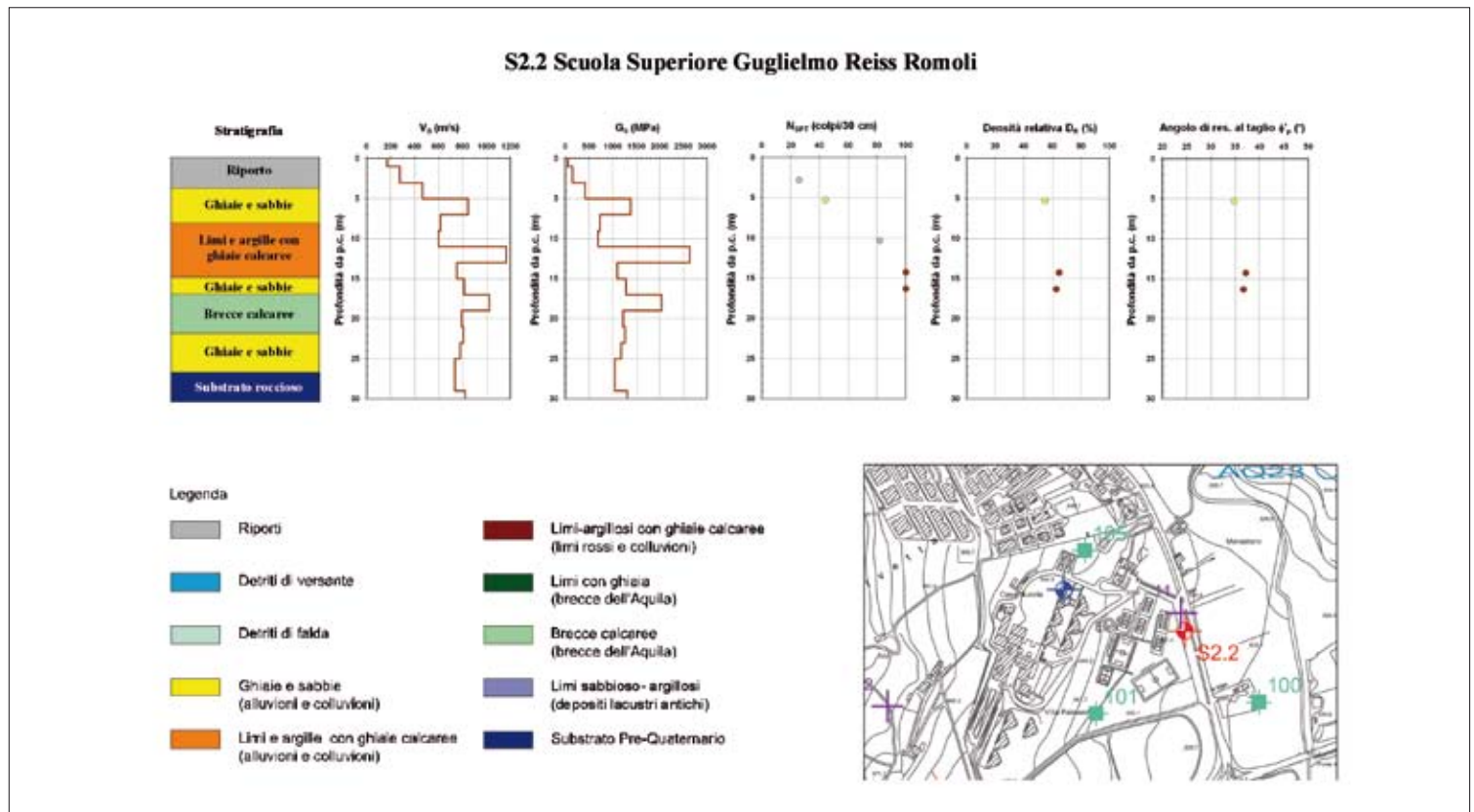


Fig. 2.5 → Scheda del sondaggio S2.3.

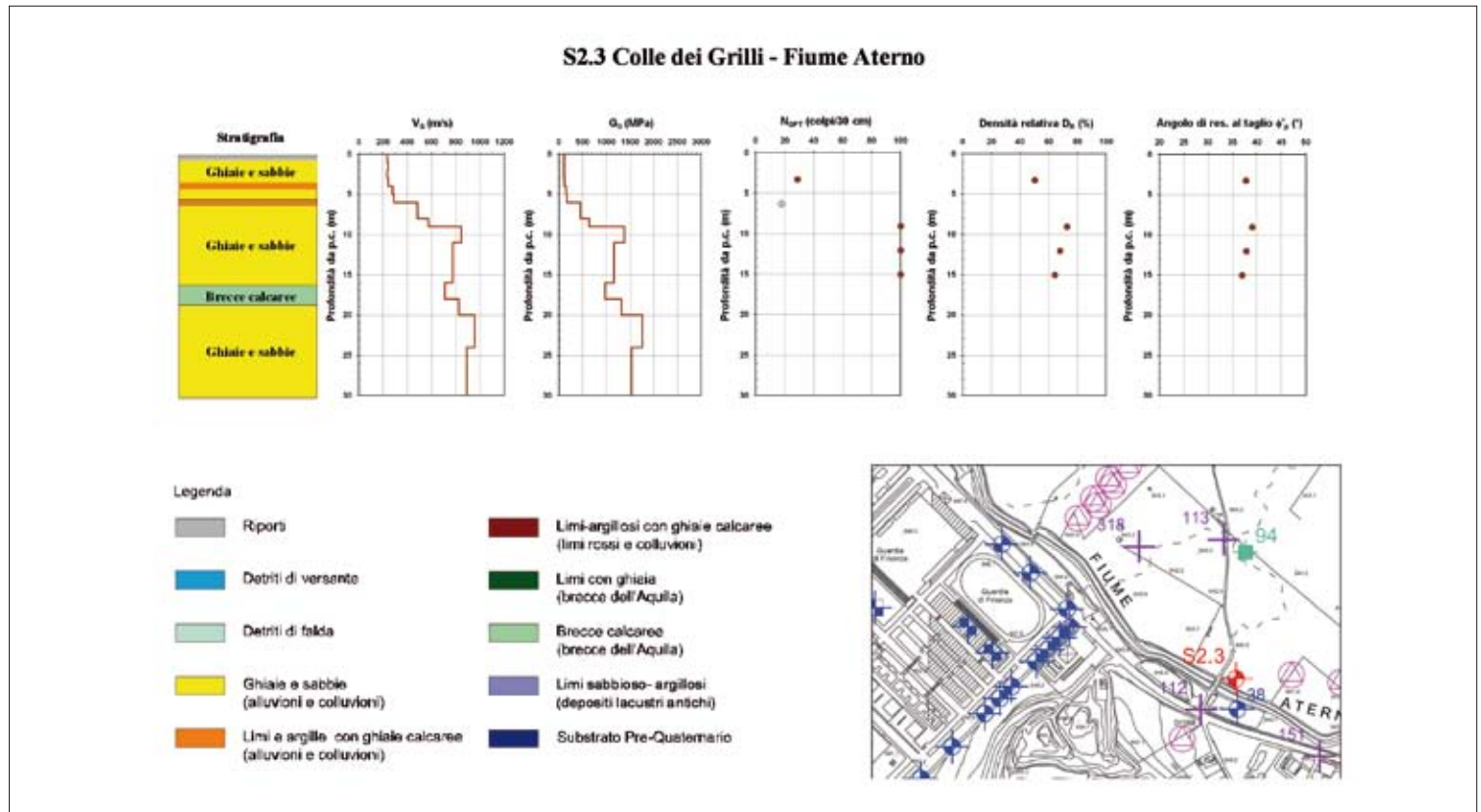


Fig. 2.6 → Scheda del sondaggio S2.4.

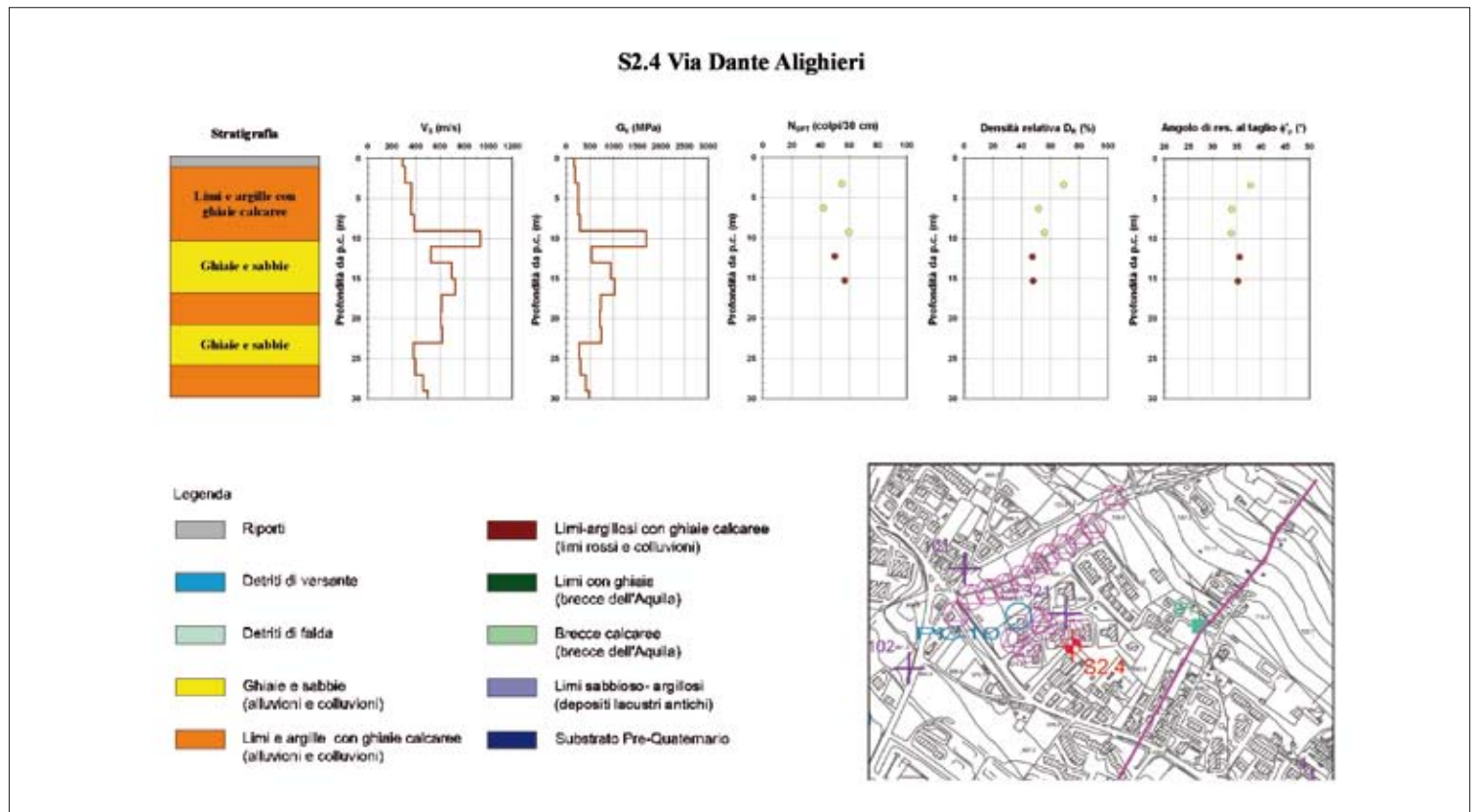


Fig. 2.7 → Scheda del sondaggio S2.5.

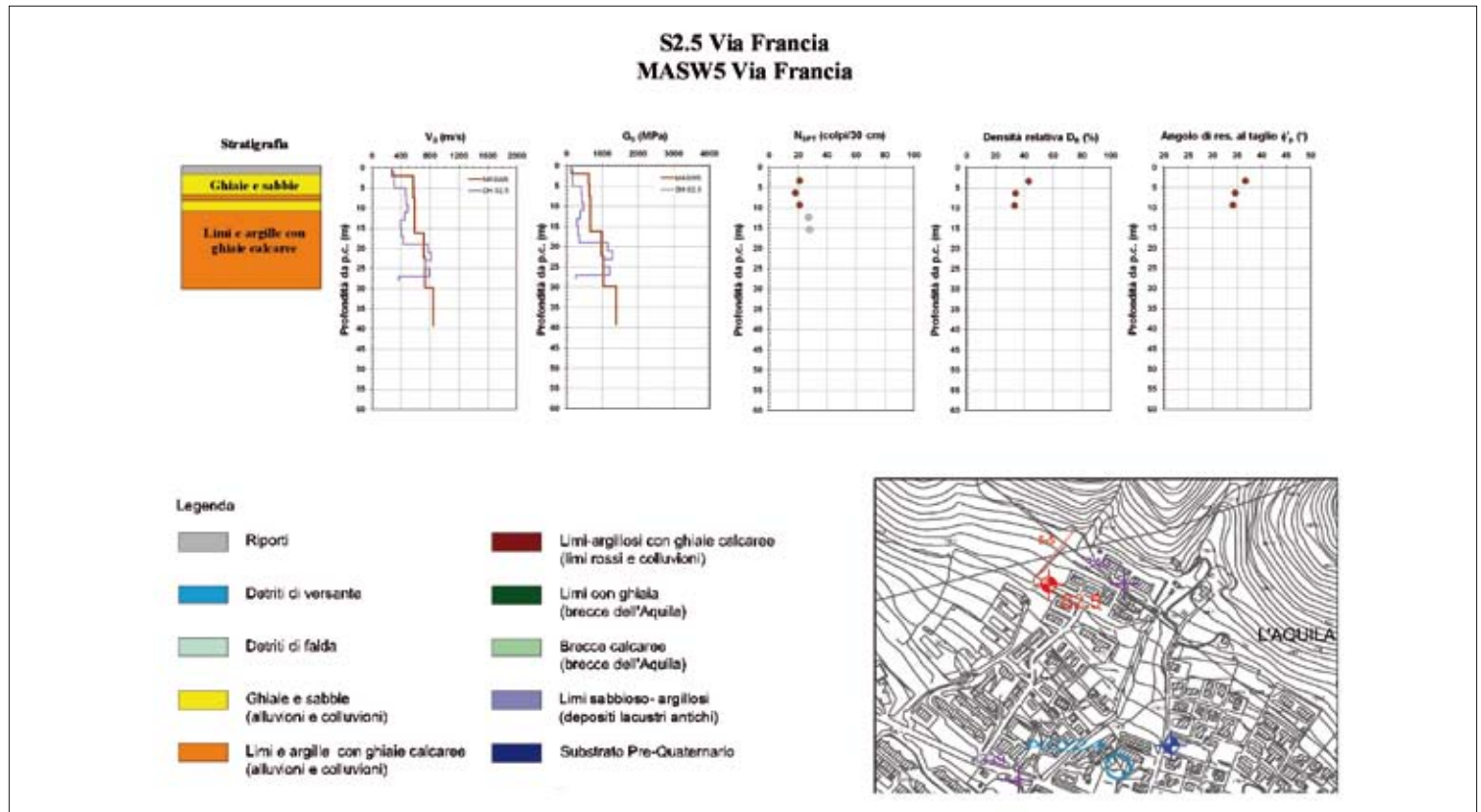


Fig. 2.8 → Scheda del sondaggio S2.6.

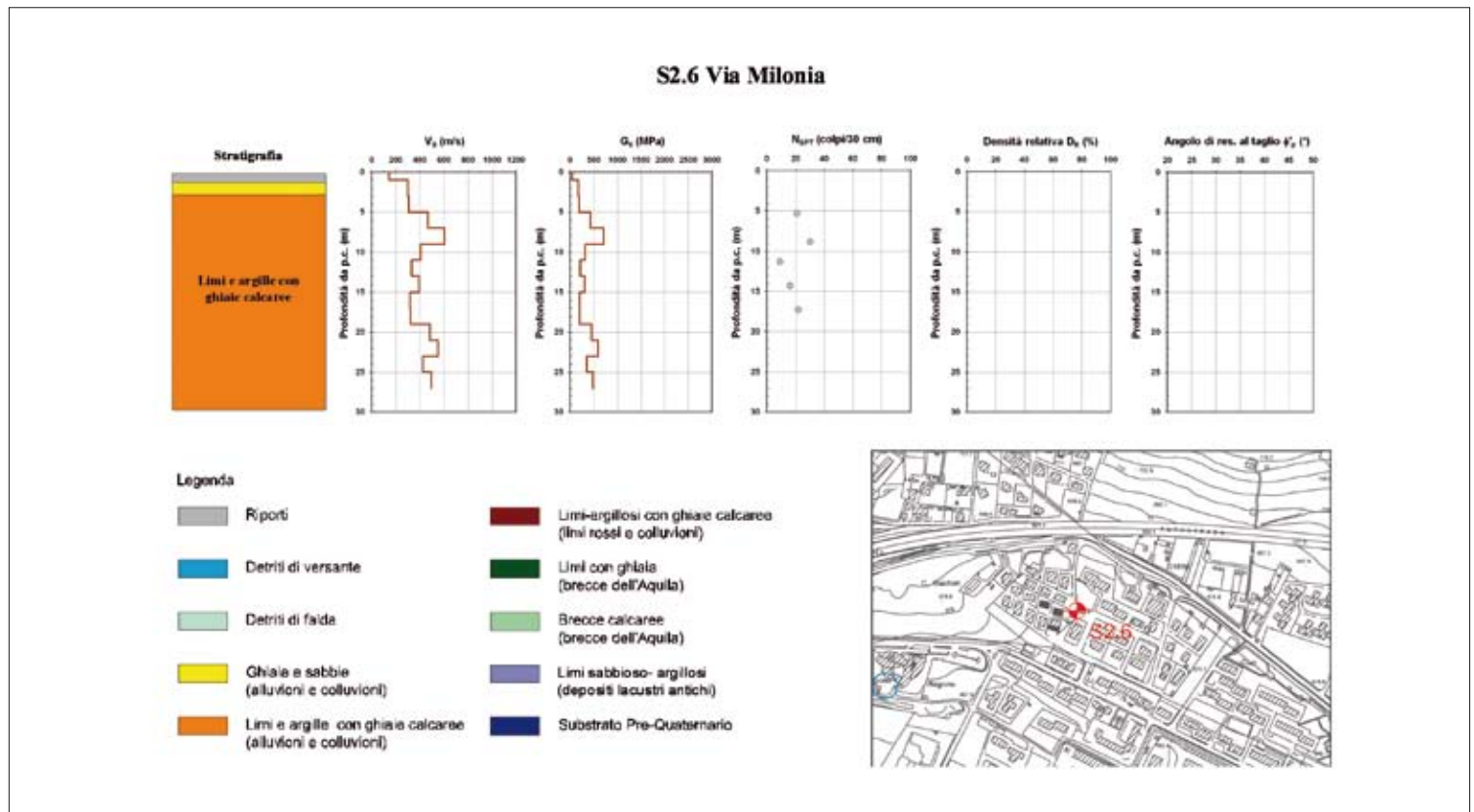
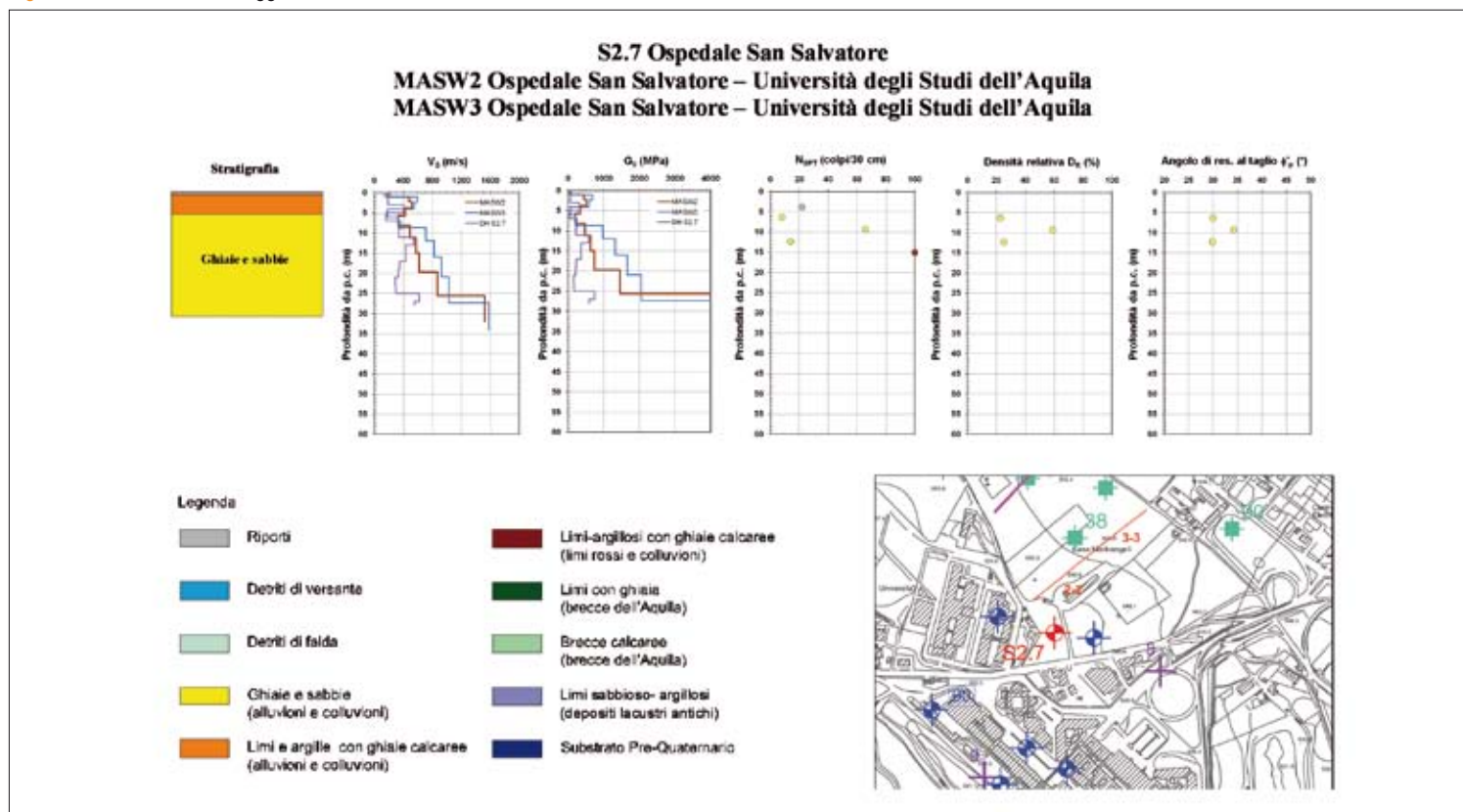


Fig. 2.9 → Scheda del sondaggio S2.7.



2.2.3 Prospezione gravimetrica

Nella Macroarea 2 è stato eseguito un rilievo gravimetrico di dettaglio che ha consentito di ottenere una carta delle Anomalie di Bouguer. Mediante diversi filtraggi, le mappe di gravità ottenute hanno permesso di osservare l'estrema variabilità di densità nel sottosuolo a differenti profondità. Dall'inversione gravimetrica 3D si sono potute stimare le profondità ed osservare l'andamento articolato del substrato geologico di età mesozoica. Da tale modello interpretativo 3D si sono ricavati modelli 2D, che hanno determinato le profondità e l'andamento del substrato lungo le sezioni geologiche utilizzate successivamente per la modellazione numerica della risposta sismica locale.

Il rilievo gravimetrico

Sono state analizzate 90 nuove stazioni gravimetriche, quanto più omogeneamente distribuite nel territorio, utilizzando un gravimetro LaCoste & Romberg mod. D.60, strumento che consente un campo di misura di 200 mGal e con una sensibilità di 0.001 mGal. Per la localizzazione e la determinazione delle quote delle rispettive 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 applicando le correzioni classiche (Faye, Bouguer e topografica, calcolata fino a 29 km) con una densità media di 2,6 g/cm³, desunta con i soli dati gravimetrici (Di Filippo *et al.*, 1983) e, successivamente, confrontando i valori di densità media con quelle delle rocce carbonati affioranti ai margini dell'area e di quelli incontrati negli affioramenti.

Le anomalie di gravità

I valori delle Anomalie Residue, tracciati con un intervallo di 0.2 mGal, coprono un campo di variazione da un minimo di -2 mGal ad un massimo di +2 mGal (Fig.2.10).

Si può identificare una zona di minimo, che si dirama da L'Aquila e può essere seguito fino a Cansatessa, ai piedi del Monte Pettino. La direzione di tale minimo è prevalentemente NNW-SSE nel tratto iniziale, fino a Colle Macchione, per poi avere un andamento N-S nei pressi dell'abitato di Pettino. Ai piedi dell'abitato di Preturo, in corrispondenza dell'aeroporto de L'Aquila, si identifica un minimo gravimetrico e i valori delle isoanomale assumono un andamento ellittico.

Nel settore orientale della Valle dell'Aterno, il gradiente orizzontale della gravità è molto pronunciato, e ricalca un andamento Appenninico, mentre nel settore occidentale i valori delle isoanomale passano gradualmente verso termini positivi raggiungendo i massimi valori relativi presso Colle Macchione e Colle dei Grilli. Dall'andamento delle isoanomale, queste due zone di massimo relativo non sono in continuità, ma le indicazioni geologiche di superficie mostrano che sono circondate da sedimenti Quaternari, terrigeni e il substrato geologico affiorante presenta delle strutture molto complesse e tettonizzate. Risulta evidente che la zona compresa tra Palombara - Colle dei Grilli - Colle Macchione, presenta un massimo relativo; nel caso di Colle dei Grilli si osserva che i sedimenti affioranti sono identificabili dalla Maiolica detritica e Calciruditi a Fucoidi (Cenomaniano p.p.-Titonico superiore) appartenente alle Unità del Gran Sasso, molto tettonizzata, mentre a Colle Macchione, al di sotto delle brecce dell'Aquila, si osserva il flysch (Messiniano) riferito all'Unità Terrigena arenacea dell'Unità di Monte D'Ocre. Ed infine a Palombara, si hanno in affioramento le Unità Calcarea (Miocene inferiore) e le Unità Terrigena Marnose (Miocene medio) dell'Unità di Monte D'Ocre.

A N di Colle Macchione, il minimo relativo che si osserva in corrispondenza dell'aeroporto presenta, con un andamento ellittico con direzione NW-SE, presente nel settore meridionale il gradiente orizzontale della gravità molto pronunciato, ricalcando un andamento antiappenninico; mentre nel settore settentrionale è meno marcato e con un andamento costante.

Il modello gravimetrico tridimensionale interpretativo

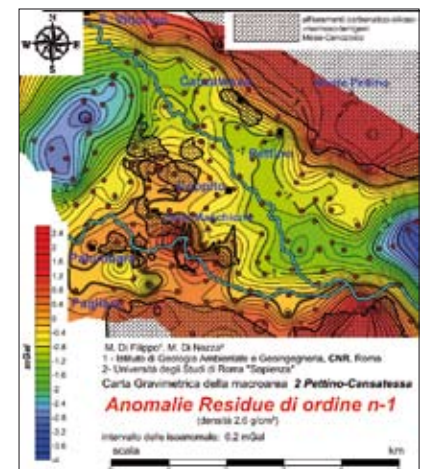
È stato ottenuto un modello interpretativo geologico-strutturale del sottosuolo dell'intera macroarea partendo dall'elaborazione di un modello gravimetrico tridimensionale. Sono state da principio identificate delle unità geogravimetriche e successivamente sono state verificati i reciproci rapporti tra di esse, ottenendo così una stima delle profondità del substrato geologico.

Le ipotesi avanzate, dove possibile, sono state verificate con i dati dei sondaggi presenti (Bertini *et al.*, 1992; Carta dei sondaggi) o con altre informazioni, dirette o indirette, disponibili (Carta Geologica Macroarea 2; Ge.Mi.Na., 1963).

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), che permette di ottenere l'anomalia gravimetrica prodotta da una serie di corpi tridimensionali limitati da una data geometria e densità media, utilizzando l'algoritmo di Coggon (1976). Per l'elaborazione del modello tridimensionale ottenuto, l'inversione è stata effettuata considerando l'anomalia residua della figura 2.10.

L'andamento delle anomalie di gravità osservate sono state definite da quattro unità geo-gravimetriche. Il corpo principale, che rappresenta il substrato geologico, è definito da due unità geogravimetriche: il primo

Fig. 2.10 → Carta delle anomalie residue di ordine n-1, intervallo delle isoanomale 0.2 mGal.



raggruppa i calcari meso-cenozoici, non facendo alcuna distinzione tra la Corniola e Calcari Diasprini Detritici (Lias medio), Maiolica Detritica e Calciruditi a Fucoidi (Cenomaniano p.p.-Titonico superiore), Scaglia Detritica (Eocene p.p.- Cenomaniano p.p.) appartenenti alle Unità del Gran Sasso e Unità Calcarea del Miocene ascrivibili all'Unità dei Monti d'Ocre (si veda la Carta Geologica della macroarea); a tale unità è stata attribuita una densità media di 2.6 g/cm^3 . La seconda unità geogravimetrica, attribuita sempre al substrato geologico, è riferita all'Unità Terrigena arenacea, flysch (Messiniano inferiore-superiore) a cui è stata data una densità media di 2.4 g/cm^3 .

La terza unità geogravimetrica comprende quasi tutte le Unità Quaternarie (Carta Geologica della macroarea) dai termini che vanno dalle Depositi lacustri antiche (Pleistocene inferiore) ai Riporti; a questa unità è stata attribuita una densità media di 1.9 g/cm^3 . Infine, l'ultima unità geogravimetrica è ascrivibile alle Breccie de L'Aquila, che si differenziano in affioramento da quelle osservate nella città de L'Aquila, a cui è stata attribuita una densità media di 2.4 g/cm^3 .

I valori delle anomalie residue, tracciati con un intervallo di 0.2 mGal , coprono un campo di variazione da un minimo di -3 mGal ad un massimo di $+2 \text{ mGal}$.

Le zone dove le isoanomale hanno valori negativi sono due: una prima zona è localizzata in corrispondenza dell'area industriale de L'Aquila, tra la Motorizzazione Civile e la sede della ITALTEL, dove è presente l'area industriale; l'altra tra l'abitato di Cansatessa e Colle dei Grilli verso la città de L'Aquila ai piedi dei rilievi di Monte Pettino. Quest'ultima zona è contornata ad E ed W dai sedimenti dell'unità del Gran Sasso affioranti. Sul versante orientale della Valle dell'Aterno, il gradiente orizzontale della gravità è molto pronunciato, e ricalca un andamento Appenninico, ma non si osserva in corrispondenza degli affioramenti delle unità costituenti il substrato geologico.

I valori delle isoanomale assumono un andamento ellittico con direzione NE-SW in un'area ai piedi dell'abitato di Preturo, in coincidenza dell'area dell'aeroporto de L'Aquila; qui si raggiungono i valori più bassi dell'intera area. È da notare il marcato andamento antiappenninico dell'anomalia chiusa.

È da notare inoltre una zona di massimo relativo le cui anomalie assumono un andamento molto tortuoso e non omogeneo, senza assumere nessuna direzione preferenziale, e raggiungendo il massimo valore di $+2 \text{ mGal}$ in corrispondenza di Colle Macchione dove si osservano rocce riconducibili al substrato geologico fortemente tettonizzate. Dal modello gravimetrico interpretativo ottenuto si è ricavato l'andamento e la profondità del substrato geologico, definite le geometrie delle diverse unità geogravimetriche (All. Tavola Sezioni Geogravimetriche) lungo le 7 sezioni geologiche (All. Tavola Sezioni Geologiche) su cui è stata eseguita la modellazione numerica della risposta sismica locale.

2.2.4 Variazioni della velocità delle onde S con la profondità

Un'analisi dei risultati delle prove Down Hole e delle MASW nella Macroarea 2 è stata condotta al fine di evidenziare le variazioni della velocità delle onde S (V_s) con la profondità. L'analisi prende come riferimento di variabilità solo la profondità e quindi i grafici ottenuti non vanno considerati come abachi da utilizzare ai fini progettuali. I dati delle V_s ottenute dalle 6 prove Down Hole eseguite e dagli 11 profili sismici per l'esecuzione delle MASW sono stati raggruppati e formattati per essere trattati mediante statistica descrittiva.

Il grafico riportato in **figura 2.11**, riporta i risultati di tali analisi. Per ogni profondità nel grafico, è riportato il valore del minimo, del massimo, della media e la relativa deviazione standard della V_s .

Il diagramma mostra che i minimi della V_s riferiti alle varie profondità presentano lievi variazioni mentre i massimi subiscono forti fluttuazioni di valori di V_s .

I valori minimi e massimi di V_s discostano di molto anche a basse profondità; la deviazione standard (SD) assume valore massimo alla profondità di 9 m dal p.c. pari a 426 m/s.

I risultati dell'analisi eseguita mostrano ancor di più rispetto alla macroarea 1, un'evidente eterogeneità delle caratteristiche geo-sismiche dei terreni superficiali nei siti analizzati. In questo caso trovandoci in diversi punti della Valle dell'Aterno è del tutto legittimo aspettarsi queste variazioni.

2.2.5 Il rumore strumentale: Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSr) – Standard Spectral Ratio (SSR)

Per il calcolo dei rapporti spettrali H/V da rumore sismico nella Macroarea 2 si è utilizzato sia lo strumento Grilla- Tromino (strumento di Tipo1) che le stazioni sismiche Reftek130 e Quanterra Q330, basate su convertitori A/D a 24 bits, collegate a velocimetri triassiali Lennartz LE5s-3d con banda di registrazione estesa a bassa frequenza fino a 0.2 Hz (strumenti di Tipo2). Quest'ultimo tipo di strumentazione è stato utilizzato anche per le analisi HVSr ed SSR da eventi sismici. Le misure di Tipo1 sono basate su registrazioni della durata di 20 minuti, mentre quelle di Tipo2 provengono da registrazioni continue da cui sono state estratte finestre di rumore notturne prive di forti disturbi di natura antropica. Tale precauzione è stata particolarmente utile nei centri abitati dove le attività di messa in sicurezza degli edifici, molto intense durante le ore diurne, rendevano difficile l'individuazione di finestre di rumore prive di disturbi. Gli strumenti di Tipo2 sono stati anche utilizzati per effettuate misure integrative di rumore al fine di infittire la maglia dei punti investigati. In questi casi si sono acquisite finestre di segnale di durata compresa tra 30 minuti e 2, ore cercando di operare in orari in cui il rumore antropico risultasse abbastanza ridotto. Tutti i dati sono stati elaborati secondo i criteri standard comunemente accettati per questo tipo di indagine e presentati nel capitolo introduttivo del presente volume.

In totale sono stati monitorati 82 siti con strumenti di Tipo1 e 23 siti con strumenti di Tipo2. Per le analisi di terremoti si sono utilizzati 10 siti, includendo anche quelli monitorati nell'ambito del progetto C.A.S.E. Per il periodo 27 maggio 3 luglio è stato possibile selezionare, sulla base del rapporto segnale rumore, un totale di più di 300 eventi. I terremoti selezionati sono associati sia ai segmenti della sorgente sismogenetica attiva durante la sequenza, sia al cluster localizzato nei Monti Reatini, a NW de L'Aquila. Per le stazioni del progetto C.A.S.E., operative dal 29 aprile al 8 maggio, i rapporti spettrali sono stati calcolati su circa 40 eventi. Le registrazioni degli eventi sono state tagliate per una durata di due minuti a partire da alcuni secondi prima del tempo origine. Ad ognuna di esse è stato associato è stato quindi associato un *marker* temporale che anticipa di pochi decimi di secondo l'arrivo delle onde

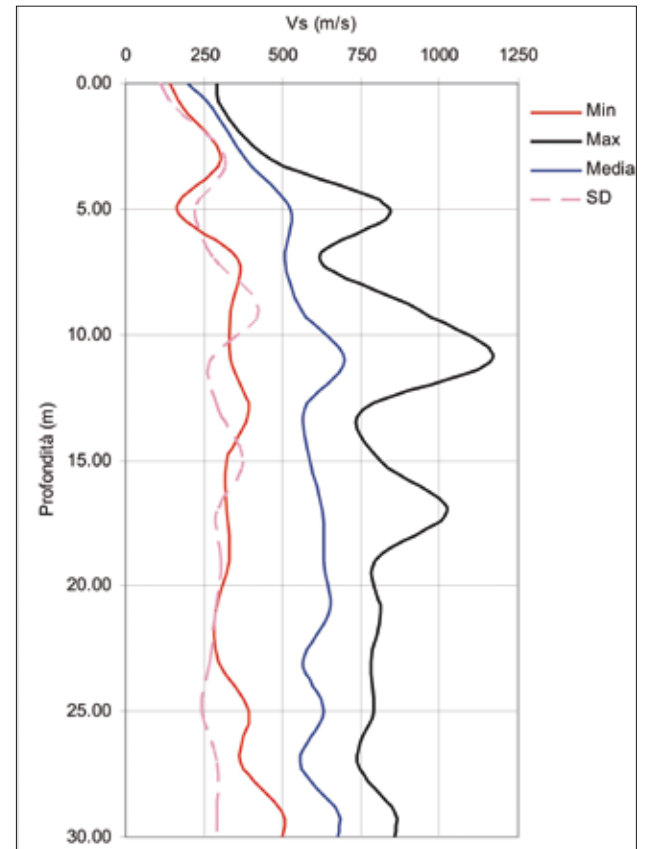


Fig. 2.11 → Diagramma della V_s rispetto alla profondità nella Macroarea 2.

P. Gli spettri di Fourier sono stati calcolati su una finestra di 10 s a partire dal sopra descritto *marker*. Le finestre selezionate comprendono quindi sia le onde P che le onde S. Tale scelta è stata motivata dal fatto che per gli eventi vicini l'intervallo S-P era di meno di un secondo e quindi un taglio che includesse la finestra S portava di fatto ad includere anche parte se non tutte le onde P.

I rapporti spettrali HVSR sono stati calcolati separatamente per le due componenti orizzontali.

Gli eventi selezionati per l'analisi HVSR sono stati anche utilizzati per il calcolo dei rapporti spettrali standard (SSR). In questo caso si è resa necessaria la scelta di un sito di riferimento su roccia affiorante rispetto al quale valutare i rapporti spettrali sia per le componenti orizzontali che per la componente verticale. Tenendo conto della geologia locale, di studi in letteratura e delle numerose misure che sono state effettuate per la valutazione degli effetti di sito nell'area aquilana e successivamente per la selezione dei siti per il progetto C.A.S.E., sono stati individuati due possibili siti di riferimento. Il primo è stato posizionato su rocce carbonatiche detritiche cretatiche nel centro abitato di Cansatessa, ubicato nella parte più settentrionale della macroarea (stazione AQ27). Il secondo è stato ubicato su roccia carbonatica paleogenica (scaglia detritica) affiorante in località Poggio di Roio, a Sud-Ovest de L'Aquila (stazione AQ12). Tale sito è lo stesso utilizzato come riferimento per la Macroarea 1. Per le stazioni installate per il progetto C.A.S.E. si è scelto come riferimento il sito su cui è ubicata la postazione accelerometrica AQM (stazione PC07) della Rete Accelerometrica Nazionale (R.A.N) ubicato in prossimità di Cansatessa sulla stessa unità geologica della stazione AQ27.

I dati sono stati analizzati con l'obiettivo di individuare, nei rapporti spettrali, la frequenza (f_0) che corrisponde alla frequenza in cui il rapporto H/V presenta il primo picco di amplificazione statisticamente significativo. Anche l'ampiezza dei rapporti H/V in corrispondenza della f_0 può essere utile per confrontare la risposta di siti differenti. Per tutti i gruppi di misure si è riscontrato un ottimo accordo tra i valori di f_0 ricavati dalla tecnica HVNSR ed i massimi di amplificazione ricavati dall'analisi HVSR ed SSR. In aggiunta ai valori di f_0 la tecnica SSR consente la valutazione della funzione di trasferimento media dei siti analizzati una volta accertata la mancanza di effetti di amplificazione/deamplificazione al sito di riferimento. I siti selezionati per le indagini sismologiche sono distribuiti sulle differenti unità geologiche affioranti nell'area al fine di verificare e valutare l'influenza di tali litotipi, e delle loro geometrie, sulla risposta sismica locale.

Si possono dividere i punti di misura in quattro gruppi principali: il primo comprende le stazioni ubicate sui Depositi del Monte Pettino e sui Limi di Via Milonia che interessano la fascia orientata in direzione Nordovest – Sudest che delimita a Nord la macroarea; il secondo include i siti ubicati nella parte NW della valle del Fiume Aterno, alla base dei detriti di versante del Monte Pettino, ed è delimitata verso Sudest dall'area dove è edificato l'Ospedale San Salvatore (stazione AQ23); il terzo gruppo di siti è ancora ubicato lungo la Valle dell'Aterno nella zona a S-SE dell'Ospedale San Salvatore e si allunga fino a raccordarsi con la Macroarea 1 in prossimità dell'autostrada A24; il quarto gruppo include alcuni punti di misura nella zona Sud della macroarea in corrispondenza della zona di Campo di Pile.

I risultati delle analisi svolte sono riportati nella carta di **figura 1.53 (parte III, cap. 1)** che rappresenta i valori di f_0 ricavati dalle analisi sopra descritte unitamente ai valori di ampiezza dei rapporti H/V. I valori di f_0 ottenuti sono stati divisi in 6 classi rappresentate con cerchi di colore diverso. Il diametro dei simboli utilizzati è proporzionale all'ampiezza del picco. Per alcuni siti sono stati individuati in modo chiaro 2 picchi separati nei rapporti spettrali H/V. Tale circostanza può verificarsi nel caso in cui siano presenti 2 orizzonti con forte contrasto di impedenza nei terreni di copertura. In questi casi si è rappresentata la

seconda frequenza, indicata con f_1 (assumendo $f_1 > f_0$), con un simbolo triangolare. Anche in questo caso f_1 è stata suddivisa in classi rappresentate da colori diversi; la grandezza dei simboli è proporzionale all'ampiezza dei picchi centrati al suo valore.

Per il primo gruppo risulta molto evidente e diffuso un picco di f_0 compreso tra 2 e 5 Hz, con ampiezze sostenute e frequenze che vanno progressivamente aumentando spostandosi da NW verso SE. Tale effetto è compatibile con un contrasto di impedenza tra le coltri detritiche più superficiali ed orizzonti più rigidi posti a profondità che possono variare tra i 20 m e i 50 m.

Le stazioni del secondo gruppo mostrano la presenza frequente di un doppio picco di amplificazione. Il primo di questi picchi cade ad una frequenza f_0 centrata intorno ai 3-4 Hz ed è compatibile con un contrasto di impedenza tra i 30 m ed i 50 m, peraltro evidenziato da sondaggi effettuati in corrispondenza della stazione accelerometrica AQV della R.A.N. Il secondo picco di amplificazione è centrato a frequenze più alte ($f_1=8-10\text{Hz}$) ed è legato probabilmente alla presenza di livelli ghiaiosi posti a pochi metri di profondità al di sotto di terreni meno rigidi. Il terzo gruppo di stazioni presenta picchi di amplificazione non sempre molto evidenti a frequenze più basse ($f_0 < 2\text{Hz}$) che indicano un approfondimento del bedrock presumibilmente calcareo procedendo lungo la valle in direzione NW-SE, tali picchi possono a volte non essere evidenziati dalle misure di Tipo1 a causa della minore sensibilità a bassa frequenza degli strumenti di misura utilizzati. Anche in questo caso si incontrano a volte picchi di amplificazione secondari (f_1) a frequenza più alta associabili alla presenza di lenti ghiaiose a piccola profondità. Il quarto gruppo di stazioni presenta effetti di amplificazione a frequenze comprese tra 2 e 7 Hz associabili al contrasto di impedenza tra i Depositi alluvionali dei fiumi Aterno e Raio ed il bedrock calcareo. Muovendosi in direzione NS si osserva uno spostamento in frequenza associato all'assottigliamento degli strati superficiali di sedimenti man mano che ci si avvicina al versante roccioso che chiude a S la macroarea.

Per la maggior parte dei siti analizzati le analisi HVSR ed SSR confermano i risultati ottenuti dai dati di microtremore, anche se forniscono funzioni di amplificazioni più complesse. La tecnica SSR evidenzia anche importanti effetti di amplificazione nelle componenti verticali a frequenze superiori a quelle ricavate per le componenti orizzontali. Il rapporto tra le f_0 ricavate nei due casi è direttamente correlabile al rapporto V_p/V_s che si può ipotizzare per i terreni di copertura.

Un ulteriore contributo fornito dalla tecnica SSR consiste nel calcolo del fattore di amplificazione FA inteso come il rapporto tra l'integrale dello spettro di risposta in pseudo velocità registrato ad un sito e l'analogo integrale calcolato per un sito di riferimento su roccia. La banda di integrazione è generalmente fissata tra i periodi di 0.1 s e 0.5 s che corrispondono alle frequenze di maggiore interesse ingegneristico. Tale valore è stato calcolato come valore medio dei singoli FA ottenuti per i 20 *after-shock* più significativi verificatisi nel periodo di registrazione. I risultati ottenuti non sono direttamente confrontabili con quelli ricavati dalla modellazione e successivamente presentati, ma danno comunque un'indicazione ulteriore sulle differenze relative di amplificazione osservate nell'area.

Vista comunque la modesta entità degli eventi registrati i risultati non tengono minimamente conto di possibili comportamenti non lineari dei terreni che sono invece inclusi nelle modellazioni numeriche. La distribuzione dei valori di FA ottenuti viene presentata in **figura 1.53 del capitolo 1 (macroarea 1)** e nel DvD allegato al presente volume unitamente con i risultati delle analisi HVNSR ed SSR svolte sui singoli siti investigati.

2.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

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

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1) è un elaborato di sintesi, ottenuto dalla sovrapposizione dei dati geologici, geomorfologici, idrogeologici, geotecnici, geofisici (vedi carta geologica e carta delle indagini), che ha lo scopo di suddividere il territorio in unità che presentano medesime caratteristiche 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 delle microzone omogenee in prospettiva sismica pertanto suddivide il suolo in tre classi differenti:

- a) 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°);
- b) 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;
- c) 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 e dei terreni sciolti espresso in Densità relativa (D_r) e Indice di fratturazione (J_v).

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 state considerate come volumi stratigrafici significativi i corpi con uno spessore uguale o superiore a 5 m. Ogni microarea è stata quindi caratterizzata indicando il valore della densità relativa delle formazioni granulari e lo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi per quanto riguarda il substrato (J_v). 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.

Nella Macroarea 1 sono state individuate le seguenti microzone (Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica nel DvD allegato):

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

Sono state suddivise in funzione delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche le seguenti microzone:

- **Zona K3:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di calcari stratificati con un parametro di fratturazione J_v compreso tra 5 e 8 e con una pendenza morfologica superiore ai 15°. La microzona K3 è presente nel settore pedemontano di Monte Luco.
- **Zona K4:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di calcari stratificati intensamente fratturati con un parametro di fratturazione J_v compreso tra 15 e 30 e con una pendenza morfologica superiore ai 15°. La microzona K4 è presente nel settore pedemontano del Monte Castelvecchio (La Rocchetta – Colle Nocette – Colle S. Onofrio).
- **Zona K5:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di ghiaie calcaree con densità relativa compresa tra 90 e 100%. La microzona K5 è presente nel settore pedemontano del Monte Pettino in località Sfrizzoli.
- **Zona K6:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di ghiaie calcaree a spigoli vivi e debolmente cementate per uno spessore di circa 20 m e geometricamente sovrapposte ad un'alternanza di ghiaie in matrice limosa e limi sabbiosi marroni con densità relativa compresa tra 50 e 60%. Dal punto di vista geologico-geomorfologico rappresentano i depositi di conoide alluvionale e detritico del Monte Pettino. La microzona K6 è presente nel settore pedemontano del Monte Pettino nelle località comprese tra Case Grilli e Colle Gualtieri.
- **Zona K7:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di un'alternanza di ghiaie in matrice limosa e limi sabbiosi marroni con densità relativa compresa tra 50 e 60% con consistenza da media a dura per uno spessore di circa 30 m e geometricamente sovrapposte a ghiaie calcaree a spigoli vivi debolmente cementate con densità relativa compresa tra 60 e 70%. La microzona K7 è presente nel settore pedemontano compreso tra il Monte Pettino e il Monte Castelvecchio tra la sede dell'autostrada Roma - L'Aquila e località C.na Cappelli.
- **Zona K8:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di brecce cementate a luoghi in matrice limosa di colore bianco per uno spessore di circa 40 m. La microzona K8 rappresenta il substrato di gran parte della città dell'Aquila tra le località S. Anza – Madonna del Soccorso e le pendici del Monte S.Onofrio. Affioramenti sono presenti in riva destra del Fiume Aterno nei pressi della Pineta di Roio, in località Pile e nella fascia pedemontana di La Rocchetta a Nord della sede dell'autostrada Roma - L'Aquila.
- **Zona K9:** caratterizzata dalla presenza di una alternanza di limi, sabbie e ghiaie rosse con densità relativa compresa tra 80 e 90% per uno spessore di circa 15 m e geometricamente sovrapposte a brecce cementate. La microzona K9 è presente nel settore S del centro dell'Aquila tra le località Basilica Collemaggio e Fontana 99 cannelle.
- **Zona K11:** caratterizzata dalla presenza di argille e limi duri alternati a sabbie con densità relativa compresa tra 80 e 90% per uno spessore di almeno 30 m. La microzona K11 è presente in alcune aree del fondo valle del Fiume Aterno (Casa Palitti, Tribunale, Ripalta).
- **Zona K12:** caratterizzata dalla presenza di limi e argille con consistenza media e densità relativa compresa tra 70 e 90% per uno spessore di circa 15 m e geometricamente sovrapposte a calcari stratificati con un parametro di fratturazione J_v compreso tra 5 e 10. La microzona K12 è presente nel settore pedemontano di Colle di Roio tra le località Genzano e Case Aquillio.

- **Zona K14:** caratterizzata dalla presenza di ghiaie da sciolte a cementate sabbie e limi teneri con densità relativa compresa tra 30 e 50% per uno spessore di almeno 30 m. La microzona K14 è presente tra le località Case Marinangeli e Fonte Burri - S. Antonio e rappresentano i depositi alluvionali terrazzati del Fosso Vetoio.
- **Zona K15:** caratterizzata dalla presenza in affioramento da ghiaie sciolte, limi teneri e sabbie con densità relativa compresa tra 50 e 70% per uno spessore di circa 15 m e geometricamente sovrapposte a ghiaie da sciolte a cementate, limi duri e sabbie con densità relativa compresa tra 80 e 90%. La microzona K15 è caratteristica del fondo valle del Fiume Aterno, del Torrente Raio e del Fosso Vetoio.
- **Zona K16:** caratterizzata dalla presenza in affioramento di limi teneri, ghiaie e sabbie con densità relativa compresa tra 30 e 50% per uno spessore superiore a 5 m e geometricamente sovrapposte a ghiaie cementate. La microzona K16 è caratteristica dei depositi pluvio-colluviali delle vallecole presenti nel settore del centro città.
- **Zona K17:** caratterizzata dalla presenza terreni di sottofondo con densità relativa compresa tra 70 e 90% per uno spessore superiore a 5 m e geometricamente sovrapposti a ghiaie da sciolte a cementate, limi duri e sabbie con densità relativa compresa tra 80 e 90% . La microzona K17 è caratteristica dei depositi presenti nel settore del casello autostradale L'Aquila Ovest.
- **Zona K18:** caratterizzata dalla presenza di terreni con densità relativa compresa tra 70 e 90% per uno spessore superiore a 5 m e geometricamente sovrapposti a brecce cementate a luoghi con matrice limosa di colore bianco. La microzona K18 è caratteristica dei depositi presenti in località Valle Pretara.

Zone suscettibili di instabilità nelle quali sono possibili deformazioni permanenti del territorio:

La zona denominata I1 è caratterizzata dalla presenza della faglia attiva e capace del Monte Pettino che interessa la porzione pedemontana di territorio ubicata tra il convento di San Giuliano e Sfrizzoli.

La zona denominata I2 rappresenta le aree in frana in terra rilevate nella zona della Basilica di Collemaggio e nei pressi della Fontana 99 cannelle.

Inoltre nella carta delle microzone omogee in prospettiva sismica della Macroarea 1 sono indicate le principali forme morfologiche (orlo di terrazzi e scarpate, frane sismoindotte non catografabili, cavità e grotte), i fenomeni di liquefazione rinvenuti tra Via Ponte Rasarolo, S.S.17 e la ferrovia, le isobate del *bedrock* ricostruite sulla base dei dati geogravimetrici e dei sondaggi che lo intercettano.

2.3.2 Carta di microzonazione sismica (livello 3)

2.3.2.1 Analisi numerica della risposta sismica locale

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 indicanti anche le zone 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 dell'analisi numerica.

Sono stati presi in considerazione tre moti di input su roccia affiorante corrispondenti ad un periodo di ritorno di 475 anni rispettivamente:

- lo spettro della Normativa Sismica recente (Norm),
- lo spettro probabilistico Lade1 SP96. Goriano Sicolì(Prob),
- lo spettro deterministico da macrosismica SP96 M=6.7 Repi 10 km (Det).

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, 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;

La suddivisione in microaree è stata effettuata sulla base dei fattori FA e FV, il fattore $FA_{0.1-0.5}$ è servito come controllo dei risultati numerici.

L'Aquila Ovest

In figura 2.12 è riportata una divisione in diverse zone; Z1: area dei detriti calcarei del Pettino; Z2: area dei limi e sabbie del Pleistocene inferiore e medio; Z3 e Z4: alluvioni dell'Aterno; Z7: area delle breccie del Campo di Pile; Z9: area dei limi di Via Milonia; in blu le aree della roccia affiorante.

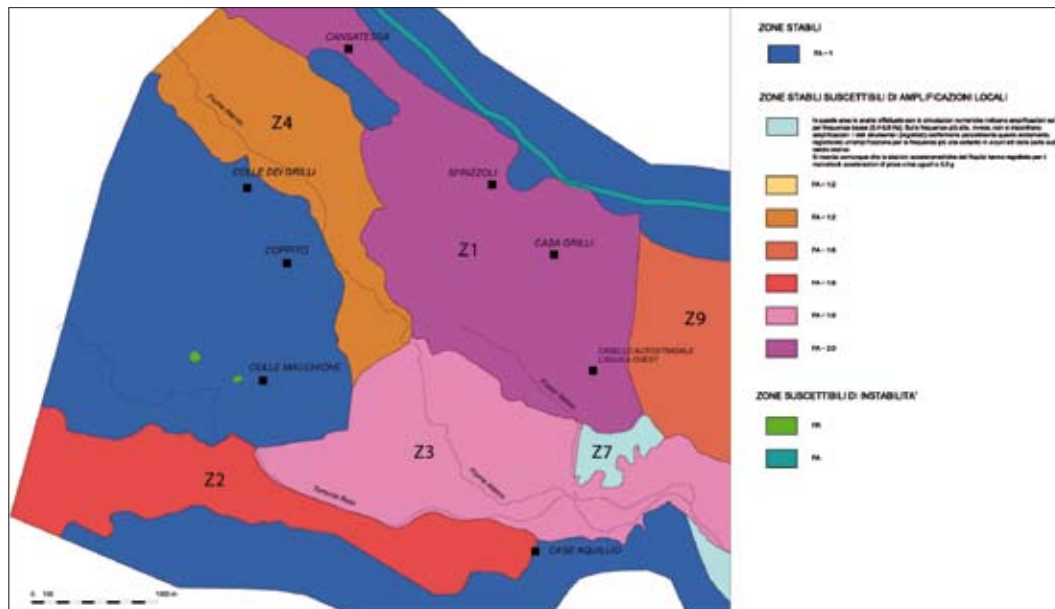


Fig. 2.12 → Carta di livello 3 della Macroarea 2.

Le proprietà geotecniche dei terreni della zona del Pettino (Z1) provengono dall'interpretazione dalle prove ivi effettuate da uno studio del dott. Leonardis (Campus relazione geologica) che hanno mostrato uno strato di circa 6 m di limi argillosi e successivamente ghiaie cementate fino a 18 m di profondità le cui proprietà di decadimento in funzione della deformazione a taglio, sono state desunte da letteratura (Rollins *et al.* 1998).

Le proprietà geotecniche dei depositi alluvionali sono state desunte dal sondaggio nell'area della Reiss-Romoli (S2.2, relazione dei Down Hole del IAMC-CNR: DH03) e dal Cross Hole nel sito della stazione accelerometrica R.A.N. (AQV Centro Valle). Le alluvioni sono state distinte in due aree: quelle più grossolane (Z4) appoggiate al substrato carbonatico e quelle tendenzialmente più fini appoggiate ai limi e le sabbie fluvio-lacustri (Z3). Nella zona sud, a Campo di Pile, si sono utilizzati i risultati delle indagini del sondaggio presso il Bar Venti (S2.1, relazione dei DH del IAMC-CNR: DH01).

TABELLA 2.1

	Z3			Z4		
	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)	Vs-m (m/s)	γ (t/m ³)	H (m)
Ghiaie	500	1:09	26	600	1:09	50
	Z1			Z2		
	Vs-m (m/s)	g (t/m ³)	H (m)	Vs-m (m/s)	g (t/m ³)	H (m)
Brecce	500	1:09	18			
Limo argilloso				490	1:09	13

Tab. 2.1 → Le microzone omogenee con indicazione delle relative profondità (H, m), le velocità media delle onde S (V_s , m/s) ed il peso di volume (γ , t/m³).

Il codice di calcolo utilizzato è di tipo monodimensionale (SHAKE91) in quanto la stratigrafia presenta un andamento dei litotipi sufficientemente piano-paralleli. Sono state effettuate anche delle analisi 2D con il software BESOIL allo scopo di determinare gli effetti delle discontinuità orizzontali se esistenti.

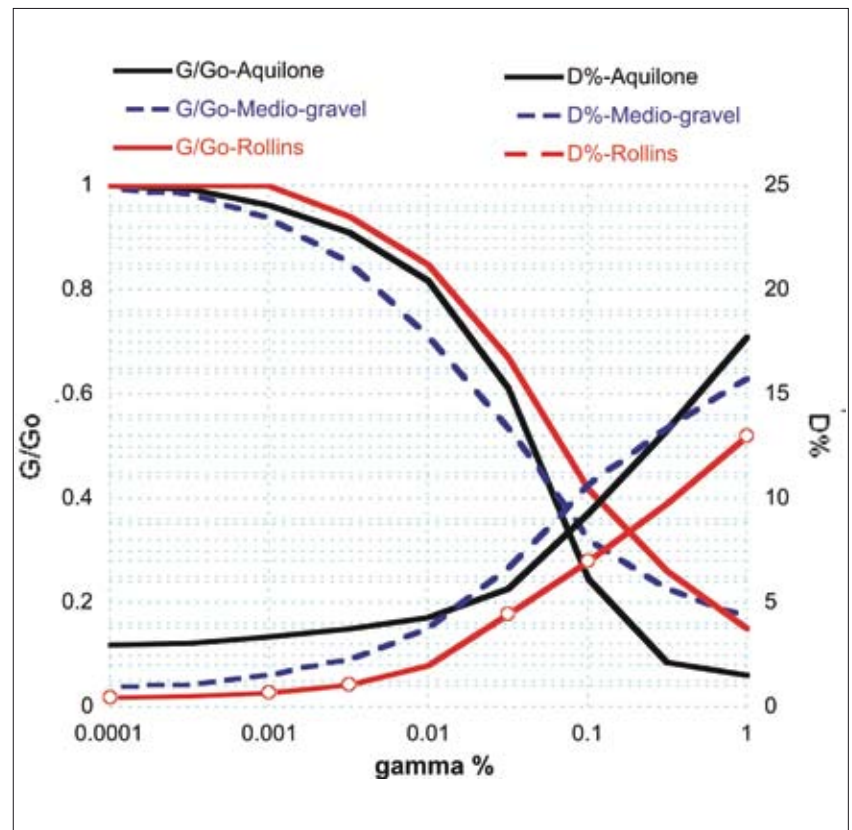
In tabella 2.1 sono rappresentate le microzone con indicazione delle relative profondità (H in m), le velocità media delle onde S (V_s in m/s) ed il peso di volume (γ in t/m³).

Le curve di andamento del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione utilizzate, riportate in figura 2.13, sono state scelte sulla base sia delle caratteristiche geotecniche e litologiche del campione rispetto alle microzone omogenee considerate, sia della vicinanza del sondaggio con la sezione analizzata. In particolare per:

- i depositi alluvionali, Z3 e Z4, sono state scelte le curve delle ghiaie usate per le analisi di deconvoluzione della registrazione della scossa principale nella stazione R.A.N. (AQV Centro Valle), che sono state determinate dalla media delle curve raccolte in letteratura sulle ghiaie. Tali curve sono molto simili a quelle proposte per le sabbie alluvionali dall'AGI (Boiero *et al.*, 2009);
- le brecce e le ghiaie del Pettino sono state assunte le curve di Rollins *et al.* (1998);
- i limi argillosi di Campo di Pile si sono usate le indagini di laboratorio all'Aquilone sui provini MA2_S2.1_C1/2/3.

I risultati, in termini di FA, FV e $FA_{0,1-0,5}$, sono riportati nella tabella 2.2 per le microzone omogenee analizzate e per i tre accelerogrammi applicati.

Fig. 2.13 → Le curve di decadimento utilizzate.



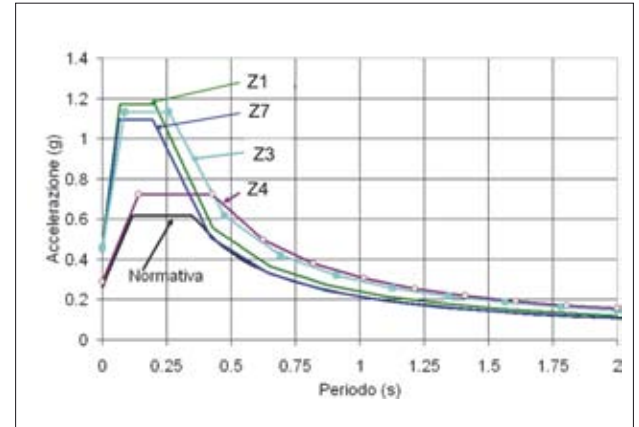
In figura 2.14 vengono mostrati gli spettri di risposta in accelerazione ottenuti dall'analisi per le microzone considerate e lo spettro di normativa (Nor). Tali spettri (linearizzati) sono stati calcolati in accordo con quanto previsto dal Gruppo di lavoro MS (2008).

I risultati mostrano un'amplificazione diffusa su tutta la parte ovest della città, solo nella parte alluvionale nella parte NE si ha una minore amplificazione dovuta al maggiore spessore delle ghiaie che hanno comportato anche un aumento del periodo proprio e quindi un aumento del plateau ad accelerazione costante.

Tab. 2.2 → I valori delle FA, FV e FA_{0,1-0,5} per le zone omogenee della Macroarea 2.

Fig. 2.14 → Spettri di risposta in accelerazione relativi alle microzone analizzate confrontati con gli spettri NTC (2008) per i sottosuoli di tipo A (Z1, Z2, Z3, Z4).

TABELLA 2.2					
		Z1	Z2	Z3	Z4
NORMATIVA	FA	0,10903	0,1	0,10486	1,22
	FV	1,29	1,14	1,57	1,53
	FA _{0,1-0,5}	1,48	1,24	1,58	1,03
		Z1	Z2	Z3	Z4
PROB.	FA	0,09792	1,51	0,09792	1,22
	FV	1,07	1,05	1,09	1,30
	FA _{0,1-0,5}	1,39	1,22	1,59	1,29
		Z1	Z2	Z3	Z4
DETERM.	FA	0,10486	0,09028	0,10139	1,27
	FV	1,06	1,03	1,10	1,30
	FA _{0,1-0,5}	1,38	1,22	1,58	1,03



2.3.2.2 La carta di MS di livello 3

La carta di microzonazione sismica di livello 3 della Macroarea 2 è stata ottenuta tenendo conto delle indicazioni della carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1) e dei risultati della simulazione numerica, le quali hanno consentito di suddividere il territorio in zone omogenee con uguale fattore di amplificazione FA.

Le zone stabili, rappresentate in carta con il colore blu, sono quelle zone in cui il fattore di amplificazione è pari ad 1 e nell'area in esame sono le zone di affioramento del substrato carbonatico e flyschoidi. Le zone stabili sono presenti lungo l'area pedemontana del Monte Pettino, lungo il versante del Colle di Roio e nel settore di territorio compreso tra le località Palombaia di Sassa, Colle Macchione e Coppito.

Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali sono state suddivise e denominate in funzione del valore di amplificazione sismica FA:

- **FA = 1,2:** caratterizza il settore di fondo valle del Fiume Aterno ed i relativi depositi alluvionali compresi tra le località Le Colatore e l'abitato di Coppito.
- **FA = 1,8:** caratterizza il settore compreso tra Colle Gualtieri, il Convento di San Giuliano e Piazza d'Armi.
- **FA = 1,8:** caratterizza il settore vallivo del Colle di Roio, lungo una fascia che si estende dall'abitato di Genzano e la località Case Aquillio. Tale zona si differenzia dalla precedente per un diverso valore di FV.
- **FA = 1,9:** caratterizza i depositi alluvionali del Fiume Aterno lungo il tratto che va dall'abitato di Coppito al settore S del Colle dell'Aquila.

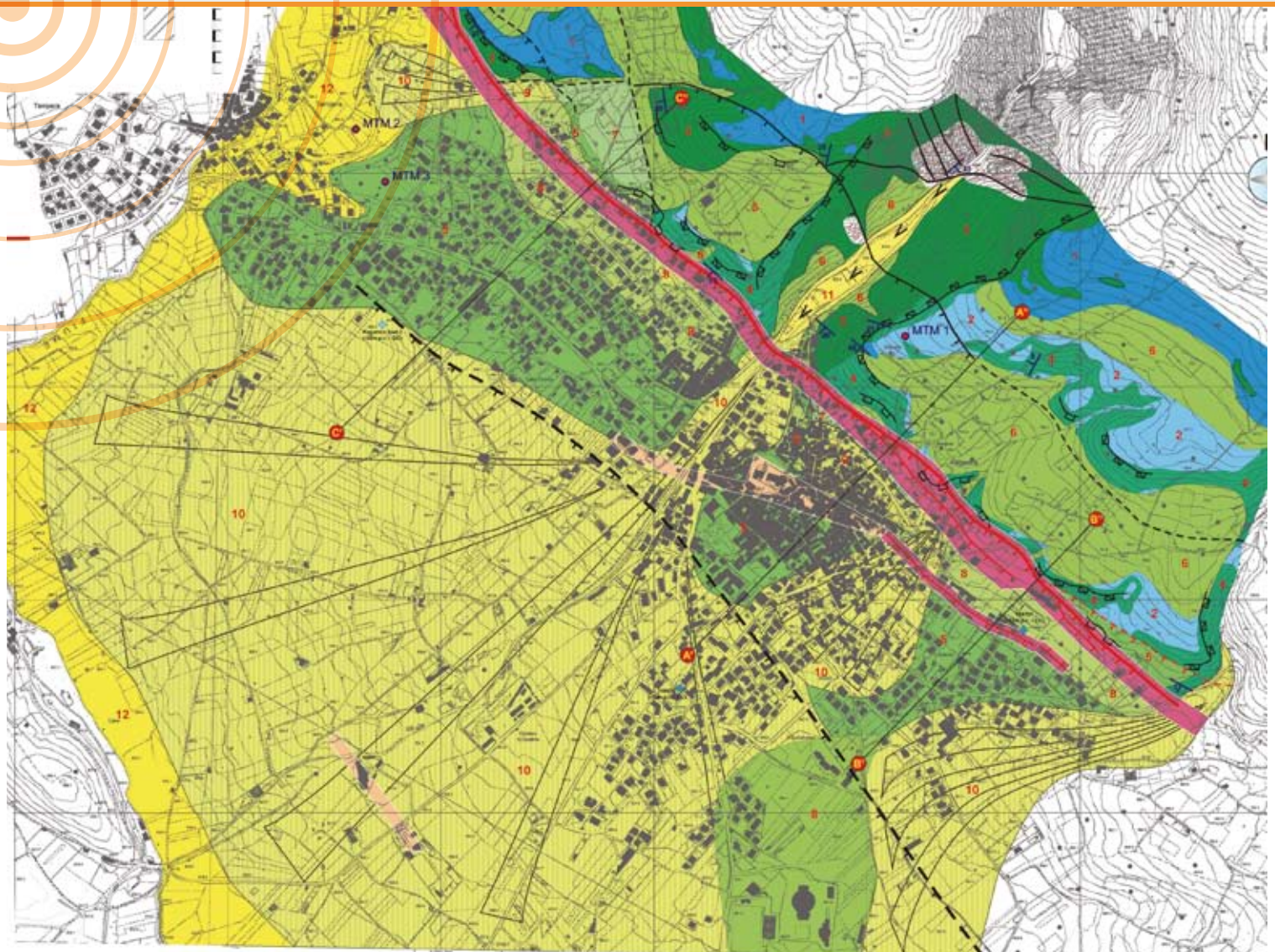
- **FA = 2,0:** caratterizza il settore pedemontano del Monte Pettino tra le località Cansatessa Sfrizzoli e il casello autostradale L'Aquila Ovest.

Nella Carta di microzonazione sismica di livello 3 della Macroarea 2 è stata introdotta, per il settore pedemontano di Monte Luco e per la località Pile, una zona stabile suscettibile di amplificazioni locali senza valore di FA. Infatti, in queste aree le analisi effettuate con le simulazioni numeriche indicano amplificazioni solo per frequenze basse (0,4-0,6 Hz). Sulle frequenze più alte, invece, non si riscontrano amplificazioni. I dati strumentali (registrati) confermano parzialmente questo andamento, registrando un'amplificazione per le frequenze più alte soltanto in alcuni siti della parte sud del centro storico dell'Aquila. Tale zona è indicata in carta con un colore azzurro.

Le zone suscettibili di instabilità presenti nella Macroarea 2 sono rappresentate dalle zone suscettibili di instabilità di versante (identificate con il colore verde e la sigla FRT) e zone suscettibili di instabilità per faglie attive e capaci (identificate con il colore verde-scuro e la sigla FA). La zona denominata FRT rappresenta le aree in frana in terra rilevate nel versante S di Colle Macchione. La zona denominata FA è caratterizzata dalla presenza della faglia attiva e capace del Monte Pettino che interessa la porzione pedemontana di territorio ubicata tra il convento di San Giuliano, Sfrizzoli e a N dell'abitato di Cansatessa.

Bibliografia

Vedi Macroarea 1



MACROAREA

3

L'AQUILA EST, PAGANICA, TEMPERA, BAZZANO, S. GREGORIO

GRUPPO DI LAVORO

¹ Università
di Chieti-Pescara

² Professionisti Ordine
Geologi Abruzzo

³ CNR-IGAG

⁴ CNR-IAMC

⁵ Provincia Autonoma
di Trento

⁶ Università
della Basilicata

⁷ CNR-IMAA, Potenza

⁸ Università di Genova,

⁹ Politecnico di Milano

Reperimento e archiviazione dati pregressi, rilievi geologici:

• Boncio P.¹ • Campea T.² • Cavinato G.P.³ • Cavuoto G.³ • Di Bernardino G. R.² • Giaccio B.³ • Mancini M.³
• Mancini T.² • Marino A.² • Miccadei E.¹ • Montefalcone R.² • Mosca F.² • Moscatelli M.³ • Piacentini T.¹ • Pizzi A.¹

Indagini geofisiche:

• Angelino A.⁴ • Di Fiore V.⁴ • Franceschini A.⁵ • Gallipoli M.R.⁷ • Giocoli A.⁷ • Iavarone M.⁴ • Mucciarelli M.⁶
• Piscitelli S.⁷ • Romano G.⁷ • Scotto di Vettimo P.⁴

Indagini geotecniche:

Boncio P.¹ • Cavuoto G.³ • Miccadei E.¹ • Piacentini T.¹ • Pizzi A.¹

Misure strumentali:

Barani S.⁸ • Ferretti G.⁸ • De Ferrari R.⁸ • Eva C.⁸ • Pasta M.⁸ • Pavan M.⁸ • Scafidi D.⁸ • Spallarossa D.⁸

Simulazioni numeriche:

Compagnoni M.⁹ • Pergalani F.⁸

Carte di microzonazione:

Boncio P.¹ • Campea T.² • Cavinato G.P.³ • Cavuoto G.³ • Compagnoni M.⁹ • Di Bernardino G.R.² • Giaccio B.³
• Mancini M.³ • Mancini T.² • Marino A.² • Miccadei E.¹ • Montefalcone R.² • Mosca F.² • Moscatelli M.³
• Pergalani F.⁹ • Piacentini T.¹ • Pizzi A.¹

Coordinamento:

• Boncio P.¹

3.1 INTRODUZIONE

La Macroarea 3 ricade nel territorio comunale di L'Aquila ed è costituita da quattro aree (All. 3.0; Fig. 3.1): 1) L'Aquila est, che comprende le zone tra Gignano, Vasca del Vento, il Cimitero, Torretta e Colle Maggio; 2) la zona compresa fra il Teatro di Paganica, il Fiume Aterno e l'abitato di San Gregorio e che include il Nucleo di Sviluppo Industriale di Bazzano (di seguito detta area di "Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio"); 3) il centro abitato di Paganica e 4) l'area ovest del centro abitato di Tempera.

Le aree sono state concordate, durante la riunione dell'11 giugno 2009 presso la DI.COMA.C., con il DPC, sentite le esigenze dell'Amministrazione Comunale dell'Aquila che, nelle aree sopradescritte, aveva individuato una serie di micro-siti di potenziale interesse strategico (All. 3.0).

I rilevamenti geologici e geomorfologici, l'analisi fotogeologica, il reperimento e l'interpretazione dei dati di sottosuolo pre-esistenti, la restituzione cartografica, le sezioni geologiche e l'elaborazione delle carte delle Indagini e di MS di Livello 1 sono stati realizzati dall'Università di Chieti-Pescara, dal CNR-IGAG di Roma e da geologi professionisti. In particolare:

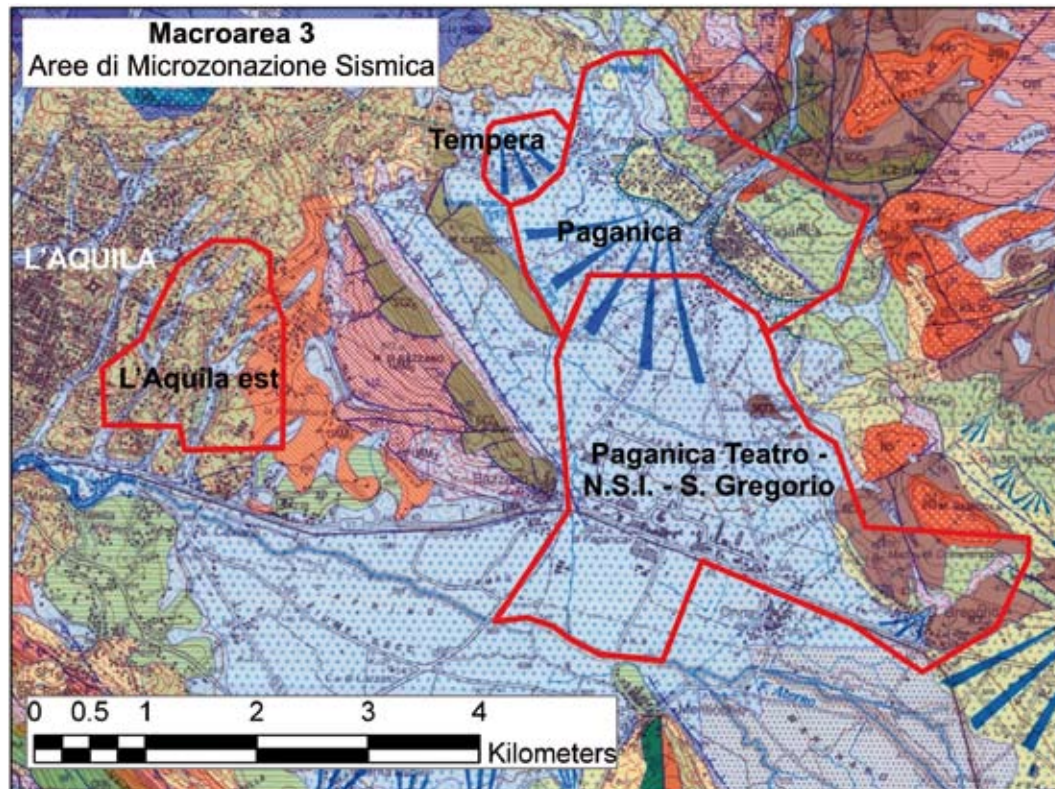


Fig. 3.1 → Stralcio del Foglio CARG 359 "L'Aquila" (APAT, 2005) con ubicazione delle aree di MS appartenenti alla Macroarea 3.

- aree di L'Aquila est e Tempera (scala 1:2000): Miccadei E. e Piacentini T. (Università di Chieti-Pescara);
- area di Paganica Teatro-N.S.I. (scala 1:5000): Boncio P. e Pizzi A. (Università di Chieti-Pescara);
- area di San Gregorio (scala 1:5000): Cavuto G., Giaccio B. e Mancini M. (CNR-IGAG di Roma);
- area di Paganica (scala 1:5000): Campea T., Di Bernardino G.R., Mancini T., Marino A., Montefalcone R. e Mosca F. (Ordine dei Geologi della Regione Abruzzo).

Per le aree di L'Aquila est, Tempera e Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio, i rilevamenti sono stati effettuati nel periodo giugno-luglio 2009. I primi elaborati, comprese le carte preliminari di MS di livello 1, sono stati consegnati al DPC alla fine di luglio. Successive modifiche e aggiornamenti sono stati realizzati nel periodo di settembre 2009, a seguito dei risultati delle indagini geognostiche realizzate ex-novo. Per l'area di Paganica, i rilevamenti sono stati effettuati nel periodo ottobre-novembre 2009, con consegna delle carte in novembre.

Sono stati utilizzati anche gli studi geologici svolti nel periodo aprile-maggio 2009 dall'Università di Chieti-Pescara nell'ambito del progetto C.A.S.E. nelle aree denominate Paganica nord, Paganica est1 ed est2, Tempera 1 e 2 e Paganica sud e sud2.

Nel periodo fra aprile e luglio 2009, sono state acquisiti i seguenti dati geofisici:

- 4 tomografie di resistività elettrica (ERT) nell'area Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio da parte del CNR-IMAA di Potenza (Resp. S. Piscitelli);
- 4 ERT nell'area L'Aquila est da parte della Provincia di Trento (Resp. A. Franceschini);
- 18 prove di *Refraction Microtremors* (ReMi), con associate misure di rumore sismico ambientale, da parte della Provincia di Trento (Resp. A. Franceschini);
- circa 60 misure di rumore sismico ambientale da parte del CNR-IMAA di Potenza (M.R. Gallipoli) e dell'Università della Basilicata (M. Mucciarelli);
- 31 misure di *weak motion* da terremoti e 7 misure di rumore sismico ambientale da parte dell'Università di Genova (Resp. G. Ferretti).

Ulteriori indagini sono state realizzate fra aprile e maggio 2009 nell'ambito del progetto C.A.S.E. nell'area di Paganica-Tempera, ed in particolare:

- 4 sismiche a rifrazione in onde P ed SH effettuate dal CeRSGeo dell'Università di Chieti-Pescara (Resp. M. Rainone) nelle aree di Tempera 1, Paganica sud e sud2 e Paganica nord;
- 1 indagine MASW realizzata dalle Università del Molise e Napoli-Federico II nella parte meridionale dell'abitato di Paganica;
- 2 ERT realizzate da IMG s.r.l. nel sito Paganica2.

A dicembre 2009, nei centri abitati di Paganica-Tempera sono state acquisite 3 indagini MASW da parte della ditta CONGEO s.n.c. e 3 misure di rumore sismico ambientale da parte di geologi professionisti. Per motivi economici, non è stato possibile eseguire ulteriori indagini geofisiche di dettaglio, quali sismica a riflessione ad alta risoluzione ed altre ERT, per meglio definire le geometrie di sottosuolo nei pressi dell'abitato di San Gregorio, con particolare riferimento alla geometria della faglia di San Gregorio (si veda la [Carta geologica, All.3.2.b](#)).

Nel periodo agosto-settembre 2009 sono stati realizzati 6 sondaggi a carotaggio continuo attrezzati per prove Down Hole, con prelievo di campioni indisturbati e prove SPT. Due sondaggi sono stati realizzati nell'area L'Aquila est (S3-1 ed S3-2) e quattro nell'area Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio (S3-3, S3-4; S3-5 e S3-6). La ditta esecutrice è stata la SONDEDILE s.r.l.; il coordinamento di cantiere è stato a cura dell'Università di Chieti-Pescara e del CNR-IGAG di Roma ([Appendice A](#)).

I campioni indisturbati (8 in totale) sono stati inviati al C.G.G. di Bologna. Di questi, ne sono stati analizzati 4 con prova di colonna risonante (S3-3 1; S3-5 1 e 4; S3-6 1); i risultati sono stati resi disponibili

a partire dalla fine di ottobre 2009. Durante la prima metà di novembre 2009, il CNR-IAMC di Napoli (Resp. V. Di Fiore) ha acquisito i Down Hole dei sei sondaggi.

Altri due sondaggi a carotaggio continuo con prelievo di campioni indisturbati, SPT e prove Down Hole sono stati effettuati a maggio 2009 per il progetto C.A.S.E. nell'area di Tempera 1 e Paganica sud2. La ditta esecutrice è stata la GEOGNOSTICA s.r.l., con coordinamento di cantiere da parte dell'Università di Chieti-Pescara; le prove Down Hole sono state eseguite da Polo Geologico s.r.l.

Ad ottobre 2009, il Politecnico di Milano (Resp. F. Pergalani) ha cominciato le analisi numeriche, a partire dall'impostazione dei modelli sulla base degli elaborati geologici e le carte di Livello 1 disponibili. Solo dopo i risultati delle prove Down Hole e delle prove geotecniche sono cominciate le simulazioni numeriche che si sono concluse, con le prime carte di livello 3, a dicembre 2009. Successivi aggiornamenti sono stati completati nella prima metà di gennaio 2010.

Tutti gli elaborati cartografici sono stati informatizzati e gestiti in ambiente GIS nel sistema WGS 1984 UTM_Zona_33N ad opera dell'Università di Chieti-Pescara (P. Boncio e T. Piacentini) e, relativamente alle carte di livello 3, dal Politecnico di Milano (F. Pergalani e M. Compagnoni).

Le carte geologico-geomorfologiche alla scala originale (1:5000 o 1:2000); le relazioni geologiche e geomorfologiche delle singole aree comprensive di documentazione fotografica degli affioramenti, le stratigrafie di sondaggio fornite dalla ditta esecutrice ed una serie di report completi sulle indagini geofisiche sono riportate nel DvD allegato.

3.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

3.2.1 Indagini

Le indagini preesistenti e quelle realizzate ex-novo sono riportate in due Carte delle Indagini, una per l'area L'Aquila est (All. 3.1.a) ed una per le aree di Paganica-Tempera e Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio (All. 3.2.a), entrambi realizzate secondo il Gruppo di Lavoro MS (2008).

Le indagini preesistenti sono state raccolte ed informatizzate perlopiù dal CNR-IGAG di Roma; altre indagini sono state fornite ai rilevatori direttamente da privati o da geologi professionisti. Le indagini sono costituite da stratigrafie di pozzi per acqua (Legge 464, fornite dall'ISPRA) e sondaggi a carotaggio continuo realizzati da geologi professionisti ed imprese per scopi edilizi. A queste si aggiungono due trivellazioni a distruzione di nucleo per ricerca di acqua nei pressi di Bazzano (codice Tv) che danno informazioni approssimative, fornite dal sondatore, sulla profondità del substrato calcareo. Non tutte le indagini sono ubicate con precisione, in funzione del dettaglio delle relazioni geologiche fornite. I sondaggi la cui ubicazione in carta è solo approssimativa sono stati distinti in legenda. Ai sondaggi è stato associato un codice che agevola l'associazione del sondaggio alla ditta esecutrice (o al committente), indica la profondità raggiunta e, nel caso di sondaggi che intercettano il substrato, indica profondità e tipologia del substrato intercettato. Relativamente ai pozzi per acqua della L. 464, viene indicata la sigla riportata dall'ISPRA. Per i pozzi L. 464, è necessario specificare che le stratigrafie a disposizione sono estremamente sintetiche, a volte di difficile interpretazione, e quindi affette da un certo margine di incertezza.

Le indagini realizzate ex-novo consistono in indagini geofisiche e sondaggi a carotaggio continuo con prelievo di campioni indisturbati (C.I.), prove SPT e prove Down Hole.

Il DPC ha reso disponibile la realizzazione di un numero massimo di 7 sondaggi di 30 m, o un numero inferiore di sondaggi più profondi purché i singoli sondaggi non superassero i 50 m di profondità ed il totale di perforazione non superasse comunque i 210 m. Sulla base delle caratteristiche geologiche e delle problematiche ritenute più importanti da risolvere mediante indagini dirette, si è deciso di realizzare 6 sondaggi di profondità variabile, il più profondo dei quali ha raggiunto i 51 m. Due sondaggi sono stati realizzati nell'area L'Aquila est (S3-1: 31,5 m con 5 SPT; S3-2: 33 m con 5 SPT) e quattro sondaggi nell'area Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio (S3-3: 51 m con 1 C.I. e 5 SPT; S3-4: 24 m con 1 C.I. e 6 SPT; S3-5: 30 m con 4 C.I. e 5 SPT; S3-6: 38,5 m con 2 C.I. e 5 SPT). L'ubicazione dei sondaggi non è sempre ottimale rispetto alle problematiche geologiche. Ad esempio, alcuni sondaggi non si trovano esattamente lungo la traccia delle indagini geofisiche lineari (es., tomografie di resistività elettrica, ERT) come inizialmente previsto al fine di una taratura delle indagini stesse. Questo a causa del fatto che le aree dove realizzare i sondaggi dovevano essere di proprietà demaniale o anche di proprietà privata ma previa autorizzazione dei proprietari. Le condizioni di emergenza post-sisma in cui si è operato hanno reso in alcuni casi impossibile rintracciare i proprietari per le dovute autorizzazioni. Quindi, sono stati scelti i siti ritenuti migliori rispetto a tutte le variabili in gioco. Dei 6 sondaggi realizzati, 5 sono ubicati in aree pubbliche ed uno (S3-4) in un terreno privato con autorizzazione verbale del proprietario.

Ai 6 sondaggi realizzati nell'ambito di questo progetto si aggiungono altri due sondaggi a carotaggio continuo con Down Hole effettuati nell'ambito del progetto C.A.S.E. nell'area di Tempera (Tempera 1: 40 m con 3 C.I. e 2 SPT) e di Paganica sud (Paganica sud2: 42 m con 3 SPT). L'ubicazione di questi due sondaggi è vincolata ai siti di edificazione dei complessi abitativi.

Le indagini geofisiche effettuate sono tomografie di resistività elettrica (ERT), prove di *Refraction Microtremors* (ReMi), stendimenti di sismica a rifrazione in onde P ed SH (Sr), indagini di *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) e misure strumentali sia di rumore sismico ambientale (R) che di terremoti (misure di *weak motion*, WM). L'ubicazione è stata concordata in funzione delle problematiche geologiche e tenendo conto dei micro-siti di interesse strategico segnalati dall'Amministrazione comunale (All. 3.0). In particolare, le 4 ERT dell'area L'Aquila est (All. 3.1.a) e la ERT 19 a Paganica Teatro (All. 3.2.a) sono state realizzate per definire le geometrie profonde e gli spessori dei depositi di copertura nei siti di interesse strategico. Le ERT di San Gregorio (All. 3.2.a) sono state realizzate per indagare una zona di substrato carbonatico affetta da danneggiamenti consistenti (ERT 13) e per vincolare la faglia di San Gregorio e le geometrie profonde dei depositi di copertura al tetto ed al letto della faglia stessa (ERT 20 e 21).

Le indagini geofisiche di tipo MASW, ReMi e Sr sono state realizzate per caratterizzare i terreni, soprattutto in termini di V_s . L'ubicazione di queste indagini non è sempre stata concordata durante questo progetto. Infatti, parte delle indagini sono state acquisite durante il progetto C.A.S.E. e la loro ubicazione risponde alle esigenze di localizzazione dei complessi abitativi (tutte le Sr, ERT Paganica2 (a) e (b), MASW Pag).

Le misure strumentali su rumore sismico ambientale (R) e su terremoti (WM), sono state realizzate per valutare la risposta sismica locale in termini di frequenza ed ampiezza di possibili fenomeni di risonanza. La loro ubicazione è stata definita in modo da coprire piuttosto omogeneamente l'area di interesse e comunque

tenendo conto delle varie situazioni stratigrafico-strutturali che potessero avere un effetto sulla risposta sismica locale. Complessivamente, sono state acquisite circa 80 misure R, omogeneamente distribuite nelle aree di interesse, con misure più ravvicinate lungo le sezioni geologiche. Le misure WM sono state effettuate su 31 stazioni mediante quattro campagne di misura di durata variabile da 7 a 16 giorni.

3.2.2 Assetto litostratigrafico, geomorfologico e strutturale

La Macroarea 3 è ubicata all'interno della conca intermontana della media valle del Fiume Aterno (o Conca aquilana), una depressione tettonica allungata in direzione NW-SE, colmata principalmente da depositi continentali quaternari (Fig. 3.1). Tale depressione è delimitata verso SW dai Monti d'Ocre, mentre verso NE è bordata da una gradinata di faglie dirette SW-immidenti che ribassano progressivamente la catena del Gran Sasso d'Italia. Nel settore analizzato il gradino più basso (più sud-occidentale), corrisponde alla scarpata di faglia di Tempera-Paganica. L'interno di tale conca è fortemente articolato per la presenza di rilievi di substrato che emergono dalle coperture quaternarie. Fra questi, il rilievo di M. Bazzano separa l'area L'Aquila est dalle restanti aree analizzate. La macroarea ricade nel Foglio 359 "L'Aquila" della Carta Geologica d'Italia CARG alla scala 1:50.000 (APAT, 2005). Le aree analizzate insistono principalmente su depositi continentali quaternari e subordinatamente su depositi carbonatici pre-orogenici o depositi silicoclastici sin-orogenici. La cartografia ufficiale suddivide i depositi continentali in un supersistema (Aielli-Pescina del Pliocene (?) – Pleistocene medio) e due sistemi (Catignano del Pleistocene medio finale, e Valle Majelama del Pleistocene superiore), cui si aggiungono i depositi dell'Olocene. La Macroarea 3 interessa soprattutto i depositi olocenici e quelli del supersistema di Aielli-Pescina. Viste le finalità del presente lavoro, non è stata utilizzata, relativamente ai depositi continentali, la suddivisione in sistemi poiché questi raggruppano varie unità, talora con caratteristiche litologiche anche molto differenti. Si è preferito quindi seguire un criterio lito-stratigrafico. Nella legenda delle carte geologiche viene tuttavia indicata, ove possibile, la corrispondenza alle unità sintemiche del CARG. Lavori di letteratura di riferimento per la stratigrafia dei depositi plio-quaternari sono quelli di Bosi e Bertini (1970), Bosi e Messina (1991), Bertini e Bosi (1993), Blumetti *et al.*, (1996), Messina *et al.*, (2001, 2003), Tallini *et al.*, (2002) e Bosi *et al.*, (2003, 2004). Per i depositi del substrato pre-quaternario è stata invece seguita la stratigrafia proposta nella cartografia CARG, Foglio 359 "L'Aquila", anche se non c'è sempre corrispondenza fra quanto in essa riportato e quanto rilevato durante questo progetto.

Di seguito verranno descritte le singole aree in termini di litologia, a sua volta distinta in substrato (*sensu* geologico) e depositi di copertura, caratteristiche geomorfologiche e assetto strutturale. Ulteriori dettagli, compresa la documentazione fotografica, sono riportati nelle relazioni geologiche e geomorfologiche [allegate nel DvD](#).

3.2.2.1 L'Aquila est

Nell'area affiora un substrato geologico, sia carbonatico che silicoclastico, e diversi termini della successione post-orogenesi (depositi di copertura s.l.). I primi sono costituiti da litotipi calcarei ed arenaceo-pelitici; i depositi di copertura sono costituiti essenzialmente da litotipi clastici granulari (limi lacustri, depositi alluvionali, detriti di versante e depositi eluvio-colluviali). Sono inoltre presenti diffusamente depositi antropici di riporto. Le caratteristiche litostratigrafiche, geomorfologiche e tettoniche sono sintetizzate nella Carta geologica e

geomorfologica in scala 1:2000 (All. 3.1.b) e nelle relative sezioni geologiche (All. 3.1.c). Particolarmente complessa è risultata la caratterizzazione geologica del settore occidentale dell'area per la presenza di affioramenti riferibili al substrato costituiti da litotipi calcarei e arenaceo-pelitici in complessi rapporti tettonici tra loro e su cui poggiano in contatto erosivo i depositi di copertura. Questi, data la loro importanza in chiave di MS, sono stati oggetto di indagini specifiche e di analisi mediante sondaggi geognostici.

Litologia del substrato

- **Litotipi calcarei** - Sono costituiti da alternanze di calcari micritici, calcari marnosi e calcareniti di colore grigio-avana in strati decimetrici. Localmente sono intensamente cariati e carsificati. Affiorano limitatamente nel settore centrale e meridionale dell'area alla base delle breccie cementate. Sono riferibili a diversi termini delle successioni pre-orogeniche affioranti nel Foglio CARG 359.
- **Litotipi arenaceo-pelitici** - Sono costituiti da alternanze di arenarie da debolmente a ben cementate in strati da decimetrici a metrici e peliti in strati decimetrici. Affiorano nel settore SE dell'area, con spessori di circa 50 m, ma che possono divenire molto maggiori in profondità (70-80 m in sondaggio). In gran parte dell'area costituiscono il substrato su cui poggiano i depositi superficiali e in particolare le breccie cementate. Piccoli affioramenti di incerta attribuzione sono presenti anche nel settore SW dell'area (a NE di Collemaggio) che, per la loro importanza nel definire gli spessori dei sovrastanti depositi superficiali, sono stati oggetto di analisi mineralogiche e micropaleontologiche (si veda la relazione geologica allegata nel DvD). Sono riferibili all'Unità arenaceo-pelitica (UAP) del Foglio CARG 359.

Litologia dei depositi di copertura

- **Breccie cementate** - Sono costituite da breccie calcaree blandamente stratificate, con matrice sabbioso-limoso calcarea; sono ben addensate, da mediamente a ben cementate, eterometriche, con clasti da centimetrici a decimetrici e localmente metrici. Sono in appoggio sui litotipi arenaceo pelitici del substrato (settore orientale). Lo spessore può raggiungere al massimo 40-50 m. Affiorano in tutta l'area eccezion fatta per il settore sud-orientale. Nel Foglio CARG 359 sono riferiti al supersistema di Aielli-Pescina e sono anche note in letteratura come Megabreccie di L'Aquila (o Breccie dell'Aquila) la cui età è attribuita al Pleistocene inferiore (Blumetti *et al.*, 1996; Bosi *et al.*, 2003).
- **Limi lacustri** - Sono costituiti da limi ben stratificati, di natura calcarea o argillosa, con rare intercalazioni sabbiose e possibili lenti di ghiaie. Formano lenti di spessore fino a 7-10 m, intercalate alle breccie calcaree. Localmente sono fittamente interdigitate con le breccie cementate con passaggi in eteropia laterale. Affiorano in lembi limitati nel settore centrale dell'area indagata. Nel Foglio CARG 359 fanno parte del supersistema di Aielli-Pescina e nella letteratura precedente sono probabilmente riferibili all'unità di Pianola con età Pleistocene inferiore (Bosi *et al.*, 2003).
- **Depositi alluvionali** - Sono costituiti da sabbie e sabbie limose medie e fini sciolte o debolmente addensate di spessore variabile, blandamente stratificate. I rari clasti di ghiaia sono prevalentemente di natura calcarea da subangolosi a subarrotondati. Il limite inferiore non è osservabile in superficie, ma corrisponde al contatto erosivo con le breccie cementate, i limi lacustri o i litotipi del substrato. Lo spessore verificato in saggi e sondaggi può raggiungere i 10 m. Affiorano lungo

le vallecole principali che attraversano l'area di indagine. Sono in generale legati al modellamento recente olocenico e nel Foglio CARG 359 sono attribuiti ai depositi olocenici.

- **Detriti di versante** - Sono costituiti da ghiaie eterometriche sciolte a clasti angolosi in abbondante matrice limo-argillosa bruna o grigiastrea; i clasti sono prevalentemente calcarei, di dimensione centimetrica (raramente decimetrici), angolosi o sub-angolosi, localmente sub-arrotondati; si intercalano rari livelli sabbiosi pedogenizzati. Sono blandamente stratificati. Affiorano lungo i versanti più acclivi in parziale eteropia o al di sotto di depositi colluviali; sono in appoggio sulle brecce cementate e, localmente, possono essere in contatto sopra i limi; presentano uno spessore variabile fino a circa 4 m, in aumento verso il piede dei versanti. Nel Foglio CARG 359 sono attribuiti ai depositi olocenici.
- **Depositi eluvio colluviali** - Sono costituiti da limi-argillosi e limi-sabbiosi, di colore bruno rossastro, con dispersi rari clasti centimetrici di natura calcarea. Sono blandamente stratificati o in assetto massivo. Affiorano diffusamente lungo i versanti e nelle vallecole; in profondità sono in appoggio sulle brecce cementate e sui limi o, nel settore sud-orientale, sui litotipi arenaceo pelitici; presentano uno spessore inferiore a 5 m. Localmente formano lenti e tasche di spessore molto variabile in appoggio sui litotipi sottostanti che in genere mostrano segni di carsismo (brecce cementate, substrato calcareo). Nel Foglio CARG 359 sono attribuiti ai depositi olocenici.
- **Depositi antropici di riporto** - Sono costituiti essenzialmente da materiali di discarica di inerti e rifiuti, costituiti da calcinacci, vetri, materiali plastici di vario tipo (buste, tubi, bottiglie, ecc.); sono intercalati a livelli di riporto di detrito calcareo e suolo. Le caratteristiche dei materiali sono assolutamente scadenti e disomogenee. Lo spessore di tali materiali è stato osservato in affioramento fino a oltre 7 m ed è stimabile per un totale superiore a 15 m.

Caratteristiche geomorfologiche

Dal punto di vista geomorfologico l'area è caratterizzata dalla presenza di forme a influenza strutturale, forme legate alla gravità e forme antropiche; localmente si osservano forme carsiche (All. 3.1.b).

Le forme ad influenza strutturale sono essenzialmente scarpate in corrispondenza delle brecce cementate, alte fino a oltre 20 m, con pendenze da 15° a 45°. Le forme legate alla gravità sono costituite unicamente dai detriti di versante. Le forme carsiche sono in genere di modeste dimensioni e non cartografabili; sono costituite da piccole depressioni e tasche riempite di terre rosse e piccole cavità o condotti che interessano essenzialmente le brecce calcaree. Le forme più diffuse sono quelle antropiche. Sono costituite da una serie di scarpate che unitamente a quelle a influenza strutturale caratterizzano tutta l'area. Sono inoltre presenti una serie di forme sepolte, costituite da vallecole e ex cave di prestito adibite a discariche e riempite di materiali di riporto con spessori anche molto elevati; si rinvengono nei pressi del cimitero (come evidenziato anche dalla cartografia della Regione Abruzzo dai tipi dell'IGM degli anni '50; si veda la relazione geologica allegata nel DvD), in località Vasca del Vento e presso il centro commerciale a N del cimitero. In alcuni casi i riempimenti di materiali di riporto arrivano a ricoprire completamente originarie morfologie vallive, determinando la presenza di valli sepolte generalmente ampie, con coefficiente di forma $C (H/L/2)$ inferiore a 0,25.

Sono infine presenti, localmente, cavità sotterranee di natura essenzialmente antropica in corrispondenza delle brecce cementate.

Assetto strutturale

Dal punto di vista strutturale l'area è caratterizzata da un substrato geologico deformato e fagliato e da depositi superficiali stratificati sub-orizzontali o immergenti a SW conformemente al versante (si vedano le sezioni geologiche, [All. 3.1.c](#)).

Il substrato arenaceo-pelitico presenta stratificazioni variabili e risulta blandamente piegato. Questo si presenta in complessi rapporti tettonici con il substrato calcareo, mediante piani di accavallamento e piani di faglia verticali. Tali elementi non sono ben visibili in superficie, poiché coperti in gran parte dai depositi superficiali, ma sono stati evidenziati in sondaggio nella parte settentrionale dell'area (sezione FG, [All. 3.1.c](#)) e in quella sud-occidentale (sezione ABC, [All. 3.1.c](#)). Tra i depositi superficiali, solo le brecce calcaree presentano una stratificazione evidente con strati generalmente immergenti verso SW o SSW, con pendenze variabili da sub-orizzontali a 30°.

3.2.2.2 Paganica Teatro – N.S.I. – San Gregorio

L'area è situata su depositi prevalentemente ghiaiosi tardo-quaternari in facies di conoide alluvionale (si veda la carta geologico-geomorfologica, [All. 3.2.b](#)). Tale conoide, formatasi allo sbocco del T. Raiale sulla piana alluvionale della media valle del Fiume Aterno, mostra una classica morfologia convessa caratterizzata da una leggera e graduale pendenza verso il F. Aterno. In corrispondenza della Valle dell'Aterno, la conoide probabilmente si interdigita con, ed è ricoperta da, sedimenti di piana alluvionale generalmente più fini (prevalentemente sabbie e limi). Verso ovest affiora la dorsale del M. di Bazzano, costituita dai termini calcarei, marnoso-argillosi e silicoclastici della locale successione meso-cenozoica. Verso NE, invece, è presente una dorsale costituita da calcari e marne del substrato oligo-miocenico orientata in senso NW-SE lungo l'allineamento S. Gregorio-Colle di S. Vittorino. In particolare, il sito del Teatro di Paganica ricade nel settore compreso tra quest'ultima dorsale ed il margine orientale della conoide alluvionale, dove affiorano depositi colluviali prevalentemente limosi. Le caratteristiche litostratigrafiche, geomorfologiche e tettoniche sono sintetizzate nella Carta geologica e geomorfologica in scala 1:5000 ([All. 3.2.b](#)) e nelle relative sezioni geologiche ([All. 3.1.c](#)).

Litologia del substrato

- **Calcareni a macroforaminiferi (CBZ₂)** – Sono costituite da calcareniti bioclastiche beige o biancastre, a luoghi marnose, ben stratificate in strati da medi a spessi con interstrati argillosi verdastri. Sono ricche di macroforaminiferi (prevalentemente heterostegina, a luoghi anche lepidocyclina). Affiorano sul versante occidentale del rilievo di San Gregorio (riferimento CARG: Calcareni a macroforaminiferi, membro calcareniti a miogypsine e lepidocycline, Rupeliano p.p.-Burdigaliano p.p.).
- **Calcari a briozoi e litotamni (CBZ₂)** – Si tratta di depositi carbonatici a litologia piuttosto variabile. A volte sono costituiti da calcareniti beige-nocciola in strati sottili ricche in glauconite e punti limonitici con interstrati argillosi verdastri (Colle di San Vittorino, lato nord-occidentale). Altre volte sono costituiti da calcareniti bioclastiche grigie sulla superficie esterna e giallo-ocracee all'interno con briozoi e con interstrati marnosi (Colle di San Vittorino, lato SE). Altre volte sono costituiti da calcareniti limonitiche e glauconitiche beige e nocciola con patine giallastre in strati medi e calcari rudstone bioclastici in strati spessi con briozoi, frammenti di litotamni, ostreidi, echinidi e foraminiferi bentonici. Affiorano a Colle San Vittorino, al di sotto

dell'Unità argilloso-marnosa, e nella terminazione settentrionale del rilievo di San Gregorio, al di sopra delle Calcareniti a macroforaminiferi (riferimento CARG: Calcari a briozoi e litotamni, membro calcareniti a punti rossi, Langhiano p.p.-Serravalliano p.p.).

- **Unità argilloso-marnosa (UAM₂)** – È costituita da calcareniti marnose beige, marne calcaree, marne e marne argillose grigie a foraminiferi planctonici in strati sottili con contenuto argilloso in aumento verso l'alto; sono presenti tracce fossili (cylindrites) (riferimento CARG: Unità argilloso-marnosa, membro marne a cylindrites, Serravalliano sup.-Tortoniano).

Litologia dei depositi di copertura

- **Depositi lacustri e fluviali antichi (LACa)** – Affiorano a N e ad E di San Gregorio, dove si distinguono una facies siltosa ed una ghiaiosa riferibili, complessivamente, ai cicli di Poggio Pienze e Vall'Orsa di Bertini e Bosi (1993), di età Pleistocene inferiore. La facies siltosa (LACa1) è costituita da limi calcarei bianchi da molto consistenti a cementati, con fitta laminazione piana di ambiente lacustre; sono presenti gasteropodi dulcicoli, ostracodi, oogoni e altri resti vegetali; lo spessore massimo affiorante è di ca. 20 m. La facies ghiaiosa (LACa2), sovrastante quella siltosa o in parziale eteropia, è costituita da ghiaie fini molto addensate e conglomerati con clasti ben arrotondati di forma prevalentemente sub-sferica, a stratificazione piana e incrociata, con livelli ad abbondante matrice limosa calcarea alternati a livelli con tessitura *open work*; la facies è da lacustre prossimale (probabile spiaggia ghiaiosa) a fluviale; lo spessore massimo affiorante è di ca. 20 m. (riferimento CARG: supersistema di Aielli-Pescina, Pleistocene inferiore-medio).
- **Depositi di conoide alluvionale antichi (CONa)** – Affiorano a nord di San Gregorio, dove sono costituiti da conglomerati grossolani (a W) e brecce (a E) massivi, con cemento carbonatico e clasti esclusivamente calcarei. L'ambiente è di conoide alluvionale e detrito di versante che mantella il substrato carbonatico; sono eteropici a LACa. Lo spessore massimo stimato è di circa 30 m. (riferimento CARG: supersistema di Aielli-Pescina, Pleistocene inferiore-medio).
- **Depositi alluvionali terrazzati (T1)** – Sono costituiti da ghiaie e conglomerati ben stratificati con ciottoli calcarei e silicei di dimensioni intermedie e prevalente forma lamellare, con scarsa matrice sabbiosa. Lo spessore massimo è di ca. 15 m. (riferimento CARG: sistema di Catignano (?), Pleistocene medio finale).
- **Depositi alluvionali terrazzati (T2)** – Ad WNW di San Gregorio, sono costituiti da ghiaie e conglomerati grano-sostenuti debolmente cementati, grossolanamente stratificati, con piccoli ciottoli calcarei da sub-angolosi ad arrotondati (diametro massimo 4-5 cm); lo spessore massimo affiorante è di ca. 5 m. Nei pressi di San Gregorio, sono costituiti da limi sabbiosi, sabbie e livelli di ghiaie grossolane sub-arrotondate con intercalazione di paleosuoli e livelli a caliche; presenza di gasteropodi terrestri, impronte di radici e gallerie di artropodi; lo spessore massimo stimato è di ca. 10 m. In località Le Piane (E di San Gregorio), sono costituiti da ghiaie di conoide alluvionale molto addensate, in parte clinostratificate con abbondante matrice limoso-sabbiosa; lo spessore massimo stimato è di circa 20 m (riferimento CARG: sistema di Valle Majelama (?), Pleistocene superiore).
- **Depositi di conoide alluvionale (CON)** – Rappresentano la litologia più estesa in affioramento, costituendo il deposito alluvionale dell'ampia conoide di Paganica. Si tratta di ghiaie eterometriche (diametro fino a 20-30 cm) grano-sostenute biancastre da mediamente a ben addensate, localmente cementate, con clasti da sub-angolosi ad arrotondati calcarei e subordinatamente silicei. Sono in

genere grossolanamente stratificate con geometria piano parallela e incrociata, con frequenti canali di dimensioni anche plurimetriche e con *foreset* legati alla progradazione di barre longitudinali. A più livelli sono presenti intercalazioni decimetriche sabbiose giallastre, giallo-arancio o rosate, discontinue lateralmente, che suddividono la sequenza in cicli di tipo *fining upward*. Lo spessore massimo affiorante è di 15 m ma i dati di sottosuolo indicano spessori molto maggiori, in aumento da nord verso sud (riferimento CARG: sintema di Valle Majelama, Pleistocene superiore). Al tetto possono essere presenti depositi olocenici costituiti da corpi canalizzati di ghiaie a clasti centrimetrici intercalati a colluvi di suolo marrone passanti verso l'alto al suolo limo-argilloso attuale (spessore 0,5-1,5 m).

- **Depositi di piana alluvionale (all)** – Sono costituiti da sabbie e sabbie limose medie e fini sciolte o debolmente addensate appartenenti ai depositi di esondazioni recenti ed attuali del F. Aterno. Tali depositi ricoprono quelli della conoide alluvionale di Paganica. In profondità è probabile che i depositi fluviali e quelli di conoide siano in eteropia laterale. A questa unità appartengono anche le coperture alluvionali di fondovalle affioranti a NNE di San Gregorio; i litotipi sono prevalentemente limoso-sabbiosi, di colore marrone-avana, con rari ciottoli. Verso SW, nel centro di San Gregorio, passano a un deposito di conoide alluvionale debolmente rilevato; lo spessore stimato è di oltre 5 m a San Gregorio centro (riferimento CARG: Olocene).
- **Detriti di versante (dt)** - Gli affioramenti di tale litologia rappresentano dei lembi limitati alla fascia di raccordo tra i versanti della dorsale di substrato oligo-miocenico di S. Gregorio-Colle di S. Vittorino ed il fondovalle. Sono costituiti da ghiaie eterometriche sciolte a clasti angolosi in abbondante matrice limo-argillosa bruna o grigiastria. Lo spessore varia da 1 a maggiore di 3 m, in aumento verso il piede del versante (riferimento CARG: Olocene).
- **Depositi eluvio-colluviali (coll)** - Tali depositi affiorano con spessori significativi (maggiori di 2-3 m) al margine orientale della conoide alluvionale di Paganica. Si tratta di prevalenti limi sabbiosi e limi argillosi bruno-rossastri o nerastri poco consistenti con subordinati clasti calcarei sparsi; il contenuto in ghiaia aumenta al piede dei versanti. Lo spessore è variabile da 2-3 m a maggiore di 3 m (riferimento CARG: Olocene).
- **Depositi antropici di riporto (rip)** - Sono costituiti da accumuli caotici di materiale naturale sciolto (limi, sabbie, ghiaie e suolo) di spessore variabile. In generale, tali accumuli rappresentano il materiale di risulta scavato a seguito delle opere di edilizia industriale nel N.S.I. Nell'area della cava ex-TEGES questi costituiscono dei terrapieni posti sui luoghi di lavorazione degli inerti o l'accumulo dei fanghi di lavorazione, attualmente convogliati nell'area depressa corrispondente ad un ex-impianto di estrazione dei materiali inerti. Lo spessore (h), ove misurato, è direttamente indicato sulla Carta geologico-geomorfologica (All. 3.2.b).
- **Discarica (disc)** - Nell'area sud della ex-TEGES è presente un impianto di estrazione di materiali inerti attualmente riempito da un accumulo caotico di materiali provenienti principalmente da demolizioni edilizie costituito, almeno per la porzione osservabile in superficie, da cemento armato in grossi blocchi, laterizi, coperture in eternit e da sacchi contenti sabbie e fanghi di lavorazione. Dai rilevamenti di superficie, tuttavia, non è possibile valutare la tipologia e consistenza di tutto il materiale accumulato e neanche l'esatto spessore. È probabile che l'originaria cava avesse una profondità confrontabile con quella attuale (circa 15 m), o superiore. Nel settore meridionale del

N.S.I., inoltre, all'interno dell'area dello Stabilimento Aventis, è stata delimitata una ristretta area attualmente non accessibile (recintata) che, secondo informazioni fornite dal personale dei VV.FF., è stata adibita in passato a discarica.

Caratteristiche geomorfologiche

Dal punto di vista geomorfologico l'area è caratterizzata dalla presenza di forme a influenza strutturale, forme fluviali e di versante, forme carsiche e forme antropiche (All. 3.2.b). Nel settore occidentale, la forma di maggiore importanza è quella di accumulo della conoide di Paganica, che ha una debole pendenza verso SSW (perlopiù fra il 2% ed il 4%). In tutta l'area sono diffuse scarpate antropiche di altezza generalmente inferiore a 10 m (ad eccezione delle aree di cava). L'assetto geomorfologico più articolato è quello di San Gregorio, ubicato allo sbocco di una valle orientata in direzione NE-SW che incide una dorsale costituita da due zone di alto topografico orientate circa WNW-ESE (Monte Mannicola - Monte Pagliaccio e Madonna di Costantinopoli), separate dal basso morfologico della Valle degli asini. La sommità dei rilievi in genere si presenta piatta mentre l'acclività dei fianchi aumenta progressivamente verso sud. I valori maggiori delle pendenze sono dati approssimativamente da 10°-12° lungo il versante occidentale di Monte Manicola, mentre sul versante occidentale di Madonna di Costantinopoli vi sono numerosi tratti con inclinazioni superiori a 24°.

A più altezze, si rinvenivano superfici di abrasione sub-orizzontali. Il rilevamento non ha evidenziato la presenza di fenomeni gravitativi di versante. Dissesti gravitativi di grandi dimensioni, ormai inattivi, si rilevano sul versante sud-occidentale di Madonna di Costantinopoli dove, data la natura carbonatica delle rocce affioranti, sono avvenuti fenomeni antichi di sprofondamento carsico (dolina nei pressi del cimitero di San Gregorio e altre piccole depressioni). L'asta valliva sulla quale fonda il centro storico di San Gregorio è stata responsabile, fino al 1950, di numerosi e marcati eventi di piena con fenomeni di torrenzialità medio-elevata (prevalentemente trasporto solido ed alluvionamento) in coincidenza con eventi di piogge intense e prolungate (com. personale di alcuni abitanti).

Geologia di sottosuolo e assetto strutturale

Lo studio dei dati di sottosuolo, integrato con le indagini geofisiche, ha permesso di definire l'assetto geometrico dei corpi sedimentari, le relazioni con il substrato pre-Quaternario e la loro evoluzione sedimentaria e tettonica (si vedano le sezioni geologiche, All. 3.2.c1-6). Longitudinalmente alla conoide di Paganica, le coperture alluvionali ghiaioso-sabbiose mostrano un ispessimento da nord verso sud, con un conseguente approfondimento del substrato pre-Quaternario (sezione A; All. 3.2.c1). Quest'ultimo (calcari) è stato intercettato in sondaggio a 78 m di profondità in corrispondenza del bordo sud-orientale dell'abitato di Paganica, mentre nel tratto meridionale del N.S.I. altri sondaggi indicano profondità superiori a 120-130 m. I sondaggi mostrano anche un chiaro aumento verso sud di livelli a granulometria più fine (limoso-sabbiosa e limoso-argillosa). Tali livelli, con spessori anche maggiori di 10 m, risultano intercalati alle ghiaie e si rinvenivano a diverse profondità. È probabile che i depositi ghiaiosi più superficiali (primi 30-40 m) siano riferibili all'unità CON, di età tardo-quadernaria, e si siano formati in un ambiente che, spostandosi da Paganica verso il F. Aterno, evolve da facies di conoide prossimale a facies di conoide distale e piana alluvionale. I livelli più profondi, sempre ghiaiosi con intercalazioni di limo, possono essere attribuiti a sedimenti in facies di conoide e fluvio-lacustri più antichi (CONa nelle sezioni A, B e C; All. 3.2.c1-2).

Fra il N.S.I. e S. Gregorio, la geologia di sottosuolo è più articolata (sezioni D, E, F e G; [All.i 3.2.c3-6](#)). Una faglia diretta SW immergente, sepolta dalle ghiaie della conoide di Paganica e dalle coperture colluviali, è stata vincolata da dati geofisici (ERT) e di pozzo, sia preesistenti che di nuova acquisizione. La faglia delimita verso SW la dorsale carbonatica di S. Gregorio-Colle di S. Vittorino. Al raccordo fra la dorsale carbonatica e la piana, sempre al letto della faglia, il substrato (a circa 20 m di profondità, sondaggio S3-4) è ricoperto da detriti di versante, depositi alluvionali e coperture colluviali (sezione D; [All. 3.2.c3](#)). Al tetto della faglia, invece, si ha un brusco approfondimento del top del substrato carbonatico. Dai dati di pozzi per acqua (L. 464), il substrato carbonatico è ubicabile a profondità certamente ≥ 90 m e più probabilmente a profondità di ca. 190 m (incertezza dovuta allo scarso dettaglio delle stratigrafie di sondaggio disponibili). Nei pressi di S. Gregorio, al letto della faglia il substrato è affiorante o a pochi metri di profondità (circa 5 m secondo la ERT 21; sezione E; [All. 3.2.c4](#)), mentre al tetto è a profondità maggiori di 120 m (dati di pozzo). La successione continentale al tetto della faglia diretta è caratterizzata da spessori modesti di ghiaie della conoide di Paganica (10-20 m), in progressivo assottigliamento verso sud. Le ghiaie di conoide sono evidenziate nelle ERT, tarate con i dati di pozzo, da uno strato alto-resistivo (si veda il [par. 3.2.3.1](#)). Al di sotto delle ghiaie sono presenti sedimenti più fini di ambiente alluvionale, perforati dai sondaggi S3-5 e S3-6 (si veda Appendice A; unità fl-lac nelle sezioni da D a G, [All.i 3.2.c3-6](#)). Tali depositi alluvionali sono costituiti da alternanze abbastanza regolari di sabbie e limi, contenenti abbondante materiale vulcanoclastico, con intercalazioni di ghiaie e con un arrangiamento generale delle facies di tipo *fining-upward*. Nelle ERT tali depositi sono caratterizzati da resistività relativamente basse. I sondaggi di nuova acquisizione S3-5 e S3-6 hanno mostrato che tali depositi passano verso il basso a ghiaie in abbondante matrice limosa calcarea bianca attribuibili al ciclo di Vall'Orsa di Bertini e Bosi (1993). È ragionevole che tali ghiaie passino in profondità ai Limi di San Nicandro per uno spessore totale massimo delle coperture quaternarie $\geq 120-190$ m.

L'area fra S. Gregorio ed il N.S.I. è attraversata da un allineamento di fratture cosismiche del suolo formatesi in occasione del terremoto del 6 aprile 2009. Tale allineamento è stato osservato subito dopo la scossa principale ed è stato seguito sul terreno, sebbene con alcune lacune, per una lunghezza di circa 4,5 km (Boncio *et al.*, 2010). Esso presenta un andamento WNW-ESE nel tratto più meridionale (S. Gregorio) per poi disporsi in senso NW-SE nel restante settore più settentrionale. L'allineamento è costituito da fessure metriche, generalmente disposte *en échelon*, con aperture da sub-centimetriche fino a diversi centimetri (3-4 cm), senza apprezzabile rigetto verticale. Tali fessure non sono condizionate dalle locali variazioni morfologiche ed attraversano sia i vari litotipi di superficie che manufatti di varia tipologia (muri in cemento armato, fabbricati, manti stradali). Dal confronto con i dati geofisici (ERT) e di pozzo, è evidente la correlazione fra tali fratture e la faglia diretta SW immergente precedentemente descritta. L'allineamento di fessure cosismiche è parallelo alla faglia e ricade nel blocco di tetto. In particolare, dove i dati di sottosuolo lo hanno consentito, è stata valutata una distanza massima di 90-100 m tra l'allineamento delle fessure cosismiche e la proiezione in superficie della faglia sepolta. È verosimile che la faglia sia stata riattivata durante l'evento del 6 aprile 2009, senza tuttavia arrivare direttamente a dislocare la superficie durante questo evento di M_w 6.3. L'allineamento di fessure potrebbe essere connesso a processi di trasferimento della deformazione ai livelli crostali più superficiali durante la fagliazione cosismica.

Pericolosità idraulica

Nella Carta geologico-geomorfologica (All. 3.2.b) è stata riportata la fascia caratterizzata da "Pericolosità Idraulica" nella porzione più meridionale del N.S.I, prossima al Fiume Aterno. È necessario segnalare che quest'area ricade nelle zone a pericolosità di alluvionamento già segnalate dal Piano Stralcio per la Difesa dalle Alluvioni della Regione Abruzzo (PSDA) e comprende zone a Pericolosità Moderata ($h_{200} > 0$ m), Media ($h_{100} > 0$ m) ed Elevata ($1\text{ m} > h_{50} > 0.5\text{ m}$; $h_{100} > 1\text{ m}$; $v_{100} > 1\text{ m/s}$).

3.2.2.3 Paganica

L'area include tutto il centro abitato di Paganica, sia quello storico che quello di più recente costruzione. L'abitato insiste su depositi continentali quaternari a granulometria prevalentemente ghiaiosa appartenenti ad antiche conoidi di provenienza orientale, ora fagliate e sospese a varie quote sul fondovalle del Torrente Raiale. Solo alcune abitazioni, poste all'inizio della gola del Raiale, in sinistra idrografica, si trovano su depositi litoidi della locale successione carbonatica meso-cenozoica, che costituisce il substrato delle coperture quaternarie. Il substrato affiora estesamente nel settore orientale dell'area rilevata. Le caratteristiche litostratigrafiche, geomorfologiche e tettoniche sono sintetizzate nella carta geologica e geomorfologica in scala 1:5000 (All. 3.3.b) e nelle relative sezioni geologiche (All. 3.3.c).

Litologia del substrato

- **Calcari compatti meso-cenozoici** – Affiorano nel settore orientale dell'area. Sono costituiti da calcari a stratificazione media, grossolanamente stratificati o massivi, molto compatti. Sono riferibili alle unità comprese fra le Calcareni e calciruditi a fucoidi e la Scaglia detritica del Foglio CARG 359 (successione di M. Capellone – Paganica).
- **Calcari marnosi e marne calcaree** – Affiorano lungo la valle del Torrente Raiale e a N del centro abitato. Sono costituiti da calcari marnosi, marne e marne calcaree in strati da medi a spessi, molto spesso fogliettati e contenenti evidenti segni di tettonismo (clivaggi e *joint*). Sono riferibili alle unità comprese fra la Scaglia Cinerea ed il Bisciaro del Foglio CARG 359 (successione di M. Capellone – Paganica).

Litologia dei depositi di copertura

- **Puddinghe antiche** – Si tratta di conglomerati di conoide alluvionale ben litificati, stratificati, con ciottoli arrotondati e sub-arrotondati talora pluridecimetrici, contenenti elementi più fini calcarei di granulometria sabbiosa, anch'essi cementati. Affiorano nel settore orientale dell'area, in appoggio sul substrato carbonatico; presentano spessori massimi di diverse decine di metri (zona ad E dell'Antenna) (riferimento CARG: supersistema di Aielli-Pescina, Pleistocene inferiore-medio).
- **Lembi di conoide antica** – Rappresentano il litotipo dominante nell'area urbanizzata. Sono costituiti da ghiaie di conoide alluvionale con buon livello di addensamento, a volte litoidi (puddinghe) negli ultimi 2-3 metri (talora anche di più), a matrice sabbiosa e limosa chiara, con clinostratificazione primaria anche ben evidente. Sono presenti episodi più fini (limosi) più scuri. Contengono inoltre spessori, anche superiori a 10 m, di paleosuoli bruni molto consistenti se asciutti, con livelli cineritici, in rapporto inconforme con le compagini grossolane (riferimento CARG: sistema di Catignano (?), Pleistocene medio finale).

- **Conoidi recenti** – Questi depositi sono costituiti da ghiaie di conoide alluvionale con grado di addensamento variabile in matrice limoso-sabbiosa. Relativamente alla conoide di Paganica (settore sud-occidentale dell'area), si veda la descrizione litologica dell'area Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio (unità CON) (riferimento CARG: sintema di Valle Majelama, Pleistocene superiore). Sono ricoperti da spessori variabili di suolo.
- **Coltri eluvio-colluviali antiche** – Affiorano nelle aree adiacenti la scarpata di faglia di Pagnaica. Sono costituiti prevalentemente da limi e limi argilloso-sabbiosi molto scuri, a luoghi rossastri, con spessore metrico (osservati fino a 3 m), con frazione ghiaiosa subordinata, con suoli variamente spessi al tetto e livelli cineritici (riferimento CARG: sintema di Valle Majelama, Pleistocene superiore; Olocene).
- **Alluvioni recenti** – Affiorano sui fondovalle dei Torrenti Vera e Raiale. Si tratta di depositi fluviali prevalentemente fini con ciottoli subordinati (si veda la descrizione dei Depositi alluvionali dell'area Tempera) (riferimento CARG: Olocene).
- **Falde di detrito** – Affiorano nel settore orientale dell'area, sui depositi ghiaiosi di conoide o direttamente sul substrato carbonatico. Sono costituiti da ghiaie prevalenti in subordinata matrice limoso-sabbiosa, più o meno scura. Di solito sono variamente addensate o sciolte e possono tuttavia possedere una minima diagenesi precoce; nelle zone morfologicamente più blande, possiedono maggior matrice e si può parlare di suolo con trovanti grossolani (riferimento CARG: Olocene).
- **Coltri eluvio-colluviali** – Sono costituite da limi, limi argillosi e limi sabbiosi di colore bruno più o meno scuro con subordinati clasti ghiaiosi calcarei; riempiono morfologie leggermente depresse (riferimento CARG: Olocene).

Caratteristiche geomorfologiche

Dal punto di vista geomorfologico l'area è caratterizzata dalla presenza di forme antropiche e forme strutturali dovute sia alle acque di scorrimento superficiale che alla gravità (All. 3.3.b).

Le forme antropiche sono riconducibili perlopiù ad orli e pareti di sbanco procurati nei versanti sia per scopi estrattivi che residenziali; talora queste pareti di scavo hanno altezze dell'ordine delle decine di metri. Inoltre, data la tettonica attiva dell'area, risulta spesso difficoltoso stabilire dove termini l'influenza antropica e dove le rotture morfologiche siano di origine strutturale. Fra i processi e forme dovuti alle acque di scorrimento superficiali, vanno segnalate le forme di tipo conoide, sia antiche che attive (nonostante la sistematica regimazione delle acque nelle aree antropizzate), originate dai corsi d'acqua che scendono verso SW dalle dorsali carbonatiche. Accanto a queste forme, si ritrovano numerose zone di ruscellamento concentrato e scarpate di erosione fluviale o torrentizia (spesso inattive). Le principali forme riconducibili ai processi gravitativi sono essenzialmente gli orli di scarpata di degradazione, talora associabili ad originarie frane da crollo o all'opera dell'uomo. Dai rilievi di campagna e dalle analisi su CTR, non sono stati evidenziati corpi di frana importanti. Le forme strutturali sono rappresentate da scarpate di faglia e scarpate di linea di faglia riconducibili alla tettonica distensiva recente ed attiva. Queste sono evidenziate da rotture morfologiche presenti a più riprese salendo lungo i versanti a nord di Paganica. La scarpata di faglia più evidente è quella posta lungo il bordo nord-orientale dell'abitato di Paganica, lungo la traccia dell'omonima faglia diretta che rappresenta l'espressione in superficie della struttura responsabile del terremoto del 6 aprile 2009 (si veda oltre). Tali variazioni di pendenza,

facilmente osservabili sulla cartografia CTR, sono in parte dovute, o amplificate, da processi di erosione differenziale, soprattutto fra il substrato carbonatico e le coperture quaternarie.

Assetto strutturale

L'area è caratterizzata da un sistema di faglie a direzione prevalente NW-SE, immersione occidentale e cinematica distensiva. La faglia più orientale affiora lungo la valle del Torrente Raiale e a nordovest della stessa, dove ribassa verso SW i litotipi marnosi del substrato litoide su quelli calcarei. La stessa faglia disloca, più a sudest, le puddinghe antiche. Questo indica un'attività della faglia almeno nel Pleistocene medio, ma non ci sono evidenze per considerare la stessa come attiva e capace (evidenze di ripetute dislocazioni negli ultimi 40.000 anni, Gruppo di Lavoro MS, 2008).

Lungo il bordo orientale dell'abitato affiora la faglia nota in letteratura come faglia di Paganica (Bagnaia *et al.*, 1992; Vezzani e Ghisetti, 1998; Boncio *et al.*, 2004; Foglio CARG 359). Si tratta di una faglia diretta ad immersione occidentale con evidenze di attività nel tardo Quaternario che produce scarpate di faglia sui depositi conglomeratici del Pleistocene medio alte fino a 35 m. Dove misurabile, il piano di faglia immerge a SW con un'inclinazione variabile da 55° a 70-80°. Una serie di trincee paleosismologiche scavate dal DPC e dall'INGV dopo il terremoto del 6 aprile 2009 hanno documentato l'attività nel Pleistocene superiore e Olocene di questa faglia. Successivamente al terremoto del 6 aprile, lungo la traccia della faglia sono state rilevate numerose deformazioni del suolo complessivamente riconducibili a fenomeni di fagliazione cosismica di superficie. Si tratta di rotture che interessano sia i terreni che le opere antropiche, indipendentemente dalle condizioni morfologiche, ed in particolare: 1) fenomeni di riattivazione dei piani di faglia con rigetti cosismici di alcuni centimetri (*free face*); 2) fessure aperte lungo la traccia della faglia; 3) fessure aperte accompagnate da flessura della superficie topografica con ribassamenti centimetrici e 4) fratture aperte accompagnate da dislocazione verticale nella forma di gradini centimetrici, sia lungo la traccia della faglia principale che lungo *splays* sintetici di tetto. Tutti i rigetti misurati indicano sistematicamente un ribassamento verso SW. Il rigetto massimo osservato è di circa 10 cm ed è stato misurato nella zona nord-occidentale di Paganica (Pietralata), dove la fagliazione cosismica ha determinato la rottura dell'acquedotto del Gran Sasso (Falcucci *et al.*, 2009; Emergeo Working Group, 2009; Boncio *et al.*, 2010). Tutte queste evidenze indicano chiaramente non solo che la faglia di Paganica è la struttura responsabile del terremoto del 6 aprile, in accordo con i dati sismologici e di interferometria SAR (Chiarabba *et al.*, 2009; Atzori *et al.*, 2009), ma che la fagliazione co-sismica è arrivata in superficie determinando deformazioni permanenti del terreno (fenomeni di instabilità dovuta a fagliazione attiva e capace secondo il Gruppo di lavoro MS (2008).

Un'ulteriore faglia diretta, sempre ad immersione SW, circa parallela a quella di Paganica, è stata ipotizzata al contatto fra i depositi di conoide antica ed i depositi della conoide più recente di Paganica (a tratteggio nella carta geologica, **All. 3.3.b**). Le faglie dirette sopra descritte dislocano i depositi continentali e la superficie di appoggio di questi ultimi sul substrato carbonatico, complicando l'assetto di sottosuolo. La geometria di sottosuolo è stata ricostruita lungo 3 sezioni orientate SW-NE (**All. 3.3.c**). La sezione con maggiori vincoli è la sezione B, dove un pozzo per acqua (L. 464) vincola la profondità del substrato carbonatico (33 m) al tetto della faglia di Paganica. Verso sud-ovest, però, il substrato si approfondisce ulteriormente a causa di una faglia sintetica attiva (riattivata il 6 aprile 2009); le profondità stimate del substrato carbonatico al tetto di quest'ultima faglia sono di 40-50 m. Alcuni vincoli geofisici e di pozzo si hanno lungo la sezione C, dove però non è possibile stimare

la profondità del substrato carbonatico; è possibile invece ipotizzare il limite fra le ghiaie della conoide antica ed i conglomerati sottostanti.

3.2.2.4 Tempera

Nell'area affiorano depositi continentali quaternari del tutto simili a quelli rilevati nell'area L'Aquila est; si tratta di litotipi clastici granulari costituiti da limi lacustri, depositi alluvionali, detriti di versante e depositi eluvio-colluviali, come evidenziato nella Carta geologica e geomorfologica in scala 1:2000 (All. 3.4.a) e nella relativa sezione geologica (All. 3.4.b). I litotipi del substrato affiorano solo nelle aree limitrofe (verso N).

Litologia dei depositi di copertura

- **Brecce cementate** – Presentano caratteristiche del tutto simili a quelle affioranti nell'area L'Aquila est. Sono in appoggio sui litotipi del substrato a una profondità almeno di diverse decine di metri. Lo spessore affiorante è circa 10-15 m ma può raggiungere i 40-50 m. Affiorano lungo tutti i margini ovest, nord ed est dell'area nei settori più rilevati (riferimento CARG: supersintema di Aielli-Pescina, Pleistocene inferiore-medio).
- **Limi lacustri** - Fanno riferimento alla stessa unità distinta nell'area L'Aquila est. Non sono stati osservati direttamente in superficie ma riscontrati nel settore centrale dell'area del sito, in opere di scavo a una profondità inferiore a 3 m, sotto depositi colluviali. In sondaggio sono state individuate interdigitazioni con le brecce cementate, legate a un probabile limite di natura stratigrafica in eteropia laterale; lo spessore complessivo dovrebbe essere di almeno 10 m, ma localmente può essere minore in corrispondenza delle interdigitazioni con le brecce cementate (riferimento CARG: supersintema di Aielli-Pescina, Pleistocene inferiore-medio).
- **Depositati alluvionali terrazzati** - Sono costituiti da alternanze di sabbie e limi, con livelli ghiaiosi di spessore variabile, mediamente addensati, blandamente stratificati. I clasti di ghiaia sono prevalentemente calcarei e variano da sub-angolosi a sub-arrotondati. Il limite inferiore non è osservabile in superficie, ma corrisponde al contatto con i limi lacustri o le brecce cementate. Lo spessore affiorante è inferiore a 5 m. Tali litotipi affiorano a sud dell'area di indagine (riferimento CARG: sistema di Valle Majelama, Pleistocene superiore).
- **Depositati alluvionali** – Sono costituiti da alternanze di sabbie e limi, con livelli ghiaiosi di spessore variabile; sono sciolti o poco addensati, blandamente stratificati. I clasti sono prevalentemente di natura calcarea da sub-angolosi a sub-arrotondati. Lateralmente sono in contatto erosivo con i depositi alluvionali terrazzati. Il limite inferiore non è osservabile in superficie, ma corrisponde al contatto con i limi lacustri o le brecce cementate. Lo spessore affiorante è variabile da pochi metri a oltre 15 m (come osservato nella stratigrafia dei pozzi per acqua L.464). Tali litotipi affiorano a sud dell'area in corrispondenza del corso del Fiume Vera (riferimento CARG: depositi olocenici).
- **Detriti di versante** - Sono costituiti da ghiaia sabbiosa mediamente o poco addensata, con matrice sabbioso-limosa di colore bruno rossastro; i clasti sono prevalentemente calcarei, di dimensione centimetrica (raramente decimetrici), angolosi o subangolosi, localmente sub-arrotondati; si intercalano rari livelli sabbiosi pedogenizzati. Sono blandamente stratificati. Affiorano nel settore settentrionale dell'area in

eteropia o al di sotto di depositi colluviali; sono in appoggio sulle brecce cementate affioranti a nord; verso sud, possono essere in contatto sopra i limi. Presentano uno spessore variabile fino a ca. 5 m (riferimento CARG: depositi olocenici).

- **Depositi eluvio-colluviali** - Sono costituiti da limi argillosi e limi sabbiosi, di colore bruno rossastro, con dispersi rari clasti centimetrici di natura calcarea. Sono blandamente stratificati o in assetto massivo. Affiorano nel settore centrale del sito in eteropia o sovrapposti al detrito calcareo; in profondità sono in appoggio sulle brecce cementate e sui limi; presentano uno spessore inferiore a 5 m ma localmente possono aumentare fino a oltre 15 m come osservato nel sondaggio Tempera 1 (si veda la stratigrafia allegata nel DvD) (riferimento CARG: depositi olocenici).
- **Depositi antropici di riporto** - Sono costituiti essenzialmente da materiali eterogenei limoso-sabbiosi con detrito calcareo e calcinacci. Costituiscono piccoli terrapieni o riporti di cava.

Caratteristiche geomorfologiche

Dal punto di vista geomorfologico l'area è essenzialmente caratterizzata da una serie di scarpate a influenza strutturale di origine naturale e da scarpate antropiche alte fino a oltre 10 m; nella parte settentrionale è inoltre presente una ex cava di prestito adibita a discarica. Si individuano, inoltre, forme fluviali; nel settore ovest è presente una vallecchia a conca e a NE una piana alluvionale di modesta estensione (Le Vicenne). Nella parte meridionale si osserva la piana alluvionale del Fiume Vera ed un terrazzo alluvionale, posto a 2-4 m di altezza dal fondovalle; l'orlo di terrazzo alluvionale è costituito da una scarpata naturale, orientata in direzione WSW-ENE, alta da 2 m a 4 m.

Assetto strutturale

Dal punto di vista tettonico gli unici elementi rilevati nell'area sono costituiti da fratture beanti formatesi in occasione del terremoto del 6 aprile 2009. Si localizzano in prossimità nello spigolo sud-occidentale dell'area. Si tratta di fratture orientate in direzione variabile da N50W-N60W con pendenza da 80° a 90° immergenti sia a SW che a NE; si individua in particolare una coppia di fratture con immersione opposta con geometria a losanga. L'apertura delle fratture varia da pochi millimetri a 5 cm; localmente presentano un rigetto che può raggiungere 2-3 cm. Per quanto riguarda l'assetto geometrico (All. 3.4.b), le unità litologiche presentano prevalentemente giacitura sub-orizzontale o sono clinostatificate parallelamente al versante; solo le brecce cementate presentano una giacitura generale con immersione verso i quadranti sud-orientali (giacitura 145/10).

3.2.3 Indagini geofisiche

3.2.3.1 Prospezioni geoelettriche nell'area di L'Aquila est

Nell'area di L'Aquila est la Provincia di Trento ha realizzato 4 indagini ERT che, collocandosi in punti con caratteristiche geologiche differenti hanno fornito risultati interpretabili solo localmente (si veda la Carta delle Indagini per la loro ubicazione; All.3.1.a). Tutti le indagini sono state effettuate utilizzando 48 elettrodi con una distanza inter-elettrodica di 2 m pari ad una lunghezza complessiva di 94 m; la configurazione utilizzata è stata quella di Schlumberger-Wenner e l'indagine massima di investigazione è risultata di poco inferiore a 12 m.

L'indagine ERT AQEst1 (Fig. 3.2) è caratterizzata da una modesta variabilità nei valori di resistività reale calcolati compresi tra un minimo di circa 20 Ωm ed un massimo pari a circa 250 Ωm .

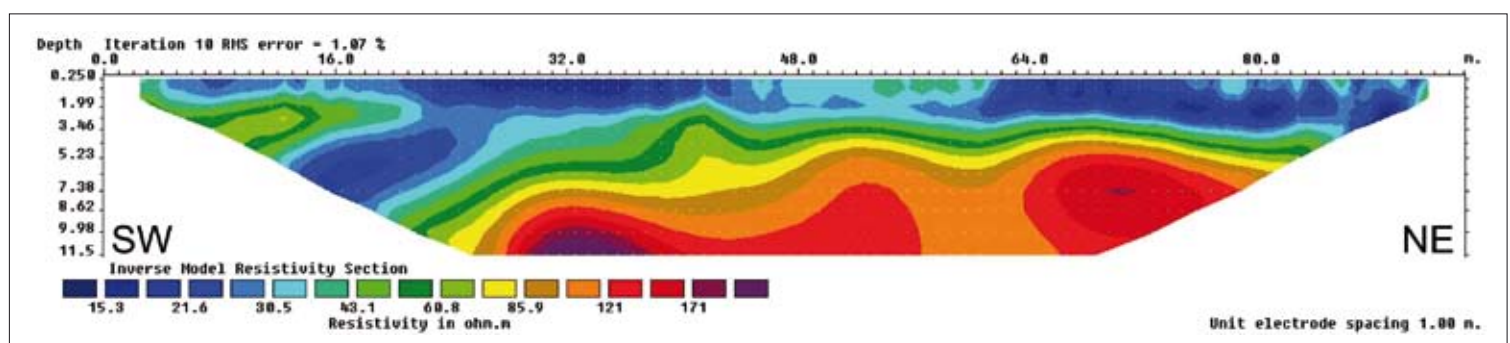
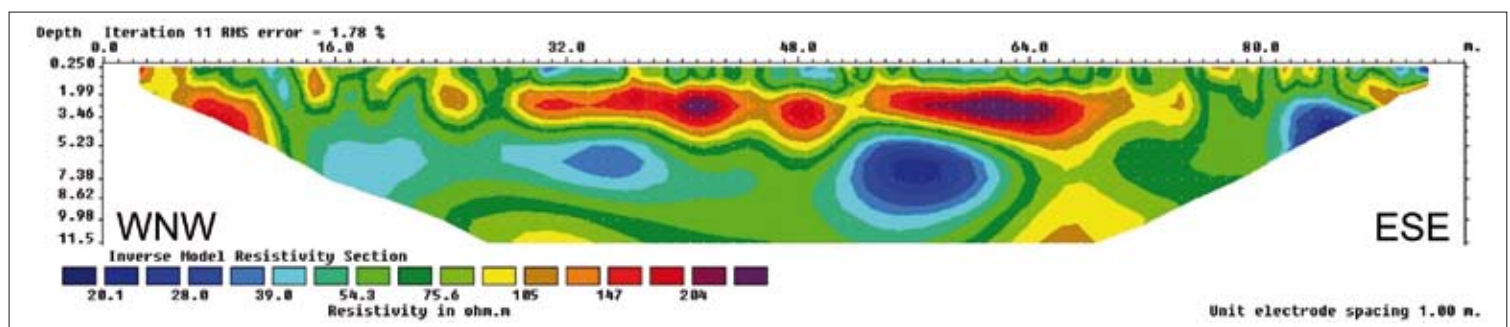
Si osserva la presenza di un livello maggiormente resistivo superficiale con uno spessore massimo prossimo a 5 m che tende a aumentare di spessore in direzione E ma che risulta assente in prossimità del margine orientale dello stendimento. Inferiormente, e sino ad una profondità di circa 10 m, anch'essa con aumento verso E, è presente un livello conduttivo (ρ compresa tra 20 e 70 Ωm circa) mentre inferiormente sembra di poter ipotizzare (i dati non sono esaustivi) un aumento del valore di resistività. Il gradiente di variazione dei valori di resistività appare molto più marcato in corrispondenza del tetto, consentendo di ipotizzare la presenza di una netta separazione litologica; al letto del livello la variabilità in termini di resistività e quindi litologica appare più sfumata. Questo modello stratigrafico non è valido nell'ultima parte di metri dell'array che non evidenzia la presenza del livello resistivo superficiale risultando costituito unicamente dai depositi conduttivi.

L'indagine ERT AQEst2 (Fig. 3.3) è caratterizzata da una variabilità nei valori di resistività reale calcolati, analoga a quella dell'indagine [AQEst1]; i valori, infatti, sono compresi tra un minimo di circa 15 Ωm ed un massimo pari a circa 200 Ωm . La sezione di resistività ottenuta mostra con chiarezza la presenza di un deposito molto conduttivo (valori compresi tra 15 e 30 Ωm) con spessore medio di 4 m che aumenta considerevolmente (sino ad 8 m circa) nella parte iniziale del profilo (orientato S-N); la sua omogeneità in termini di valori di resistività consente di ipotizzare una uniformità litologica. Il gradiente di variabilità dei valori di resistività è elevato individuando una discontinuità netta tra il deposito superficiale e quello sottostante che evidenzia una sostanziale omogeneità; ciò fa ritenere come il deposito indagato possa, in prima approssimazione presentare un'omogeneità litologica.

L'indagine ERTAQEst3 (Fig. 3.4) mostra, a differenza delle indagini precedenti, un campo di variabilità nei valori di resistività molto ampio passando da circa 30 Ωm a oltre 1000 Ωm . La sezione di resistività mostra

Fig. 3.2 → Immagine elettrica lungo il profilo ERT AQEst1.

Fig. 3.3 → Immagine elettrica lungo il profilo ERT AQEst2.



una struttura sostanzialmente piano-parallela con la presenza di livelli resistivi (spessore compreso tra 5 m e 9 m) soprastanti livelli più conduttivi con spessore, dove visibili, di 4 – 5 m. Agli estremi si individua la presenza (l'indagine è orientata approssimativamente S-N) di due piccoli punti conduttivi di spessore limitato (un paio di metri) che, in prima istanza, possono essere ricondotti a artifici di origine antropica. Esattamente al centro del profilo è presente un ulteriore punto conduttivo che può essere ragionevolmente ricondotto all'individuazione di una struttura di origine antropica (esempio tubazione). Si evidenzia però come, in corrispondenza di questo punto cambi repentinamente (sino quasi a raddoppiare) lo spessore del livello resistivo anche se la sequenza stratigrafica, per quanto possibile osservare pare rimanere uniforme.

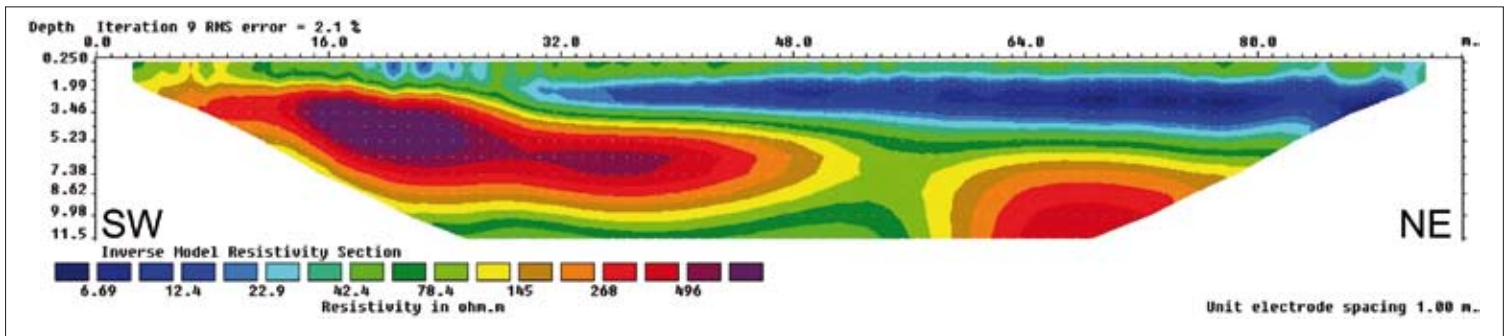
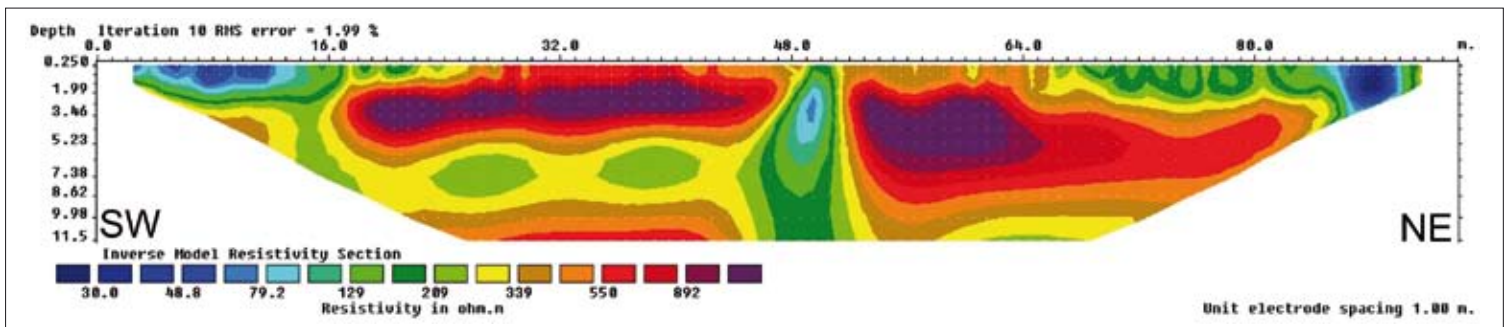
L'indagine ERT AQEst4 (Fig. 3.5) evidenzia un livello di terreno estremamente conduttivo (livelli minimi inferiori a 10 Ωm, massimi pari a circa 30 Ωm) il cui spessore tende ad aumentare tra 0 (margine occidentale del profilo) e circa 6 m (margine orientale). Anche il deposito sottostante, che presenta valori mediamente resistivi (350 – 500 Ωm) sembra presentare una immersione verso oriente; anch'esso come il livello resistivo individuato nell'indagine ERT AQEst3 presenta uno spessore di 4 – 6 m circa e si sovrappone ad un mezzo molto più conduttivo (40 – 70 Ωm)

3.2.3.2 Prospezioni geoelettriche nell'area di Paganica Teatro – N.S.I. – San Gregorio

L'Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale (IMAA) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) di Tito (PZ) ha eseguito un'indagine geoelettrica ad alta risoluzione nell'ambito della Macroarea 3, con lo scopo di valutare l'assetto geometrico dei depositi recenti e le loro relazioni stratigrafiche e/o tettoniche con il substrato pre-Quaternario. L'indagine geoelettrica, in particolare, è consistita nella realizzazione di quattro tomografie di resistività elettrica (ERT) ad alta risoluzione, di cui una ubicata

Fig. 3.4 → Immagine elettrica lungo il profilo ERT AQEst3.

Fig. 3.5 → Immagine elettrica lungo il profilo ERT AQEst4.



nei pressi del teatro di Paganica e tre nel territorio di San Gregorio (si veda la Carta delle indagini per la loro ubicazione; **All. 3.2.a**). La scelta degli allineamenti dei profili è scaturita, d'intesa con il DPC e con il Prof. Paolo Boncio dell'Università G.D'Annunzio di Chieti-Pescara, coordinatore delle indagini della Macroarea 3, in base sia a considerazioni di tipo geologico-strutturale che logistico.

Per i dettagli sulla strumentazione, modalità di acquisizione, analisi ed inversione dei dati di resistività, si rimanda alla relazione estesa allegata nel DvD.

Fig. 3.6 → Ubicazione del profilo ERT 19.

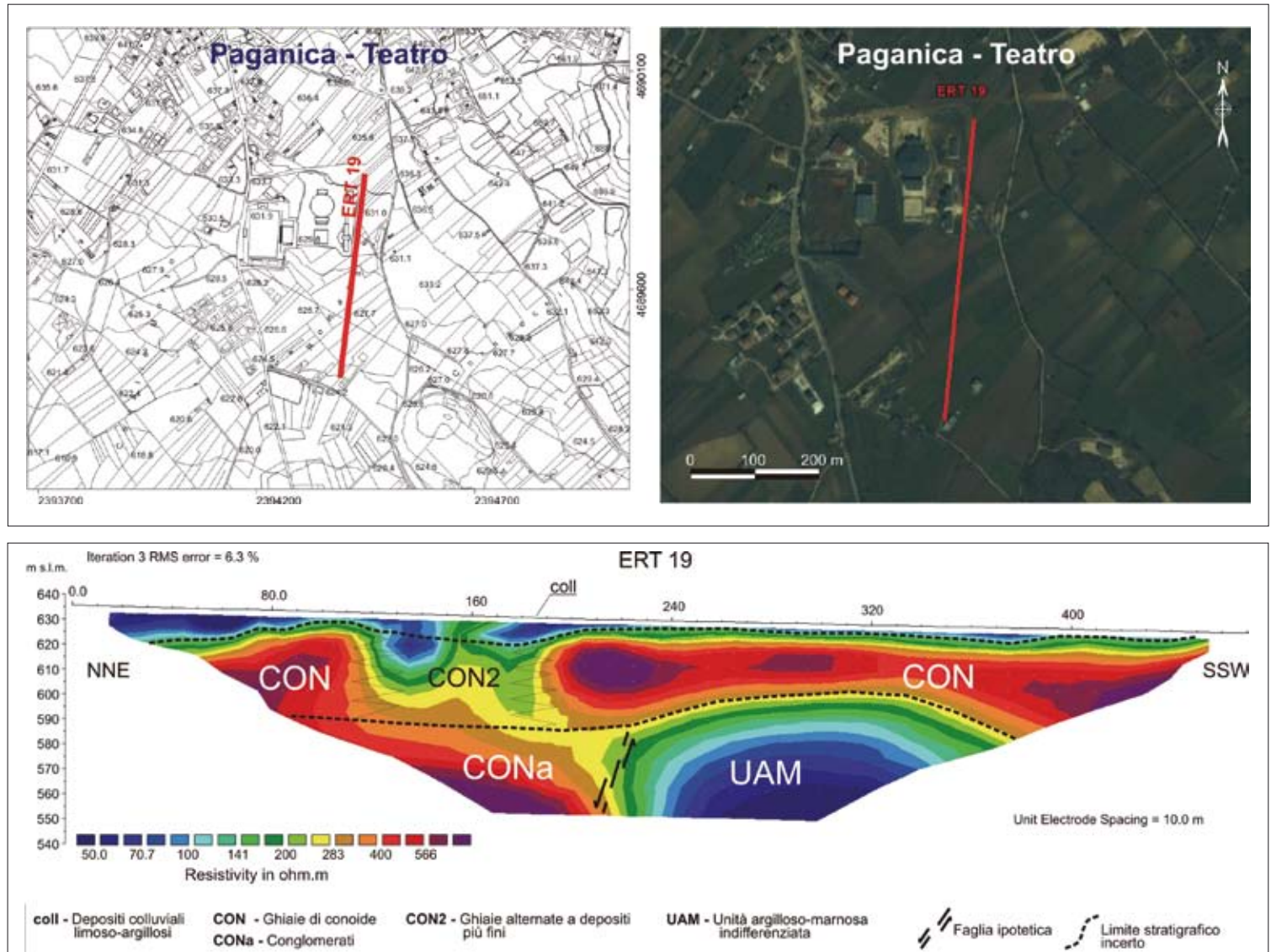


Fig. 3.7 → Immagine elettrica interpretata lungo il profilo ERT 19.

Paganica Teatro

La ERT 19, ubicata nei pressi del teatro di Paganica, è stata realizzata impiegando 48 elettrodi con una spaziatura interelettrodica di 10 m (Fig. 3.6). La lunghezza complessiva della sezione geoelettrica è stata pari a 470 m per una profondità d'investigazione di circa 80 m. Il numero di iterazioni per il raggiungimento del best

fit è risultato essere pari a 3, ottenendo un errore del RMS uguale a 6.3 %. La [figura 3.7](#) mostra l'immagine elettrica ottenuta lungo il profilo ERT 19.

La ERT 19 mostra valori di resistività compresi nell'intervallo da 50 m fino ad oltre 566 Ωm . In particolare, la distribuzione di resistività mette in evidenza un sottile strato superficiale a bassa resistività ($\rho \leq 120 \Omega\text{m}$), interpretabile come depositi eluvio-colluviali recenti (coll). Al di sotto, uno strato più resistivo ($\rho > 120 \Omega\text{m}$), associabile ai depositi di conoide prevalentemente costituiti da ghiaie (CON), interessa l'intera sezione investigata nell'intervallo di profondità 625-585 m. All'interno di tale strato, la presenza di un settore relativamente meno resistivo, tra le progressive 110-190 m, potrebbe essere associabile a depositi ghiaiosi intercalati a depositi più fini (CON2). Nella parte inferiore dell'immagine elettrica, è possibile notare una moderata variazione orizzontale di resistività, tra 210-230 m, che potrebbe essere interpretata come una possibile zona di faglia che metterebbe a contatto i conglomerati (CONa) con il substrato argilloso-marnoso (UAM) ($\rho < 280 \Omega\text{m}$) (si veda la sezione geologica B; [All. 3.2.c2](#)).

San Gregorio

Nella parte occidentale dell'abitato di San Gregorio sono state eseguite due tomografie di resistività elettrica, ERT 20 ed ERT 21 ([Fig. 3.8](#)), impiegando 48 elettrodi con una spaziatura interelettrodica, rispettivamente, di 10 e 5 m. Pertanto, la ERT 20 si estende su di un profilo lungo complessivamente 470 m, raggiungendo una profondità d'investigazione di circa 80 m, mentre la ERT 21 ha raggiunto una lunghezza di 235 m ed una profondità d'esplorazione di circa 40 m. Per entrambe le ERT, il numero di iterazioni per il raggiungimento del *best fit* è risultato essere pari a 3, ottenendo un errore del RMS inferiore o uguale al 5 %. Le immagini elettriche presentano valori di resistività nell'intervallo compreso tra 50 e gli oltre 566 Ωm e sono mostrate in [figura 3.9](#) con la stessa scala di colori.

Da un'analisi congiunta delle ERT, è possibile osservare, sebbene a diversa scala e risoluzione, un relativamente simile pattern di resistività, caratterizzato da variazioni di resistività sia laterali che verticali. Tali analogie elettrostratigrafiche sono essenzialmente dovute alla vicinanza dei due profili, alla stessa orientazione ed al simile contesto geologico investigato. In particolare, le ERT mostrano un sottile strato superficiale discontinuo, con spessore di pochi metri, a medio-bassa resistività ($\rho < 120-140 \Omega\text{m}$), attribuibile ai depositi colluviali recenti (coll), osservati in superficie.

Tra le progressive 80 - 110 m della ERT 21 e 180 - 210 m della ERT 20, è possibile osservare una variazione laterale di resistività, molto più accentuata nella ERT 21, che mette a contatto, fino alle massime profondità investigate, un settore nord-orientale a resistività relativamente alta ($\rho > 120-140 \Omega\text{m}$), associabile al substrato carbonatico (CFR2), con una sequenza elettrostratigrafica a due strati nel settore sud-occidentale. Tale sequenza è costituita da uno strato relativamente resistivo ($\rho > 120-140 \Omega\text{m}$), attribuibile a depositi continentali (CON) (prevalentemente ghiaie), posto al di sopra di uno strato relativamente meno resistivo ($\rho < 280-300 \Omega\text{m}$), attribuibile ai depositi fluvio-lacustri (fl-lac); tali interpretazioni sono state dedotte considerando anche i dati dei saggi geognostici S3-4 ed S3-6 ([Appendice A](#)). Le variazioni laterali di resistività sono stata interpretate come dovute alla faglia di San Gregorio (si vedano il [par. 3.2.2.2](#) e le sezioni geologiche D ed E; [All.i 3.2.c3, 3.2.c4](#)).

L'indagine ERT 13, realizzata al bordo orientale dell'abitato di San Gregorio, è stata effettuata per indagare una zona di substrato carbonatico affetta da danneggiamenti consistenti. Sono stati impiegati 28 elettrodi

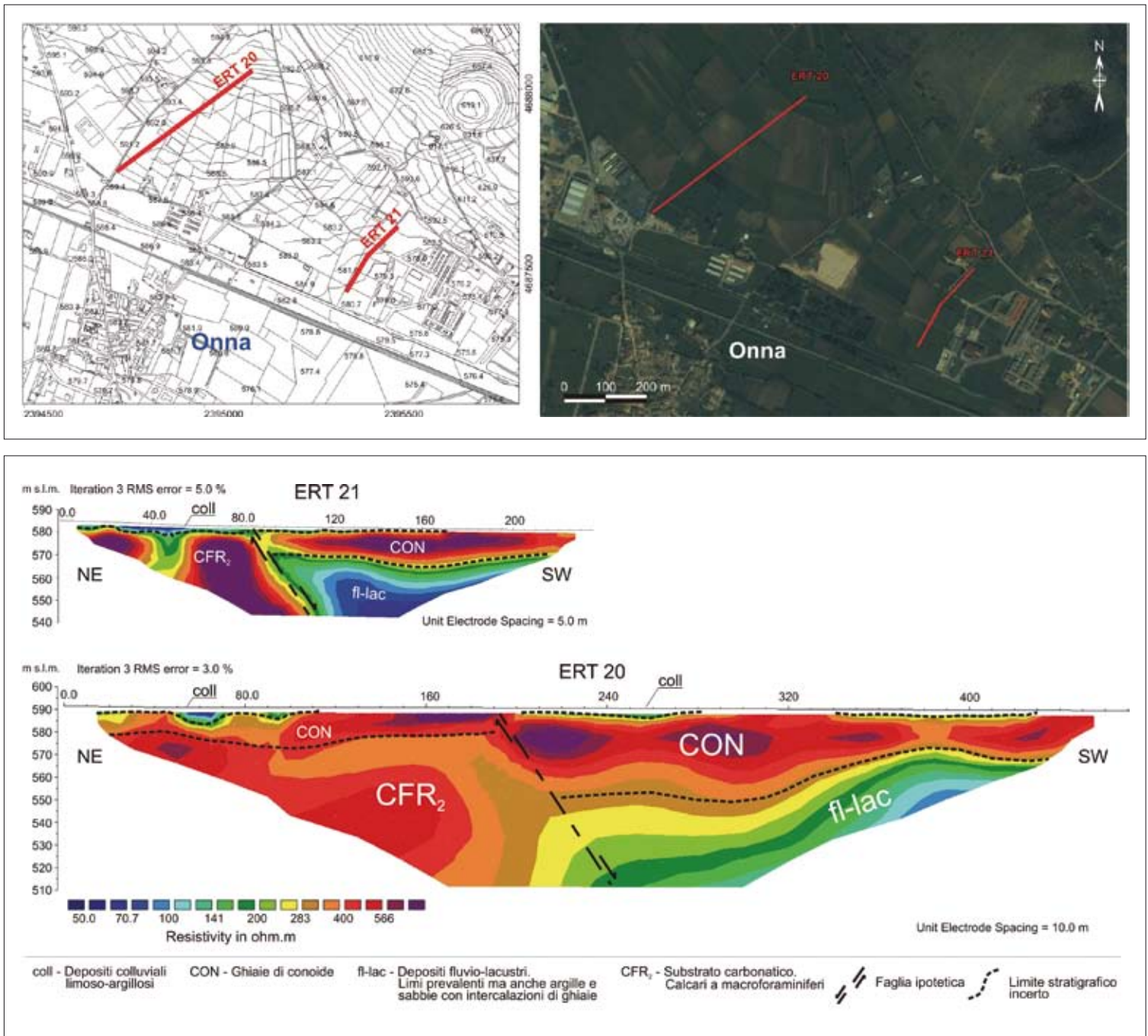


Fig. 3.8 → Ubicazione dei profili ERT 20 ed ERT 21.

Fig. 3.9 → Immagini elettriche interpretate lungo i profili ERT 21 ed ERT 20.

con distanza interelettrodica di 5 m, raggiungendo una lunghezza complessiva di 135 m ed una profondità di esplorazione di circa 25 m (Fig. 3.10). Per il raggiungimento del *best fit* sono state eseguite 3 iterazioni, ottenendo un errore del RMS uguale a 3.8 %. I valori di resistività rilevati sono compresi nell'intervallo da 70 fino ad oltre 1778 Ω m (Fig. 3.11).

La sezione di resistività mostra nel complesso una situazione elettrostratigrafica a tre strati, di cui quello centrale relativamente più conduttivo. In base sia a considerazioni di tipo geologico che alla presenza di dati derivanti da un sondaggio geognostico eseguito nei pressi dell'area d'indagine (Mucciarelli M. - Università della Basilicata,

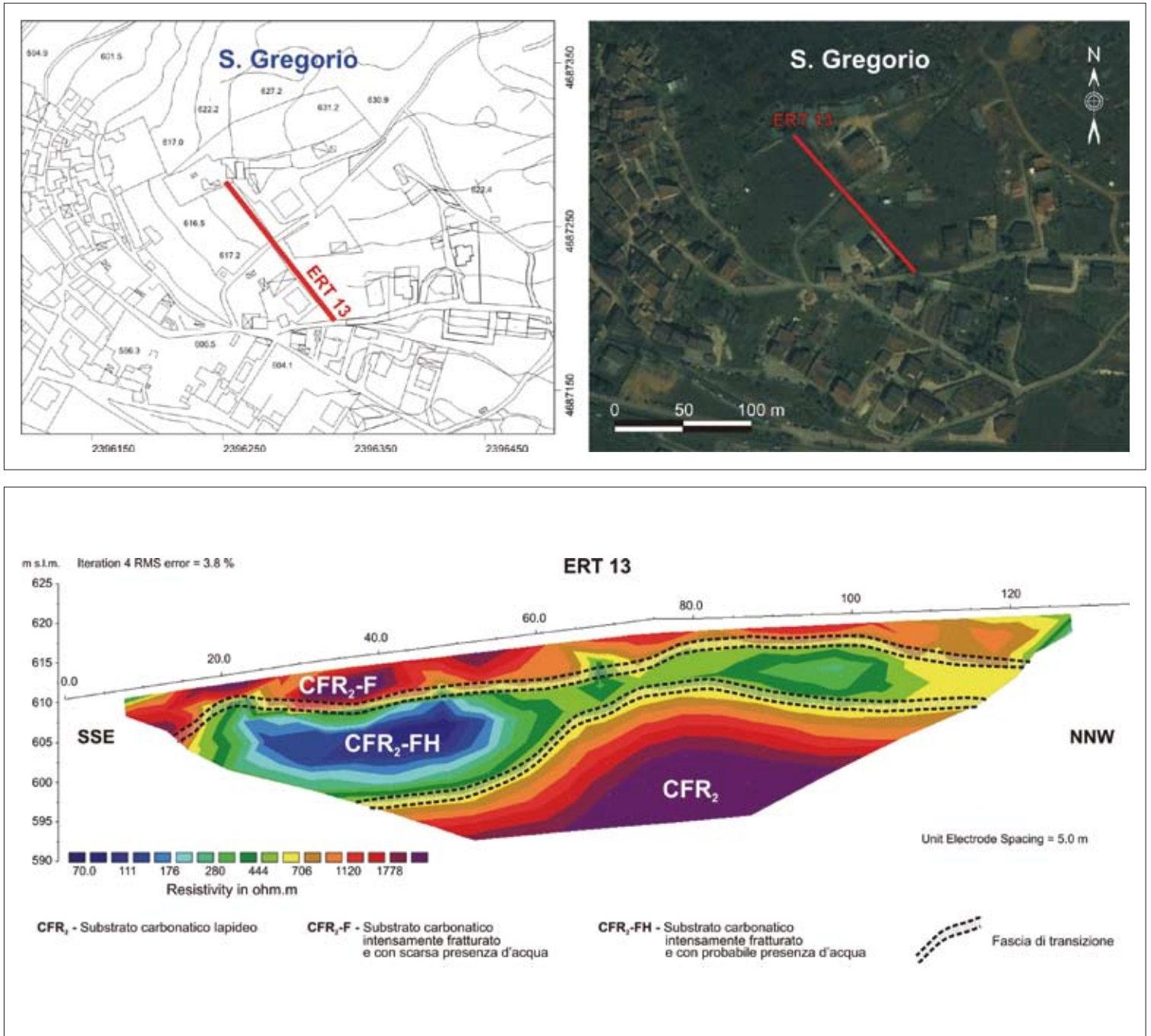


Fig. 3.10 → Ubicazione del profilo ERT 13.

Fig. 3.11 → Immagine elettrica interpretata lungo il profilo ERT 13.

comunicazione personale), si è ipotizzato che tale configurazione elettrica sia dovuta a variazioni fisiche di uno stesso litotipo (substrato calcareo), piuttosto che alla presenza di differenti orizzonti litologici. In particolare, il settore in profondità a più alta resistività ($\rho > 650 \Omega m$) potrebbe essere associato al substrato carbonatico lapideo (CFR₂), come riscontrato nel saggio geognostico ad una profondità di circa 15-16 m dal p.c. L'orizzonte centrale relativamente più conduttivo, che nel settore sudorientale presenta valori di resistività prossimi a 70 Ωm , e il sottile strato resistivo superficiale potrebbero essere associati allo stesso substrato carbonatico, ma intensamente fratturato e con la probabile presenza (CFR₂-FH) o assenza (CFR₂-F) di acqua.

Si precisa che, come nel caso di tutti i metodi geofisici, l'inversione dei dati di resistività è soggetta a limitazioni teoriche. Difficoltà nell'interpretazione dei dati si hanno, infatti, quando sussistono problemi di equivalenza (strati con uguale rapporto o prodotto tra resistività apparente e spessore possono produrre la stessa anomalia) o di soppressione (strati sottili in profondità possono non essere discriminabili). Pertanto, l'indagine geoelettrica eseguita è da considerarsi come ricognitiva e preliminare, fornendo indicazioni solo qualitative sulla natura e caratteristiche geometriche dei corpi sepolti; eventuali interpretazioni quantitative saranno possibili solo integrando dati derivanti da eventuali indagini geognostiche e geofisiche effettuate nei pressi dei profili geoelettrici.

3.2.3.3 Prove di Refraction Microtremors (ReMi)

Nella macroarea 3 sono state effettuate 5 indagini ReMi presso L'Aquila est e 13 indagini ReMi nell'area industriale e nei pressi della frazione di Paganica.

Associate alla maggior parte delle indagini, con finalità di ausilio nella fase di inversione monodimensionale, sono state realizzate singole misure di rumore sismico con la determinazione del rapporto H/V; in totale ne sono state eseguite 15 (su 18 indagini ReMi).

Operativamente sono stati realizzati stendimenti utilizzando un acquisitore digitale RAS24 a 24 canali con dinamica a 24 bit e geofoni da 4.5 Hz; il tempo di ascolto è stato pari a 30 s per ciascuna acquisizione (per 8/9 complessive), con un intervallo di campionamento di 2 ms.

L'intervallo intergeofonico è variato dai 2 m ai 6 m in ragione del sito d'indagine; ciò sia per il differente spazio disponibile, ma pure ed in particolare nell'area dell'Aquila est dove tutti gli stendimenti hanno distanza intergeofonica pari a 2 m, per limitare al minimo eccessivi effetti bidimensionali.

I passi del processo elaborativo sono stati: 1) trasformazione dei formati dei dati; 2) *preprocessing*; 3) calcolo della trasformata $p-f$ per ogni record; 4) *picking* per la costruzione della curva di dispersione; 5) calcolo del modello 1D delle V_s mediante inversione della curva di dispersione. Per la fase di elaborazione dei dati è stato utilizzato un software dedicato denominato ReMi e prodotto dalla Optim LLC.

L'Aquila est

Le indagini sono state realizzate in aree distinte e non contigue pertanto i risultati ottenuti possono essere correlati con difficoltà; in ogni caso l'esame del quadro riassuntivo sotto riportato, consente di effettuare alcune considerazioni.

Si osserva come tutte le aree indagate mostrino la presenza di un primo livello di terreno caratterizzato da valori di V_s modesti ($120 < V_s < 160$ m/s) con spessore compreso tra 2 m e 3 m; inferiormente si rileva la presenza di mezzi ad elevata rigidità con valori di V_s comprese tra un minimo di 600 ed un massimo di circa 1100 m/s; le massime profondità di indagine raggiunte sono di circa 70 m ma in alcuni casi (es. Aquila Est 2) si fermano a circa 10 m dal p.c. (Tab. 3.1). I forti effetti bidimensionali legati alla struttura geologica ed alla morfologia dell'area hanno condizionato la qualità dei dati raccolti che sono generalmente scadenti e che in un caso (Aquila 4) non ne hanno consentito l'interpretazione. Il confronto con le analisi H/V delle quali 4/5 hanno fornito dati interpretabili evidenzia spesso la presenza di picchi di risonanza correlabili con discontinuità superficiali in

TABELLA 3.1		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		AQUILA EST 1		AQUILA EST 1	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	142	2,5		prof. non raggiunta dall'indagine Remi; dalla Vs media totale si stima un valore di 137 m	
2° LIVELLO	827	7			
3° LIVELLO	735	60,5			
4° LIVELLO	955				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO			1,2		
VS 30	553			Classe misura	A1

TAB. 3.1		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		AQUILA EST 2		AQUILA EST 4	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	123	3		picco con maggiore ampiezza a circa 5 Hz che individua la discontinuità a 14 m	
2° LIVELLO	529	11,5			
3° LIVELLO	610				
4° LIVELLO					
5° LIVELLO					
6° LIVELLO			1		
VS 30	423			Classe misura	A1

TAB. 3.1		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		AQUILA EST 3		AQUILA EST 3	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	160	2		picco con maggiore ampiezza a circa 9 Hz (discontinuità a 15 m); applicando la Vs media totale si stima un valore di circa 198 m	
2° LIVELLO	958	15			
3° LIVELLO	1024	68			
4° LIVELLO	907				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO			1,1		
VS 30	732			Classe misura	A1

TAB. 3.1		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		AQUILA EST 4		AQUILA EST 4	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO				visibile con chiarezza picco a 42 Hz e molto più sfumato a 0.6	
2° LIVELLO					
3° LIVELLO					
4° LIVELLO					
5° LIVELLO					
6° LIVELLO					
				Classe misura	A1

TAB. 3.1		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		AQUILA EST 5		AQUILA EST 5	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	121	2		picco con maggiore ampiezza a circa 9 Hz (discontinuità a 15 m); applicando la Vs media totale si stima un valore di circa 198 m	
2° LIVELLO	759	9,6			
3° LIVELLO	592	75			
4° LIVELLO	1129				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO					
VS 30	720			Classe misura	C

Tab. 3.1 → Risultati delle indagini ReMi nell'area L'Aquila est.

accordo alle indagini ReMi; si osserva pure la presenza di picchi a frequenze attorno ad 1 Hz che individuano discontinuità a profondità non raggiunte dalle analisi dei microtremoni.

Paganica Teatro – N.S.I. – San Gregorio

Le indagini sono state effettuate nell'ampia conoide alluvionale che a partire dal paese di Paganica scende sino al Fiume Aterno. L'omogeneità morfologica e per gran parte anche litologica consente di effettuare una correlazione tra le indagini.

Le indagini effettuate mostrano un'omogeneità in termini di livelli di velocità che si trovano nell'intera area d'indagine; considerando le normali variazioni e gli errori insiti nella metodologia effettuata, possono essere distinti 5 livelli di terreno con caratteristiche di rigidità/velocità delle onde SH sufficientemente costanti (Tab. 3.2):

- 1) Il primo livello, presente nell'intera area, è quello del deposito superficiale agrario e areato; le velocità misurate sono comprese tra $100 < V_s < 200$ m/s circa e lo spessore si mantiene sempre di ordine metrico aumentando nella porzione distale della conoide in prossimità del fiume Aterno (ReMi Paganica 8).
- 2) Il secondo livello, con velocità prossime a 350 m/s, si localizza solamente nella porzione Nord Est dell'area indagata presso il teatro di Paganica; il suo spessore è compreso tra 2 m e 6 m circa.
- 3) Il terzo livello è presente nell'intera area con velocità decrescenti da monte verso valle; nella porzione apicale le velocità sono molto elevate (prossime a 1000 m/s) per poi gradualmente diminuire sino a circa 600 m/s in prossimità del Fiume Aterno.
- 4) Il quarto livello presenta velocità inferiori, prossime a 500 m/s, nell'intera area d'indagine ma presenta una consistente variazione di spessore; infatti mentre nel tratto presso il teatro di Paganica presenta spessori di almeno 40 – 50 m, nella porzione centrale (ReMi Paganica 4) si assottiglia sino a scomparire per poi essere nuovamente presente più a valle con spessori di almeno una ventina di metri.
- 5) Infine, inferiormente al quarto livello si riscontra nuovamente un orizzonte ad elevata velocità (di poco superiore a 1000 m/s) che nella porzione più distale presenta valori minori (700–800 m/s); esso potrebbe identificare sia il *bedrock* come presso il punto d'indagine di Paganica 4 che un nuovo orizzonte detritico ad elevato grado di rigidità.

Successivamente alla realizzazione delle indagini è stato effettuato un confronto, dove possibile con i risultati scaturiti dai sondaggi meccanici; i tempi ristretti non hanno però consentito una rielaborazione della modellazione 1D.

Il confronto tra il sondaggio meccanico S.3.3 e l'indagine ReMi Teatro 1 mostra un ottimo accordo nella determinazione del limite stratigrafico a 2.7 m di profondità (argilla sabbiosa sopra ghiaia) che l'indagine geofisica ha individuato a 2.5 m. Il sondaggio meccanico inoltre individua una netta variazione litologica (ghiaia soprastante sabbie limose) a circa 45 m di profondità, variazione individuata pure dall'indagine geofisica che evidenzia un'inversione

TABELLA 3.2 INDAGINE ReMi			INDAGINE H/V		
NOME	ONNA2		ONNA2		
	velocità V_s m/s	prof. letto m	f_s con probabile bedrock sismico	V_s (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	228	7,1			
2° LIVELLO	391	26			
3° LIVELLO	678	56			
4° LIVELLO	795				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO			2,3	450	49
VS 30	349			Classe misura	B2

TABELLA 3.2		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA TEATRO 1		PAGANICA TEATRO 1	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	102	0,8			
2° LIVELLO	342	2,5			
3° LIVELLO	1005	35			
4° LIVELLO	497	119			
5° LIVELLO	883	51			
6° LIVELLO	1236	84			
VS 30	742			Classe misura	A1

TAB. 3.2		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA TEATRO 2		PAGANICA TEATRO 2	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	155	1,2			
2° LIVELLO	350	7,8			
3° LIVELLO	952	42			
4° LIVELLO	480	60			
5° LIVELLO	1200				
6° LIVELLO					
VS 30	603			Classe misura	A1

TAB. 3.2		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 1		PAGANICA 1	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	142	1,2			
2° LIVELLO	762	20			
3° LIVELLO	567	30			
4° LIVELLO	898	119			
5° LIVELLO	1728				
6° LIVELLO					
VS 30	595				

TAB 3.2		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 2		PAGANICA 2	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	131	0,2			
2° LIVELLO	1045	12,5			
3° LIVELLO	845	14,7			
4° LIVELLO	483	26,5			
5° LIVELLO	1032				
6° LIVELLO					
	683 m/s				

TAB 3.2		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 3		PAGANICA 3	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	196	1,7		picco con maggiore ampiezza a circa 9 Hz (discontinuità a 15 m); applicando la Vs media totale si stima un valore di circa 198 m	
2° LIVELLO	858	60			
3° LIVELLO	558	75			
4° LIVELLO	1212				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO					
VS 30	720			Classe misura	C

TAB 3.2		INDAGINE ReMi		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 4		PAGANICA 4	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	119	1,3		chiaro un picco a 25.5 Hz che individua una discontinuità alla prof. Indicativa di 5-6 m non individuata con l'indagine ReMi	
2° LIVELLO	887	13			
3° LIVELLO	484	33			
4° LIVELLO	1086				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO					
	508			Classe misura	B1

Tab. 3.2 → Risultati delle indagini ReMi nell'area Paganica Teatro – N.S.I.

TAB. 3.2		INDAGINE ReM _i		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 5		AQUILA IND. 5	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	115	1,3			
2° LIVELLO	716	14			
3° LIVELLO	472	50			
4° LIVELLO	997				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO					
VS 30	480			Classe misura	C

TAB. 3.2		INDAGINE ReM _i		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 6		AQUILA IND. 6	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	123	1,5			
2° LIVELLO	716	21			
3° LIVELLO	472	45			
4° LIVELLO	887	69			
5° LIVELLO	1017				
6° LIVELLO					
	516			Classe misura	C

TAB. 3.2		INDAGINE ReM _i		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 7		AQUILA IND. 7	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	150	3			
2° LIVELLO	619	14			
3° LIVELLO	436	26			
4° LIVELLO	1176				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO					
VS 30	475			Classe misura	C

TAB. 3.2		INDAGINE ReM _i		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 8		AQUILA IND. 8	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	192	3,6			
2° LIVELLO	920	23			
3° LIVELLO	770	35			
4° LIVELLO	1286				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO					
	615			Classe misura	C

TAB. 3.2		INDAGINE ReM _i		INDAGINE H/V	
NOME		PAGANICA 9		AQUILA IND. 9	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	163	2,3			
2° LIVELLO	648	30,8			
3° LIVELLO	505	60			
4° LIVELLO	1143				
5° LIVELLO					
6° LIVELLO			2,3	520	56
VS 30	529			Classe misura	B1

TAB. 3.2		INDAGINE ReM _i		INDAGINE H/V	
NOME		ONNA1		ONNA1	
	velocità Vs m/s	prof. letto m	fs con probabile bedrock sismico	Vs (m/s) media all'interfaccia	H stimato (m)
1° LIVELLO	353	4,1			
2° LIVELLO	545	8,5			
3° LIVELLO	383	32			
4° LIVELLO	722	73			
5° LIVELLO	745				
6° LIVELLO					
	396			Classe misura	C

di velocità (V_s 1000 m/s superiormente e 500 m/s inferiormente) alla profondità di 35 m. Lo scarto di dieci metri è legato unicamente alla fase di modellazione effettuata senza un'indagine di taratura.

Il confronto tra il sondaggio S.3.4 e l'indagine Paganica 4 evidenzia nuovamente un buon grado di correlabilità; il sondaggio mostra lo spessore del deposito agrario (1.2 m) coincidente con la modellazione geofisica (1.3 m). Inferiormente l'indagine geognostica evidenzia sino a 11 m un unico spessore ghiaioso e successivamente sino a 20 m circa la presenza di alternanze ghiaiose con livelli argillosi e limosi. L'indagine geofisica ha messo in evidenza un'inversione di velocità a 13 m di profondità (900 m/s superiormente, 500 m/s inferiormente) sostanzialmente coincidente con la variazione litologica.

Si osserva una maggiore differenza nella determinazione della profondità del *bedrock* che l'indagine geognostica ha evidenziato a 20 m di profondità e quella geofisica a 33; la differenza è, analogamente a quella precedente, riconducibile alla modellazione "cieca" ma è da tenere pure in considerazione la distanza tra il sondaggio e l'indagine geofisica (poco meno di 1 km in linea d'aria) che può portare ad una variazione della profondità.

La maggior parte delle indagini ReMi sono state abbinate all'analisi dei rapporti spettrali (H/V) al fine di avere un confronto diretto nella modellazione. Come si osserva però dal quadro riassuntivo (Tab. 3.2), l'analisi dei rapporti spettrali ha fornito solo in pochi casi un riscontro interpretabile mentre la maggior parte ha fornito dati di bassa qualità.

3.2.3.4 Prove Down Hole e variazioni della velocità delle onde S con la profondità

Un'analisi dei risultati delle prove Down Hole eseguite nella Macroarea 3 (per l'ubicazione si vedano le Carte delle indagini, All.i 3.1.a e 3.2.a), integrate con alcune MASW, è stata condotta 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 V_s da utilizzare ai fini progettuali. Come vedremo in seguito, infatti, data la forte variabilità litologica e quindi geo-sismica dei terreni superficiali, si rende necessario uno studio specifico per ogni sito di esame.

Un'analisi statistica descrittiva preliminare è stata eseguita sui dati delle V_s ottenute dalle 6 prove Down Hole e da alcuni profili sismici MASW.

Il grafico riportato in figura 3.12 riporta i risultati di tali analisi (e procedure di acquisizione e di elaborazione sono riportate nel DvD allegato). Per ogni profondità nel grafico, è riportato il valore minimo, massimo, la media con la relativa deviazione standard della V_s ed infine il gradiente medio di velocità (dV/dz).

Il diagramma mostra che i minimi ed i massimi di V_s presentano sensibili variazioni nei primi metri di profondità fino ai 7-8 m. Il valore medio di V_s e del gradiente di velocità (dV/dz) infatti, seguono lo stesso andamento con una deviazione standard che si mantiene costante sugli 80 m/s.

Questa anomalia, molto probabilmente, dai sondaggi eseguiti, è riferibile alla presenza di livelli di ghiaie superficiali che con le loro V_s più elevate ne aumentano sensibilmente i valori. Immediatamente al di sotto degli 8 m di profondità, si evidenzia un decremento di V_s legato alla presenza di formazioni limose che spesso in questi terreni si alternano a ghiaie e sabbie. Il valore medio di V_s si mantiene pressoché costante sui 500 m/s tra i 10 ed i 20 m di profondità a cui segue un lineare aumento del gradiente di V_s .

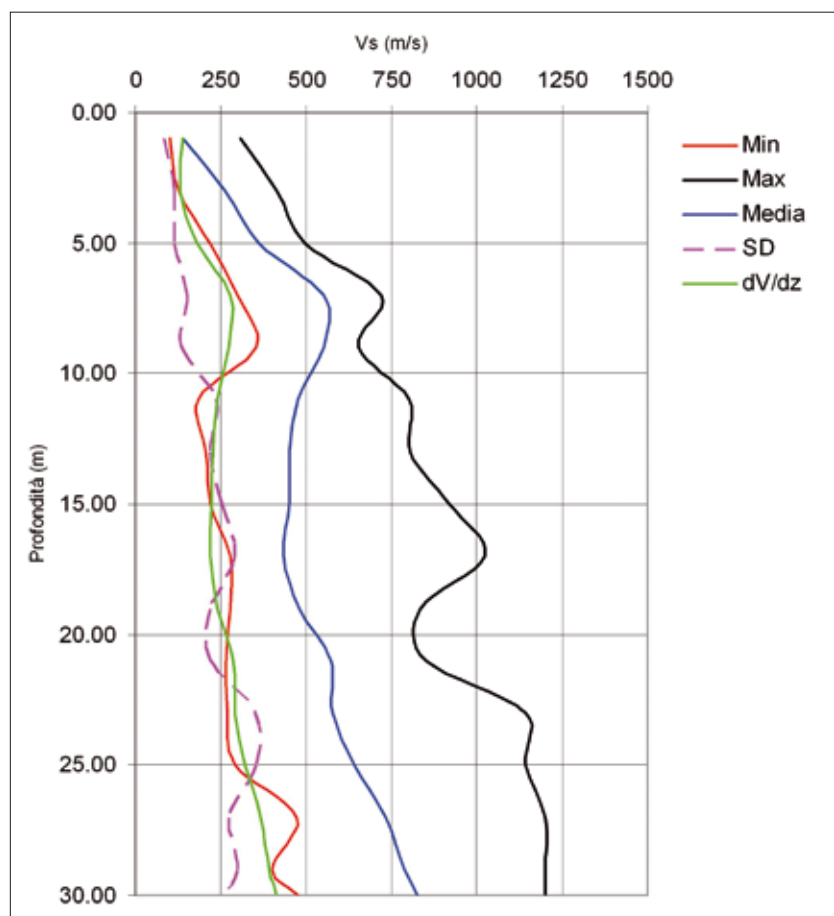


Fig. 3.12 → Andamento della Vs rispetto alla profondità nella Macroarea 3.

A circa 20 m di profondità è presente un decremento di velocità di S dovuto sempre alla presenza di livelli limo-sabbiosi. In conclusione, i risultati dei Down Hole eseguiti nonché quelle delle MASW, mostrano una evidente eterogeneità delle caratteristiche geo-sismiche dei terreni superficiali nei siti analizzati. Questo, evidentemente è legato alla genesi del complesso di sedimentazione che questi depositi hanno subito nei diversi periodi e nei diversi punti della valle dell'Aterno.

3.2.3.5 Indagini di *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)*

Sono state eseguite 3 prospezioni sismiche tipo MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) nell'area del centro abitato di Paganica-Tempera finalizzate alla definizione delle caratteristiche sismo-elastiche dei terreni sub-superficiali (30-40 m di profondità di indagine). Le indagini hanno consentito anche la definizione del profilo verticale di velocità delle onde di taglio nei primi 30 m di terreno. Due indagini sono state eseguite nel settore nord-occidentale (Pag. 1) e sud-orientale (Pag. 2) dell'abitato di Paganica.

La terza indagine è stata eseguita fra i centri abitati di Paganica e Tempera (Tem. 1) (si veda la Carta delle indagini per la loro ubicazione, [All. 3.2.a](#)).

Di seguito vengono sintetizzati i risultati delle indagini. La relazione completa, con documentazione fotografica, allegati tecnici e stime approssimative dei principali parametri sismo-elastici ottenute mediante correlazioni empiriche e sperimentali, viene [allegata nel DvD](#).

Sito Pag. 1

La prospezione MASW è stata eseguita nel settore nord-occidentale dell'abitato (Lat. 42°21'53" Long. 13°27'58") utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2,0 m, con *off-set* di energizzazione pari a 5 m. La prospezione è stata eseguita in parte lungo una striscia di terreno bordata da due strutture murarie; in tali condizioni potrebbero verificarsi fenomeni di disturbo nella propagazione delle onde sismiche tali da influire sulla "pulizia" dello spettro. Di seguito si riporta una tabella riassuntiva del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sismica (Tab. 3.3)

TABELLA 3.3 PARAMETRI STIMATI CON L'INDAGINE MASW PAGANICA 1 (PAG. 1).							
Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0,0	7,1	7,1	0,3	236	3	1,94
2	7,1	11,4	4,3	0,9	300	7	2,01
3	11,4	18,5	7,1	1,5	313	22	1,96
4	18,5	27,3	8,8	1,0	762	17	2,14
5	27,3	35,6	8,3	1,0	863	22	2,17
6	35,6	-	-	-	1216	72	2,23

Tab. 3.3 → Parametri stimati con l'indagine MASW Paganica 1 (Pag. 1).

La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 368 m/s.

Sito Pag. 2

La prospezione MASW è stata eseguita nel settore sud-orientale dell'abitato (Lat. 42°21'25" Long. 13°28'46") utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2,0 m, con *off-set* di energizzazione pari a 2 m. Di seguito si riporta una tabella riassuntiva del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sismica (Tab. 3.4).

TABELLA 3.4							
Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0,0	7,8	7,8	0,7	301	4	1,98
2	7,8	17,4	9,6	1,2	422	15	2,02
3	17,4	23,4	6,0	0,8	328	13	1,97
4	23,4	29,9	6,5	0,6	496	33	2,04
5	29,9	38,9	9,0	0,5	439	32	1,99
6	38,9	-	-	-	1714	116	2,34

Tab. 3.4 → Parametri stimati con l'indagine MASW Paganica 2 (Pag. 2).

La velocità media di propagazione delle Onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 374 m/s.

Sito Tem. 1

La prospezione MASW è stata eseguita fra gli abitati di Paganica e Temperra (Lat. 42°21'59" Long. 13°27'39") utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2 m, con *off-set* di energizzazione pari a 10 m. Di seguito si riporta una tabella riassuntiva del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sismica (Tab. 3.5).

TABELLA 3.5							
Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0,0	3,4	3,4	0,5	214	7	1,93
2	3,4	6,0	2,6	0,7	267	5	1,98
3	6,0	9,2	3,2	0,9	250	24	1,88
4	9,2	13,3	4,1	0,9	306	18	1,95
5	13,3	19,2	5,9	1,0	423	38	2,03
6	19,2	-	-	-	726	28	2,13

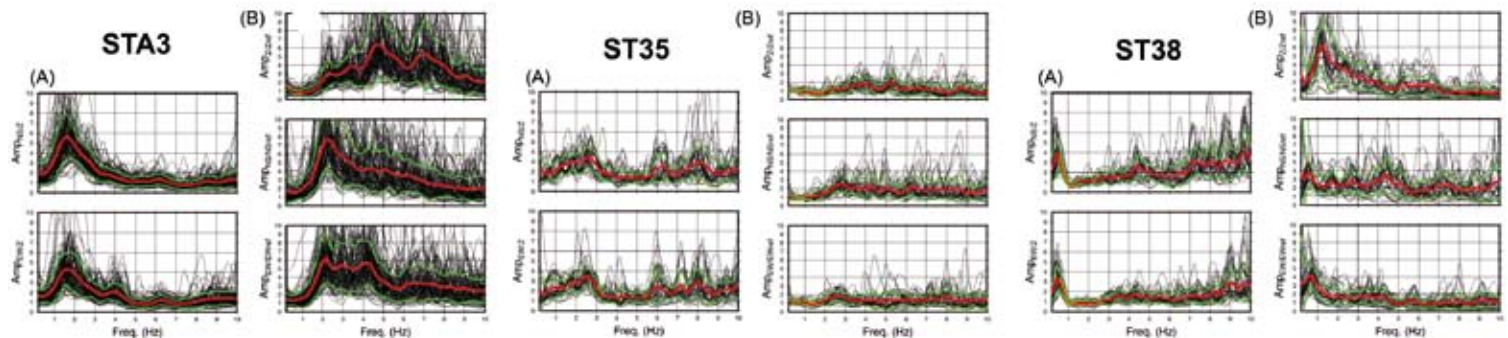
Tab. 3.5 → Parametri stimati con l'indagine MASW Temperra 1 (Tem. 1).

La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 372 m/s.

3.2.3.6 Misure strumentali (*weak motion* e rumore sismico ambientale)

Misure di *weak motion*

Il laboratorio di Sismologia del Dip.Te.Ris., Università di Genova, ha studiato gli effetti di amplificazione locale all'interno della Macroarea 3 attraverso l'installazione di reti sismiche temporanee installate presso i principali centri urbani. Le stazioni sismiche sono state equipaggiate con sensori Lennartz LE-3D/5s (frequenza naturale 5s) ed acquisitori Lennartz Marslite o Nanometrics Taurus. I segnali acquisiti sono stati campionati ad una frequenza di 100 Hz (nel caso dei Taurus) e di 125 Hz (nel caso dei Marslite). La risposta sismica locale è stata definita attraverso l'impiego delle tradizionali tecniche di calcolo secondo lo schema a "singola stazione" (rapporti spettrali H/V – metodo HVSR) ed "a stazione di riferimento" (*Reference Site Method* – RSM)



applicate alle registrazioni dei terremoti fornite dalle stazioni installate in corrispondenza di differenti situazioni lito-stratigrafiche. In particolare la metodologia HVSR è stata applicata alle registrazioni sismiche selezionate sulla base del rapporto Segnale-Rumore (S/N ratio > 15 dB) e calcolando gli spettri di Fourier di finestre di 10 secondi a partire dalla fase S. I rapporti spettrali H/V sono stati calcolati sulla base di spettri elaborati attraverso

Fig. 3.13 → Curve H/V (pannelli A) e H/Href (pannelli B) per le stazioni STA3 (Temperra Sud), ST35 (Nucleo di Sviluppo Industriale di Bazzano) e ST38 (L'Aquila Est). Le linee rosse rappresentano le curve medie mentre le linee verdi la deviazione standard ($\pm 1\sigma$). Le linee nere rappresentano le curve relative a ciascun evento analizzato.

le tradizionali tecniche di *pre-processing* (cosine *tapering* e lisciamento tipo Hanning a 0.8 Hz). La metodologia RSM è stata applicata alle stesse registrazioni considerate all'interno dell'analisi HVSr e considerando lo stesso tipo di *pre-processing*. Per ogni zona considerata all'interno della Macroarea 3 è stato scelto e verificato un sito di riferimento opportuno (i.e. rapporti H/V piatti).

In [figura 3.13](#) vengono riportati alcuni esempi di applicazione dei metodi HVSr e RSM. Una carta di sintesi delle misurazioni strumentali in termini di frequenza fondamentale (F_0) ed ampiezza (A_0) del picco di amplificazione (H/V) viene riportata nell'[Allegato 3.5](#). Per l'ubicazione delle stazioni si vedano le Carte delle indagini di L'Aquila est ([All. 3.1.a](#)) e Paganica-Tempera-N.S.I.-San Gregorio ([All. 3.2.a](#)). Ulteriori dettagli vengono riportati nelle relazioni allegate nel DvD.

L'Aquila est

Nell'area L'Aquila est sono state installate 3 stazioni temporanee ad integrazione della rete sismica installata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Le stazioni hanno operato dal 24 Giugno al 02 Luglio 2009. Sono stati registrati circa 300 terremoti e, per l'analisi HVSr e RSM sono stati selezionati 105 eventi con magnitudo locale compresa fra 1.8 e 3.9. Come sito di riferimento è stata scelta la stazione ST30 installata presso Bazzano in corrispondenza di un substrato roccioso costituito da calcari detritici della Formazione della Scaglia Detritica. Analisi HVSr: risultano evidenti effetti di sito alle frequenze di 0.5 (ST38) e di 1.0–1.5 Hz (ST37) con un livello di amplificazione pari a circa 3.5. Analisi RSM: presso la stazione ST37 risultano evidenti effetti di sito tra 1.5 e 3.5 Hz con un livello di amplificazione pari a circa 3.5 rispetto alla stazione di riferimento ST30; presso la stazione ST38 si riconosce un effetto di amplificazione a 0.5 Hz con un livello di amplificazione pari a circa 4. Da notare inoltre l'amplificazione della componente verticale che, nel caso della stazione ST37, si concentra fra 2.5 e 3.5 Hz con un livello di amplificazione di circa 4 mentre, nel caso di ST38, fra 1.0 e 1.5 Hz con un livello di amplificazione di 6.

Paganica - Tempera (centri abitati)

Presso i centri urbani di Paganica e Tempera sono state installate 17 stazioni sismiche temporanee durante il periodo compreso fra il 20 e il 27 Aprile 2009 e fra l' 08 e il 23 Giugno 2008. Sono stati registrati complessivamente oltre 550 terremoti e, per l'analisi HVSr e RSM, sono stati selezionati 329 eventi con magnitudo locale compresa fra 1.6 e 4.0. Come riferimento è stata utilizzata la stazione STA1 ubicata a Paganica in corrispondenza di un affioramento di substrato roccioso costituito dalle marne stratificate e dai calcari marnosi della Formazione del Bisciario.

Analisi HVSr: presso la maggior parte dei siti analizzati risultano evidenti effetti di sito a frequenze di circa 2.0 Hz. In particolare presso la zona di Tempera sud (STA3, STA4, STA14) e Paganica Ovest (STA8, ST15) sono presenti effetti di sito alle frequenze comprese fra 1.5–3.0 Hz con un livello di amplificazione variabile fra 4 e 6. L'area di Paganica Sud e Sud-Ovest (STA5, STA6, STA7, STA9, ST10, ST11, ST13) presenta effetti di sito molto modesti per frequenze intorno ai 2 Hz con un livello di amplificazione mediamente non superiore a 3; solo nel caso di ST13 è evidente un chiaro effetto di amplificazione a 2 Hz. La stazione STA2 (Paganica Sud-Est) presenta un picco di amplificazione in corrispondenza di circa 5.0 Hz con un livello di amplificazione poco inferiore a 5. Le stazioni ST20 (Tempera Nord) e ST21 (Paganica Nord) presentano modesti effetti di amplificazione per

frequenze comprese fra 4.5 e 5 Hz. La stazione ST12 (Paganica Nord-Est) presenta un debole effetto di amplificazione a circa 7 Hz (solo su componente NS)

Analisi RSM: rispetto alla stazione di riferimento STA1, risultano evidenti effetti di sito tra 2.0 e 4.0 Hz per le stazioni STA3, STA4 e STA8 con un livello di amplificazione compreso tra 4.0 e 6.0. Le stazioni STA2, STA6, STA7, ST11, ST12, ST13, STA14, ST15 e ST20 mostrano un effetto di sito per una banda spettrale ampia compresa tra 3.0 e 9.0 Hz e con un livello di amplificazione variabile tra 4 (STA2, STA7, ST11, ST12, ST13, ST15) e 8 (STA6, ST14 e ST20). La stazione ST21 presenta un effetto di sito a 5.0 – 6.0 Hz con un livello di amplificazione di 7. Le restanti stazioni (STA5, STA9 e STA10) mostrano effetti di amplificazione significativi, talora con valori maggiori di 6.0, per valori di frequenza maggiori di 10 Hz. Da rimarcare la significativa amplificazione della componente verticale che, nel caso delle stazioni STA3, STA4, STA8, ST13 e ST14 riguarda frequenze comprese fra 4.0 e 6.0 Hz con un livello di amplificazione anche maggiore di 5, mentre, nel caso delle stazioni STA5, STA6, ST20 e ST21 coinvolge frequenze superiori ai 6.0 Hz.

Paganica Teatro – N.S.I. - San Gregorio

Presso l'area che comprende le sottozone Paganica Teatro, nucleo industriale di Bazzano e l'abitato di San Gregorio, sono state installate complessivamente 12 stazioni sismiche. Le 7 stazioni ubicate presso la zona industriale di Bazzano e Paganica Teatro hanno operato durante il periodo compreso fra il 23 Giugno e il 02 Luglio 2009 mentre le 5 stazioni installate presso San Gregorio hanno operato tra il 09 e il 24 Giugno 2009. Le 7 stazioni installate nella zona industriale di Bazzano e Paganica Teatro hanno registrato complessivamente 292 terremoti di cui, per l'analisi HVSR e RSM, sono stati selezionati 105 eventi con magnitudo locale compresa fra 1.8 e 3.9. Per queste due sottozone, come stazione di riferimento, è stata utilizzata la stazione ST30 ubicata in corrispondenza di substrato roccioso costituito da calcari detritici della Formazione della Scaglia Detritica. Le 5 stazioni installate presso San Gregorio hanno registrato 174 terremoti fra cui, per l'analisi HVSR e RSM, sono stati selezionati 92 eventi. Come riferimento è stata utilizzata la stazione ST24 ubicata in corrispondenza di substrato roccioso calcareo costituito dalle Calcareni a macroforaminiferi.

Analisi HVSR: per le stazioni installate all'interno della zona di Bazzano e Paganica Teatro non risultano evidenti effetti di sito ad eccezione delle stazioni ST32 (verso San Gregorio) ed ST35 (area industriale Sud) ove sussistono modesti effetti di amplificazione per frequenze comprese fra 2.0 e 3.0 Hz con un livello di amplificazione pari a circa 4.0. Presso la stazione ST36 (area industriale in prossimità del fiume Aterno) si osservano significativi effetti di sito per frequenze intorno a 8.0 Hz con livello di amplificazione superiore a 4. La stazione ST31 (Teatro) presenta dei modestissimi effetti di amplificazione a circa 2 Hz e 4.8 Hz con un livello di amplificazione minore di 3. Presso l'area di San Gregorio si sono evidenziate due tipologie di effetti di amplificazione moderatamente significativi: le stazioni ST22 (in prossimità del centro storico) e ST26 (San Gregorio Sud-Est) mostrano effetti di sito a frequenze comprese tra 2.0 e 3.0 Hz con un livello di ampiezza poco inferiore a 4.0 mentre le stazioni ST23 e ST25 (San Gregorio Ovest) presentano effetti di sito alla frequenza di 2.5 – 3.0 Hz con un livello di amplificazione uguale o leggermente superiore a 4.

Analisi RSM: nell'area del nucleo industriale di Bazzano e di Paganica teatro non si hanno evidenze di particolari effetti di sito rispetto alla stazione di riferimento ST30. Si confermano deboli effetti di sito alle frequenze di 2.0 e 3.0 Hz (con un livello di amplificazione rispetto a ST30 inferiore a 4) per le stazioni ST32 e ST35. Per la stazione ST36 si conferma l'amplificazione a 8.0 Hz e anche una significativa amplificazione a circa 4.0 Hz

che coinvolge anche la componente verticale con un livello di amplificazione rispetto al riferimento di circa 4. Anche per la stazione ST31 (Teatro) si confermano modesti effetti di amplificazione tra 4.0 e 5.0 Hz con un livello di amplificazione rispetto al riferimento ST30 di circa 3. Rispetto alla stazione di riferimento ST24, le stazioni installate presso San Gregorio confermano quanto ottenuto attraverso la tecnica HVSr. In particolare le stazioni ST22 e ST26 presentano rispetto al sito di riferimento un debole effetto di amplificazione (livello di ampiezza <4) alle frequenze comprese fra 2.0 e 4.0 Hz mentre le stazioni ST23 e ST25 presentano significativi effetti di amplificazione (con un livello superiore a 5 -6 volte la stazione di riferimento) alle frequenze comprese fra 2.0 e 5.0 Hz, per ST23, e fra 3.0 e 6.0 Hz, per ST25. Da rimarcare la presenza di significativi effetti di amplificazione della componente verticale rispetto al sito di riferimento alle stazioni ST23 (per frequenze comprese fra 4.0 e 6.0 Hz), ST25 (per frequenze comprese fra 5.0 e 6.0 Hz) e ST26 (alla frequenza di 4 Hz).

Misure sperimentali rumore sismico ambientale

Le misure di rumore sono state elaborate secondo i criteri generali riportati nel volume introduttivo. Si sono evidenziati quattro tipi di risposta ben differenziabili:

- 1) Affioramenti del substrato. Le misure HVSr hanno restituito risposte piatte come atteso, o con limitate amplificazioni in alta frequenza prevalentemente nella località di San Gregorio.
- 2) Inversioni di velocità. Nella zona di L'Aquila Est la presenza di inversioni di velocità restituisce picchi significativi ma di limitata ampiezza.
- 3) Depositi sedimentari. La risposta dei limi e delle alluvioni su substrato restituisce quanto atteso, con picchi di risonanza ben evidenti la cui frequenza diminuisce all'aumentare degli spessori verso i depocentri.
- 4) Conoide di Paganica. Nella zona industriale di Bazzano, nella parte a Nord della strada statale non si evidenziano picchi significativi, poiché il grado di cementazione della conoide diminuisce il contrasto di impedenza sismica con il substrato.

Alcuni esempi delle risposte sismiche locali delle quattro tipologie sono riportati nella **figura 3.14**.

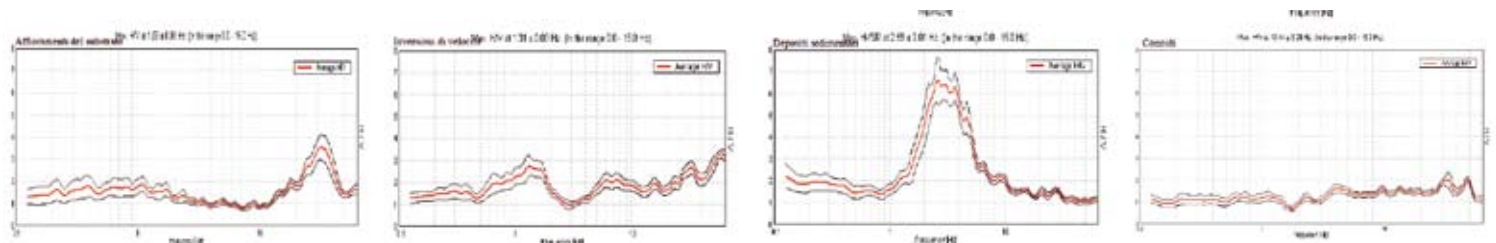


Fig. 3.14 → Esempi di risposte sismiche locali su differenti litologia affioranti.

Una carta di sintesi delle misure di rumore in termini di frequenza fondamentale (F_0) ed ampiezza (A_0) del picco di amplificazione (H/V) viene riportata nell'Allegato 3.5. Per l'ubicazione dei punti di misura si vedano le Carte delle indagini di L'Aquila est (All. 3.1.a) e Paganica-Tempera-N.S.I.-San Gregorio (All. 3.2.a). Tutte le elaborazioni relative alle misure effettuate (stabilità, direzionalità, significatività) sono riportate nel DvD allegato.

Analisi più dettagliate lungo le sezioni geologiche hanno evidenziando variazioni di frequenza dovute a variazioni degli spessori delle coperture. Dove esistevano informazioni relativamente agli spessori degli strati (es., ERT) sono state effettuate inversioni vincolate con la tecnica proposta da Castellaro e Mulargia (2009). Le velocità stimate in questo modo sono risultate in accordo con i valori successivamente ottenuti tramite indagini Down

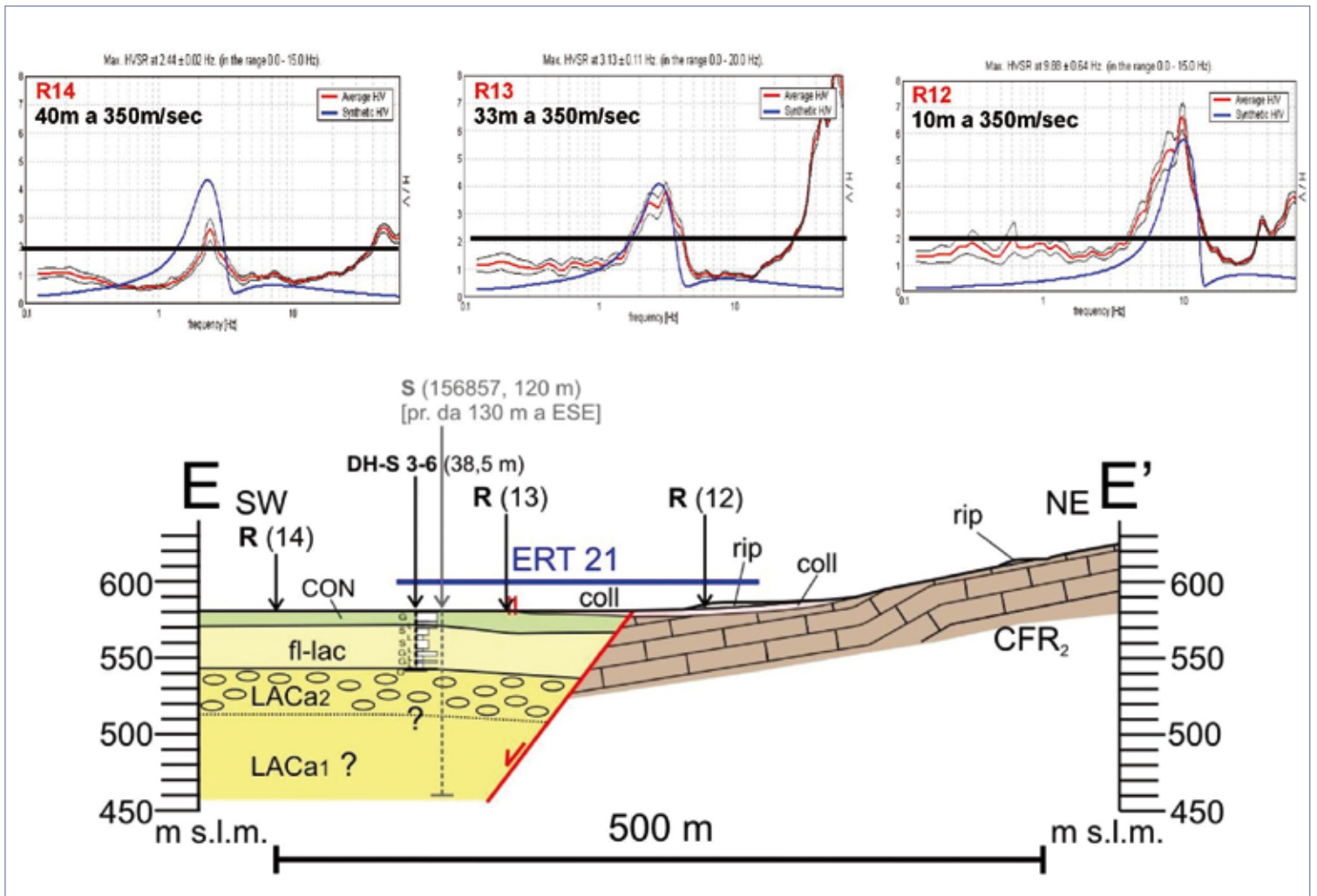


Fig. 3.15 → Esempi di risposte sismiche locali lungo la sezione E-E' dell'area Paganica Teatro - N.S.I. - San Gregorio (All. 3.2.c4).

Hole. I valori medi di velocità stimati dall'inversione vincolata dell'HVSR sono stati utilizzati per ricavare le profondità dove, sulla stessa litologia, non erano disponibili informazioni in tal senso. La figura 3.15 mostra un esempio della procedura sopra descritta per una sezione ortogonale alla faglia di San Gregorio (si vedano anche gli Allegati 3.2.c1-4).

3.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

3.3.1 Carta di Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1)

Nelle Carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica (livello 1) sono state distinte diverse microzone ritenute omogenee in prospettiva sismica, secondo il gruppo di lavoro MS (2008). Per la realizzazione delle carte si è tenuto conto delle caratteristiche geologico-geomorfologiche di superficie, della geologia di sottosuolo ricostruita dalle sezioni geologiche e dai dati sia geofisici che di sondaggio, e dei risultati emersi dalle misurazioni strumentali (R e WM). Sono state distinte: 1) zone stabili; 2) zone stabili suscettibili di amplificazione locale per effetti stratigrafici (prevalentemente) e/o per effetti topografici; e 3) zone suscettibili di instabilità. Le zone stabili sono caratterizzate da affioramenti di substrato lapideo o granulare cementato con pendenze inferiori a 15°; le aree con pendenza superiore a 15° sono state inserite fra le zone suscettibili di amplificazione per effetti topografici. Tutte le aree con depositi di copertura continentali non cementati sono state considerate suscettibili di amplificazioni locali per effetti stratigrafici, con pericolosità variabile in funzione della locale stratigrafia. Nelle zone suscettibili di instabilità sono state inserite quelle aree interessate da "faglie attive e capaci". Non sono stati rilevati altri elementi di instabilità (es. frane).

In riferimento alle zone suscettibili di instabilità per "faglie attive e capaci", queste si riferiscono al sistema di faglie dirette attive, ovvero capaci di rompere in superficie, a direzione media ~N130°, che caratterizzano il paesaggio urbano degli abitati di Paganica e San Gregorio. Tali zone sono comprensive anche dei principali sistemi di fratture superficiali osservate in occasione del terremoto del 6 aprile 2009. In funzione dei dati disponibili, sono state distinte delle "Zone di Rispetto" (es. faglia di Paganica) e delle "Zone di Attenzione" (es. faglia di San Gregorio e allineamenti di fratture cosismiche non associate chiaramente a faglie). Le zone definite "di Attenzione" necessitano di ulteriori approfondimenti.

3.3.1.1 L'Aquila est

La carta di Livello 1 dell'area L'Aquila est, riportata nell'[Allegato 3.1.d](#), è costituita da 14 zone, tutte stabili suscettibili di amplificazione locale per effetti stratigrafici. Un sovrassegno contraddistingue le aree con pendenza superiore a 15°.

Anche gli affioramenti di litotipi appartenenti al substrato geologico *sensu latu* sono stati inseriti nelle aree suscettibili di amplificazione per le scadenti caratteristiche meccaniche, fra cui i piccoli affioramenti di litotipi calcarei molto fratturati (Zona 1) ed i litotipi arenaceo-pelitici, caratterizzati da bassi valori di Vs (Zona 2; si veda il [par. 3.2.3.4](#)). Nel settore sud-orientale i litotipi arenaceo-pelitici sono localmente coperti da spessori variabili (1-10 m) di depositi eluvio-colluviali (Zona 12), detriti di versante (Zona 13) e depositi alluvionali (Zona 14); ciò può determinare una variabilità locale della risposta sismica in tali microzone con picchi di amplificazione a frequenze da alte a moderate in funzione degli spessori di coperture ([All. 3.5](#)).

La maggior parte dell'area è caratterizzata dall'affioramento di brecce cementate affioranti o coperte da spessori variabili di depositi superficiali (detrito di versante, depositi eluvio-colluviali, depositi antropici di riporto). Le

brecce sono a loro volta in appoggio su limi lacustri (a ovest) o su litotipi arenaceo pelitici (a est) determinando una notevole eterogeneità delle microzone in prospettiva sismica.

Nelle Zone 3 e 4 le brecce calcaree sono affioranti, presentano spessori differenti e poggiano sui litotipi arenaceo-pelitici o sui limi lacustri determinando condizioni di inversione della velocità delle onde sismiche, più o meno accentuate rispettivamente a est e a ovest, evidenziate dalle prove Down Hole (Allegato 3.1.c; par. 3.2.3.4). Localmente alle brecce cementate si intercalano lenti di limi calcarei determinando variabilità locali della risposta sismica (Zona 5). Situazione simile si osserva laddove le brecce sono coperte, con spessori da bassi a moderati (1-10 m), da depositi colluviali (Zona 7 e 10), da detrito di versante (Zona 8) e da depositi alluvionali (Zona 9). Anche in questo caso le misure strumentali individuano picchi di amplificazione a frequenze alte o talora moderate in funzione degli spessori delle coperture (Alli 3.1.c, 3.5).

Le condizioni probabilmente più critiche, in termini di amplificazione locale per stratigrafia, vengono segnalate in corrispondenza degli elevati spessori (fino a oltre 15 m e localmente fino a 30 m) di depositi di riporto antropico (Zona 6 e 11; Loc. Vasche del Vento, cimitero, ecc); date le caratteristiche del tutto scadenti descritte nei paragrafi precedenti, questi depositi hanno evidenziato una forte eterogeneità della risposta sismica, documentata dalle analisi di microtremiti e *weak motion* che evidenziano picchi di amplificazione anche a medio-bassa frequenza o anche picchi multipli (Alli 3.1.c, 3.5).

Nella carta di livello 1 vengono inoltre riportati quegli elementi topografici di interesse ai fini della microzonazione sismica quali scarpate antropiche e scarpate ad influenza strutturale in corrispondenza delle brecce cementate (altezza fra 10 m e 20 m), valli sepolte al di sotto delle coperture antropiche e cavità sotterranee.

3.3.1.2 Paganica Teatro – N.S.I. – San Gregorio

La carta di livello 1 dell'area Paganica Teatro – N.S.I. – San Gregorio, riportata nell'Allegato 3.2.d, è costituita da 17 zone stabili ed una zona suscettibile di instabilità per faglia attiva e capace (FA).

Le Zone 1 e 2 sono zone stabili in cui affiora il substrato lapideo stratificato (Zona 1) ed il substrato granulare cementato (Zona 2) con pendenze inferiori a 15°, quindi considerate non suscettibili di amplificazione locale. Le Zone 3a e 3b sono zone di substrato, rispettivamente lapideo e granulare cementato, con pendenze superiori a 15°, quindi con possibili amplificazioni topografiche.

Le Zone da 4 a 17 sono zone stabili suscettibili di amplificazione locale per effetti stratigrafici.

La Zona 4 include un'area di substrato lapideo stratificato con fratturazione molto intensa; secondo i dati di un sondaggio, tale zona intensamente fratturata potrebbe raggiungere i 15-16 m di spessore (Mucciarelli M. - Università della Basilicata, comunicazione personale). Le misure R indicano picchi nei rapporti H/V a frequenze fra 2 e 2.5 Hz con ampiezza 8 (All. 3.5).

La Zona 5 include affioramenti di depositi continentali costituiti, in buona parte, da litotipi granulari cementati e litotipi fini (prevalentemente limi) da molto consistenti a cementati.

Tuttavia, questa zona è stata inclusa fra quelle suscettibili di amplificazioni locali perchè lo stato di alterazione superficiale di tali depositi potrebbero renderli non assimilabili al substrato sismico, con possibili variazioni laterali nelle caratteristiche meccaniche anche significative. È necessario specificare che per queste zone non

ci sono misure dirette di V_s o altre caratterizzazioni meccaniche. Quindi, la risposta locale in queste zone deve essere approfondita, se necessario, con ulteriori indagini.

Le Zone 6, 7 ed 8 sono caratterizzate da coperture alluvionali e detritiche ghiaiose (Zona 6 e 7) o sabbioso-limose (Zona 8) direttamente sul substrato, con spessori variabili da 5-15 m (Zona 6) a 1-5 m (Zona 7 e 8). Nella Zona 8, in corrispondenza del centro abitato, le misure R hanno mostrato o deboli amplificazioni a ca. 3 Hz con ampiezza di poco superiore a 2 o un picco H/V più pronunciato a frequenze di 5 Hz con ampiezza 4 (All. 3.5).

Le Zone 9 e 10 rappresentano le principali aree di affioramento dei depositi di conoide di Paganica. La differenza fra le due zone consiste nel fatto che per la Zona 9 ci sono informazioni, anche se incomplete, sulla profondità del substrato lapideo (da 75 m nel settore settentrionale a più di 115 m nel settore meridionale); queste informazioni sono invece totalmente assenti per la Zona 10 (profondità > di 130 m) (si veda la sezione A dell'Allegato 3.2.c1). Inoltre, i dati di sottosuolo disponibili, anche se affetti da incertezza (stratigrafie dei pozzi per acqua della L. 464), indicano che nella Zona 10 le intercalazioni limose all'interno delle ghiaie sono sensibilmente più spesse; soprattutto l'intercalazione più superficiale (5-17 m, con ispessimento verso sud). In entrambi le zone, sia le misure R che WM non mostrano evidenze di amplificazioni significative, suggerendo l'assenza di un chiaro contrasto di impedenza in profondità, ad eccezione della parte centrale della Zona 10 dove si osservano modesti picchi nei rapporti H/V intorno a 2.5 Hz con ampiezza fra 3 e 4 (All. 3.5).

La Zona 11 ha una stratigrafia simile alla Zona 9; se ne differenzia per la presenza di coperture eluvio-colluviali limoso-argillose di spessore variabile da 3 a 10 m che giustificano i picchi ad alta frequenza nei rapporti H/V delle misure R (11 Hz, ampiezza 4-5; All.i 3.2.c2 e 3.5).

La Zona 12 ha una stratigrafia simile alla Zona 10; se ne differenzia per la presenza di coperture alluvionali sabbiose di spessore variabile da 5 a 10 m. Anche in questo caso, i picchi ad alta frequenza nei rapporti H/V delle misure R e WM (da 5.5 a 8.5 Hz, ampiezze da 3 a 3.5) potrebbero essere legati alla presenza di questo strato superficiale più soffice (All.i 3.2.c1 e 3.5).

Le Zone 13 e 14 sono ubicate al letto della faglia di San Gregorio e sono caratterizzate da spessori relativamente modesti di depositi ghiaiosi direttamente sul substrato lapideo. Tali spessori aumentano progressivamente da sudest verso nordovest, fino ad un massimo di 20-25 m. La Zona 14 differisce dalla 13 per la presenza di coltri sottili di depositi eluvio-colluviali limoso-argillosi (3-5 m). Le misure R mostrano picchi nei rapporti H/V intorno a 3.5 Hz (ampiezza 4) nella Zona 3. Nella Zona 4 si osservano picchi intorno a 4.5 Hz (ampiezza di poco superiore a 3) o a frequenze decisamente più alte (ca. 10 Hz, ampiezze fra 6 e 7) dove le coperture sono più sottili, cioè verso est-sudest (All.i 3.2.c3-4, 3.5).

Le Zone 15 e 16 sono ubicate al tetto della faglia di San Gregorio e sono caratterizzate da un substrato lapideo molto più profondo rispetto alle adiacenti Zone 13 e 14 (circa 190 m per la Zona 15; più di 120 m per la Zona 16). La differenza sostanziale della Zona 15 rispetto alla 16 è dovuta alla presenza, al tetto della successione stratigrafica, dei depositi ghiaiosi della conoide di Paganica. Gli spessori delle ghiaie diminuiscono progressivamente verso sud-sudest, da un massimo di ca. 30 m nel settore nord-occidentale fino a scomparire in corrispondenza del limite di zona. Al di sotto delle ghiaie di conoide, o direttamente dalla superficie topografica nella Zona 16, ci sono depositi prevalentemente sabbioso-limosi piuttosto soffici dello spessore di 20-30 m (fl-lac nelle sezioni geologiche, All. 3.2.c; si vedano i paragrafi 3.2.2.5 e 3.2.3). Al di sotto di tali depositi, ci sono ghiaie e conglomerati (LACa2 in carta e sezioni geologiche, All.i 3.2.b e 3.2.c) che hanno, secondo le prove Down Hole, V_s superiori a 800 m/s (par.

3.2.3.4). Questo suggerisce che il tetto di tale unità possa essere considerato come il tetto del substrato sismico. Le misure sia R che WM indicano frequenze di risonanza mediamente più basse rispetto alle adiacenti Zone 13 e 14 (fra 2.5 e 3 Hz, ampiezze fra 2.6 e 6.5), a conferma di un contrasto di impedenza più profondo che ben si correla con il tetto dell'unità LACa2 (All.i 3.2.c3-4, 3.5).

La stratigrafia della Zona 15 è significativamente differente da quella delle Zone 9 e 10, anche se le tre zone appartengono tutte all'area di affioramento della conoide di Paganica. Questo motiva la distinzione fra le varie zone, anche se i limiti che le separano sono piuttosto incerti (limiti tratteggiati nella carta di livello 1, All. 3.2.d).

La Zona 17 è caratterizzata dalla presenza di accumuli antropici e materiale di discarica di spessore variabile.

La Zona suscettibile di instabilità per faglia attiva e capace (FA) include due tipologie di instabilità, 1) la zona circostante la faglia attiva e capace di San Gregorio e 2) zone di fratturazione cosimica del terremoto del 6 aprile 2009 la cui associazione a movimenti lungo faglie attive e capaci deve essere verificata. Ad entrambi è stata data la definizione di "Zona di Attenzione" per distinguerle dalla "Zona di Rispetto" della faglia attiva e capace di Paganica, dove i dati a disposizione sono decisamente superiori rispetto all'area di San Gregorio (si veda oltre).

1) Considerata la scarsa evidenza geologica e morfologica relativa alla faglia di San Gregorio, localizzata principalmente in zona di piana alluvionale, in questa fase si è ritenuto opportuno delineare un'ampia Zona di Attenzione che tenesse conto dell'incertezza suddetta. Tale fascia ha un'ampiezza variabile in funzione dei vincoli geologici relativi alla geometria della faglia principale e dell'insieme delle fratture co-sismiche del terreno verificatesi in occasione del terremoto del 6 aprile (si veda il **paragrafo 3.2.2.2** e la bibliografia citata). In particolare, tale fascia è delimitata verso occidente dall'allineamento di fratture co-sismiche. Verso oriente, essa è delimitata dalla proiezione in superficie della faglia, così come desumibile dai dati geofisici e di sottosuolo (ERT multiscala e sondaggi geognostici), cui è stata aggiunta una fascia di incertezza di 30 m. Complessivamente, tenuto conto della possibile geometria della faglia e dell'andamento delle fratture cosimiche, la Zona di Attenzione ha un'ampiezza variabile da 110 m a 130 m.

All'interno di tale Zona di Attenzione sarà necessario effettuare ulteriori indagini di dettaglio (es. ulteriori ERT seriate, indagini di sismica a riflessione ad alta risoluzione, sondaggi geognostici) per vincolare la traccia in superficie della faglia lungo tutta la sua estensione. Inoltre, dopo tali indagini geofisiche saranno necessarie delle indagini paleosismologiche per quantificare l'effettiva attività ripetuta della faglia negli ultimi 40.000 anni, come suggerito dal Gruppo di Lavoro MS (2008). Queste indagini consentiranno di: a) valutare se la faglia di San Gregorio debba effettivamente essere inserita all'interno di una Zona di Rispetto analoga a quella definita per la faglia di Paganica e b) definire con maggiore precisione la geometria in pianta e l'ampiezza di tale zona.

2) Sono state definite delle strette Zone di Attenzione lungo allineamenti di fratture co-sismiche del terreno verificatesi in occasione del terremoto del 6 aprile 2009. In particolare, queste includono due zone poste fra il centro abitato di Paganica ed il N.S.I., una zona posta immediatamente ad est-nordest del centro storico di San Gregorio e tre zone poste a sudest di Paganica. L'allineamento di tali fratture suggerisce una probabile origine tettonica. Tuttavia, i dati ad oggi disponibili non consentono di stabilire se tali fratture siano l'espressione in superficie di faglie attive e capaci o se rappresentino una deformazione distribuita

all'interno del blocco di tetto della faglia sismogenica di Paganica, senza precisa corrispondenza con faglie attive e capaci. Per questi allineamenti, si è deciso di definire delle fasce disposte simmetricamente rispetto alle fratture con un'ampiezza di 15 m + 15 m. Queste zone necessitano di ulteriori indagini geofisiche e geologiche finalizzate a verificare la presenza dell'eventuale faglia attiva e capace ed eventualmente a definire le associate Zone di Rispetto.

3.3.1.3 Paganica

La carta di livello 1 del centro abitato di Paganica, riportata nell'**Allegato 3.3.d**, è costituita da 12 zone stabili ed una zona suscettibile di instabilità per faglia attiva e capace (FA).

Le Zone 1 e 2 sono zone stabili in cui affiora il substrato lapideo stratificato (Zona 1) ed il substrato granulare cementato (Zona 2) con pendenze inferiori a 15°, quindi considerate non suscettibili di amplificazione locale.

Le Zone 3 e 4 sono zone di substrato, rispettivamente lapideo e granulare cementato, con pendenze superiori a 15°, quindi con possibili amplificazioni topografiche.

Le Zone da 5 a 12 sono zone stabili suscettibili di amplificazione locale per effetti stratigrafici.

La Zona 5 è caratterizzata da depositi alluvionali ghiaiosi che affiorano diffusamente nella zona del centro abitato, hanno spessori variabili da 10 a 40 m e poggiano su un substrato granulare cementato (conglomerati). Le misure sia R che WM mostrano, nel settore sud-orientale, picchi nei rapporti H/V intorno a 2-2.5 Hz con ampiezze di poco superiori a 2 o comprese fra 3 e 3.5. Nel settore nord-occidentale si osservano picchi a frequenze leggermente più alte (2.5-3 Hz) con ampiezze fra 4.5 e 6; in un caso si osserva un modesto picco (ampiezza circa 3) a bassa frequenza (0.6 Hz) (**All. 3.3.c, 3.5**).

Le Zone 6 e 7 sono caratterizzate da spessori modesti (fino a 8 m) di coperture detritiche prevalentemente ghiaiose poggianti direttamente su un substrato granulare cementato o lapideo (Zona 6) oppure su depositi alluvionali ghiaiosi (Zona 7). È disponibile una sola misura R nella Zona 7 (settore nord-occidentale) che mostra un picco nei rapporti H/V a 3.7 Hz di ampiezza di poco superiore a 3.

Le Zone 8 e 9 sono caratterizzate da coperture colluviali, spesse fino a 8-10 m, in appoggio sui depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi della zona 5. Le differenze fra le Zone 8 e 9 sono dovute principalmente alla litologia delle coperture colluviali, prevalentemente limose per la Zona 8 e prevalentemente ghiaiose per la Zona 9. Le misure R disponibili indicano, per la Zona 8, picchi nei rapporti H/V fra 2.5 e 3.5 Hz con ampiezze fra 4.5 e 5 (localmente, nel settore nord-occidentale, 4.5 Hz e ampiezza 3).

La Zona 10 corrisponde all'area di affioramento dei depositi ghiaiosi della conoide di Paganica (si veda il paragrafo precedente e l'**Allegato 3.2.d**) e a conoidi minori localizzate più ad est. Analogamente a quanto detto nel paragrafo precedente per la grande conoide di Paganica, le misure R e WM non mostrano evidenze di amplificazioni significative, ad eccezione del settore occidentale della conoide dove le misure WM indicano picchi nei rapporti H/V fra 2.5 e 3 Hz con ampiezze fra 4 e 6 (**All. 3.5**). Una misura WM sulla conoide minore più meridionale mostra un picco a ca. 5 Hz di ampiezza 5.

La Zona 11 è caratterizzata da coperture alluvionali prevalentemente ghiaiose (alluvioni recenti ed attuali del T. Raiale), spesse fino a 15 m, in appoggio sul substrato lapideo. La presenza di una stretta valle sepolta al di sotto di tali coperture (coefficiente di forma $C > 0.25$) potrebbe ulteriormente amplificare il moto sismico.

La Zona 12 corrisponde fondamentalmente alle alluvioni recenti ed attuali del T. Vera ed è caratterizzata da depositi prevalentemente limoso-sabbiosi (maggiore di 5 m) in appoggio su e depositi ghiaiosi. Le uniche due misure R e WM nella Zona 12 suggeriscono amplificazioni intorno a 3-3.5 Hz di un fattore da 3 a 4.5.

La Zona suscettibile di instabilità per faglia attiva e capace (FA) include due tipologie di instabilità, 1) la zona circostante la faglia attiva e capace di Paganica (definita Zona di Rispetto) e 2) zone di fratturazione cosimica del terremoto del 6 aprile 2009 la cui associazione a movimenti lungo faglie attive e capaci deve essere verificata (definita Zona di Attenzione).

1) La Zona di Rispetto include la zona di deformazione recente associata alla faglia di Paganica. L'estensione di tale zona di deformazione è stata definita sulla base di una serie di dati raccolti ininterrottamente a partire da aprile 2009, ed in particolare:

- osservazioni geologiche di campagna relative ad indizi di tettonica recente (a cura di DPC, Università di Chieti, CNR-IGAG);
- censimento delle fratture co-sismiche occorse contestualmente al terremoto del 6 aprile 2009 (DPC, Università di Chieti, Provincia di Trento, INGV-Emergeo);
- analisi geofisiche effettuate lungo una serie di tranetti trasversali alla struttura tettonica (ERT e stese Georadar GPR; DPC, Università di Chieti, CNR-IMAA, CNR-IGAG);
- misure geodetiche di precisione (Provincia di Trento);
- analisi paleosismologiche condotte in una serie di trincee scavate *ad hoc* attraverso l'espressione superficiale della faglia attiva (DPC, CNR-IGAG, INGV e Università di Chieti).

Tale zona di deformazione è delimitata verso monte dalla traccia in superficie della faglia principale e verso valle dalle strutture associate (i.e., *splay* sintetici) riattivatisi in occasione del terremoto del 6 aprile, per un'ampiezza totale di 30-35 m.

A tale zona di deformazione sono state aggiunte due fasce d'incertezza sia a monte che a valle, dell'ampiezza di 15 m e 5 m rispettivamente. Tali fasce tengono conto dell'incertezza geologica (mancanza di evidenze geologiche dirette e/o indizi geomorfologici, dovuti alla secolare antropizzazione e rimodellamento dell'area), dell'errore cartografico, nonché dell'errore di posizionamento GPS dei punti di misura delle fratture cosismiche. Di conseguenza, l'ampiezza totale della Zona di Rispetto nell'intorno della faglia è di 55 m complessivi. Laddove è stata osservata la presenza di due segmenti di faglia sub-paralleli (tratto a SE del Torrente Raiale), ad ognuno di questi è stata associata una fascia di rispetto secondo i criteri sopra descritti. Di conseguenza, l'ampiezza totale della fascia si è ampliata in modo variabile in funzione della geometria e distanza dei due segmenti, sino ad un massimo pari a circa 100 m.

Una stretta Zona di Rispetto, circa parallela a quella descritta precedentemente, è stata tracciata lungo uno *splay* sintetico della faglia di Paganica, distante circa 120-140 m dalla faglia principale. Tale *splay* è stato riattivato in occasione del terremoto del 6 aprile. L'associazione delle fratture co-sismiche ad una faglia preesistente è stata verificata da una trincea paleosismologica effettuata dall'INGV. La parte sud-orientale della Zona di Rispetto include anche uno *splay*, questa volta antitetico, che non è stato riattivato durante il 6 aprile ma che è stato analizzato da una trincea paleosismologica scavata sempre dall'INGV. La Zona di Rispetto ha una geometria simmetrica rispetto alla traccia di superficie degli *splay*, con un'ampiezza di 15 m + 15 m.

2) È stata definita una Zona di Attenzione che include una serie di fratture co-sismiche del terreno verificatesi in occasione del terremoto del 6 aprile 2009. In particolare, questa zona si sviluppa a NW dallo *splaysintetico* descritto precedentemente ed attraversa il Torrente Raiale all'altezza della Chiesa dell'Immacolata Concezione, per un'estensione di ca. 680 m in direzione WNW-ESE. I dati disponibili non consentono di stabilire se tali fratture siano l'espressione in superficie di faglie attive e capaci o se rappresentino una deformazione distribuita all'interno del blocco di tetto della faglia sismogenetica di Paganica, senza precisa corrispondenza con faglie attive e capaci. Queste zone necessitano di ulteriori indagini geofisiche e geologiche finalizzate a verificare la presenza dell'eventuale faglia attiva e capace ed eventualmente a definire le associate Zone di Rispetto.

3.3.1.4 Tempera

La carta di livello 1 di Tempera, riportata nell'**Allegato 3.4.d**, è costituita da 11 zone, tutte stabili suscettibili di amplificazione locale per effetti stratigrafici. Nel settore settentrionale dell'area sono presenti zone caratterizzate dall'affioramento delle breccie cementate (Zona 1), caratterizzate da V_s variabili che possono superare anche gli 800 m/s (come osservato nella prova Down Hole realizzata nel sondaggio Tempera 1); una serie di altre zone sono caratterizzate dalle breccie cementate coperte da spessori modesti (1-5 m) di depositi superficiali (depositi eluvio-colluviali, detriti di versante, depositi di riporto antropico) (Zona 2, 3, 4).

Nel settore meridionale si individuano Zone (7-11) dove gli spessori di coperture caratterizzate da bassi valori di V_s (depositi eluvio-colluviali, depositi alluvionali e depositi alluvionali terrazzati) raggiungono spessori elevati (10-30 m). Le zone del settore centrale sono caratterizzate dalla presenza di limi calcarei, non osservati direttamente in affioramento ma riscontrati in opere di scavo, a profondità inferiori a 3 m sotto depositi colluviali, o in sondaggio. Questi sono coperti da pochi metri di depositi eluvio-colluviali (Zona 6), oppure si individuano al di sotto delle breccie o intercalati alle breccie stesse. Le breccie sono a loro volta coperte da depositi limosi eluvio-colluviali con spessori fino a 15 m (Zona 5).

Le misure R e WM (**All. 3.5**) non mostrano picchi nei rapporti H/V significativi nelle zone di affioramento delle breccie o dove queste sono coperte da sottili coltri colluviali e detritiche (es Zona 4). Picchi a frequenze di 5 Hz con ampiezza 4 sono stati osservati fra le Zone 5 e 6. Un picco a 2 Hz con ampiezza 5 caratterizza l'area di affioramento delle alluvioni del F. Vera (Zona 10).

3.3.2 Carta di microzonazione sismica (livello 3)

3.3.2.1 Metodologia

L'analisi numerica ha previsto l'acquisizione dei dati necessari e relativi all'input sismico (**cf. Parte I, cap. 10**), alle carte geologiche, alle sezioni e zone omogenee in prospettiva sismica, ai dati geotecnici in situ ed in laboratorio, ai 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 dell'analisi numerica.

Per quanto riguarda l'input sismico sono stati utilizzati gli accelerogrammi predisposti (**cf. Parte I, cap. 10**) ed in particolare quello derivante dallo spettro in accelerazione descritto dalla normativa vigente.

I risultati sono stati espressi in termini di fattori di amplificazione, quali FA e FV, così come definiti dal Gruppo di lavoro MS (2008). I valori di FA ottenuti dalle analisi sono stati utilizzati per la ricostruzione delle Carte di microzonazione sismica (livello 3) allegate (All. 3.6 per L'Aquila est e All. 3.7 per Paganica-Tempera-N.S.I.-San Gregorio). I valori di FA individuati sulle sezioni sono stati estrapolati alle aree con caratteristiche simili, utilizzando i dati contenuti nelle carte geologiche, nelle carte di livello 1 e nelle carte di sintesi delle misure strumentali. In particolare, ad ogni poligono individuato dalla carta geologica e/o dalla carta di livello 1 è stato assegnato il corrispondente valore del fattore di amplificazione FA, così come individuato sulla sezione analizzata; in alcuni casi, ove ritenuto necessario, sono stati definiti nuovi poligoni sulla base dei risultati delle analisi numeriche. Per completezza si riportano gli spettri di risposta in accelerazione calcolati nei punti investigati dall'analisi numerica.

3.3.2.2 L'Aquila est

Le analisi sono state condotte in corrispondenza delle verticali dei Down Hole eseguiti (DH3.1 e DH3.2) e di alcuni punti (P1-P10) individuati lungo le sezioni e ritenuti significativi e rappresentativi di situazioni omogenee e trasferibili all'intera area analizzata.

Il codice di calcolo utilizzato è di tipo monodimensionale in quanto la stratigrafia presenta un andamento dei litotipi prevalentemente piano-parallelo.

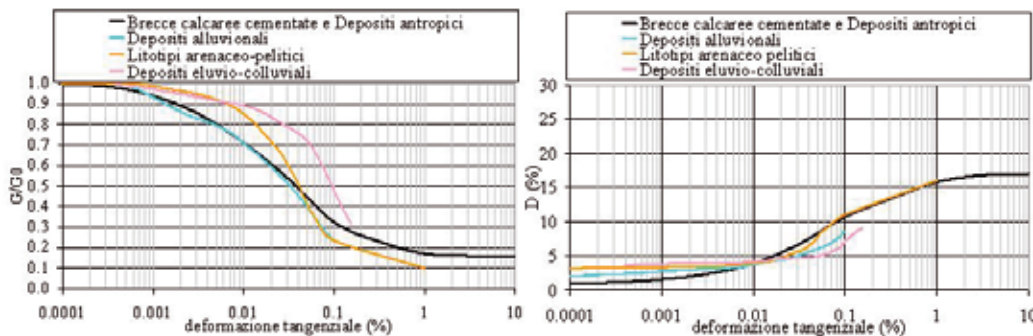


Fig. 3.16 → Andamento del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione (γ) per l'area L'Aquila est.

Le curve di andamento del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione (γ) utilizzate sono riportate in figura 3.16 e 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:

- breccie calcaree cementate e depositi antropici sono state scelte le curve medie per le ghiaie proposte da T. Sanò, 2009 (comunicazione personale);
- depositi alluvionali sono state scelte le curve delle sabbie limose del campione C1 del sondaggio S2.1 prelevato alla profondità di 3.6-4.1 m a L'Aquila;
- litotipi arenaceo-pelitici sono state scelte le curve del limo argilloso debolmente sabbioso del campione C2 del sondaggio S2.1 prelevato alla profondità di 6.4-6.8 m a L'Aquila;
- depositi eluvio-colluviali sono state scelte le curve del limo argilloso debolmente sabbioso del campione C1 del sondaggio S3.3 prelevato alla profondità di 1.9-2.4 m a Paganica Teatro.

In **tabella 3.6** sono rappresentate le colonne analizzate con le indicazioni delle unità omogenee (UO), le relative profondità (P, in m), le velocità delle onde S (V_s , in m/s), il peso di volume (γ , in kN/m³) e il rapporto di smorzamento iniziale (D, in %).

I risultati in termini di FA e FV sono riportati in **tabella 3.7** per ogni punto analizzato.

In **figura 3.17** sono mostrati gli spettri di risposta in accelerazione ottenuti dall'analisi per le colonne relative ai DH ed ai punti considerati, calcolati in accordo con quanto previsto dal Gruppo di lavoro MS (2008), raffrontati

DH3.1				
P	UO	Vs	γ	D
4	Breccie calcaree cementate	350	19.0	0.010
6	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
12	Breccie calcaree cementate	700	21.0	0.010
16	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
22	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
28	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
34	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.5	0.031
40	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	Bedrock	800	22.0	0.005

DH3.2				
P	UO	Vs	γ	D
3	Litotipi arenaceo-pelitici	180	18.0	0.031
5	Litotipi arenaceo-pelitici	300	19.0	0.031
9	Litotipi arenaceo-pelitici	650	20.5	0.031
	Bedrock	800	22.0	0.005

P1				
P	UO	Vs	γ	D
6	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
12	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.0	0.031
18	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.5	0.031
24	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	Bedrock	800	22.0	0.005

P2				
P	UO	Vs	γ	D
6	Depositi antropici - riporto	300	17.0	0.036
18	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
24	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
30	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
36	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.0	0.031
42	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	BEDROCK	800	22.0	0.005

P3				
P	UO	Vs	γ	D
2	Breccie calcaree cementate	350	19.0	0.010
45	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
51	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
57	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
63	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.5	0.031
69	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	Bedrock	800	22.0	0.005

P4				
P	UO	Vs	γ	D
2	Depositi alluvionali	200	18.5	0.019
12	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
18	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
24	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
30	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.5	0.031
36	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	Bedrock	800	22.0	0.005

P5				
P	UO	Vs	γ	D
3	Depositi antropici - riporto	200	17.0	0.010
6	Depositi antropici - riporto	300	18.0	0.010
36	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
42	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
48	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
54	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.5	0.031
60	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	Bedrock	800	22.0	0.005

P6				
P	UO	Vs	γ	D
3	Depositi antropici - riporto	200	17.0	0.010
18	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
24	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
30	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
36	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.5	0.031
42	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	Bedrock	800	22.0	0.005

P7				
P	UO	Vs	γ	D
4	Breccie calcaree	350	19.0	0.010
34	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
	Bedrock	800	22.0	0.005

P8				
P	UO	Vs	γ	D
4	Breccie calcaree	350	19.0	0.010
34	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
	Bedrock	800	22.0	0.005

P9				
P	UO	Vs	γ	D
3	Depositi antropici - riporto	200	17.0	0.010
15	Depositi antropici - riporto	300	18.0	0.010
40	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
46	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
52	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
58	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.0	0.031
64	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	BEDROCK	800	22.0	0.005

P10				
P	UO	Vs	γ	D
6	Depositi antropici - riporto	300	17.0	0.036
26	Breccie calcaree cementate	500	20.0	0.010
32	Litotipi arenaceo-pelitici	350	19.0	0.031
38	Litotipi arenaceo-pelitici	470	19.5	0.031
44	Litotipi arenaceo-pelitici	600	20.0	0.031
50	Litotipi arenaceo-pelitici	700	21.0	0.031
	BEDROCK	800	22.0	0.005

Tab. 3.6 → Colonne analizzate nell'area L'Aquila est.

TABELLA 3.7

	DH3.1	DH3.2	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
FA	1,26	1,87	1,58	1,2	0,74	1,5	1,15	1,14	1,93	1,43	1,09	1,07
FV	2,04	1,1	1,2	1,98	1,45	2,02	1,75	1,96	1,3	1,74	1,76	1,84

Tab. 3.7 → Valori dei fattori di amplificazione per i vari punti analizzati nell'area L'Aquila est.

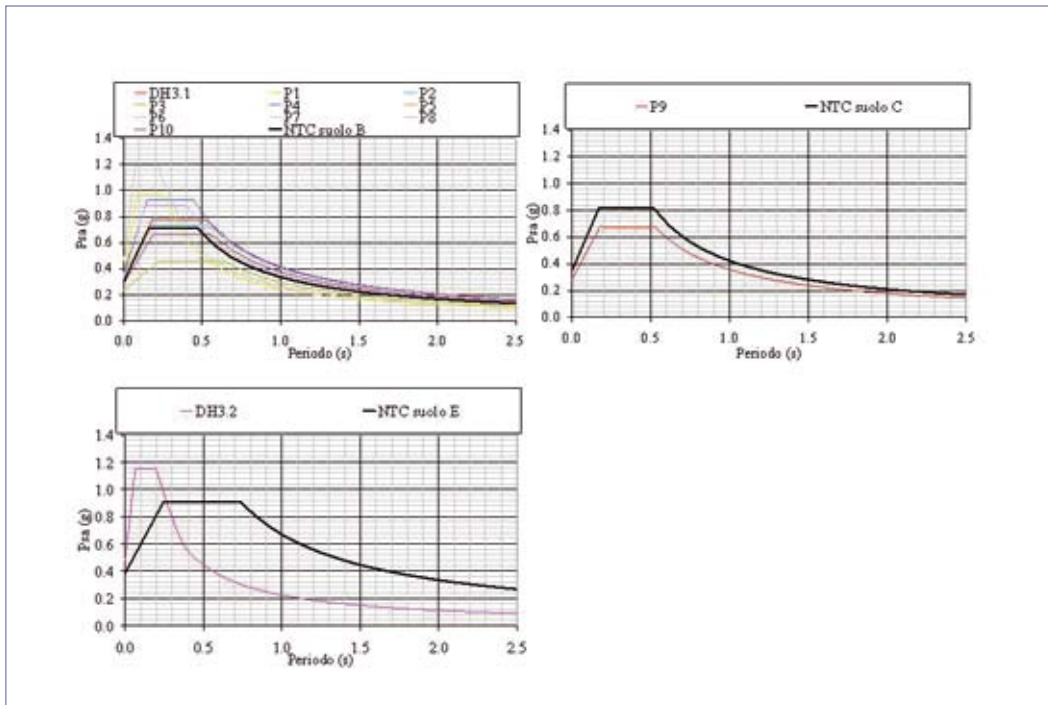


Fig. 3.17 → Spettri di risposta in accelerazione relativi ai Down Hole e ai punti analizzati nell'area L'Aquila est confrontati con gli spettri NTC, 2008 per le rispettive categorie di sottosuolo.

con quelli previsti dall'allegato alle Norme Tecniche per le Costruzioni (2008), per le rispettive categorie di sottosuolo, per il Comune de L'Aquila:

Il confronto tra i risultati ottenuti dall'analisi, in termini di spettri di risposta, e i rispettivi spettri di normativa, mostra per bassi periodi di vibrazione una sottostima da parte della norma degli effetti calcolati e per alti periodi di vibrazione una sovrastima; per i punti DH3.1, P2, P5, P6 e P10 la norma ben rappresenta gli effetti calcolati. Come mostrato dalla Carta di livello 3 allegata (All. 3.6), la presenza di due diversi substrati geologici (Litotipi arenaceo-pelitici prevalenti e Litotipi calcarei) porta a diverse risposte sismiche in superficie: in particolare ove è presente il substrato geologico costituito dai Litotipi arenaceo-pelitici, con V_s inferiori a quelli delle Breccie calcaree cementate sovrastanti, i fenomeni di amplificazione in termini di FA sono in gran parte attenuati per la presenza di tale inversione. Il limite che separa le aree caratterizzate dalla presenza dei Litotipi calcarei è stato tracciato sulla base delle informazioni reperibili dall'ubicazione dei principali affioramenti e dai sondaggi; esso è comunque affetto da inevitabili incertezze. Le operazioni di estrapolazione dei risultati dell'analisi numerica ad aree non direttamente investigate sono basate esclusivamente su analogie geologiche di affioramento e non tengono conto delle possibili variazioni esistenti in termini di spessore e velocità V_s dei materiali presenti.

3.3.2.2 Paganica (Centro – Teatro), Tempera, N.S.I. e San Gregorio

Le analisi sono state condotte in corrispondenza delle verticali dei Down Hole eseguiti o disponibili (DH3.3, DH3.4, DH3.5, DH3.6, DHa, DHb e DHT) e di alcuni punti (P1-P21) individuati lungo le sezioni e ritenuti significativi e rappresentativi di situazioni omogenee e trasferibili all'intera area analizzata. Il codice di calcolo utilizzato è di tipo monodimensionale in quanto la stratigrafia presenta un andamento dei litotipi riconducibile ad una situazione

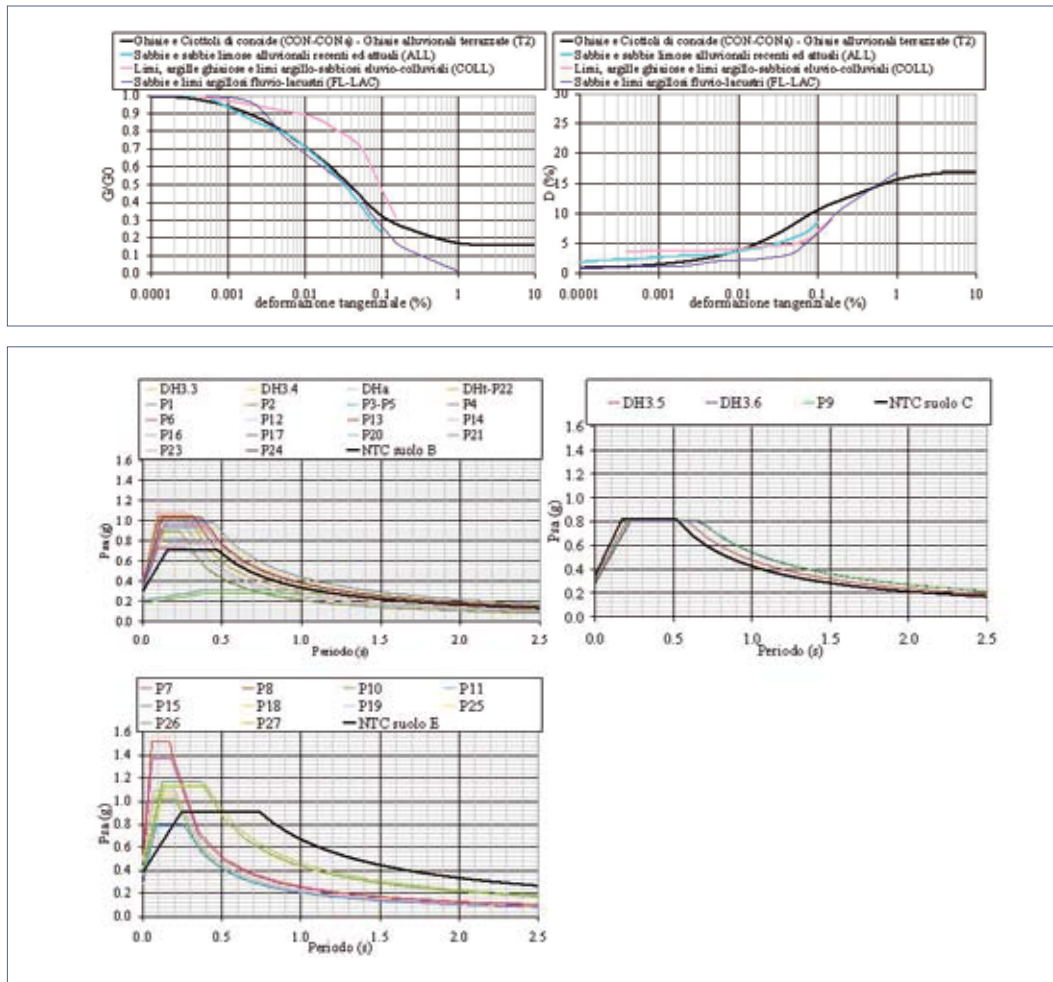


Fig. 3.18 → Andamento del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione (γ) per l'area Paganica, Tempera, N.S.I. e San Gregorio.

Fig. 3.19 → Spettri di risposta in accelerazione relativi ai DH e ai punti analizzati nell'area Paganica (Centro – Teatro), Tempera, N.S.I. e San Gregorio confrontati con gli spettri NTC, 2008 per le rispettive categorie di sottosuolo.

piano-parallela; inoltre, la conoscenza dei rapporti stratigrafici e delle geometrie sepolte presenti in alcuni settori dell'area sono affetti da incertezze tali da non giustificare l'utilizzo di codici di calcolo più complessi.

Le curve di andamento del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D) con la deformazione (γ) utilizzate sono riportate in figura 3.18 e 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:

- ghiaie di conoide mediamente addensate o Ciottoli di Conoide (CON), Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa), Ghiaie ben addensate e conglomerati alluvionali terrazzati (T2), Depositi alluvionali terrazzati, Ghiaie detritiche limoso-sabbiose (DT) e Riporti antropici prevalentemente ghiaiosi sono state scelte le curve medie per le ghiaie proposte da T. Sanò (consulente DPC, comunicazione personale);

Tab. 3.8 a → Colonne analizzate nell'area Paganica (Centro – Teatro), Tempera, N.S.I. e San Gregorio

DH 3.3				
P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
4	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
29	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
35	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

DH 3.4				
P	UO	Vs	γ	D
2	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
10	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
18	Ghiaie ben addensate alluvionali e conglomerati (T2)	300	19.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

DH 3.5				
P	UO	Vs	γ	D
5	Sabbie e sabbie limose alluvionali (ALL)	200	18.0	0.019
17	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	300	19.0	0.009
21	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	500	20.0	0.009
25	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	300	19.0	0.009
BEDROCK		800	22.0	0.005

DH3.6				
P	UO	Vs	γ	D
4	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
8	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
25	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	300	19.0	0.009
27	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	650	20.5	0.009
BEDROCK		800	22.0	0.005

DHa				
P	UO	Vs	γ	D
3	Ciottoli di conoide variamente addensati (CON)	250	19.0	0.010
9	Ciottoli di conoide variamente addensati (CON)	500	20.0	0.010
34	Ciottoli di conoide ben addensati (CONa)	750	21.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

DHh				
P	UO	Vs	γ	D
16	Limi argillosi e limi sabbiosi eluvio-colluviali (COLL)	380	19.0	0.036
BEDROCK		800	22.0	0.005

P1				
P	UO	Vs	γ	D
2	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
20	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
37	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	300	19.0	0.009
43	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P2				
P	UO	Vs	γ	D
2	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
28	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
38	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	300	19.0	0.009
44	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P3 - P5				
P	UO	Vs	γ	D
2	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
27	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
33	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P3				
P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
4	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	300	19.0	0.036
6	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
31	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
37	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P4				
P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
10	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	300	19.0	0.036
12	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
37	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
43	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P5				
P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
4	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	300	19.0	0.036
6	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
31	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
37	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P6				
P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
4	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	300	19.0	0.036
6	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
31	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
37	Ghiaie di conoide ben addensate e conglomerati (CONa)	650	20.5	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P7				
P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
4	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	300	19.0	0.036
6	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
13	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

P8				
P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
7	Ghiaie ben addensate alluvionali e conglomerati (T2)	300	19.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005

Tab. 3.8b → Colonne analizzate nell'area Paganica (Centro - Teatro), Tempera, N.S.I. e San Gregorio

P10					P9				
P	UO	Vs	γ	D	P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036	2	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
4	Limi e argille ghiaiose eluvio-colluviali (COLL)	300	19.0	0.036	4	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	300	19.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005	8	Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON)	500	20.0	0.010
P11					P13				
P	UO	Vs	γ	D	P	UO	Vs	γ	D
5	Ghiaie ben addensate alluvionali e conglomerati (T2)	300	19.0	0.010	25	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	300	19.0	0.009
BEDROCK		800	22.0	0.005	27	Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC)	650	20.5	0.009
P12					P14				
P	UO	Vs	γ	D	P	UO	Vs	γ	D
2	Limi e limi argilloso-sabbiosi eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036	2	Limi e limi argilloso-sabbiosi eluvio-colluviali (COLL)	150	17.0	0.036
4	Ciottoli di conoide variamente addensati (CON)	250	19.0	0.010	22	Ciottoli di conoide ben addensati (CONa)	450	21.0	0.010
29	Ciottoli di conoide ben addensati (CONa)	450	21.0	0.010	BEDROCK		800	22.0	0.005
BEDROCK		800	22.0	0.005	P15				
P16					P18				
P	UO	Vs	γ	D	P	UO	Vs	γ	D
3	Ciottoli di conoide variamente addensati (CON)	250	19.0	0.010	40	Ciottoli di conoide ben addensati (CONa)	450	21.0	0.010
15	Ciottoli di conoide variamente addensati (CON)	500	20.0	0.010	BEDROCK		800	22.0	0.005
35	Ciottoli di conoide ben addensati (CONa)	750	21.0	0.010	P17				
BEDROCK		800	22.0	0.005	P	UO	Vs	γ	D
P17					8	Ciottoli di conoide ben addensati (CONa)	450	21.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005	BEDROCK		800	22.0	0.005
P19					P20				
P	UO	Vs	γ	D	P	UO	Vs	γ	D
2	Riporto antropico	150	17.0	0.010	6	Ghiaia sabbiosa detritica (DT)	380	18.0	0.010
6	Limi argillosi e limi sabbiosi eluvio-colluviali (COLL)	380	19.0	0.036	BEDROCK		800	22.0	0.005
BEDROCK		800	22.0	0.005	P22				
P21					P23				
P	UO	Vs	γ	D	P	UO	Vs	γ	D
3	Limi argillosi e limi sabbiosi eluvio-colluviali (COLL)	380	19.0	0.036	4	Limi argillosi e limi sabbiosi eluvio-colluviali (COLL)	380	19.0	0.036
6	Ghiaia sabbiosa detritica (DT)	380	19.0	0.010	14	Depositi alluvionali terrazzati	380	19.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005	BEDROCK		800	22.0	0.005
P24					P26				
P	UO	Vs	γ	D	P	UO	Vs	γ	D
20	Depositi alluvionali terrazzati	380	19.0	0.010	1	Riporto antropico	150	17.0	0.010
BEDROCK		800	22.0	0.005	6	Depositi alluvionali recenti	260	19.0	0.019
P25					21	Depositi alluvionali terrazzati	380	19.0	0.010
P	UO	Vs	γ	D	BEDROCK		800	22.0	0.005
2	Riporto antropico	150	17.0	0.010	P27				
22	Depositi alluvionali terrazzati	380	19.0	0.010	P	UO	Vs	γ	D
BEDROCK		800	22.0	0.005	5	Depositi alluvionali recenti	260	19.0	0.019
P27					20	Depositi alluvionali terrazzati	380	19.0	0.010
P	UO	Vs	γ	D	BEDROCK		800	22.0	0.005
5	Depositi alluvionali recenti	260	19.0	0.019					
20	Depositi alluvionali terrazzati	380	19.0	0.010					
BEDROCK		800	22.0	0.005					

- sabbie e sabbie limose da sciolte a debolmente addensate alluvionali recenti ed attuali (ALL) sono state scelte le curve delle sabbie limose del campione C1 del sondaggio S2.1 prelevato alla profondità di 3.6-4.1 m a LAquila;
- limi, argille ghiaiose e limi argillo-sabbiosi eluvio-colluviali (COLL) sono state scelte le curve del limo argilloso debolmente sabbioso del campione C1 del sondaggio S3.3 prelevato alla profondità di 1.9-2.4 m a Paganica Teatro;
- sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC) sono state scelte le curve del limo con sabbia debolmente argilloso del campione C1 del sondaggio S3.5 prelevato alla profondità di 3.0-3.4 m a San Gregorio.

In **tabella 3.8** sono rappresentate le colonne analizzate con le indicazioni delle unità omogenee (UO), le relative profondità (P, in m), le velocità delle onde S (V_s , in m/s), il peso di volume (γ , in kN/m³) e il rapporto di smorzamento iniziale (D, in %).

I risultati in termini di FA e FV sono riportati in **tabella 3.9** per ogni punto analizzato.

Tab. 3.9 → Valori dei fattori di amplificazione per i vari punti analizzati nell'area Paganica (Centro - Teatro), Tempera, N.S.I. e San Gregorio.

TABELLA 3.9												
	DH3.3	DH3.4	DH3.5	DH3.6	DHa	DHt	P1	P2	P3	P4	P5	
FA	1,44	1,5	1,3	1,3	1,36	1,7	0,51	0,46	1,5	1,59	1,5	
FV	1,74	2,04	2,32	2,66	1,17	1,43	1,85	1,69	1,62	2,15	1,62	
	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	P14	P15	P16	
FA	1,54	1,86	2,47	1,32	1,66	1,28	1,51	1,7	1,26	1,31	1,59	
FV	1,82	0,99	1,27	2,66	1,03	1,03	1,88	1,63	1,86	1	1,27	
	P17	P18	P19	P20	P21	P22	P23	P24	P25	P26	P27	
FA	1,18	1,71	1,78	1,2	1,44	1,7	1,76	1,68	1,84	1,9	1,84	
FV	1,02	1,15	1,08	1,02	1,05	1,43	1,45	1,88	2,11	2,15	2,28	

In **figura 3.19** sono mostrati gli spettri di risposta in accelerazione ottenuti dall'analisi per le colonne relative ai DH ed ai punti considerati, calcolati in accordo con quanto previsto dal Gruppo di lavoro MS (2008), raffrontati con quelli previsti dall'allegato alle Norme Tecniche per le Costruzioni (2008), per le rispettive categorie di sottosuolo, per il Comune de L'Aquila.

Il confronto tra i risultati ottenuti dall'analisi, in termini di spettri di risposta, e i rispettivi spettri di normativa, mostra per bassi periodi di vibrazione una sottostima da parte della norma degli effetti calcolati e per alti periodi di vibrazione una sovrastima. Come mostrato dalla Carta di livello 3 allegata (**All. 3.7**), il settore meridionale dell'area investigata è caratterizzato da una netta inversione di velocità V_s con la profondità, legata prevalentemente alla presenza delle Sabbie e limi argillosi fluvio-lacustri (FL-LAC) più soffici poste al di sotto delle Ghiaie di conoide mediamente addensate (CON) più rigide; tale situazione stratigrafica è ben descritta dal DH3.6 e porta a valori di FA medio-bassi fino ad avere deamplificazioni, in carta tali valori di FA sono stati posti uguali ad 1.0. Il limite di separazione tra l'area meridionale sopra citata e l'area centro-settentrionale è pertanto affetta da incertezza, in quanto rappresenta il passaggio tra due distinte situazioni stratigrafiche: quella caratterizzata dall'inversione di velocità sopra descritta e quella caratterizzata da un graduale aumento di velocità con la profondità all'interno dei depositi di conoide, situazione che porta a valori medi di FA.

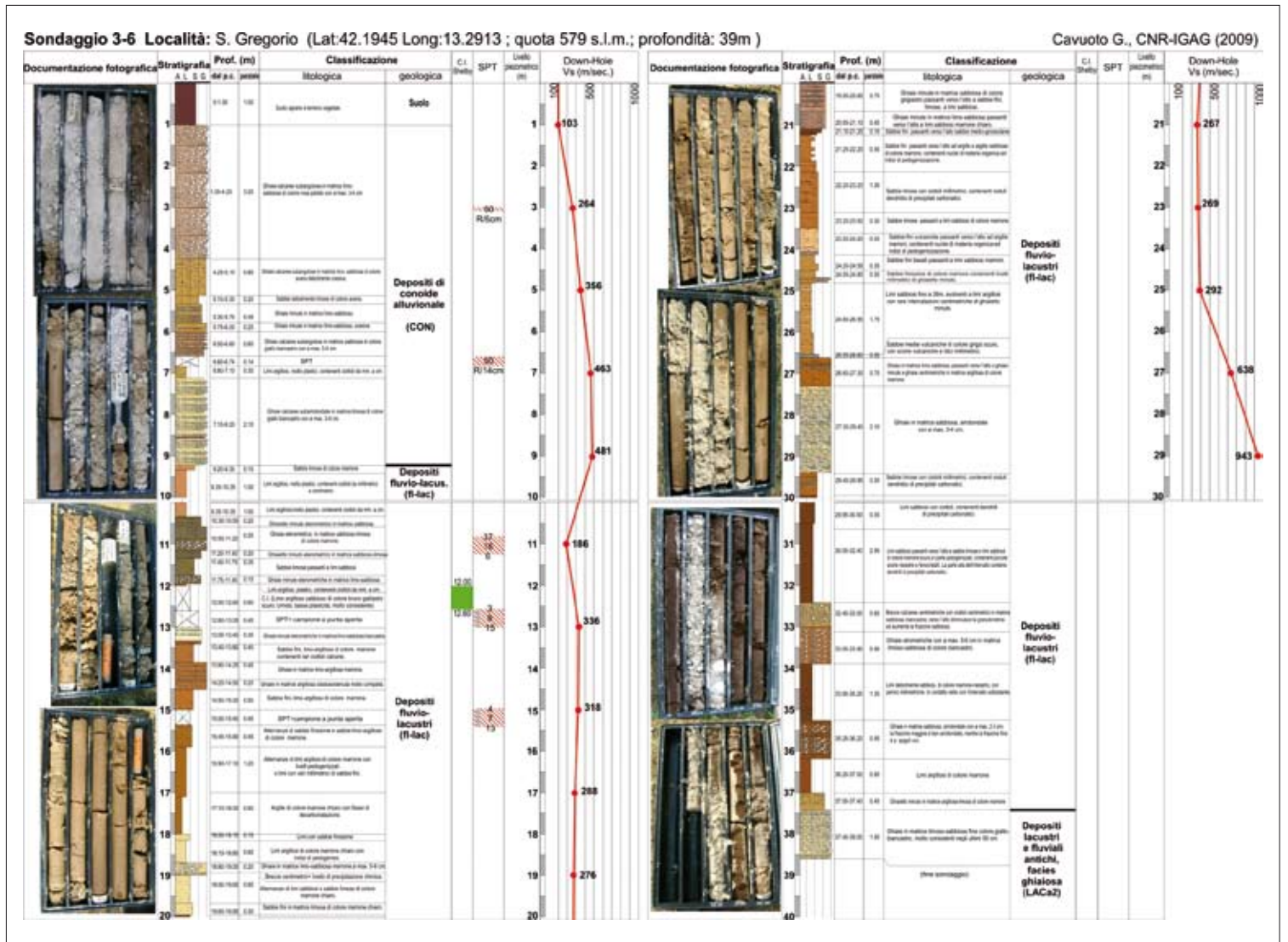
Tutto il settore centrale dell'area, caratterizzata dalla presenza di Depositi eluvio-colluviali poggianti sui Depositi di conoide, situazione ben rappresentata dal DH3.3, presenta valori medi di FA.

Nel settore settentrionale, in corrispondenza della parte prossimale del conoide alluvionale di Paganica, la situazione tende gradualmente a variare, mostrando un grado di amplificazione alto in destra orografica per la presenza, in affioramento, di Ciottoli di conoide ben addensati (CON) poggianti su depositi di conoide più antichi e rigidi costituenti il *bedrock* sismico; diversa è la situazione in sinistra orografica dove sono presenti valori medi di FA, a causa sia della presenza di sottili coltri superficiali di Depositi eluvio-colluviali sia di un *bedrock* sismico più profondo.

Il settore settentrionale, in corrispondenza della frazione di Tempera, presenta valori medio-alti di FA.

Nelle aree in cui affiorano i Calcari marnosi, i Calcari compatti, le Calcareniti, i Depositi pleistocenici cementati (Puddinghe) e le Breccie calcaree cementate non sono presenti fenomeni di amplificazione, ad esclusione di due limitate aree affette da bassi fenomeni di amplificazione morfologica (scarpata rocciosa).

Fig. 3.20 → Stratigrafia del Sondaggio 3-6 (per l'ubicazione i veda la Carta delle Indagini, All. 3.2.a).



In carta sono state riportate le zone suscettibili di instabilità legate alla presenza della faglia attiva e capace e delle fatturazioni co-sismiche così come descritte nel paragrafo Carte delle microzone omogenee (livello 1) (All.i 3.2.d e 3.3.d).

Bibliografia

- APAT (2005) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 359 L'Aquila. APAT, Dip. Difesa del Suolo, S.G.d'I. - Regione Abruzzo, Serv. Difesa del Suolo. S.EL.CA., Firenze.
- Atzori S., Hunstad I., Chini M., Salvi S., Tolomei C., Bignami C., Stramondo S., Trasatti E., Antonioli A. & Boschi E. (2009) - Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy). *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15305, doi:10.1029/2009GL039293.
- Bagnaia R., D'Epifanio A. & Sylos Labini S. (1992) - Aquila and Subequan basins: an example of Quaternary evolution in central Apennines, Italy. *Quaternaria Nova*, II, 187-209.
- Bertini T. & Bosi C. (1993) - La tettonica quaternaria della conca di Fossa (L'Aquila). *Il Quaternario*, 6, 293-314.
- Blumetti A.M., Cavinato G.P. & Tallini M. (1996) – Evoluzione plio-quaternaria della Conca di L'Aquila-Scoppito: studio preliminare. *Il Quaternario*, 9(1), 281-286.
- Boncio P., Lavecchia G. & Pace B. (2004) - Defining a model of 3D seismogenic sources for seismic hazard assessment applications: the case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology*, 8, 407-425.
- Boncio P., Pizzi A., Brozzetti F., Pomposo G., Lavecchia G., Di Naccio D. & Ferrarini F. (2010) - Coseismic ground deformation of the April 6th 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, M_w 6.3). *Geophys. Res. Lett.*, in stampa.
- Bosi C. & Bertini T. (1970) – Geologia della Media Valle dell'Aterno. *Mem. soc. Geol. It.*, 9, 719-777.
- Bosi C. & Messina P. (1991) – Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese. *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. (1991/2), CROP 11, 257-263.
- Bosi C., Galadini F., Giaccio B., Messina P. & Sposato A. (2003) – Plio-Quaternary continental deposits in the Latium-Abruzzi Apennines: the correlation of geological events across different intermontane basins. *Il Quaternario*, 16 (1Bis), 55-76.
- Bosi C., Messina P. & Moro M. (2004) – Use of allo-morphosequential units in the Quaternary geological map of the upper Aterno Valley (Central Apennines). Testo abbinato alla carta "Quaternary geological map of the upper Aterno Valley (central Italy)", In: *Mapping geology in Italy*. Pasquarè G. e Venturini C. Eds., APAT, Dip. Difesa del Suolo. S.EL.CA, Firenze.
- Castellaro S. & Mulargia F. (2009) - VS30 Estimates Using Constrained H/V Measurements, *Bull.Seism.Soc.Am.*, 99; 761-773, DOI: 10.1785/0120080179.
- Chiarabba C., Amato A., Anselmi M., Baccheschi P., Bianchi I., Cattaneo M., Cecere G., Chiaraluca L., Ciaccio M. G., De Gori P., De Luca G., Di Bona M., Di Stefano R., Faenza L., Govoni A., Improta L., Lucente F. P., Marchetti A., Margheriti L., Mele F., Michelini A., Monachesi G., Moretti M., Pastori M., Piana Agostinetti N., Piccinini D., Roselli P., Seccia D. & Valoroso L. (2009) - The 2009 L'Aquila (central Italy) M_w 6.3 earthquake: Mainshock and aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18308, doi:10.1029/2009GL039627.
- Emergeo Working Group (2009) - Evidence for surface rupture associated with the M_w 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy). *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00915.x.

- Falcucci E., Gori S., Peronace E., Fubelli G., Moro M., Saroli M., Giaccio B., Messina P., Naso G., Scardia G., Sposato A., Voltaggio M., Galli P. & Galadini F. (2009) - The Paganica fault and surface coseismic ruptures due to the April 6, 2009 earthquake (L'Aquila, Central Italy). *Seism. Res. Lett.*, 80, doi:10.1785/gssrl.80.6.940.
- 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 Cd-rom.
- Messina P., Bosi C. & Moro M. (2003) – Sedimenti e forme quaternari nell'alta Valle dell'Aterno (L'Aquila). *Il Quaternario*, 16(2), 231-239.
- Messina P., Moro M. & Speranza F. (2001) – Primi risultati di stratigrafia magnetica su alcune formazioni continentali dell'alta Valle dell'Aterno (Italia centrale). *Il Quaternario*, 14(2), 167-172.
- Tallini M., Magadi D., Lorè A., Reale E. & Scozzafava M. (2002) – Geologia del Quaternario e pianificazione territoriale della piana intramontana L'Aquila-Scoppito (Italia centrale). *GEAM*, 1, 55-67.
- NTC (2008) - Norme Tecniche per le Costruzioni. DM 14 gennaio 2008, *Gazzetta Ufficiale*, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (www.cslp.it).
- Vezzani L. & Ghisetti F. (1998) - Carta geologica dell'Abruzzo, Scala 1:100.000, S.El.Ca., Firenze.

APPENDICE A - STRATIGRAFIE DI SONDAGGIO

Sono stati realizzati 6 sondaggi di profondità variabile da 24 m a 51 m, due nell'area L'Aquila est (S3-1 ed S3-2) e quattro nell'area Paganica Teatro-N.S.I.-San Gregorio (S3-3, S3-4, S3-5 e S3-6) (si veda il paragrafo 3.2.1 "Indagini" per i criteri di ubicazione dei sondaggi e gli Allegati 3.1.a e 3.2.a per la loro localizzazione). Di seguito vengono fornite le stratigrafie sintetiche con alcune indicazioni geotecniche dei terreni attraversati. I log stratigrafici realizzati dalla ditta esecutrice (SONDEDILE s.r.l.) ed i rapporti completi sulle prove geotecniche vengono forniti nel DvD allegato. Le eventuali differenze fra le stratigrafie riportate di seguito e quelle realizzate da SONDEDILE s.r.l. sono legate esclusivamente al differente dettaglio prestato nella descrizione delle stratigrafie. Le stratigrafie sintetizzate di seguito sono state realizzate direttamente in cantiere dal personale dell'Università di Chieti-Pescara e dal CNR-IGAG. In figura 3.20 viene riportata, a scopo esemplificativo, la stratigrafia del sondaggio 3-6, realizzata dal CNR-IGAG. I parametri geotecnici ottenuti dalle prove in laboratorio di Colonna Risonante sui campioni indisturbati vengono sintetizzati nelle figure 3.16, 3.18 e nelle tabelle 3.6, 3.9 del paragrafo 3.3.2 "Carta di Microzonazione Sismica di Livello 3".

L'AQUILA EST

Sondaggio S3-1 (Lat: 42° 20' 35"; Long: 13° 25' 19"; quota: 682 m s.l.m.; profondità: 31,5 m)

Il sondaggio è ubicato nel settore compreso tra Gignano e Sant'Elia nell'estremità più orientale dell'affioramento delle breccie cementate affioranti in tutta la zona dell'Aquila ed è stato realizzato per valutare la geometria del contatto tra le breccie stesse e il substrato arenaceo-pelitico. Il contatto è stato incontrato a circa 17-19 m.

prof. (m) descrizione

0-1,0	Terreno vegetale costituito da limo sabbioso, mediamente consistente, di colore marrone, con rara ghiaia fine dispersa; è riferibile alle coltri eluvio-colluviali.
1,0-16,0	Breccia calcarea da fine a media, da molto addensata a cementata, di colore biancastro, in matrice sabbiosa fine a luoghi debolmente limosa, da scarsa a localmente abbondante. Si intercalano rari livelli sabbiosi. SPT a rifiuto a 3 m, 7 m e 9 m, a 12 m SPT 6-10-11, a 15 m SPT 10-13-26
16,0-19,0	Alternanze di breccie più o meno addensate e livelli di sabbie e limi generalmente addensati; segnano il passaggio dalle breccie calcaree al substrato geologico costituito da litotipi arenaceo-pelitici.
19,0-31,5	Sabbie da medie a grossolane di colore da ocreo a giallastro avana, addensate con livelli di limi; sabbie limose addensate; presenti inclusi costituiti da clasti poligenici e rari livelli di clasti calcarei. Sono riferibili ai litotipi arenaceo-pelitici del substrato geologico.

Sondaggio S3-2 (Lat: 42°20'41" Long: 13°24'32"; quota: 678 m s.l.m.; profondità: 33 m)

Il sondaggio è ubicato nel settore sud-occidentale dell'area a, tra la zona di Torretta e la zona di Colle Maggio. È stato realizzato al fine di comprendere i rapporti tra i le breccie calcaree affioranti diffusamente in superficie ed i lembi di litotipi arenaceo-pelitici riscontrati in affioramento, ed anche in questo caso per comprendere i rapporti tra i depositi superficiali e i litotipi del substrato geologico. I depositi incontrati sono stati riferiti, per la parte alta alle breccie calcaree, in contatto tettonico con i litotipi arenaceo-pelitici del substrato, per la parte bassa ai litotipi arenaceo-pelitici.

prof. (m) descrizione

0-1,3	Pavimentazione bituminosa e sottofondazione stradale.
-------	---

1,3-4,8	Limi sabbiosi e sabbie limose da consistenti a molto consistenti, con rari clasti calcarei da centimetrici a sub-centimetrici. A 3 m STP 6-9-14.
4,8-10,4	Argille sabbiose e arenarie debolmente cementate, consistenti, di colore marrone ocreo o grigiastro con clasti calcarei poligenici da angolosi a sub-angolosi. A 6 m STP 7-9-9; a 9 m STP 10-15-21.
10,4-15,0	Calcarea detritico fratturato ma molto consistente, con blocchi da angolosi a smussati, in matrice sabbiosa grossolana; da 12,5 a 13,3 m un intervallo limoso coesivo ocreo. A 15 m e a 12 m STP R/8cm.
15,0-17,0	Clasti calcarei da millimetrici a centimetrici, minutamente fratturati, ricementati, in matrice sabbioso argillosa molto addensata.
17,0-28,2	Argilla sabbiosa e arenaria debolmente cementata, con livelli marnosi, molto consistenti; localmente prevalgono i livelli sabbiosi o arenacei debolmente cementati. Tra 25,8 e 28,2 m presenti frammenti calcarei cementati.
28,2-33,0	Argilla marnosa molto consistente.

PAGANICA TEATRO - N.S.I. - SAN GREGORIO

Sondaggio S3-3 (Lat: 42.34906; Long: 13.47420; quota: 631 m s.l.m.; profondità: 51 m)

Il sondaggio è stato ubicato nei pressi della ERT 19, al fine di valutare spessori e caratteristiche dei depositi alluvionali ghiaiosi della conoide di Paganica (CON nella carta geologica, All. 3.2.b) e dei sovrastanti depositi eluvio-colluviali. Il sondaggio è stato spinto fino alle profondità massime consentite per cercare di raggiungere il substrato litoide, che tuttavia non è stato raggiunto. Non è stata rinvenuta una falda.

prof. (m) descrizione

0-0,7	Terreno di copertura argilloso-sabbioso marrone con clasti ghiaiosi eterometrici sparsi.
0,7-2,7	Depositi eluvio-colluviali costituiti da argille limose e limi argillosi marroni da consistenti a molto consistenti, con clasti calcarei di piccole dimensioni (max. 2-3 cm) e frammenti di laterizi sparsi, in diminuzione verso il basso. Da 1,9 a 2,4 m Campione Indisturbato (Limo argilloso debolmente sabbioso di colore grigio verdastro scuro; campione umido, media plasticità, duro; presenti inclusi calcarei di forma e angolarità varia - \emptyset max ~ 2 cm - e calcinelli). Da 2,4 a 2,67 m SPT 28-R/12cm.
2,7-45,5	Depositi di conoide alluvionale costituiti da ghiaia eterometrica biancastra molto addensata con grani da sub-centimetrici a centimetrici (da 0,5 cm a 5-6 cm), prevalentemente sub-arrotondati, in matrice sabbiosa o sabbioso-limosa. Sono presenti intercalazioni decimetriche di ghiaie minute in matrice sabbioso-limosa. Da 6,0 a 6,13 m SPT R/13cm; da 9,0 a 9,12 m SPT R/12cm; da 18,0 a 18,23 m SPT 46-R/8cm; da 24,0 a 24,05 m SPT R/5cm.
45,5-51	Sabbia fine limo-argillosa marrone (alla base limo argilloso-sabbioso) molto addensata, con inclusi clastici eterometrici sub-angolosi e sub-arrotondati (\emptyset max. 1-3 cm) e materiale vulcanico sparso.

Sondaggio S3-4 (Lat: 42.33439; Long: 13.48320; quota: 598 m s.l.m.; profondità: 24 m)

Il sondaggio è stato ubicato nei pressi della ERT 20, al letto della faglia diretta di San Gregorio (vincolata dalle ERT 20 e 21), con lo scopo di definire la profondità del substrato e le caratteristiche dei

terreni di copertura. Il substrato litoide è stato intercettato a 20,5 m di profondità. Non è stata rinvenuta una falda.

<i>prof. (m)</i>	<i>descrizione</i>
0-1,2	Limo argilloso marrone con ghiaia eterometrica sparsa e frammenti di laterizi.
1,2-10,5	Depositi di conoide alluvionale costituiti da ghiaia eterometrica molto addensata con grani da sub-centimetrici a centimetrici (localmente $\phi > 6$ cm), da sub-arrotondati ad arrotondati, in matrice sabbiosa media a luoghi debolmente limosa; sono presenti intercalazioni decimetriche di sabbie ghiaiose avana-nocciola. Da 1,5 a 1,57 m SPT R/7cm; da 3,2 a 3,3 m SPT R/10cm; da 6,0 a 6,12 m SPT R/12cm; da 9,0 a 9,05 m SPT R/5cm.
10,5-10,7	Sabbia limosa marrone con inclusi calcarei da sub-centimetrici a centimetrici; materiale vulcanico sparso.
10,7-11,2	Limo argilloso-sabbioso moderatamente consistente marrone-brunastro con abbondanti inclusi calcarei millimetrici sub-angolosi, talora in livelli.
11,2-13,0	Ghiaia sabbiosa addensata matrice-sostenuta, localmente grano-sostenuta, con grani da 0,5 a 3 cm, raramente > 6 cm, da angolosi a sub-arrotondati; matrice sabbiosa grossa e media di colore nocciola. Da 12,0 a 12,45 m SPT 24-28-28.
13,0-13,6	Argilla limosa grigiastra con clasti ghiaiosi sparsi. Da 13,0 a 13,5 m Campione Indisturbato (non analizzato).
13,6-14,5	Ghiaia sabbiosa addensata con grani angolosi in abbondante matrice sabbioso-argillosa marrone scura con frequente materiale vulcanico sparso. Fra 13,85 e 14,0 sabbie fini limoso-argillose con materiale vulcanico sparso.
14,5-20,5	Ghiaia eterometrica biancastra molto addensata (ϕ da 0,5 a 5 cm) con grani sub-arrotondati ed arrotondati in matrice sabbiosa. Alla base, intercalazioni decimetriche di argilla limoso-sabbiosa con materiale vulcanico e clasti ghiaiosi sparsi. Da 15,0 a 15,45 m SPT 23-40-50.
20,5-24	Substrato litoide costituito da calcareniti medio-fini bioclastiche da beige a biancastre, stratificale, a luoghi debolmente marnose con macroforaminiferi (Heterostegina); tracce fossili (cylindrites) nella parte alta (a 21,50 m). [Calcarei a Macroforaminiferi - CFR2].

Sondaggio S3-5 (Lat: 42.1940 ; Long:13.2941 ; quota 587 m s.l.m.; profondità: 30 m).

Il sondaggio è stato ubicato a tetto della faglia diretta di San Gregorio, con il fine di valutare la potenza dei depositi colluviali ed alluvionali di copertura (da 2,9 a 9m) su cui fonda gran parte del centro abitato di S. Gregorio e la presenza in sottosuolo di depositi riferibili all'unità LACa della carta geologica (All. 3.2.b). Tali depositi sono stati rinvenuti alla profondità di 26,1 m fino a fondo foro. È presente una falda a pelo libero alla quota di 19,6 m dal p.c..

<i>prof. (m)</i>	<i>descrizione</i>
0-2,3	Terreno bituminoso seguito da riporto antropico, costituito da limo sabbioso, con inclusi poligenici centimetrici da angolari a sub-arrotondati, di colore marrone e spezzoni di laterizi.
2,3-4,7	Sabbia limosa da fine a grossolana sciolta e limi sabbiosi con intercalazioni ghiaiose più frequenti verso il basso, a matrice limoso-sabbiosa centimetriche e clasti da millimetrici a subcentimetrici, sub-angolosi. Da 3,4 a 3,85 m SPT 2-3-5 e campionatura a punta aperta. Da 3,0 a 3,4 m Campione Indisturbato (Limo con sabbia debolmente argilloso di colore bruno giallastro scuro. Campione umido, bassa plasticità, molto consistente.).

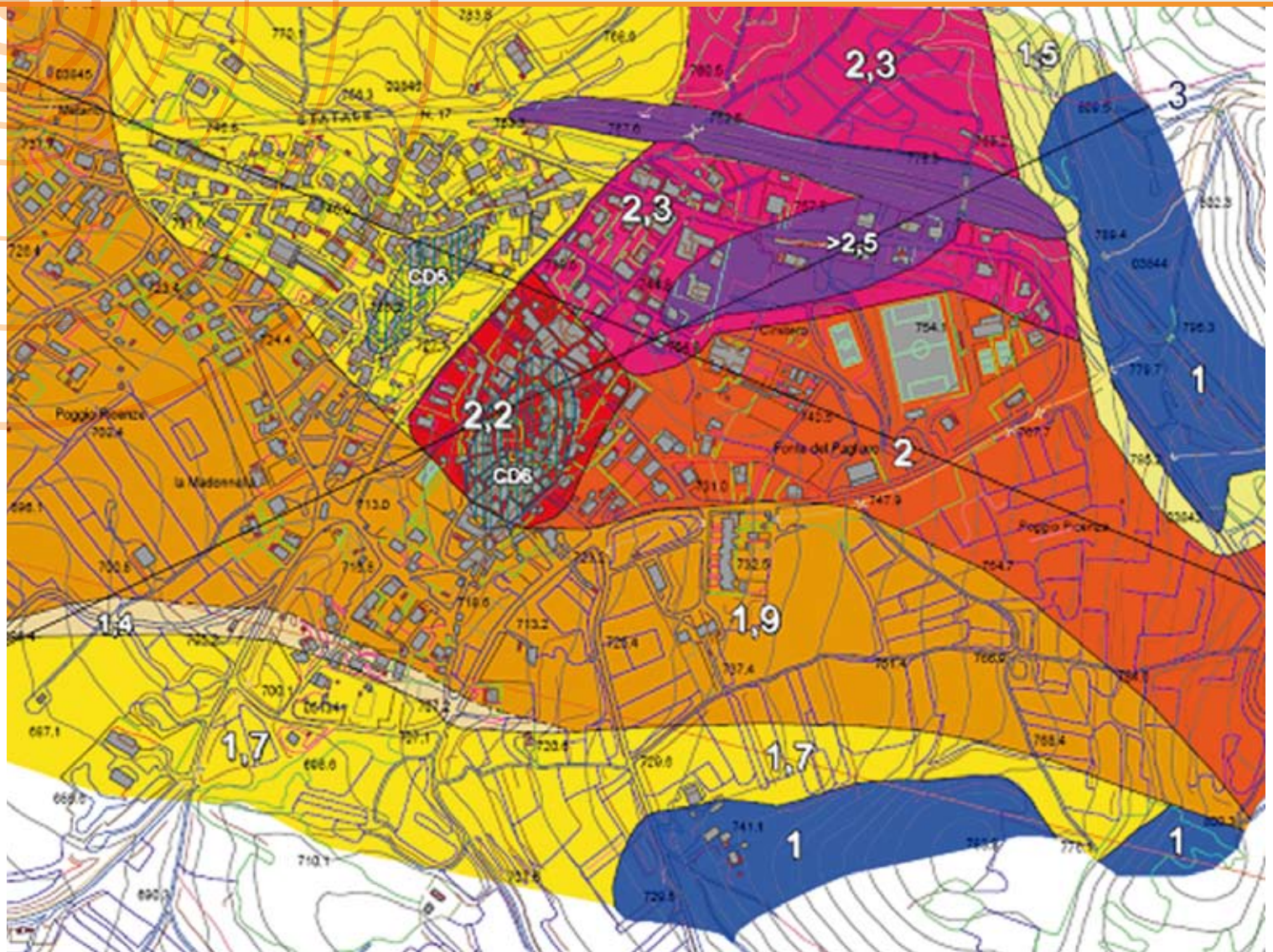
4,7 - 7,7	Sabbia da fini a medie in matrice limosa, con abbondanti e frequenti minerali femici con alla base intercalazioni decimetriche di ghiaie minute e di livelli centimetrici di limi bruno nerastri (paleosuoli?). Presenti livelli di origine vulcanoclastica di colore marrone grigiastro (5,50 - 5,70; 5,90 - 6,00). Da 6,0 a 6,35 m Campione Indisturbato (non analizzato). Da 6,35 a 6,8 m SPT 5-4-3.
7,7 - 9,0	Ghiaie minute in matrice argilloso-sabbiosa di colore marrone chiaro con alla base nuclei di decarbonatazione sparsi.
9,0- 12,5	Sabbia fine limosa, con minerali femici, con inclusi clasti eterometrici di genesi calcarea, in ordine sparso, angolosi meno frequenti verso il basso. Alla base sabbie vulcaniche grossolane, passanti verso l'alto a sabbie fini, laminate p.p., di colore grigio-verde e molto consolidate. Da 9 a 9,45 m SPT 2-2-5. Da 10,6 a 11 m Campione Indisturbato (non analizzato).
12,5-17,55	Sabbie limose medio-fini di colore avana rossiccio e limi sabbiosi bruni contenenti intercalazioni centimetriche di ghiaietto minuto. Sono presenti sottili intercalazioni di sabbie limose laminate p.p. di colore grigio-verde di probabile origine vulcanica (12,45-12,51; 14,72-14,78; 15,40-15,42; 15,63-15,73). Da 12 a 12,45 m SPT 2-7-14 campionatura a punta aperta. Da 15 a 15,4 m Campione Indisturbato (Limo sabbioso di colore da bruno a bruno scuro. Campione umido, bassa plasticità, molto consistente. Presenti alcuni inclusi ghiaiosi eterogenei di forma ed angolarità varie ($\phi_{max} \approx 3.5$ cm).
17,55- 21,43	Ghiaie (ϕ max. 4 cm) in matrice sabbiosa fine di colore marrone-rosato in livelli decimetrici contenenti localmente abbondante matrice argillosa con intercalate sabbie argillose di colore marrone-rosato. Da 18 a 18,13 m SPT R/13cm.
21,43-26,1	Sabbie fini di colore marrone bruno-rossiccio contenenti intercalazioni centimetriche di ghiaietto minuto, localmente molto decarbonatato. Alla base è presente un livello decimetrico di limi argillosi ricchi in materia organica.
26,1-28,25	Ghiaie addensate con grani da sub-angolosi ad angolosi in abbondante matrice sabbiosa fine colore biancastro-rosato. Sono presenti livelli di ghiaie minute molto cementate (ϕ max. variabile da 3 a 8 cm).
28,25-28,5	Limi sabbiosi carbonatici con inclusi carbonatici debolmente coesivi.
28,5- 29,6	Ghiaie in matrice limoso-sabbiosa fine colore giallo-biancastro (ϕ max. 3 cm).
29,6-30	Limi sabbioso grossolani con intercalazione decimetrica di ghiaie in matrice limoso-sabbiosa fine colore giallo-biancastro, molto consistenti negli ultimi 50 cm.

Sondaggio S3-6 (Lat:42.1945 Long:13.2913 ; quota 579 s.l.m.; profondità: 39m)

Il sondaggio (Fig. 3.2) è stato ubicato nei pressi della ERT 21, al letto della faglia diretta di San Gregorio (vincolata dalle ERT 20 e 21), con lo scopo di intercettare il substrato, definire le caratteristiche dei terreni di copertura, e la presenza in profondità di depositi riferibili all'unità LACa della carta geologica (All. 3.2.b). Tali depositi sono stati rinvenuti alla profondità di 37,4 m fino a fondo foro. Non è stata rinvenuta alcuna falda.

<i>prof. (m)</i>	<i>descrizione</i>
0-1	Terreno di copertura argilloso-sabbioso marrone con clasti ghiaiosi eterometrici sparsi.

1-9,2	Ghiaie calcaree (\emptyset max. 3-4 cm) sub-angolose in matrice limo- sabbiosa di colore rosa pallido con sottili intercalazioni di limi argillosi molto plastici e sabbie debolmente limose di colore avana (4,25 m). Da 3 a 3,06 m SPT R/6cm. Da 6,6 a 6,74 m SPT R/14cm.	19,15-19,95	Limi sabbiosi e sabbie limose di colore marrone chiaro contenenti intercalazioni centimetriche di ghiaietto minuto.
9,2-10,4	Sabbia fine limosa, a tratti debolmente argillosa, poco addensata, umida, di colore marrone, priva di inclusi.	19,95- 21,1	Ghiaie in matrice sabbiosa fine colore rosa-biancastro, in livelli decimetrici contenenti localmente abbondante matrice argillosa e sottili intercalazioni di sabbie limose grigiastre di probabile origine vulcanica.
10,4-11,9	Ghiaia sabbiosa addensata, matrice-sostenuta, con grani da 0,5 a 4 cm, raramente > 10 cm, da angolosi a sub-arrotondati; matrice limoso-sabbiosa di colore marrone. Da 10,8 a 11,25 m SPT 37-16-6.	21,1-27,3	Sabbie fini passanti ad argille e argille sabbiose di colore marrone da poco a moderatamente addensate, in livelli contenenti nuclei di materia organica e noduli dendritici di precipitati carbonatici. Alla base è presente un livello centimetrico di sabbie vulcaniche nere con scorie di \emptyset max. 1-2 cm.
11,9-13,05	Limi argillosi plastici contenenti ciottoli da millimetrici a centimetrici. Da 12 a 12,6 Campione Indisturbato (Limo argilloso sabbioso di colore bruno giallastro scuro. Campione umido, bassa plasticità, molto consistente). Da 12,6 a 13,05 m SPT 3-8-15 e campionatura a punta aperta.	27,3-29,4	Ghiaia sabbiosa poco addensata, matrice-sostenuta, con grani da 0,5 a 4 cm, da angolosi a sub-arrotondati; matrice limoso-sabbiosa di colore biancastro.
13,05-13,4	Ghiaia calcarea sub-arrotondata eterometrica (\emptyset max. 1 cm) in matrice sabbioso-limosa di colore biancastro.	29,4-32,4	Limi sabbiosi passanti verso l'alto a sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone scuro, in parte pedogenizzati, contenenti piccole scorie nerastre e fenocristalli di miche. La parte alta dell'intervallo contiene dendriti di precipitati carbonatici.
13,4-15,9	Sabbie fini limose alternate a livelli da centimetrici a decimetrici di ghiaia fine sparsa, poco addensata e ghiaia medio-fine, in matrice sabbioso-limosa, addensata di colore marrone. Da 15 a 15,45 m SPT 4-7-13 e campionatura a punta aperta.	32,4-34	Brecce calcaree eterometriche con \emptyset max. 7 cm. con matrice sabbiosa, biancastra; verso l'alto diminuisce la granulometria ed aumenta la frazione sabbioso-limosa.
15,9-18,8	Alternanze di limi argillosi di colore marrone, poco consistenti, con sottili livelli argillosi pedogenizzati e veli millimetrici di sabbie fini.	34-37,4	Limi debolmente sabbiosi, pedogenizzati e consistenti, di colore marrone-nerastro, con pomici millimetriche moderatamente consistente marrone-brunastro con abbondanti inclusi calcarei millimetrici sub-angolosi, talora in livelli.
18,8-19,15	Ghiaia calcarea sub-arrotondata, eterometrica (\emptyset max. 5 cm) in matrice sabbioso-limosa di colore marrone e brecciole (\emptyset max. 5 cm) contenenti laminazioni da precipitazione chimica.	37,4-39	Ghiaia eterometrica molto addensata con grani da sub-centimetrici a centimetrici (da 0,5 cm a 5-6 cm), prevalentemente sub-arrotondati, in matrice sabbioso-limosa di colore biancastro.



MACROAREA 4

BARISCIANO, CASTELNUOVO, POGGIO PICENZE, S. PIO DELLE CAMERE

GRUPPO DI LAVORO

¹ Regione Emilia Romagna

² Associazione GEOPROCIIV

³ DIGA - Università di Napoli Federico II

⁴ CNR-IAMC

⁵ CNR-IMAA

⁶ SAVA Università del Molise

⁷ DISG - Università La Sapienza di Roma

⁸ GFZ-Potsdam

⁹ Università della Basilicata

¹⁰ DDS - Università della Calabria

¹¹ DING Università del Sannio

¹² DICeA Università di Firenze

Rilievi geologici:

• Benini A.¹ • Bertolini G.¹ • Quagliere S.¹, Martelli L.¹ • Triches R.² • Zani O.¹

Indagini geofisiche:

• Evangelista L.³ • Di Fiore V.⁴ • D'Onofrio A.³ • Gallipoli M.R.⁵ • Giocoli A.⁵ • Piscitelli S.⁵ • Rizzo E.⁵
• Romano G.⁵ • Santucci de Magistris F.⁶ • Silvestri F.³

Indagini geotecniche:

D'Onofrio A.³ • Lanzo G.⁷ • Pagliaroli A.⁷ • Silvestri F.³

Misure strumentali:

Di Giacomo D.⁸ • Gallipoli M.R.⁵ • Mucciarelli M.⁹ • Picozzi M.⁹ • Pilz M.⁹

Simulazioni numeriche:

Bilotta E.³ • Costanzo A.¹⁰ • D'Onofrio A.³ • Evangelista L.³ • Landolfi L.³ • Lanzo G.⁷ • Madiari C.¹² • Pagliaroli A.⁷
• Santucci de Magistris F.⁶ • Sica S.¹¹ • Simonelli A.L.¹⁰ • Silvestri F.³ • Simoni G.¹²

Analisi del danno:

Borghini A.¹² • Del Monte E.¹² • Madiari C.¹² • Ortolani B.¹² • Rizzo M.¹² • Simoni G.¹² • Vignoli A.¹²

Editing, informatizzazione e allestimento grafico:

Ercolessi G.¹ • Martelli L.

Coordinamento:

Martelli L.¹

4.1 INTRODUZIONE

Questa macroarea comprende i territori comunali di Poggio Picenze, Barisciano e S. Pio delle Camere, ubicati lungo il bordo settentrionale del settore orientale della conca aquilana (Fig. 4.1).

Petogna, frazione di Barisciano, è il centro abitato più occidentale, distante circa 13 km dall'epicentro della scossa di $M_w = 6.3$ del 6/4/2009 (Lat. 42.3476, Long. 13.3800, fonte INGV); il centro abitato più orientale è S. Pio delle Camere, distante dalla zona epicentrale circa 25 km.

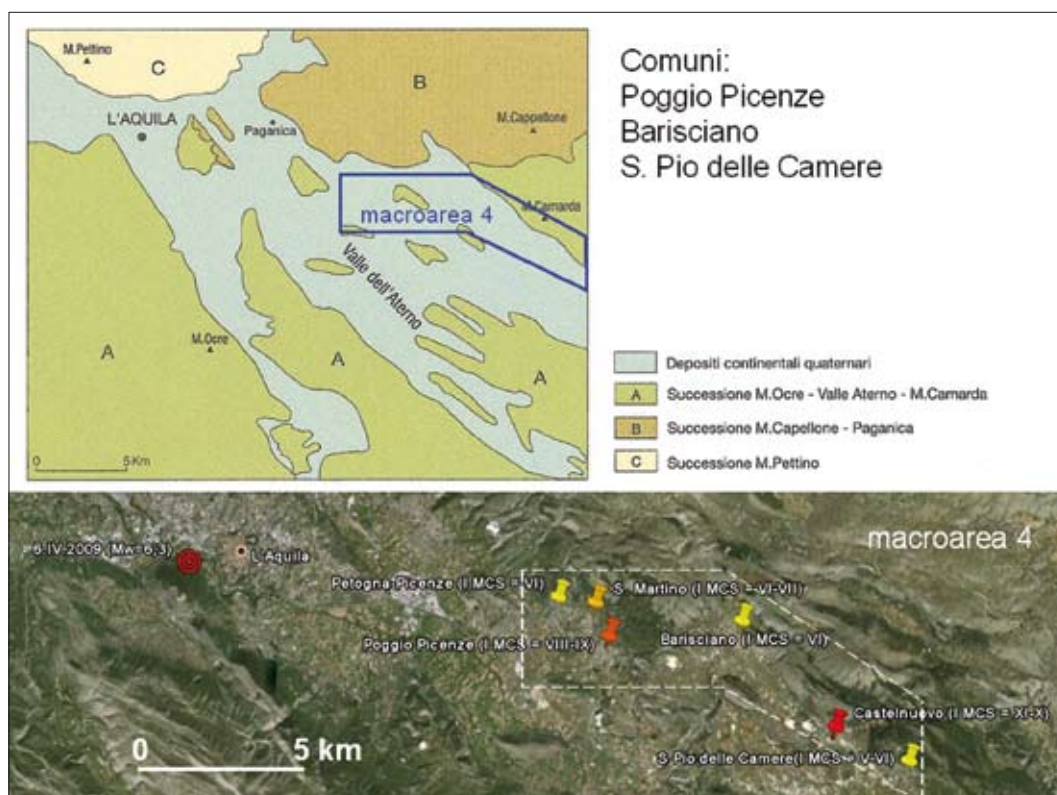


Fig. 4.1 → Inquadramento della macroarea 4.

In questa macroarea il danneggiamento è stato molto vario. I centri abitati più danneggiati (vedi rapporto QUEST: Galli e Camassi, 2009) sono stati Poggio Picenze, distante circa 14 km dall'epicentro, che ha subito danni pari a $I_{MCS} = VIII-IX$, e Castelnuovo, frazione di S. Pio delle Camere, distante oltre 20 km dall'epicentro, che ha mostrato risentimenti associabili ad una intensità $I_{MCS} = IX-X$. Gli altri centri abitati (Petogna, Picenze, S. Martino, Barisciano e San Pio delle Camere) hanno subito danneggiamenti decisamente inferiori (I_{MCS} compresa tra V-IV e VI-VII). Le aree in cui realizzare la MS sono state concordate con le Amministrazioni Locali e il DPC e interessano sia i centri abitati esistenti che le potenziali aree di espansione.

Le attività per la MS di questa macroarea sono di fatto iniziate nella prima metà di giugno, con i rilievi geologici e con l'avvio della raccolta dei dati pregressi (rilievi geologici precedenti e stratigrafie di sondaggi, v. All. 4.1).

I rilievi geologici (All. 4.2), svolti alla scala 1:5000, sono stati effettuati dai geologi della Regione Emilia-Romagna, coordinati da Luca Martelli del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli; secondo la seguente suddivisione:

- Giovanni Bertolini, del Servizio Tecnico di Bacino dei Fiumi Affluenti del Po, ha realizzato i rilievi delle zone di Petogna, Picenze e S. Martino (frazioni di Barisciano);

- Stefano Quagliere, del Servizio Difesa del Suolo e della Costa e Bonifica, ha realizzato i rilievi delle zone nord di Barisciano e del centro abitato di S. Pio delle Camere;
- Andrea Benini, del Servizio Tecnico di Bacino dei Fiumi Romagnoli, e Oscar Zani, dell'Autorità di Bacino Regionale dei Fiumi Romagnoli, hanno realizzato i rilievi della zona di Poggio Picenze e della zona sud di Barisciano;
- Riccardo Triches, di GeoProCiv, ha realizzato i rilievi di Castelnuovo e della zona di pianura di S. Pio delle Camere.

Tali rilievi sono stati integrati con l'analisi delle foto aeree disponibili presso la Regione Abruzzo e confrontati con altri dati geologici e geotecnici recuperati.

Nei giorni immediatamente successivi la scossa principale, l'Università della Basilicata (Marco Mucciarelli, DiSGG-UniBas) in collaborazione con il CNR-IMAA (Maria Rosaria Gallipoli) ha posizionato alcuni accelerometri forniti dalla *Task Force* del GFZ-Potsdam (Marco Pilz, Matteo Picozzi, Domenico Di Giacomo) per monitorare gli *aftershock*; due di questi strumenti sono stati ubicati nel centro storico di Castelnuovo, sulla spianata del castello ed a metà del versante SE. (All. 4.4).

Negli stessi giorni, la sezione di Milano e Pavia dell'INGV (INGV-MI,PV) e lo stesso DiSGG-UniBas hanno avviato, in tutta la conca aquilana, misure di vibrazioni ambientali, alcune delle quali anche in località significative della macroarea 4 (All. 4.4). Contemporaneamente, l'IMAA del CNR, con il coordinamento di Sabatino Piscitelli, ha realizzato in varie località, Tomografie di Resistività Elettrica (ERT); durante questa campagna è stata eseguita, nei dintorni di Castelnuovo, la ERT n. 3 (All. 4.8).

Ancora nello stesso periodo, l'Università del Molise e l'Università di Napoli Federico II hanno eseguito due prove MASW, una a Poggio Picenze e l'altra a Castelnuovo (All. 4.12) e, negli stessi centri abitati, ha provveduto al prelievo di alcuni campioni indisturbati in corrispondenza di fronti di scavo nella formazione dei limi bianchi (All. 4.1). Sulla base dei primi risultati dei rilievi geologici, sono state effettuate nuove misure delle vibrazioni ambientali, finalizzate a verificare la risposta in superficie delle zone di Castelnuovo nel cui sottosuolo sono presenti cavità sotterranee (All. 4.4). Sulla base dei dati disponibili (rilievi geologici, ERT 3, misure strumentali), all'inizio di luglio sono state programmate le indagini di approfondimento. Sono stati così realizzati 6 sondaggi a carotaggio continuo (All. 4.1) in 5 dei quali sono stati prelevati campioni indisturbati (10 in tutto) e sono state eseguite prove SPT (13 in tutto); in ogni foro di sondaggio è stata eseguita una prova Down Hole. I sondaggi sono stati realizzati nella seconda metà di agosto e nella prima metà di settembre da GEO s.a.s. (All. 4.9); le prove Down Hole sono state realizzate nella seconda metà di settembre e nei primi giorni di ottobre da un gruppo di lavoro del CNR-IAMC di Napoli, coordinato da Vincenzo Di Fiore (All. 4.10). Le prove di laboratorio su 4 dei blocchi prelevati da fronte di scavo sono state eseguite tra maggio e settembre dai laboratori delle Università di Napoli Federico II (All. 4.13) e di Roma La Sapienza (All. 4.14); quelle sui campioni estratti dai sondaggi sono state eseguite nel mese di ottobre dal laboratorio CGG di Pontecchio Marconi (BO) (All. 4.14). IMAA-CNR, nel mese di luglio, ha realizzato anche altre 3 ERT, finalizzate ad individuare il substrato delle coperture continentali (All. 4.8). I risultati delle analisi delle vibrazioni ambientali e dei rilievi di resistività si sono rivelati estremamente utili per la definizione del modello geologico (par. 4.2) e della cartografia di primo livello (par. 4.3).

Contestualmente alla prima consegna della cartografia geologica, avvenuta il 24 luglio, è stata realizzata una versione preliminare delle sezioni geo-litologiche 1-7 (All. 4.3) ed è stata definita, per ogni centro abitato, una prima proposta di modello geologico del sottosuolo.

Le versioni definitive delle carte e di 7 prime sezioni geo-litologiche (All. 4.2 e 4.3) sono state realizzate nella prima metà di settembre, non appena disponibili le stratigrafie dei sondaggi e le tomografie di resistività elettrica. Per disporre di un modello geologico localmente più definito ai fini delle analisi numeriche di risposta sismica locale, è stato poi ritenuto opportuno procedere alla definizione di altre 4 sezioni geo-litologiche (sezz. 8÷11). In particolare, è stata realizzata anche una versione estesa della sezione 5, da Prata d'Ansidonia a Madonna della Neve, per valutare, nella risposta sismica locale della zona di Castelnuovo, l'eventuale effetto bidimensionale dovuto alla morfologia sepolta dell'intera conca fluvio-lacustre.

In aree considerate significative per la verifica del modello geologico, nel mese di novembre sono state eseguite, da CONGEO s.n.c., altre 3 prove MASW (All. 4.11), con lo scopo di individuare la profondità del *bedrock* e le velocità delle onde di taglio attribuite ai vari litotipi della successione fluvio-lacustre ed al substrato carbonatico.

Le analisi numeriche della risposta sismica locale sono state eseguite nel periodo ottobre-dicembre da un gruppo di lavoro coordinato dall'AGI (Associazione Geotecnica Italiana), composto da 6 Università, ciascuna operante su diverse località o sezioni, come verrà specificato nel [paragrafo 4.2.5](#).

L'allestimento della banca dati, delle carte e delle sezioni è stato realizzato da Giulio Ercolessi e Luca Martelli del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna.

4.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

4.2.1 Carta delle indagini

In questa carta (All. 4.1) sono rappresentati l'ubicazione e la tipologia delle indagini pregresse, di cui è stato possibile recuperare i risultati, e delle indagini di approfondimento appositamente realizzate per questo studio.

La mancanza di una banca dati o di un archivio delle indagini disponibili ha costretto ad una raccolta improvvisata e affrettata, resa ancora più complicata dallo stato di emergenza. Molti uffici in cui erano conservati tali documenti e cartografie sono stati resi inagibili dalle scosse ed è stato perciò possibile recuperare solo una minima parte delle indagini precedentemente realizzate. Per ovviare alla mancanza di queste informazioni, è stato quindi necessario effettuare nuove indagini stratigrafiche e geotecniche in maniera diffusa anziché realizzare solo indagini mirate alla risoluzione di problemi specifici.

Grazie alla preziosa collaborazione di geologi professionisti abruzzesi e delle amministrazioni locali è stato comunque possibile recuperare parte delle indagini esistenti. Queste consistono principalmente in sondaggi a carotaggio continuo effettuati per la realizzazione della variante della SS17 (ente committente: ANAS, compartimento di L'Aquila) e per lo studio delle cavità sotterranee di S. Pio delle Camere e Castelnuovo (ente committente: amministrazione comunale di S. Pio delle Camere).

La raccolta di dati pregressi coordinata da IGAG-CNR ha fornito, per questa macroarea, un solo sondaggio a carotaggio continuo, perforato a Poggio Pienze fino alla profondità di 40 m. Nessuno dei sondaggi recuperati ha raggiunto la base dei depositi continentali. I sondaggi ANAS, ubicati soprattutto nell'intorno del tratto della SS17 che attraversa i comuni di Barisciano e Poggio Pienze, raggiungono profondità variabili tra 15 e 20 m, mentre i sondaggi realizzati per lo studio delle cavità di S. Pio delle Camere e Castelnuovo sono ancora più superficiali, non superando in media 10 m di profondità.

Notizie sulla profondità del substrato dei depositi continentali, presumibilmente costituito da calcari della successione cretaceo-miocenica M. Ocre-Valle Aterno-M. Camarda, derivano dall'esecuzione di pozzi per acqua, precedentemente realizzati da aziende locali. Di tali pozzi non è stato possibile recuperare la stratigrafia e quindi non risultano nella Carta delle indagini. Questo tipo di informazioni è stato però considerato per la pianificazione delle indagini di approfondimento.

La programmazione delle nuove indagini ha tenuto conto, oltre che dei risultati dei rilievi geologici, anche delle prime misure di vibrazioni ambientali e delle ERT realizzate nei giorni immediatamente successivi la scossa principale. Purtroppo, non essendo stato possibile realizzare sondaggi a profondità maggiori di 50 m, anche i 6 sondaggi a carotaggio continuo realizzati da GEO s.a.s. (All. 4.9) non hanno raggiunto il substrato della successione fluvio-lacustre. Tali perforazioni hanno comunque fornito importanti informazioni sulla stratigrafia delle coperture, confermando i rapporti stratigrafici individuati durante i rilievi geologici.

In 5 di questi sondaggi sono state realizzate 13 prove SPT; sono inoltre stati raccolti 10 campioni indisturbati, su cui il laboratorio CGG di Bologna ha realizzato 4 prove dinamiche (All. 4.15). Nessuna di queste prove è risultata però utile per la caratterizzazione geotecnica dei terreni ai fini delle analisi di risposta sismica locale. In ognuno dei fori, è stata poi eseguita una prova Down Hole da IAMC-CNR (All. 4.10).

Per definire profondità, geometria e caratteristiche del substrato della successione fluvio-lacustre sono stati quindi realizzati nuovi profili di resistività elettrica (ERT 22, 23, 24 e 25, All. 4.8), ulteriori misure di rumore e 3 prove MASW, i cui risultati sono sinteticamente descritti nei successivi capitoli e più in dettaglio nei rispettivi allegati (Allegati 4.4 e 4.11).

Sono state programmate anche indagini sismiche a rifrazione, ma i risultati di tali prove non sono mai stati forniti. Per ragioni economiche, non è stato possibile realizzare indagini sismiche a riflessione che avrebbero potuto fornire importanti informazioni sulla profondità, sulla geometria del substrato e su eventuali strutture tettoniche sepolte.

4.2.2 Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

La macroarea 4 ricade nei quadranti orientali del Foglio 359 L'Aquila della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (APAT, 2005). Si colloca lungo il bordo settentrionale della conca fluvio-lacustre a ESE della città di L'Aquila. In particolare, ricade nel sottobacino orientato circa WNW-ESE, delimitato a nord dalla dorsale montuosa di Croce di Picenze, M. della Selva e M. Camarda e a sud dalla dorsale che da Poggio Picenze si sviluppa verso ESE, sulla quale sorgono i centri abitati di S. Demetrio ne' Vestini, S. Nicandro, Prata d'Ansidonia, Tussio e Bominaco.

La zona di studio è caratterizzata da quote che aumentano gradualmente da SSW verso NNE; la zona topograficamente più bassa, nella piana a sud di Poggio Picenze, è ad una quota di circa 700 m s.l.m. mentre la zona più elevata, sul versante a NE di Barisciano, supera i 1050 m.

La SS17, importante via di comunicazione che collega L'Aquila con Navelli e Popoli e quindi l'Autostrada A24 Roma-L'Aquila-Teramo con l'Autostrada A25 Torano-Chieti-Pescara, riveste anche una notevole importanza dal punto di vista paesaggistico, in quanto attraversa longitudinalmente tutto il sottobacino sopra descritto (Fig. 4.1) dividendolo in due settori ben distinti: un settore meridionale, corrispondente alla piana dove sorgono i centri abitati di Poggio Picenze e Castelnuovo (frazione di S. Pio delle Camere), e un settore settentrionale,

corrispondente ai versanti carbonatici dove sorgono i centri abitati di Petogna, Pizenze e S. Martino (frazioni di Barisciano), Barisciano e S. Pio delle Camere. Il modello geologico è sintetizzato nello schema dei rapporti stratigrafici, rappresentato in [figura 4.2](#).

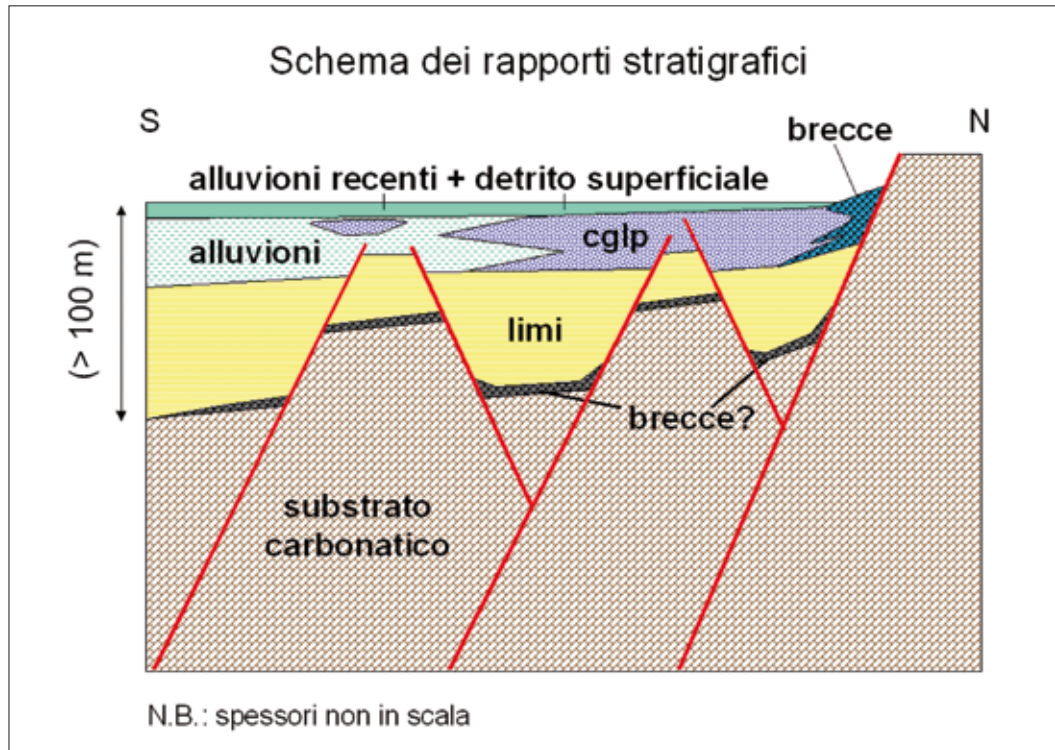


Fig. 4.2 → Schema dei rapporti stratigrafici.

In dettaglio, la geologia locale è rappresentata nelle carte geologiche ([All. 4.2](#)) e nei profili geo-litologici ([All. 4.3](#)). Di seguito è sinteticamente descritta la successione stratigrafica¹. Essa è costituita da un substrato calcareo di età compresa tra il Giurassico e il Miocene, costituito dalla successione M.Ocre-Valle Aterno-M. Camarda, e da una copertura di depositi continentali di età plio-quadernaria. Le unità stratigrafiche del substrato affioranti in questa macroarea, distinte per ordine stratigrafico e area di affioramento, sono:

- calcari ad echinodermi e coralli (età: Bajociano p.p.-Oxfordiano; sigla CarG: ECO) e calcari ad ellipsactinie (età: Kimmeridgiano-Titoniano; sigla CarG: ELL), affioranti a est di S. Pio delle Camere;
- calcari a coralli e diceratidi (età: Berriasiano; sigla CarG: CCD), affioranti a NE di Barisciano;
- calcari a clasti neri e gasteropodi (età: Berriasiano-Valanginiano; sigla CarG: CNE) e calcari ciclotemici a gasteropodi (età: Valanginiano-Barremiano inf.; sigla CarG: CCG), affioranti tra Barisciano e S. Pio delle Camere;
- calcari a rudiste ed orbitoline (età: Barremiano sup.-Cenomaniano p.p.; sigla CarG: RDO), affioranti a Colle Cicogna, poco a sud di Barisciano;
- calcari a briozoi e litotamni (età: Miocene medio; sigla CarG: CBZ3), affioranti nei dintorni di Poggio Pizenze e Petogna.

¹ Per informazioni geologiche di maggiore dettaglio si rimanda al Foglio 359 L'Aquila della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (APAT, 2005), e alle relative Note Illustrative (CENTAMORE *et al.*, 2006), e a Bosi e Bertini (1970). La finalità di questo studio e la necessità di consegnare i risultati in tempi rapidi non hanno purtroppo permesso di considerare con la dovuta attenzione tutti gli studi pubblicati.

Queste unità, nonostante le differenze di età e di ambiente deposizionale, presentano caratteri comuni, quali l'organizzazione in strati generalmente spessi, da decimetrici a metrici, la grana per lo più medio-fine e una buona cementazione; per questo motivo nello schema dei rapporti stratigrafici (Fig. 4.2) e nelle sezioni geolitologiche (All. 4.3) la successione M.Ocre-Valle Aterno-M. Camarda è stata rappresentata in maniera indistinta (substrato carbonatico).

Secondo la cartografia geologica ufficiale (APAT, 2005), la successione dei depositi continentali è costituita, in ordine stratigrafico, da:

- supersistema di Aielli-Pescina (età: Pliocene?-Pleistocene medio; sigla CarG: AP): depositi alluvionali grossolani alternati a depositi detritici di versante e a depositi lacustri; questa unità è correlabile con il Complesso fluvio-lacustre inferiore di Bosi e Bertini (1970);
- sistema di Valle Majelama (età: Pleistocene sup.; sigla CarG: AVM): depositi alluvionali e detriti di versante; questa unità è correlabile con le alluvioni terrazzate e le conoidi antiche di Bosi e Bertini (1970);
- depositi alluvionali e lacustri, depositi eluvio-colluviali, detriti di versante e accumuli di frane di età olocenica (sigla CarG: olo); questa unità è correlabile con le alluvioni recenti e attuali e con i detriti di falda di Bosi e Bertini (1970).

Localmente, ai margini delle aree rilevate in dettaglio, al tetto dei depositi del ciclo fluvio-lacustre inferiore affiorano depositi fluvio-lacustri riferibili ad un secondo ciclo, cartografati come sistema di Catignano (età: Pleistocene medio finale; sigla CarG: ACT) nel F. 359 L'Aquila (APAT, 2005) e correlabili con il Complesso fluvio-lacustre superiore di Bosi e Bertini (1970).

Data la finalità di realizzare una cartografia di base per l'individuazione di aree suscettibili di effetti di sito, il rilevamento è stato eseguito privilegiando le differenze litologiche; per questo motivo le unità continentali distinte non sono sempre facilmente correlabili con i sistemi della cartografia ufficiale (APAT, 2005) e con le unità stratigrafiche note in letteratura.

Di seguito sono descritte, in ordine stratigrafico, le unità litologiche continentali distinte.

- **Limi bianchi (sigla: L);** limi di colore chiaro, per lo più bianchi, alternati ad argille grigie chiare, laminati, talora con stratificazione evidente, marcata da livelli sabbiosi di spessore centimetrico e spaziatura decimetrica; si intercalano lenti, di spessore metrico, di ghiaie in matrice sabbiosa-limosa chiara con evidenti strutture sedimentarie alluvionali. Le ghiaie diventano più frequenti e aumentano di spessore verso l'alto. Le strutture sedimentarie indicano che questi depositi si sono sedimentati in un bacino lacustre, periodicamente interessato da sedimentazione più grossolana ad opera dei corsi d'acqua tributari. La potenza di questi limi è generalmente di varie decine di metri, talora maggiore di 100 m. Costituiscono il principale riempimento della piana. Sono fratturati e localmente fagliati. In prossimità dei versanti sono ricoperti da brecce di versante (brp) mentre nella piana sono ricoperti da conglomerati di conoide (cglp) e alluvioni miste (b3), talora direttamente sovrastati dalla copertura detritica indifferenziata recente (d). Non affiora la base stratigrafica ma, sulla base di osservazioni disponibili in altre aree (sondaggi e affioramenti), è possibile ipotizzare che, anche in quest'area, tra il tetto del substrato calcareo e la base di questi depositi fluvio-lacustri si interponga un orizzonte di alcuni metri di detriti continentali costituiti da depositi di conoide e brecce di versante (indicato con bb nelle sezioni geo-litologiche). Questi limi sono correlabili con la formazione di

S. Nicandro Auctt. e, sulla base della posizione stratigrafica, sembra correlabile con la porzione inferiore del ciclo fluvio-lacustre del supersintema di Aielli-Pescina (Pliocene?-Pleistocene medio).

- **Brecce di versante pleistoceniche (brp)**; deposito costituito da clasti eterometrici (da mm a > 10 cm), generalmente poco arrotondati, in matrice sabbiosa, talora grossolanamente stratificato, generalmente ben cementato; la parte superiore si presenta talora alterata. Data la geometria fortemente lenticolare, la potenza varia da pochi metri a oltre 10 m. Queste brecce sono dislocate da faglie. Si presentano in accumuli alla base dei versanti e ricoprono, in contatto netto, i limi bianchi (L) e i calcari del substrato; presentano rapporti di eteropia con i conglomerati (cglp) e sono ricoperti dai detriti recenti (d, a3, dt).
- **Conglomerati (cglp)**; deposito costituito da ciottoli, da centimetrici a decimetrici, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa, organizzati in strati generalmente decimetrici, talora > 1m, quasi sempre cementati; talora presentano strutture sedimentarie indicanti trasporto e deposizione in ambiente alluvionale (ciottoli embricati, gradazione); la parte superiore si presenta talora alterata. La potenza varia fino a circa 20 m. Mostrano rapporti di eteropia con le brecce di versante (brp) e con i depositi alluvionali terrazzati (b3); ricoprono sempre, spesso in contatto netto, i limi bianchi (L); sono ricoperti dai detriti recenti (d). Sono anch'essi localmente dislocati da faglie. Localmente, ad es. ad E di Poggio Picenze, al passaggio tra i limi (L) e i conglomerati (cglp), e nella parte bassa di quest'ultimi, si intercalano orizzonti metrici di sabbie (s).
- **Alluvioni terrazzate (sigla: b3)**, depositi alluvionali misti, costituiti da prevalenti limi e sabbie, con intercalazioni di livelli ghiaiosi in matrice limoso-sabbiosa, talora organizzati in strati gradati; sono presenti livelli torbosi e orizzonti pedogenizzati. Lo spessore è variabile da pochi metri a oltre 10 m. Costituiscono orizzonti terrazzati lungo i fianchi delle valli e nella piana prossima ai versanti. Questi depositi poggiano sui limi bianchi (L), sono in rapporti di eteropia con i conglomerati (cglp) e al tetto sono ricoperti dai detriti recenti (d, a3, dt).

Sulla base della posizione stratigrafica le brecce di versante (brp), i conglomerati (cglp) e le alluvioni terrazzate (b3) sopra descritti possono essere correlati con la parte alta del supersintema di Aielli-Pescina o con il sintema di Valle Majelama (Pleistocene sup.); facendo riferimento alla stratigrafia proposta da Bosi e Bertini (1970), le brecce "brp" sembrano correlabili con le brecce di Barisciano, i conglomerati (cglp) con i Conglomerati di Fosso dell'Inferno, mentre le alluvioni (b3) sono ben correlabili con le alluvioni terrazzate.

Le unità di seguito descritte, per posizione stratigrafica e sulla base di considerazioni morfologiche, sono considerate di età olocenica (cfr. alluvioni recenti e attuali; detrito di falda di Bosi e Bertini, 1970).

- **Detrito superficiale (d)**; deposito eterometrico, solo localmente grossolanamente stratificato, costituito da limi, sabbie sciolte e clasti centimetrici, non cementati, subarrotondati e spigolosi, di origine per lo più colluviale, talora eluviale. Contiene orizzonti torbosi ed orizzonti pedogenizzati. Lo spessore varia da meno di un metro ad alcune decine di metri; questo deposito è stato cartografato quando lo spessore supera mediamente i 3 m. Costituisce la copertura superficiale della piana fino alla parte inferiore dei versanti dove passa ai detriti di falda (a3) e al detrito torrentizio (dt); è in contatto netto su tutte le unità continentali e del substrato calcareo sopra descritte.
- **Ghiaie di conoide recente (g)**; deposito grossolano prevalentemente costituito da ghiaie in matrice sabbiosa, marginalmente presente nella piana a SW di Petogna. In rapporti di eteropia con la copertura detritica superficiale (d). Potenza di pochi metri.

- **Detrito di falda (a3)**; deposito eterometrico non stratificato, costituito da clasti mediamente centimetrici, non cementati, subarrotondati e spigolosi, in matrice sabbiosa. Questi detriti ricoprono la base dei rilievi carbonatici. La geometria è fortemente lenticolare e lo spessore massimo è di alcuni metri. Questo deposito è eteropico della copertura detritica superficiale della piana (d) e con il detrito torrentizio (dt); ricopre, con contatto netto, le unità continentali pleistoceniche e i calcari del substrato sopra descritti.
- **Detrito torrentizio (dt)**; deposito eterometrico grossolanamente stratificato, talora laminato, costituito da clasti mediamente centimetrici, non cementati, subarrotondati e spigolosi, talora embricati, in matrice sabbiosa. Questi detriti formano i riempimenti dei principali impluvi e conoidi allo sbocco delle valli nella piana. La geometria è fortemente lenticolare; lo spessore massimo è di alcuni metri. Questo deposito mostra rapporti di eteropia, talora di sovrapposizione, con i detriti di falda (a3) e con la copertura detritica superficiale (d) e ricopre le unità continentali pleistoceniche e i calcari del substrato sopra descritti.
- **Alluvioni recenti (b1, b2)**; depositi alluvionali indifferenziati costituiti da limi, sabbie e ciottoli, presenti nel fondovalle della Valle dell'Inferno, a S di Barisciano; b1 corrisponde ai depositi attualmente in evoluzione in alveo, b2 costituisce il primo terrazzo. Lo spessore massimo è di pochi metri. Questi depositi ricoprono tutte le unità sopra descritte.
- **Accumuli di frane (a2, a1)**; depositi di origine gravitativa costituiti da detriti eterometrici; sulla base del grado di attività sono stati distinti in frane quiescenti (a2), accumuli privi di evidenze di movimenti recenti, e in frane attive (a1), accumuli con evidenze di movimenti recenti o in atto. Gli accumuli di frana quiescente sembrano originati da movimenti complessi; gli accumuli di frana attiva sono stati distinti in frane di crollo e frane per scivolamento. Potenza massima di alcuni metri.
- **Accumuli di origine antropica (H, C)**; terreni di riporto (massicciate e terrapieni) per la realizzazione di strutture antropiche (strade e aree per insediamenti), materiali di risulta di escavazioni in prossimità di aree di cava, cumuli di pietre nei campi. Potenza generalmente di pochi metri.

L'assetto tettonico è determinato soprattutto dall'immersione verso SSW, mediamente di 25°-30°, del substrato carbonatico e dall'attività di due zone di faglia orientate circa WNW-ESE, una localizzata a SW di Petogna e Poggio Picenze, l'altra localizzata tra Barisciano, Castelnuovo e S. Pio delle Camere.

La morfologia dei versanti risente fortemente dell'assetto del substrato (versanti strutturali); anche la stratificazione delle brecce e dei detriti di versante è circa parallela alla stratificazione dei sottostanti calcari.

La faglia principale dell'area Petogna-Poggio Picenze è nota anche come faglia della Media Valle Aterno-Poggio Picenze (vedi Informazioni generali sulla sequenza sismica dell'Aquilano in www.ingv.it) e sembra costituire il proseguimento verso SSE della faglia di Paganica, dalla quale è separata da una zona di faglia orientata SSW-NNE (EMERGEIO WORKING GROUP, 2009) che taglia trasversalmente la valle dell'Aterno, tra la Stazione di Paganica e Onna, e la dorsale carbonatica settentrionale, tra la zona sud-orientale di Paganica, Pescomaggiore e Filetto (APAT, 2005).

Sia la zona di faglia di Poggio Picenze che quella di Barisciano-S. Pio delle Camere tagliano i depositi tardo-pleistocenici (brp e cglp) e possono quindi essere considerate attive; ciò nonostante, nelle aree rilevate per questo studio, non sono stati riconosciuti effetti di fagliazione superficiale ed evidenze di riattivazioni riferibili a questa crisi sismica (vedi anche rapporto di EMERGEIO WORKING GROUP, 2009).

Le evidenze principali in affioramento della faglia di Poggio Picenze consistono in scarpate morfologiche, date da alti strutturali, in corrispondenza dei quali i calcari miocenici (CBZ3) affiorano, anche nella piana, e localmente sono a diretto contatto con i conglomerati pleistocenici (cglp). In affioramento le superfici di faglia sono subverticali, con evidenze di movimenti anche orizzontali e geometria tipo *flower structure* (vedi affioramento tra Petogna e la SS17).

La dislocazione e la geometria del substrato carbonatico è ben evidente anche dai profili di resistività elettrica. In particolare, il profilo ERT24 documenta la presenza di una faglia che disloca il substrato a sud di Petogna mentre i profili ERT25 e ERT 23 documentano bene la geometria tipo *pop-up*, data da faglie sepolte con componente inversa, a sud del centro abitato di Poggio Picenze. Questa struttura di *pop-up* determina una dorsale (sez. 3, All. 4.3, affiorante verso SE, che costituisce il bordo meridionale di un sottobacino allungato in direzione circa E-W, largo fino a circa 1-1.1 km, e limitato a nord dai calcari miocenici affioranti immediatamente a nord della SS17. Questo sottobacino è prevalentemente riempito da limi bianchi (L) e conglomerati pleistocenici (cglp) con substrato carbonatico ad una profondità media di circa 50 m (sez. 3, All. 4.3).

Anche nell'area di Petogna e Picenze le dislocazioni del substrato danno origine ad alti e bassi strutturali con la formazione di sottobacini in cui si osservano i massimi spessori di limi (L), conglomerati (cglp) e detriti superficiali (d) (sezz. 1, 2 e 11, All. 4.3).

Anche la zona di faglia Barisciano-S. Pio delle Camere si manifesta in superficie con scarpate morfologiche e affioramenti nella piana del substrato carbonatico (sezz. 4,7, 9 e 10, All. 4.3). È probabilmente all'attività di questa struttura che si deve la zona ribassata tra Barisciano e Navelli.

Dislocazione, profondità e geometria del substrato, nella zona tra Castelnuovo e S. Pio delle Camere, sono documentate anche dal profilo di resistività elettrica ERT22 (All. 4.8).

Le zone di faglia con direzione appenninica (WNW-ESE) sopra descritte sono ritagliate da strutture subverticali orientate circa SSW-NNE.

Una di queste dà origine al Vallone dell'Inferno, profonda incisione che attraversa la zona di Barisciano da NNE verso SSW. Nella zona superiore, sulle brecce di versante, in questo vallone si sono accumulati detriti torrentizi e allo sbocco in pianura si è formato un esteso conoide; ancora più a valle, la profonda incisione del corso d'acqua permette di osservare che le calcareniti mioceniche sono a quote inferiori rispetto ai calcari mesozoici della dorsale di M. Cicogna. Quindi, anche in questo caso, sembra che le strutture antiappenniniche si siano originate dopo quelle appenniniche.

A scala cartografica (APAT, 2005), le faglie di Petogna-Poggio Picenze e di Barisciano-S. Pio delle Camere sembrano costituire rispettivamente il bordo meridionale e settentrionale della piana tra Picenze e Navelli. La faglia di Poggio Picenze sembra proseguire verso sud, lungo la direttrice S. Demetrio ne' Vestini, S. Nicandro, Prata d'Ansidonia e Tussio, e costituire il bordo settentrionale della dorsale che separa la piana di Navelli dall'attuale corso dell'Aterno. La faglia di Barisciano-S. Pio delle Camere sembra costituire il bordo meridionale della dorsale carbonatica M. della Selva-M. Camarda da Pescomaggiore a Navelli.

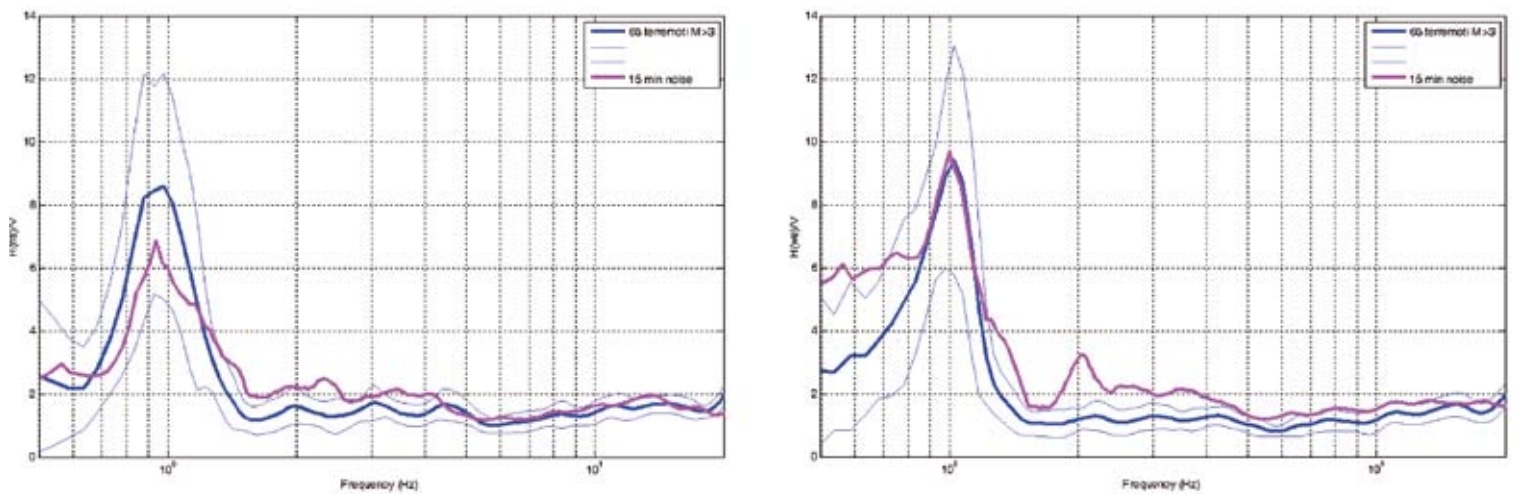
A S di Castelnuovo, evidenze morfo-strutturali suggeriscono la presenza di strutture di ordine minore orientate circa E-W che, a scala cartografica, mostrano una geometria en échelon. Queste osservazioni, in accordo con dati di campagna, permettono di ipotizzare una componente trascorrente di queste zone di faglia.

4.2.3 Dati strumentali

Le misure di rumore sono state elaborate secondo i criteri generali riportati nel volume introduttivo. Come riportato nell'All. 4.4, si sono evidenziati tre tipi di risposta ben differenziabili.

- 1) Affioramenti del substrato. Le misure HVSR hanno restituito risposte piatte come atteso, prevalentemente nelle località di Barisciano e San Pio delle Camere.
- 2) Breccie cementate. In questo caso si sono osservati due comportamenti nettamente differenti. Ove le breccie sono depositate sul substrato la risposta permane piatta, mentre si osservano significativi picchi di risonanza quando si ha un'inversione di velocità dovuta ai sottostanti limi bianchi. Questo comportamento è ben evidente nella zona di Poggio Picenze.
- 3) Depositi sedimentari. La risposta dei limi e delle alluvioni su substrato restituisce quanto atteso, con picchi di risonanza ben evidenti la cui frequenza diminuisce all'aumentare degli spessori verso i depocentri.

Fig. 4.3 → Rapporti tra componenti orizzontali e verticali nelle direzioni NS (a) e EW (b) per la stazione in vetta del colle di Castelnuovo.



Castelnuovo - Rapporti spettrali vetta/fianco
Spettri di risposta al 5% per l'evento del 09.04.09 M=5.1

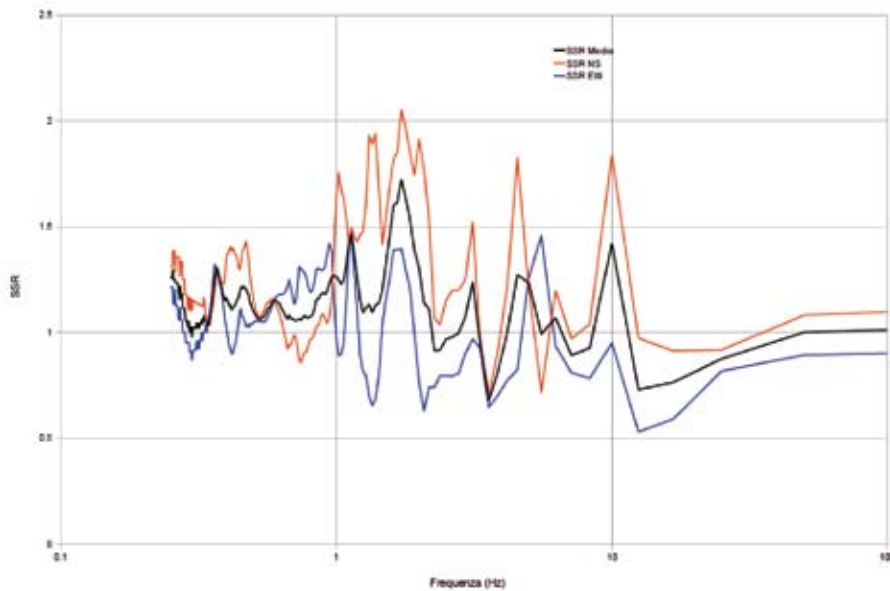


Fig. 4.4 → Rapporti tra spettri di risposta vetta/fianco nelle direzioni NS e EW per l'evento del 09.04.09.

Un caso a parte è costituito da Castelnuovo, dove la frequenza permane la stessa in tutti i punti della collina con un marcato picco a 1 Hz, la cui ampiezza varia invece con proporzionalità diretta alla quota. Questo fa supporre un'amplificazione condizionata da fattori topografici (cioè influenzata dalla geometria bi- o tri-dimensionale) piuttosto che dalla stratigrafia, che in condizioni di propagazione mono-dimensionale farebbe attendere frequenze variabili con lo spessore dei depositi. Questo effetto è confermato dalle registrazioni accelerometriche degli *aftershock*, che mostrano un'identica frequenza a 1 Hz, con ampiezza maggiore sulla sommità rispetto al versante della collina. Il dato è stato ottenuto dalle scosse di magnitudo maggiore di 3 registrate tra il 08.04.09 ed il 25.04.09 per un totale di 65 eventi. La [figura 4.3](#) mostra il confronto tra i rapporti HVSR ottenuti per la stazione in vetta, separando le due componenti. Si evidenzia una notevole direzionalità nella risposta.

Il confronto tra i rapporti tra gli spettri di risposta alle due stazioni ([Fig. 4.4](#)) per il terremoto più forte registrato (M=5.1 del 09.04.09) evidenzia ancor meglio l'effetto di direzionalità nella risposta locale, con prevalenza nella direzione N-S, pressoché parallela alla massima pendenza del colle.

4.2.4 Modello geotecnico

Il modello geometrico del sottosuolo per le analisi di risposta sismica locale lungo le 11 sezioni geo-litologiche considerate ([All. 4.3](#)) è stato definito essenzialmente sulla base dei risultati delle indagini geofisiche ([All. 4.8](#)) e geognostiche ([All. 4.9](#)), specificamente effettuate per lo studio di microzonazione sismica dell'area. Queste sono state integrate con i pochi dati stratigrafici già disponibili, derivanti dalle citate indagini precedenti ([cfr. par. 4.2](#)), prevalentemente concentrate lungo la SS17 ed in corrispondenza delle cavità instabili ([All. 4.1](#)). Occorre precisare che nessuna delle indagini in foro eseguite, spinte fino a una profondità massima di 50 m, ha intercettato la formazione lapidea di base definibile come *bedrock* sismico cui applicare il moto sismico di riferimento nelle analisi numeriche. La profondità e l'andamento del substrato roccioso, ovunque assunto corrispondente alla successione carbonatica di età Giurassico-Miocene, sono state pertanto assunte soprattutto sulla base degli studi geologici e delle tomografie geoelettriche profonde ([All. 4.8](#)). Tali assunzioni sono state successivamente calibrate ([cfr. par. 4.2.5 e All. 4.6](#)) verificando la corrispondenza tra le funzioni di amplificazioni numeriche e quelle ricavate sperimentalmente sotto forma di rapporti SSR e HVSR misurati su noise e, soprattutto, repliche della sequenza sismica. Le proprietà fisico-meccaniche dei terreni sono sinteticamente riportate in [tabella 4.1](#).

Poiché i metodi numerici di analisi utilizzati nel presente studio fanno riferimento al tradizionale approccio di legame costitutivo visco-elastico lineare equivalente, il comportamento di ciascun materiale è stato espresso attraverso il peso dell'unità di volume (γ), le velocità delle onde di taglio e di compressione (V_s , V_p), e le curve di variazione di rigidità e smorzamento con la deformazione al taglio, $G(\gamma)/G_0$ e $D(\gamma)$. Le velocità delle onde S sono state determinate a partire dalle prove Down Hole, elaborate inizialmente dal CNR-IAMC ([All. 4.10](#)) in termini di velocità derivanti dai tempi equivalenti (t_s) ogni 2 m di profondità; le stesse prove sono state re-interpretate in termini di dromocrone associate alle colonne stratigrafiche dei sondaggi ([Fig. 4.5](#)), fornendo i valori medi di V_s da attribuire alle singole formazioni ai diversi campi di profondità. Tali valori sono risultati in buon accordo sia con le prove MASW eseguite in precedenza a Poggio Picenze e Castelnuovo dalle Università di Napoli e del Molise ([All. 4.12](#)) sia con quelle eseguite successivamente dalla CONGEO nelle località di Poggio Picenze, Petogna, e Barisciano ([All. 4.11](#)).

TABELLA 4.1 CARATTERISTICHE FISICO-MECCANICHE DEI TERRENI PER LE ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE									
DENOMINAZIONE	LITOLOGIA	INTERPRETAZIONE	SPessori	γ (kN/m ³)	V_s (m/s)	ν	α	V_p (m/s)	$G(\gamma)/G_0 D(\gamma)$
d detrito superficiale	limo-clasti	dromocrone DH11-DH14	0-15m	18	250	0.39	2.32	580	ghiaie (Anh Dan <i>et al.</i> , 2001), media fuso Rollins <i>et al.</i> (1998)
			15-40m	18	350	0.38	2.26	790	
a3 detrito di falda	limo-clasti	analogia con dt	qualsiasi	18	300	0.38	2.29	687	ghiaie (Anh Dan <i>et al.</i> , 2001), media fuso Rollins <i>et al.</i> (1998)
dt detrito torrentizio	limo-clasti	analogia con dt	qualsiasi	18	300	0.38	2.29	687	prove RC Polito su Camardia (progetto CASE) con D_0 ridotto; detriti-colluvioni Benevento (Marcellini <i>et al.</i> , 1995)
b3 alluvioni terrazzate	limi, sabbie, ciottoli	dromocrone DH12-DH13	0-5	18	200	0.38	2.27	455	prove RC Polito su Camardia (progetto CASE) con D_0 ridotto; detriti-colluvioni Benevento (Marcellini <i>et al.</i> , 1995)
			5-10 m	18	300	0.36	2.14	641	
			> 10 m	18	400	0.37	2.22	890	
cglp conglomerati	ciottoli in matrice sabbio-limosa, spesso cementati	dromocrone DH10-DH14	cglp-w: alterati (0-10 m)	20	400	0.39	2.35	942	ghiaie addensate (Modoni & Gazzellone, 2010)
			cglp-c: cementati (10-25m)	21	1000	0.33	2.01	2008	conglomerati cementati (Benevento: Marcellini <i>et al.</i> , 1995; Gerace: Costanzo, 2007)
			cglp-c: cementati (>25m)	22	1250	0.33	2.01	2509	conglomerati cementati (Benevento: Marcellini <i>et al.</i> , 1995; Gerace: Costanzo, 2007)
			cglp-s: se sepolti sotto detriti	21	700	0.36	2.13	1488	curva intermedia tra cglp-w e cglp-c
brp breccie di versante	clasti poco arrotondati in matrice sabbiosa	DH CASE SDMT UnivAq	brp-w: alterate (0-10m)	20	800	0.39	2.35	1884	stesse curve per cglp-w
			brp-c: cementate (>10m)	22	1250	0.33	2.01	2509	stesse curve per cglp-c
L limi bianchi	limi bianchi e argille chiare, con lenti sabbia/ghiaia	dromocrone DH9- DH10-DH11-DH12- DH13	0-50 m	18	300+3.6z	0.38	2.27	αV_s	da prove CTS Laboratorio UniNa, curve differenziate per Castelnuovo - San Pio e Poggio Pricenze - Petogna - Barisciano
			50-90 m	18	480+2.5(z-50)				
			>90m	18	580+0.2(z-90)				
bb transizione limi-bedrock	breccie e conglomerati	caratteristiche intermedie tra limi e bedrock	5 m	21	800	0.36	2.13	1701	stesse curve per cglp-s
bedrock calcarei	calcarei, calciruditi con livelli di marne, calcarei	CH AOV		22	1250	0.33	2.01	2509	lineare ($D_0 = 0.5\%$)

Ad ogni unità litologica, sono stati anche attribuiti valori di V_p , ottenuti calcolando le medie dei coefficienti α ($=V_p/V_s$) e di Poisson ν^2 relativi ai diversi campi di profondità esplorati con le prove DH. Questi parametri sono stati poi utilizzati per le analisi di risposta sismica eseguite con modelli bidimensionali.

I profili di V_s delle diverse formazioni adottate nei modelli di calcolo sono riassunti e confrontati in figura 4.6. In figura 4.7 sono invece presentate le curve di variazione di rigidezza al taglio normalizzata e fattore di smorzamento con la deformazione tangenziale, adottate per le analisi. Entrambe le figure evidenziano la notevole variabilità sia della rigidezza sia

Fig. 4.6 → Profili di velocità delle onde S dei terreni della Macroarea 4.

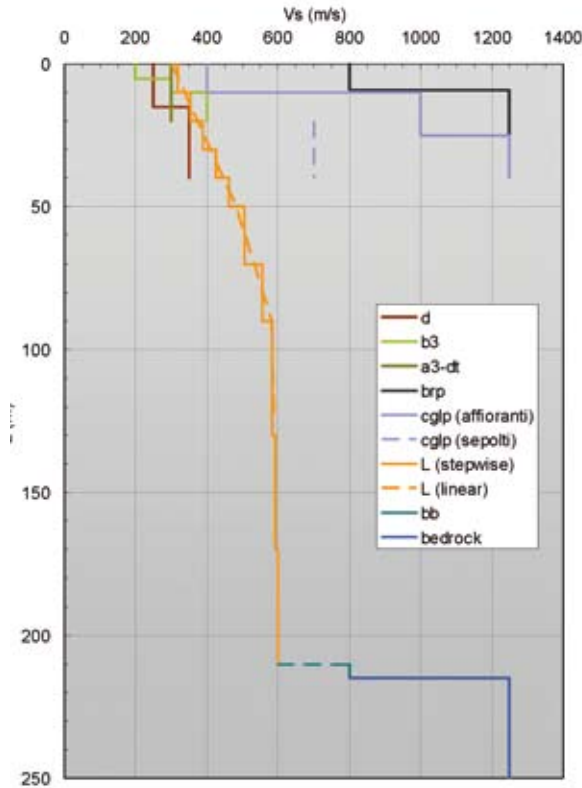


Fig. 4.7 → Curve di non-linearità di rigidezza e smorzamento dei terreni della Macroarea 4.

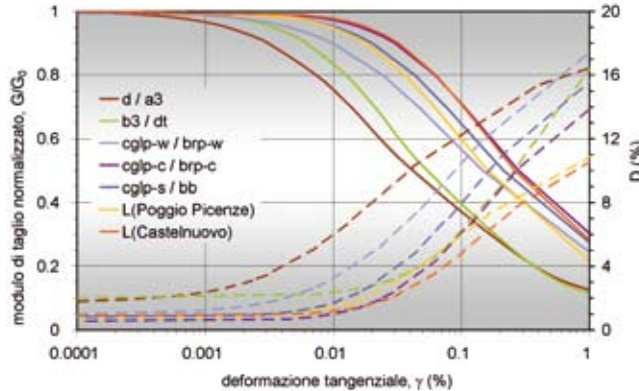
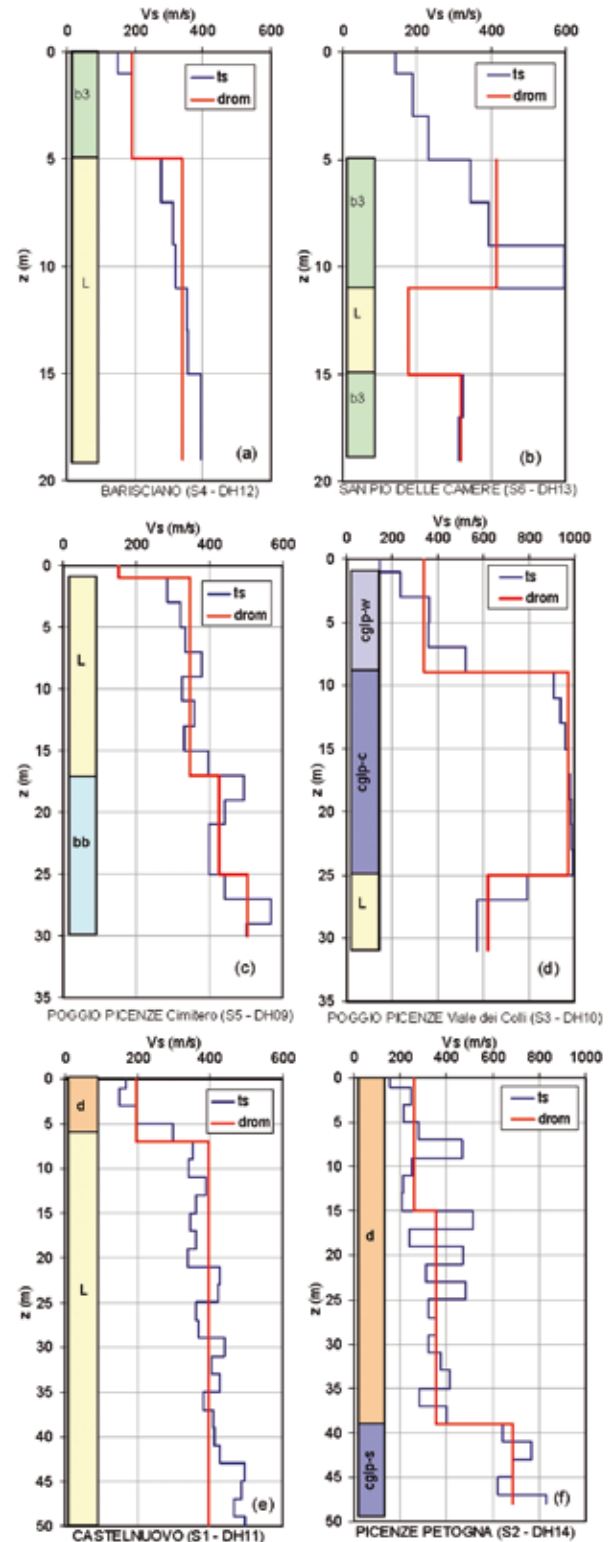


Fig. 4.5 → Profili stratigrafici e interpretazione prove DH nei 6 sondaggi eseguiti nella Macroarea 4.



2 Dalla teoria dell'elasticità. $\nu = (0.5\alpha^2 - 1)(\alpha^2 - 1)$

del comportamento non-lineare e dissipativo dei diversi materiali, contraddistinti da un non comune assortimento di caratteri granulometrici e peculiarità strutturali.

I valori medi di velocità delle onde S delle formazioni detritiche (unità d, ed analogamente anche le unità a3, dt) sono risultati relativamente modesti (<300 m/s) e con scarse variazioni con la profondità. Ai detriti superficiali (d) e di falda (a3), grossolani ed incoerenti, sono state attribuite curve di non-linearità di rigidezza e smorzamento di terreni ghiaiosi derivanti dalla letteratura (Rollins *et al.*, 1998; Anh Dan *et al.*, 2001). A quelli torrentizi (dt) sono state attribuite curve leggermente diverse, dedotte dalle prove di laboratorio sui terreni sabbiosi di Camarda (progetto C.A.S.E.), che risultano tra l'altro simili a quelle relative a formazioni detritico-colluviali di Benevento (Marcellini *et al.*, 1995).

I profili di velocità del deposito alluvionale (b3) e dei limi bianchi (L) di origine lacustre sono caratterizzati da valori altrettanto limitati in superficie (200-300 m/s), ma sensibilmente in aumento con la profondità. Nella formazione dei limi bianchi, l'effetto delle tensioni litostatiche è particolarmente sensibile sull'incremento di V_s con la profondità, non adeguatamente rappresentabile dalle dromocrone in figura 4.5; questa eterogeneità è stata modellata, sulla base dell'intera serie di misure raccolte nelle prove DH09, DH11 e DH12, con una legge lineare valida fino a 50 m di profondità, cioè quella massima esplorata nelle prove Down Hole (Fig. 4.8). Essendo la formazione limosa estesa a profondità anche notevolmente più elevate (fino a 200 m circa), si è fatto ricorso ai risultati delle prove di laboratorio (RC) eseguite presso l'Università di Napoli (All. 4.13) per dedurre la legge di variazione della rigidezza a taglio G_0 con la tensione efficace di consolidazione p' ; questa ha consentito di descrivere un profilo di V_s lineare a tratti e con pendenza decrescente con z che, estrapolato alle massime profondità, raggiunge un valore di V_s dell'ordine di 600 m/s (cfr. tabella 4.1, figure 4.6-4.8).

Le caratteristiche di non-linearità di rigidezza e smorzamento delle alluvioni terrazzate (b3) sono state assunte analoghe a quelle del detrito torrentizio (dt). Le curve $G(\gamma)/G_0$ e $D(\gamma)$ dei limi bianchi sono state invece direttamente ricavate dalle prove di taglio torsionale ciclico (CTS) eseguite dall'Università di Napoli a frequenza di 0.5 Hz (All. 4.13); esse hanno mostrato sensibilità di rigidezza e smorzamento al livello deformativo più pronunciata per i due campioni prelevati a Poggio Picenze rispetto a quello di Castelnuovo (Fig. 4.9). Il comportamento non-lineare e dissipativo delle formazioni limose presenti a Poggio Picenze, Petogna e Barisciano è stato pertanto caratterizzato in maniera diversa da quelle affioranti a Castelnuovo e San Pio.

Le prove Down Hole eseguite nei conglomerati pleistocenici (cglp) ed altre prove eseguite nelle stesse formazioni ma in altri siti della conca aquilana (es. la Down Hole eseguita a Paganica per il progetto C.A.S.E. e la Cross Hole eseguita dall'INGV a Colle Cicogna) hanno permesso di riconoscere una notevole sensibilità

Fig. 4.8 → Modello di velocità delle onde S derivato da prove DH e RC nei limi bianchi.

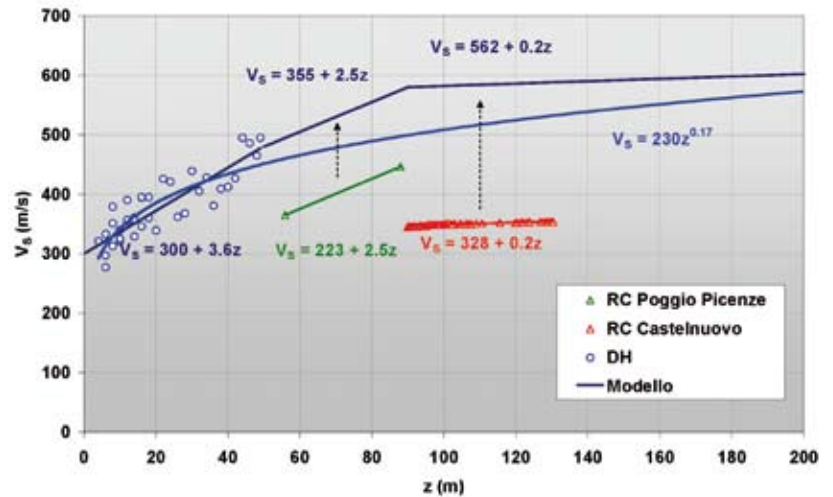
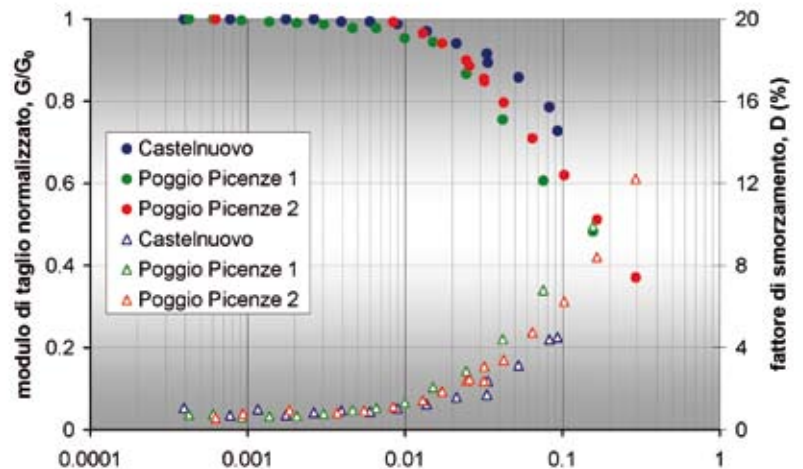


Fig. 4.9 → Curve di non-linearità di rigidezza e smorzamento dei limi bianchi (prove CTS UniNa).



delle velocità delle onde sismiche al grado di alterazione ed alla conseguente variabilità della cementazione con la profondità. Essi sono stati pertanto caratterizzati con V_s in aumento da 400 m/s (se alterati e affioranti in superficie, cglp-w) a 1000-1250 m/s (se cementati e più o meno profondi, cglp-c), e da un valore intermedio (700 m/s) se sepolti sotto i detriti (cglp-s).

Nelle brecce di versante (brp) non sono state eseguite in questa macroarea misure di velocità delle onde sismiche, che sono state pertanto dedotte da prove DH eseguite nei siti di Tempera e San Giacomo (Progetto C.A.S.E.) e da una prova SDMT eseguita dall'Università dell'Aquila nel centro del capoluogo (Totani *et al.*, 2009). Anche per questa formazione, l'effetto dell'alterazione si traduce in una riduzione della velocità delle onde S per una decina di metri a partire dalla superficie; la rigidezza della coltre alterata delle brecce è comunque più elevata di quella dei conglomerati, coerentemente con il minor grado di arrotondamento dei clasti.

Per conglomerati e brecce, sono state assunte curve di non-linearità di rigidezza e smorzamento diverse in ragione del diverso grado di cementazione: per le formazioni alterate (cglp-w e brp-w) si è preso come riferimento il recente lavoro di Modoni e Gazzellone (2010) su ghiaie molto addensate, per i depositi cementati (cglp-c e brp-c) sono state assunte le curve di letteratura usate da Marcellini *et al.* (1995) e Costanzo (2007) per formazioni appenniniche con litologia analoga. Poiché l'aumento del grado di cementazione fa estendere il campo di linearità di rigidezza e smorzamento, alla formazione conglomeratica sepolta (cglp-s) sono state attribuite caratteristiche intermedie tra quella alterata e quella cementata.

Si osservi inoltre che la rigidezza a basse deformazioni di conglomerati e brecce cementate è pari a quella del bedrock, in quanto tutti questi materiali sono caratterizzati da $V_s = 1250$ m/s, valore che nel substrato calcareo risulta (a conoscenza di chi scrive) misurato solo in corrispondenza della stazione sismica AQP (centro Valle Aterno) della RAN. A differenza di conglomerati e brecce, il *bedrock* è stato modellato come materiale a comportamento lineare, con valore molto limitato del fattore di smorzamento ($D_0 = 0.5\%$).

Il litotipo bb, un deposito di brecce e conglomerati che costituisce la transizione tra il deposito di limi bianchi ed il substrato calcareo, è stato caratterizzato con proprietà intermedie tra le due formazioni, sia in termini di velocità che di caratteristiche di non-linearità, assimilate a quelle dei conglomerati sepolti.

4.2.5 Analisi numerica della risposta sismica locale

4.2.5.1 Moto sismico di riferimento

Il moto di input per le analisi numeriche è costituito dagli accelerogrammi definiti dal Gruppo di Lavoro "Terremoto di riferimento" (vedi Parte 1) compatibili con tre diversi spettri, cioè lo spettro delle NTC-08, lo spettro UHS ottenuto sulla base di una valutazione probabilistica della pericolosità dell'area e lo spettro deterministico (cfr. Cap. 10, Parte I). In questo studio, sono stati presi in esame per tutte le sezioni tutti e cinque gli accelerogrammi, i primi due compatibili con gli spettri delle norme (NTC) e probabilistico (prob) ed i restanti tre compatibili con quello deterministico (det1, det2 e det3).

Considerata la notevole estensione delle sezioni per le analisi bidimensionali, per limitare la dimensione degli elementi della mesh è stata scelta come massima frequenza da modellare il valore di 15 Hz. Di conseguenza, gli accelerogrammi compatibili con lo spettro di normativa e con quello probabilistico sono stati trattati con un filtro "passa-basso" a 15 Hz; gli accelerogrammi compatibili con lo spettro deterministico non hanno invece subito alcun trattamento di filtraggio, in quanto caratterizzati da un contenuto in frequenza trascurabile al di

sopra di 15 Hz. In [figura 4.10](#) si riportano le storie temporali dell'accelerazione, originali e filtrate, per gli accelerogrammi spettro-compatibili di normativa e probabilistico; in [figura 4.11](#) sono illustrati gli spettri di risposta elastici dell'accelerazione (smorzamento 5%) di tutti i segnali utilizzati nelle analisi numeriche, insieme con i corrispondenti spettri di riferimento.

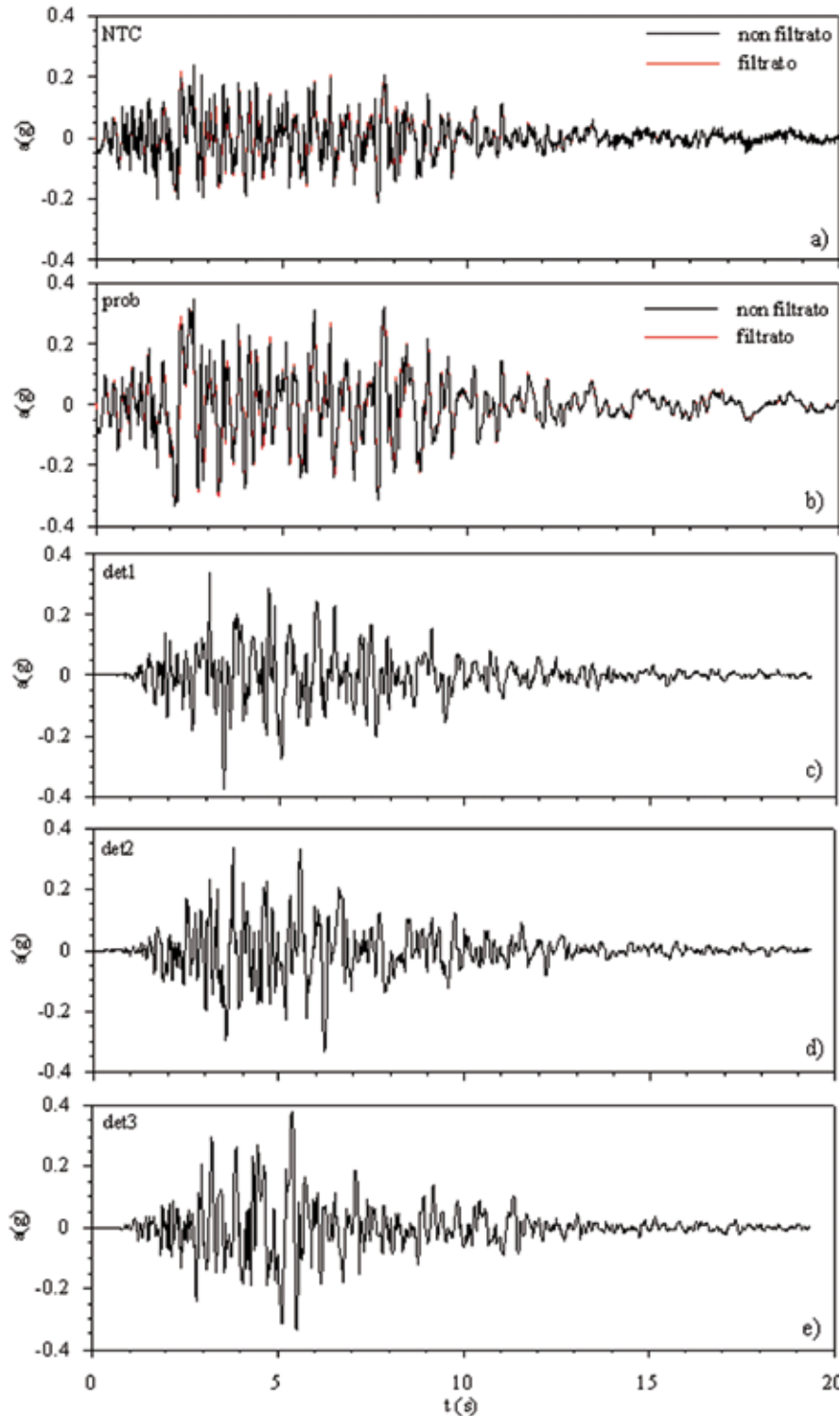


Fig. 4.10 → Accelerogrammi di input utilizzati per le analisi di risposta sismica locale derivanti dai diversi approcci: norme NTC-08 (NTC) (a), probabilistico (prob) (b) e deterministico det1 (c), det2 (d) e det3 (e).

In **tabella 4.2**, per ogni accelerogramma di input, sono riportati:

- accelerazione di picco PGA;
- intensità di Housner I_H calcolata tra 0.1 e 0.5 s;
- periodo corrispondente al massimo valore dello spettro in accelerazione, T_A ;

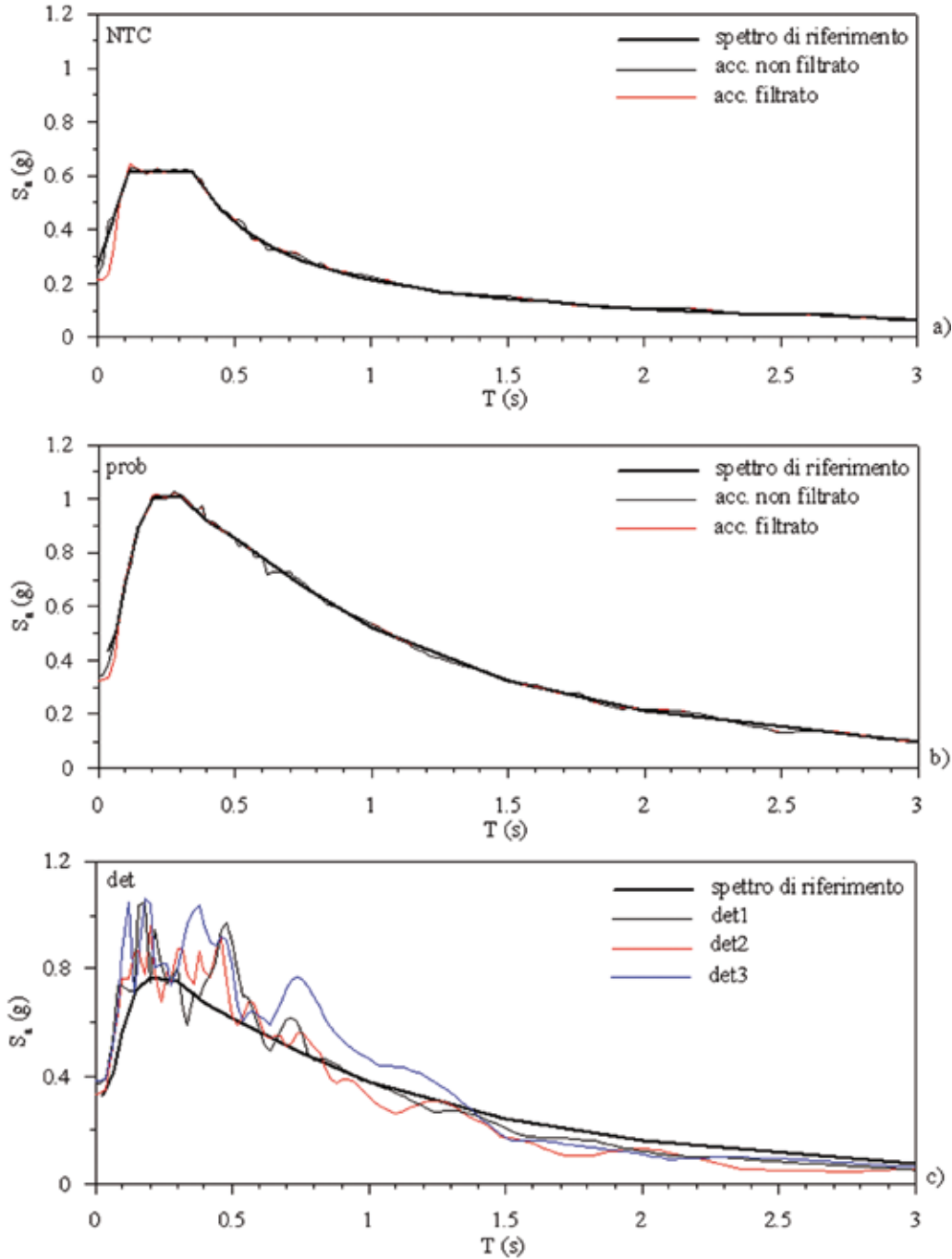


Fig. 4.11 → Spettri di riferimento per la definizione dell'input sismico derivanti dai diversi approcci: norme NTC-08 (NTC) (a), probabilistico (prob) (b) e deterministico (det) (c); in figura sono altresì mostrati gli spettri dei corrispondenti accelerogrammi spettrocompatibili.

- periodo corrispondente al massimo valore dello spettro in pseudo-velocità, TV_i ;
- valore medio dello spettro in accelerazione nel campo di periodi $0.5TA_i-1.5TA_i$, SA_{mi}
- valore medio dello spettro in pseudo-velocità nel campo di periodi $0.8TV_i-1.2TV_i$, SV_{mi}

Questi parametri sono stati utilizzati per il calcolo dei fattori di amplificazione dell'accelerazione di picco (F_{PGA}), dell'intensità di Housner (FH)³, di FA e FV, questi ultimi due definiti in accordo con il documento Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS; 2008). Occorre osservare che gli accelerogrammi compatibili con uno spettro di riferimento dotato di plateau presentano uno spettro con picchi irregolari in tale intervallo di periodi, e che quindi per essi il valore spettrale medio calcolato può discostarsi da quello dello spettro di partenza.

TABELLA 4.2 PARAMETRI DEGLI ACCELEROGRAMMI DI INPUT UTILIZZATI PER IL CALCOLO DEI FATTORI DI AMPLIFICAZIONE						
Accelerogramma	PGA (g)	I_H (cm)	TA_i (s)	SA_{mi} (g)	TV_i (s)	SV_{mi} (cm/s)
NTC	0.218	10.6	0.12	0.61	0.53	33.1
Prob	0.325	17.7	0.23	0.94	1.01	80.8
Det1	0.375	15.1	0.16	0.79	0.48	56.9
Det2	0.334	15.1	0.20	0.78	0.76	57.5
Det3	0.383	17.0	0.19	0.85	0.76	76.6

4.2.5.2 Codici di analisi e elaborazione dei risultati

Le analisi numeriche della risposta sismica locale sono state eseguite nel periodo ottobre-dicembre da un gruppo di lavoro coordinato dall'AGI (Associazione Geotecnica Italiana), composto da 6 Università, ciascuna operante sulle diverse località o sezioni specificate in [tabella 4.3](#).

TABELLA 4.3 SEZIONI DI ANALISI, GRUPPI DI LAVORO E CODICI DI CALCOLO UTILIZZATI			
Località (Sezione)	Gruppo	Membri	Analisi (codice)
Petogna (1)	Università di Firenze-DiCeA	Giacomo Simoni, Claudia Madaï	2D (QUAD4M)
Picenze (2)	Università di Roma "La Sapienza"-DISG	Alessandro Pagliaroli, Giuseppe Lanzo	2D (QUAD4M) • 1D (ProShake)
Poggio Picenze (3)			2D (QUAD4M)
Petogna-Poggio Picenze (8)	Università del Sannio-DING	Stefania Sica, Armando L. Simonelli	1D (EERA)
Barisciano W (4)	Università del Molise-SAVA	Filippo Santucci de Magistris	1D (EERA)
Barisciano E (9, 10)	Università di Napoli "Federico II"-DIGA	Emilio Bilotta, Anna D'Onofrio, Lorenza Evangelista, Luigi Landolfi, Francesco Silvestri	2D (QUAD4M/QUAKE) • 1D (EERA)
San Martino (11)			
Castelnuovo (5, 5 "estesa", 6), S. Pio delle Camere (7)	Università della Calabria-DDS	Antonio Costanzo, Ernesto Ausilio	2D (FLAC) • 1D (EERA)

³ F_{PGA} è il fattore di amplificazione espresso in termini di rapporto di accelerazione massima orizzontale (PGA/PGA_0) mentre FH è il fattore di amplificazione espresso in termini di rapporto di Intensità di Housner (SI/SI_0) per prefissati intervalli di periodi; PGA_0 e SI_0 sono rispettivamente l'accelerazione massima orizzontale e l'Intensità di Housner di riferimento e PGA e SI sono le corrispondenti grandezze di accelerazione massima orizzontale e Intensità di Housner calcolate alla superficie dei siti esaminati.

Le analisi 1D sono stati effettuate con i codici PROSHAKE ed EERA, mentre per quelle 2D sono stati utilizzati i codici QUAD4M, QUAKE e FLAC. Le caratteristiche principali dei suddetti codici, ad eccezione di QUAKE, sono riassunte nel **Cap. 4, parte II**; il modello geotecnico di sottosuolo, per tutte le verticali e sezioni analizzate, è conforme a quello descritto nel **paragrafo 4.2.4**. I dettagli operativi (condizioni al contorno, estensione e discretizzazione del dominio d'analisi, confronto tra la risposta in frequenza dei modelli numerici con i dati strumentali) ed i risultati ottenuti in forma completa sono riportati nell'**All. 4.6**.

Di seguito sono illustrati i risultati delle analisi numeriche elaborati in termini di profili di fattori di amplificazione FA e FV, calcolati con riferimento al solo input sismico NTC. Per confronto, è stato riportato anche il fattore di amplificazione FH in termini di intensità spettrale, definito come rapporto tra l'intensità di Housner nell'intervallo di periodi 0.1-0.5 s nel punto considerato ed il corrispondente valore valutato sul segnale di input. Tale fattore è stato calcolato come media dei valori ottenuti con i cinque input utilizzati; nell'**All. 4.6** è mostrato che, a differenza dei fattori FA e, soprattutto, FV, i profili di FH non mostrano una significativa variazione con l'input sismico selezionato e quindi risulta lecito confrontare il valore medio di FH con quelli di FA e FV, ottenuti invece con riferimento ad un singolo accelerogramma di input. I fattori di amplificazione FA e FH sono stati poi utilizzati per costruire le relative Carte di MS di livello 3, mediando i valori relativi a microzone omogenee. I profili dei tre fattori di amplificazione per le 11 sezioni analizzate, raggruppate per comuni o frazioni, sono riportate nelle **figure 4.12-4.22**. Per ciascun profilo sono state individuate zone omogenee, per caratteristiche stratigrafiche e morfologiche (delimitate da linee tratteggiate nelle figure), all'interno delle quali ciascuno dei fattori di amplificazione presenta variazioni contenute. Per ognuno di tali fattori, nelle diverse zone omogenee, è stato infine calcolato il valor medio e riportato il campo di variazione dei fattori di amplificazione utilizzati per la stesura delle carte di microzonazione. A titolo esemplificativo, nel seguito, sono commentati gli andamenti del solo fattore di amplificazione FH che, in generale, ha un andamento molto prossimo a quello di FA.

Petogna, Villa di Mezzo, S. Martino (Picenze, frazioni di Barisciano)

Per questi centri abitati sono state effettuate analisi numeriche in corrispondenza di quattro sezioni tre delle quali (sezione 1: Petogna, sezione 2: Villa di Mezzo, sezione 11: San Martino) orientate SSW-NNE e una (sezione 8) orientata WNW-ESE, trasversale alle tre frazioni che costituiscono la frazione di Picenze (per l'ubicazione delle sezioni v. **allegati 4.2 e 4.3**). In particolare, analisi 2D sono state eseguite lungo le sezioni 1 (**Fig. 4.12**), 2 (porzione sud-ovest) (**Fig. 4.13**) e 11 (**Fig. 4.22**); considerata la relativa uniformità delle condizioni morfologiche e stratigrafiche, ci si è invece limitati ad analisi 1D in corrispondenza della porzione nord-est della sezione 2 (**Fig. 4.13**) e lungo l'intera sezione (**Fig. 4.19**).

I risultati mettono in evidenza che in presenza di limitate coperture e morfologie regolari, il fattore di amplificazione FH assume valori inferiori a 1.5 (ad esempio tra le progressive 0-600 m e 1400-1600 m della sezione 1). In presenza di coperture costituite da limi e conglomerati, all'aumentare della spessore, FH attinge valori compresi tra 2.0 e 2.5 (sezione 1 alle progressive tra 800 e 1200 m, sezione 2 alle progressive tra 800 e 1700 m, sezione 8 alle progressive tra 1500 e 3200 m, sezione 11 alle progressive tra 0 e 1000 m), indipendentemente dalla presenza in affioramento dei limi o dei conglomerati. I valori massimi di FH si raggiungono per spessori modesti della copertura detritica sovrastante i limi nella porzione nord-est della sezione 11, presumibilmente anche per effetti di bordo. In presenza di elevati spessori della copertura detritica, il comportamento non lineare

di questi materiali comporta valori più ridotti del fattore di amplificazione FH, compresi tra 1.5 e 2 (sezione 2 alle progressive tra 200 e 400 m e sezione 8 alle progressive tra 300 e 1000 m).

Poggio Picenze

Per il centro abitato di Poggio Picenze sono state effettuate analisi 2D in corrispondenza della sezione 3 ed analisi 1D in corrispondenza della sezione 8 (v. Allegati 4.2 e 4.3). I risultati, illustrati nelle figure 4.14 e 4.19, mostrano che, per spessori modesti della copertura, ad esempio in prossimità della struttura a fiore alla progressiva tra 0 e 200 m (sezione 3), il fattore di amplificazione FH è compreso tra 1 e 1.5. In presenza di coperture conglomeratiche di spessore compreso tra 5 e 20 m, sovrapposte ai limi, FH assume valori generalmente compresi tra 1.5 e 2.5 (ad esempio sezione 3 tra le progressive 200 e 600 m e sezione 8 alla progressiva 2000-2300 m). In presenza di limi affioranti di spessore compreso tra 20 e 50 m, FH presenta valori sempre superiori a 2.0 (sezione 3 progressiva 700-1250 m e sezione 8 progressiva 2400-3200), con un picco di poco inferiore a 4.0 (progressiva 1000 m della sezione 3).

Barisciano

Le analisi numeriche relative al centro abitato di Barisciano hanno riguardato 3 sezioni (v. Allegati 4.2 e 4.3): la sezione 4, ove sono state effettuate soltanto analisi 1D, e le sezioni 9 e 10, per le quali sono state effettuate analisi 2D. L'elaborazione dei risultati delle analisi (Figg. 4.15, 4.20 e 4.21) ha evidenziato che in corrispondenza delle brecce di versante il fattore di amplificazione FH ha valori praticamente unitari. In accordo a quanto osservato per altri centri abitati, in presenza di coperture conglomeratiche sovrapposte ai limi, FH è compreso tra 1.5 e 2.0 (sezione 4 tra le progressive 400 e 800 m e sezione 9 tra le progressive 50 e 100 m). Picchi di amplificazione di circa 2.5 si attingono in corrispondenza dei detriti di falda sovrapposti ai limi (ad esempio sezione 10 tra le progressive 950 e 1050 m). Valori maggiori di FH, dell'ordine di circa 3 si ottengono in corrispondenza delle alluvioni, ad esempio nella sezione 9 tra le progressive 200 e 500 m e nella sezione 10 tra le progressive 350 e 850 m, dove si mantengono praticamente costanti lungo tutto il profilo.

Castelnuovo (fraz. di S. Pio delle Camere)

Per il centro abitato di Castelnuovo sono state effettuate analisi numeriche 2D sulle sezioni 5 e 6 (v. Allegati 4.2 e 4.3). I risultati, riportati nelle figure 4.16 e 4.17, mostrano che il fattore di amplificazione FH, sia alla cresta che lungo i fianchi del rilievo di limi calcarei, assume un valore compreso tra 1.8 e 2.3. Valori dello stesso ordine di grandezza si ottengono al piede del rilievo ove sono presenti spessori di 5-20 m di alluvioni sovrapposte ai limi. Il valore massimo di FH, compreso tra 2.6 e 3, si raggiunge in corrispondenza delle progressive 900-1100 m dove lo spessore dei limi è più ridotto (sez.5, Fig. 4.16). Questa distribuzione dei valori di FH sembrerebbe indicare una modesta influenza della morfologia del rilievo. Poiché tali valori sono stati calcolati nell'intervallo di periodi 0.1-0.5 s, e in considerazione del fatto che i dati strumentali (cfr. par. 4.2.3) indicano la presenza di un picco significativo a 1 Hz, è sembrato opportuno calcolare, per il solo caso di Castelnuovo, il fattore di amplificazione FH anche nel campo di periodi compreso tra 0.7 e 1.3 s. Questi profili, riportati nelle stesse figure, indicano la presenza di un'amplificazione significativa in cresta, con valori massimi compresi tra 3 e 5 (sez. 6, Fig. 4.17), e una riduzione dell'amplificazione lungo i fianchi fino alla base del rilievo. Ciò evidenzia che la

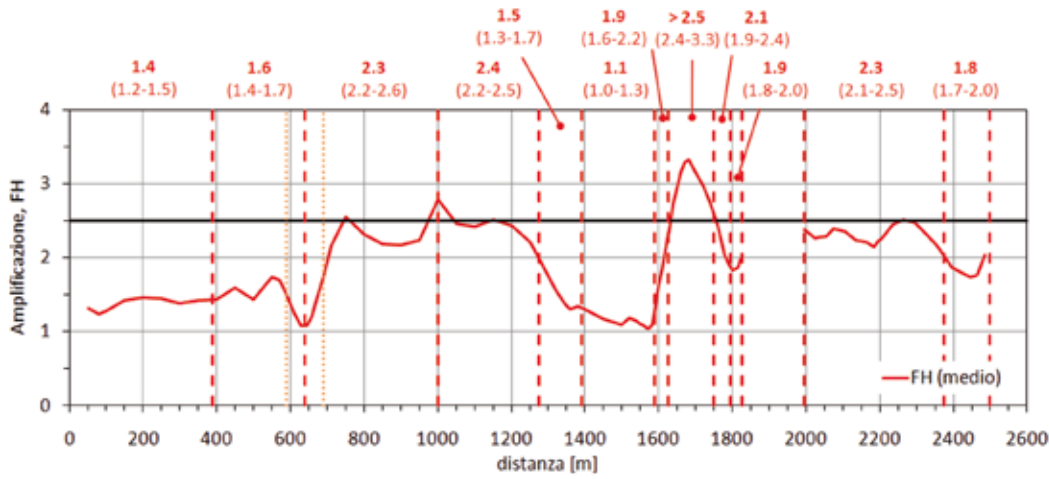
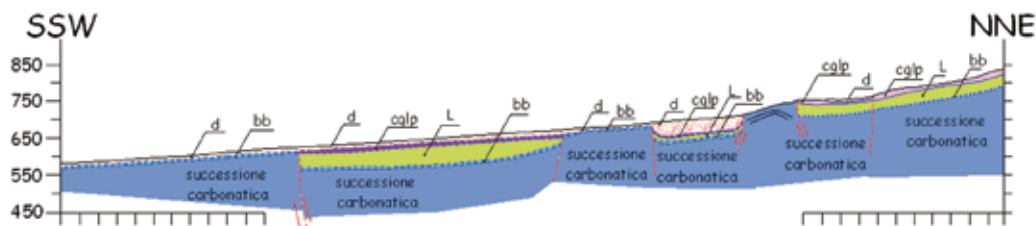
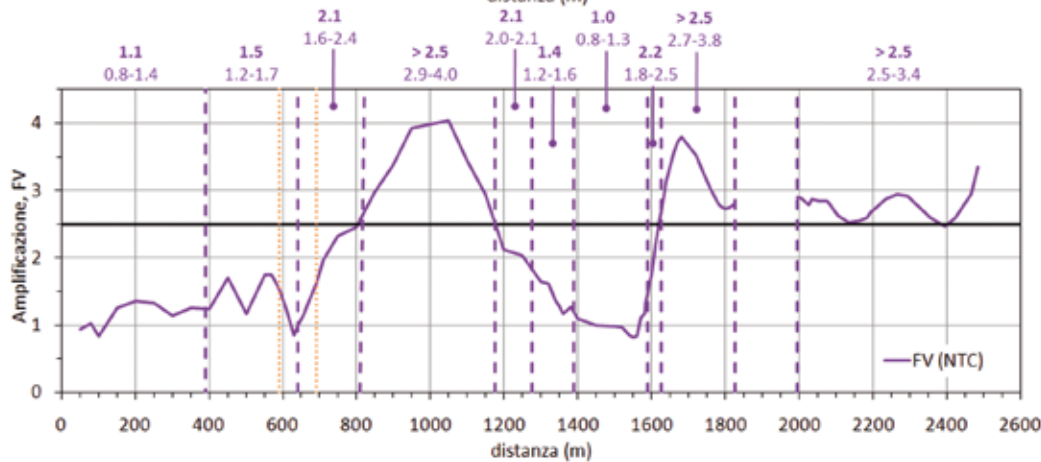
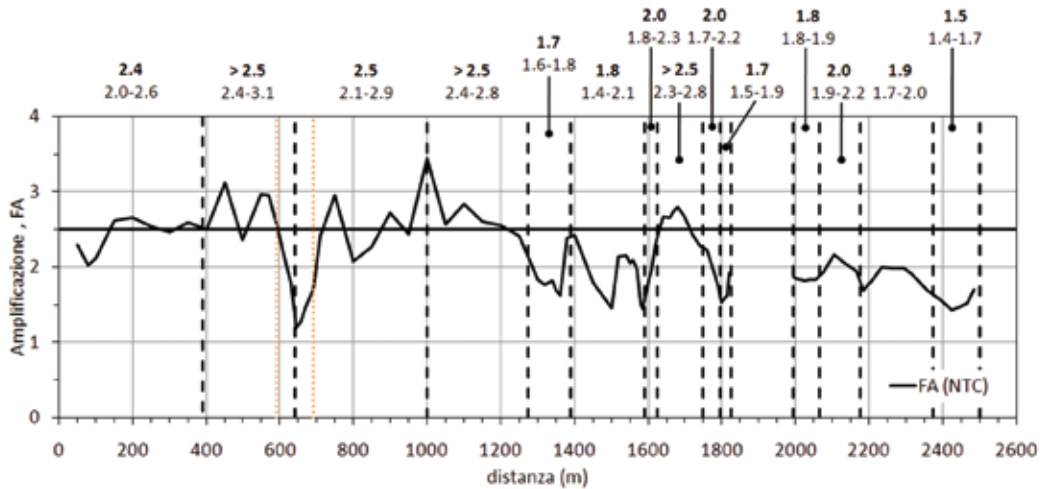


Fig. 4.12 → Sezione 1 (Petogna): profili dei fattori di amplificazione FH, FA e FV.



topografia influenza le caratteristiche del moto sismico in un campo di frequenza corrispondente a lunghezze d'onda incidenti comparabili con la dimensione orizzontale del rilievo.

S. Pio delle Camere

Per questo centro abitato è stata effettuata un'unica analisi numerica 2D in corrispondenza della sezione 7 (v. Allegati 4.2 e 4.3). I risultati, illustrati nella figura 4.18, mostrano che in corrispondenza delle brecce il fattore FH assume un valore praticamente unitario. Valori maggiori si riscontrano in corrispondenza delle alluvioni sovrastanti i limi, dove FH si mantiene sostanzialmente pari a 2.0 su tutto il profilo, e dei detriti di falda, dove FH assume valori compresi tra 2.0 e 2.4.

Fig. 4.13 → Sezione 2 (Picenze): profili dei fattori di amplificazione FH, FA e FV.

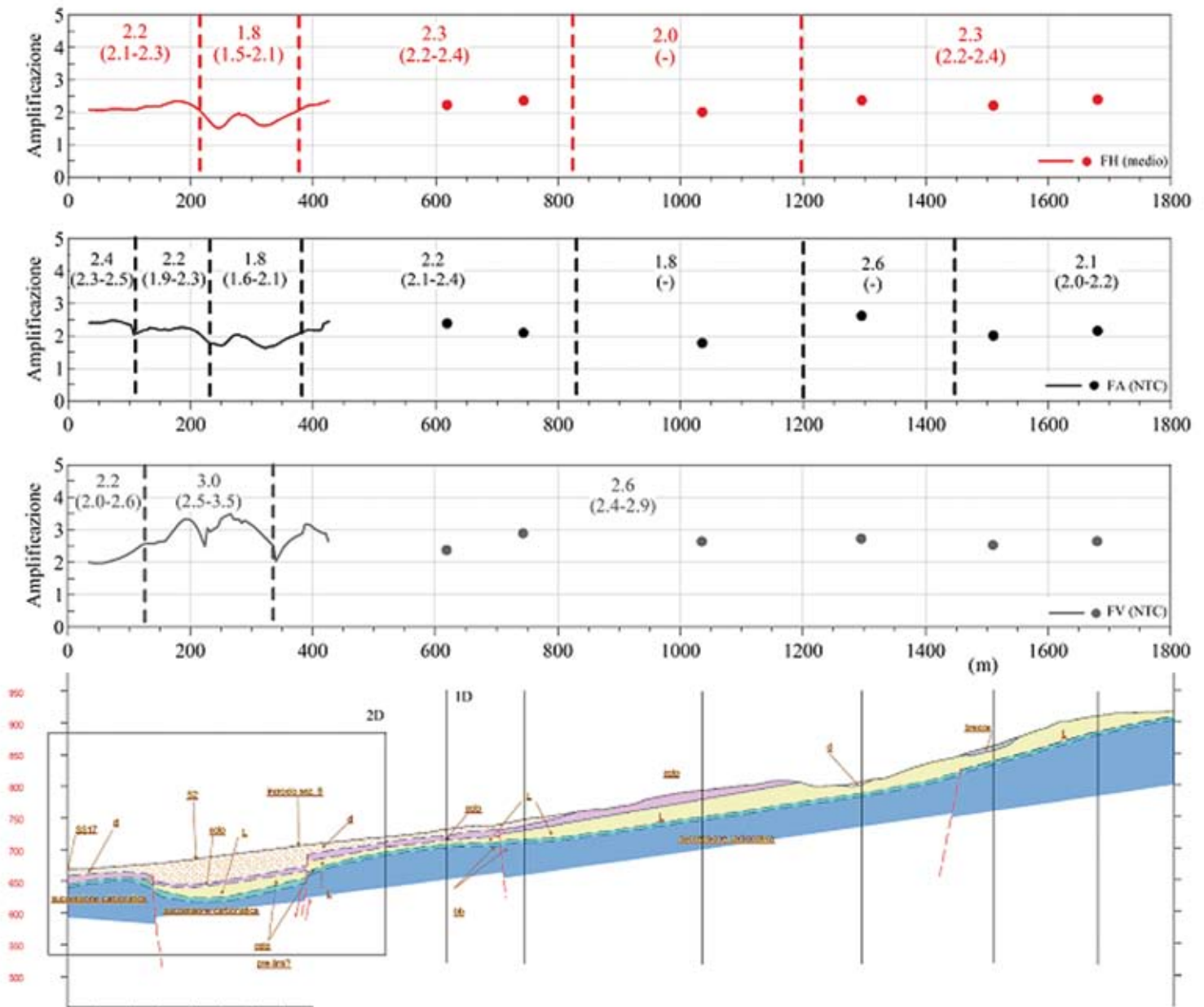
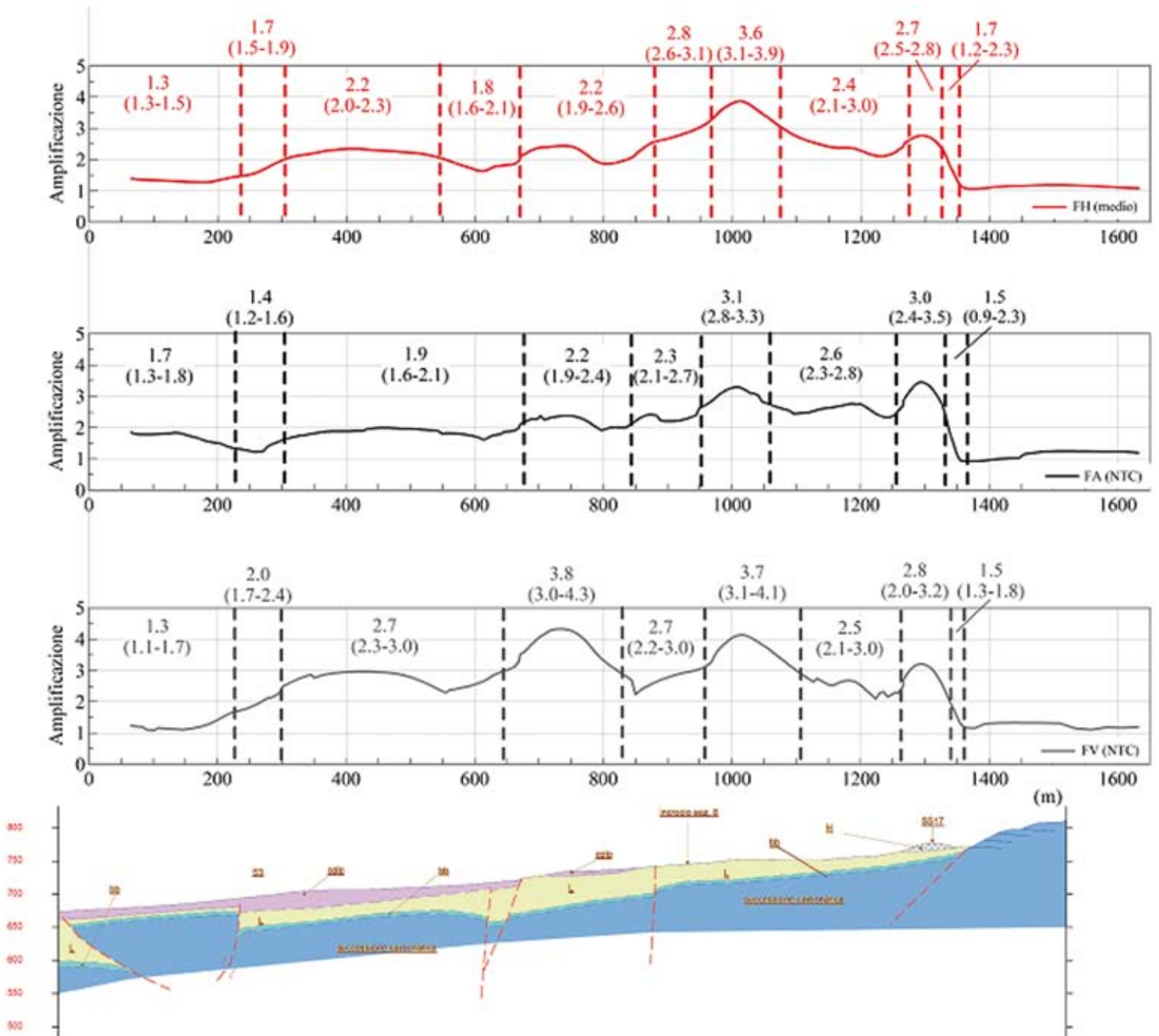


Fig. 4.14 → Sezione 3 [Poggio Pienze]: profili dei fattori di amplificazione FH, FA e FV.



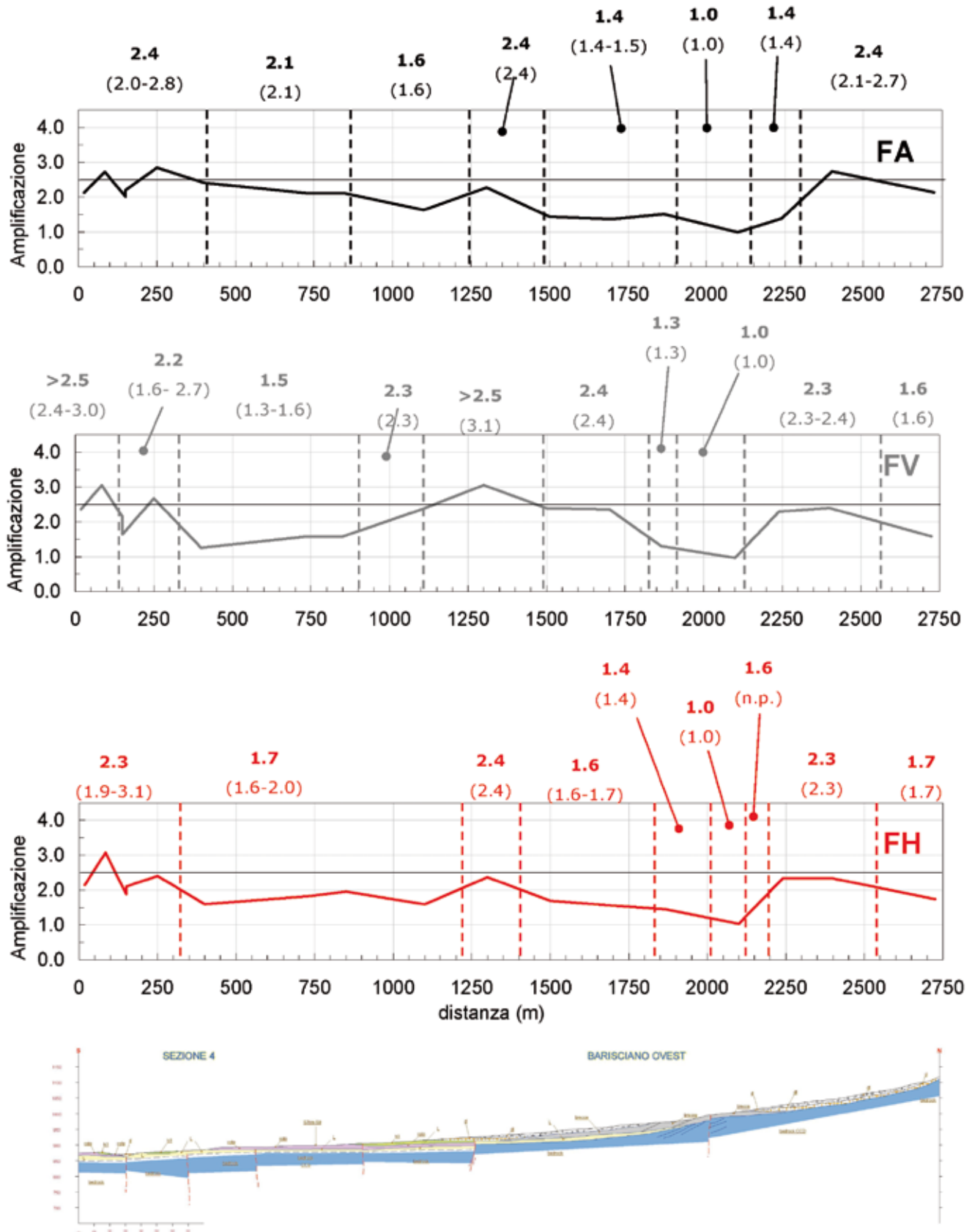


Fig. 4.15 → Sezione 4 (Barisciano): profili dei fattori di amplificazione FA, FV e FH.

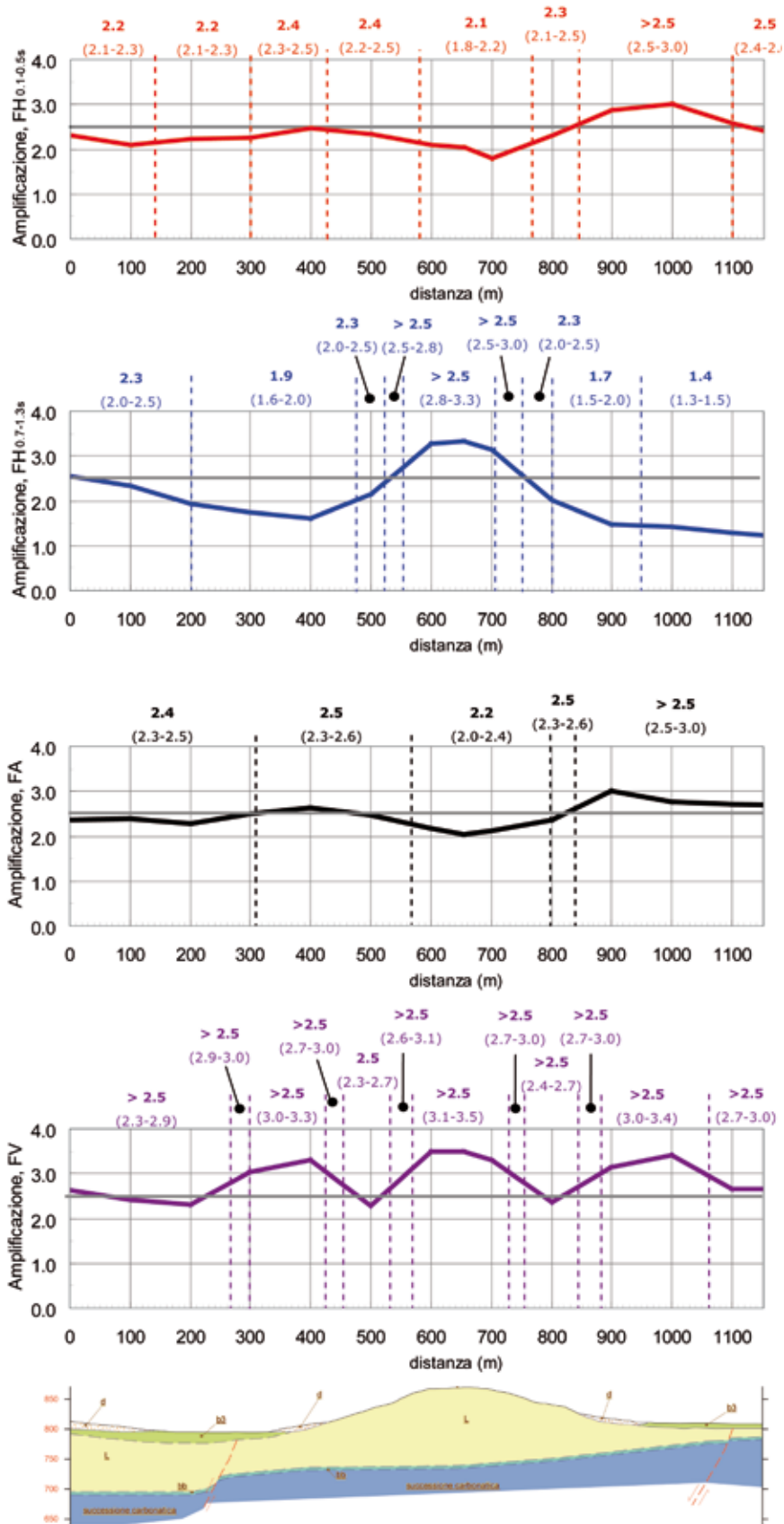


Fig. 4.16 → Sezione 5 (Castelnuovo): profili dei fattori di amplificazione FH, FA e FV.

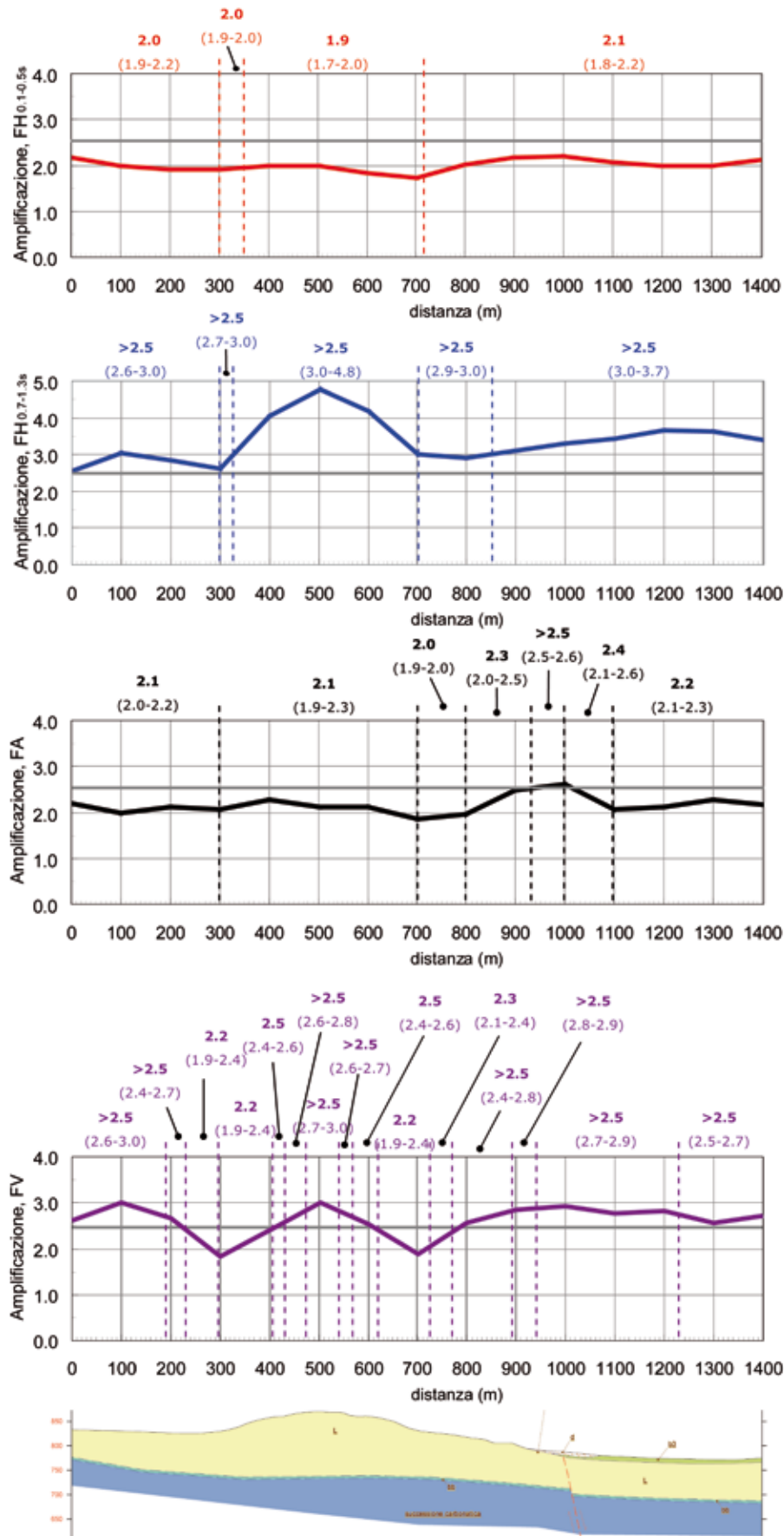


Fig. 4.17 → Sezione 6 (Castelnuovo): profili dei fattori di amplificazione FH, FA e FV.

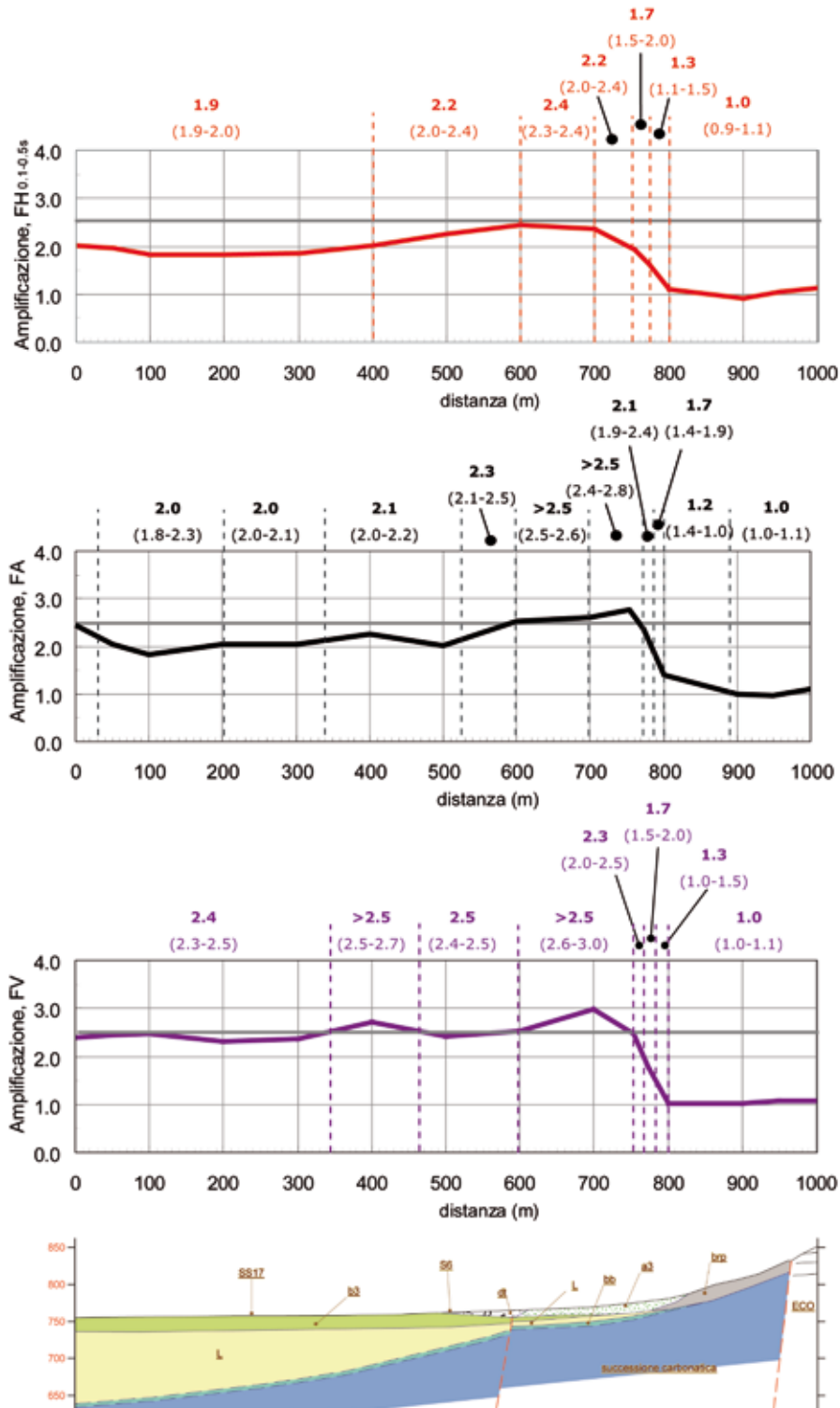


Fig. 4.18 → Sezione 7 (San Pio delle Camere): profili dei fattori di amplificazione FH, FA e FV.

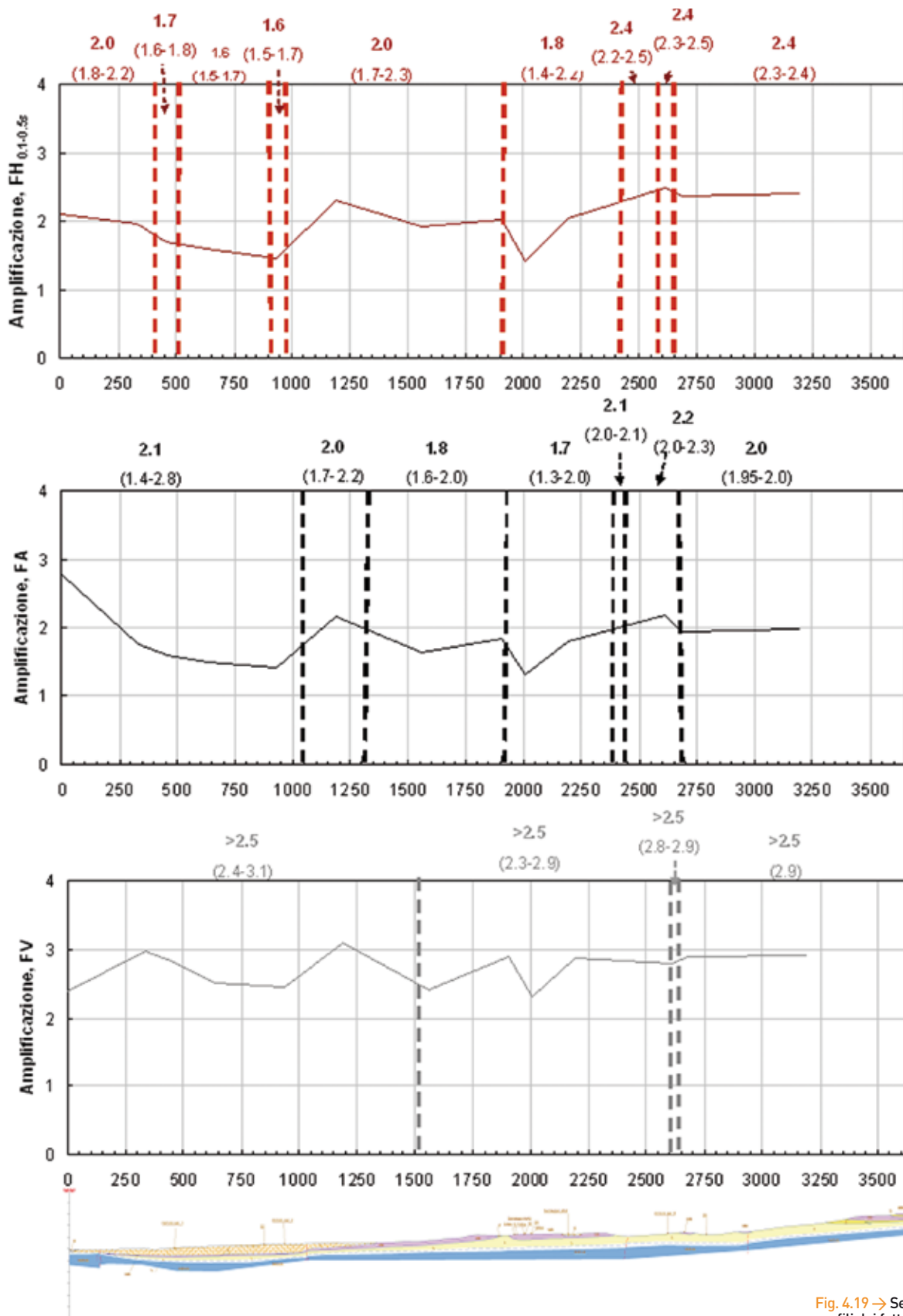


Fig. 4.19 → Sezione 8 (Picenze - Poggio Picenze): profili dei fattori di amplificazione FH, FA e FV.

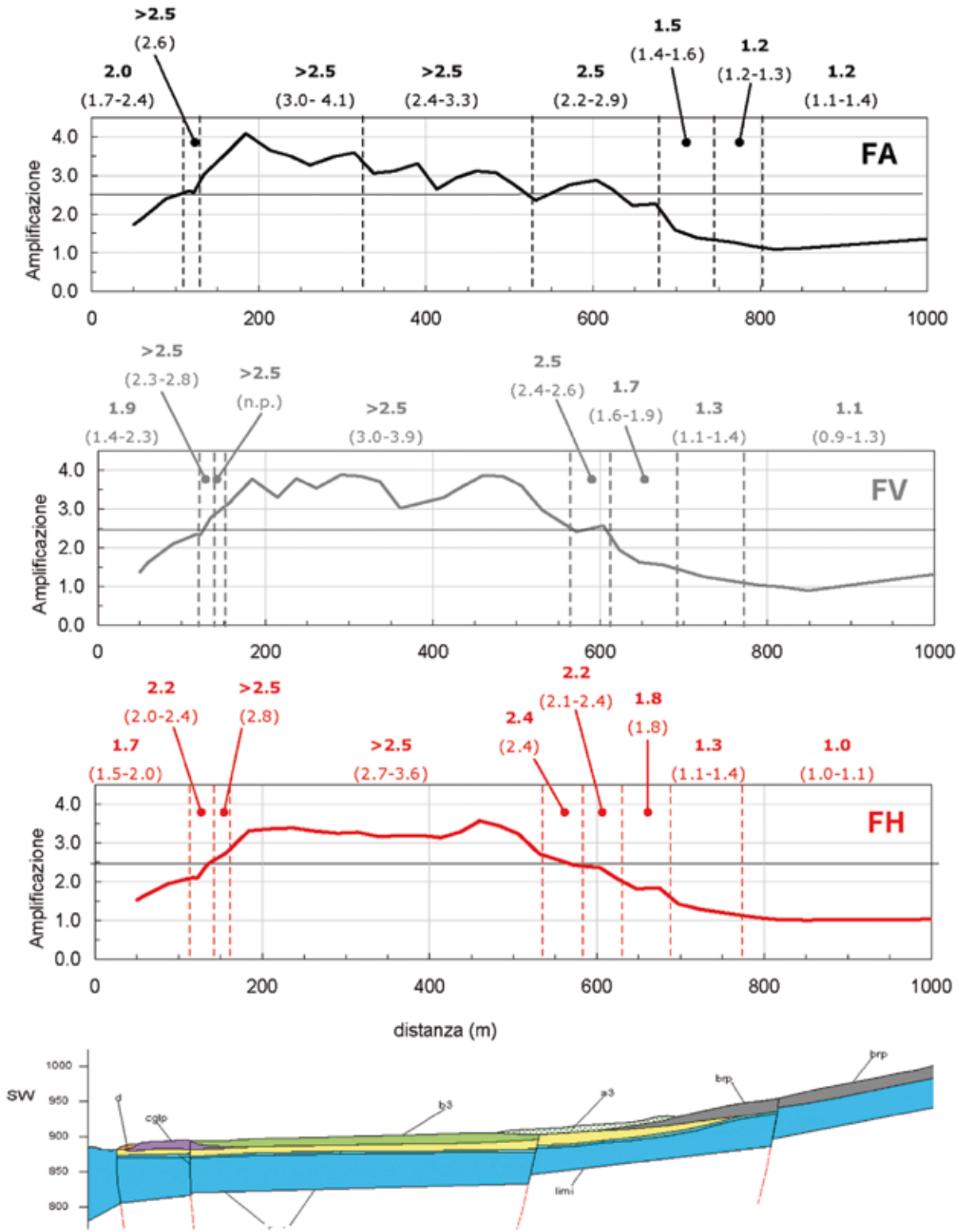


Fig. 4.20 → Sezione 9 (Barisciano): profili dei fattori di amplificazione FA, FV e FH.

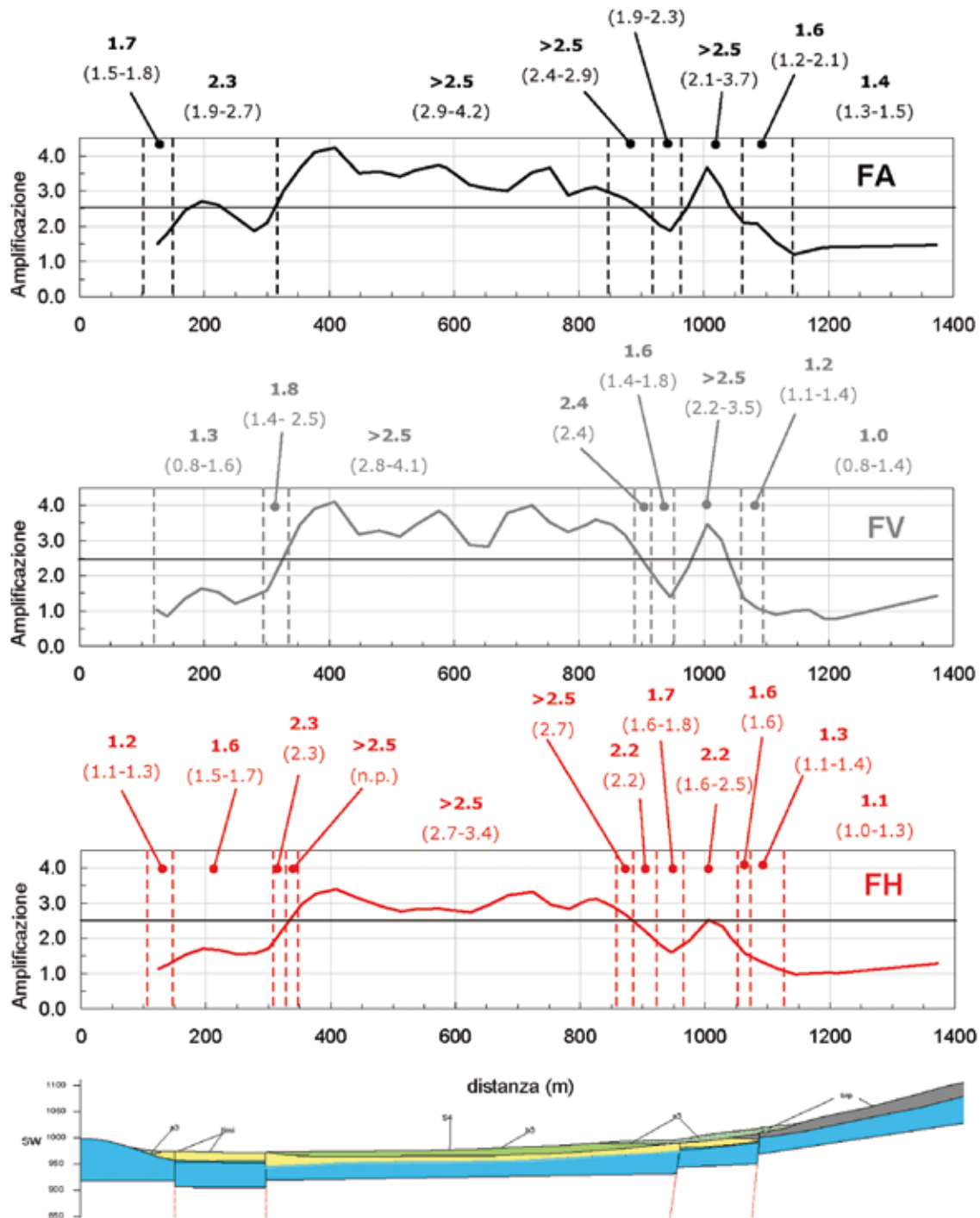


Fig. 4.21 → Sezione 10 (Barisciano): profili dei fattori di amplificazione FA, FV e FH.

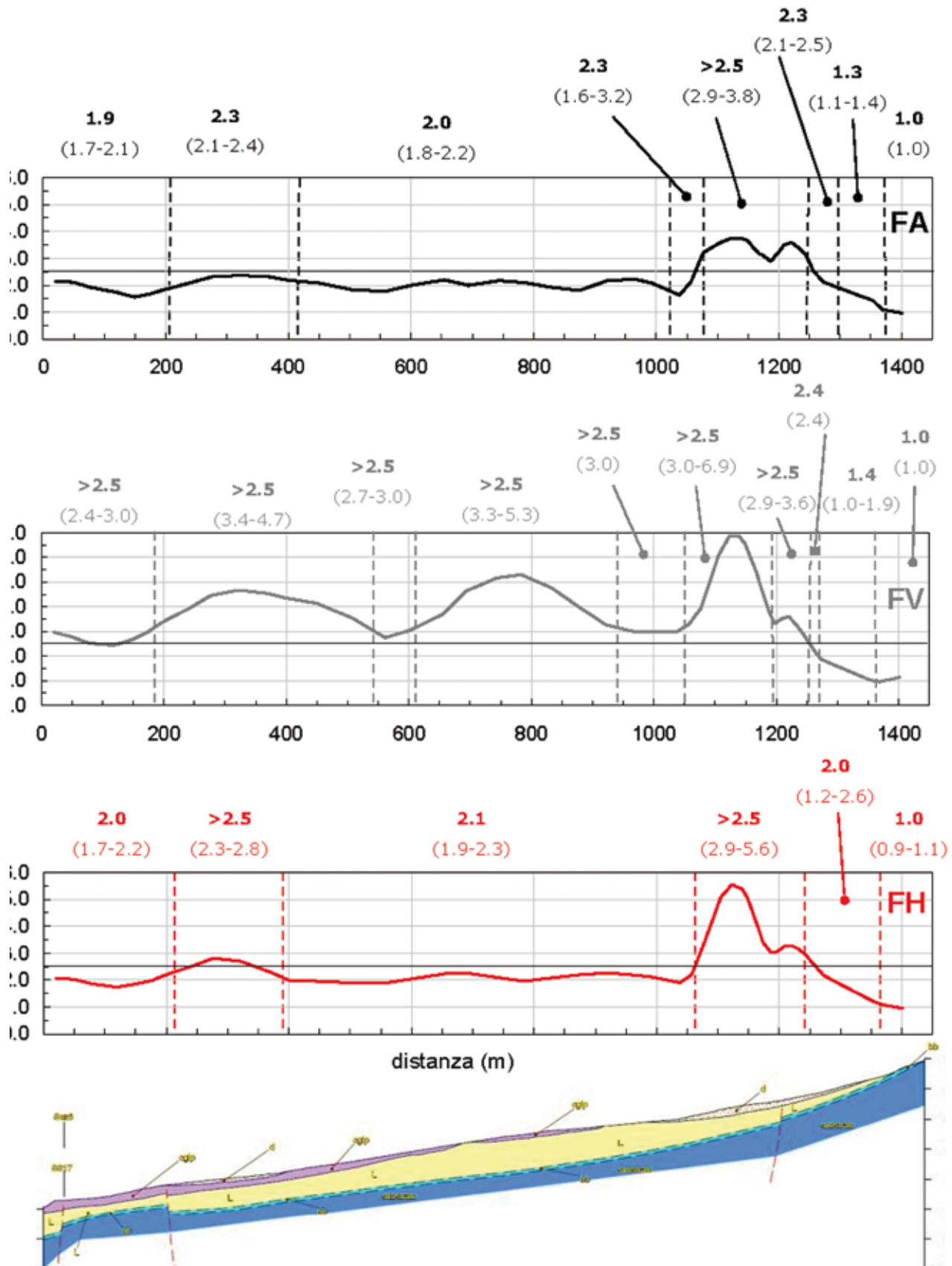


Fig. 4.22 → Sezione 11 (San Martino): profili dei fattori di amplificazione FA, FV e FH.

4.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

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

Questa cartografia (All. 4.5) costituisce il primo livello di approfondimento dello studio di microzonazione sismica ed evidenzia le aree in cui, per caratteristiche stratigrafiche e morfologiche, sono attesi effetti locali e quindi le aree in cui è ritenuta necessaria una valutazione della risposta sismica locale. Secondo quanto previsto dal Gruppo di lavoro MS (2008), sono state evidenziate:

- le zone stabili; aree in cui non sono presenti evidenze di instabilità e non sono attesi effetti di sito;
- le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali; aree in cui non sono presenti evidenze di instabilità ma le caratteristiche dei terreni e della topografia sono tali da poter determinare fenomeni di amplificazione del moto sismico in superficie;
- le zone suscettibili di instabilità, cioè le aree in cui sono presenti evidenze di instabilità o elementi che possono determinare instabilità; in tali aree la natura dei terreni è tale da rendere possibili anche effetti di amplificazione del moto sismico in superficie.

Questa zonazione preliminare si basa soprattutto su rilievi geo-litologici di superficie, in particolare sulla descrizione macroscopica, non quantitativa, delle caratteristiche meccaniche dei terreni rilevati. Questo livello di approfondimento non è supportato da indagini geotecniche e geofisiche per la risposta sismica locale; la suscettibilità delle aree ai fenomeni di amplificazione e instabilità in caso di eventi sismici è attribuita sulla base di confronti con casi di studio descritti in letteratura o sulla base dell'esperienza degli autori. Quando disponibili, si è tenuto conto anche delle osservazioni degli effetti macroscopici (Galli e Camassi, 2009; Geer, 2009; verifiche di agibilità) e dei primi monitoraggi effettuati nei giorni immediatamente successivi la scossa principale (soprattutto misure di rumore); purtroppo tali informazioni erano disponibili per lo più solo per i centri abitati.

Quindi, poiché questa zonazione di primo livello si basa soprattutto su osservazioni qualitative, è evidente che tale documentazione non costituisce ancora una carta di microzonazione sismica e non è direttamente utilizzabile per fini pianificatori e tanto meno per la progettazione; scopo principale di questa cartografia è evidenziare le aree in cui sono ritenute necessarie analisi della risposta sismica locale e fornire indicazioni per la programmazione delle indagini di approfondimento.

Per una zonazione sismica del territorio è necessario effettuare almeno indagini di approfondimento di livello 2 (Gruppo di lavoro MS, 2008).

Le zone stabili

Le aree in cui affiorano i terreni macroscopicamente più rigidi, vale a dire i detriti cementati e le unità del substrato carbonatico, quando pianeggianti o su pendii con acclività inferiore a 15° e in cui non sono presenti né cavità sotterranee né evidenze di instabilità, sono considerate "zone stabili", cioè zone in cui non sono attesi effetti locali. In particolare, sulla base della descrizione delle unità litologiche (cfr par. 4.2.2) sono state distinte le seguenti classi:

- **1:** substrato lapideo stratificato; rientrano in questa classe tutte le unità carbonatiche stratificate della successione M. Ocre-Valle Aterno M. Camarda;

- **2:** substrato lapideo non stratificato; questa classe comprende le unità carbonatiche massive, cioè le calciruditi mioceniche indicate con la sigla CBZ3r nella carta geo-litologica;
- **3:** substrato granulare cementato stratificato; sono compresi in questa classe i conglomerati (cglp) e le brecce (brp), cioè i materiali tardo-pleistocenici cementati.

Questi terreni sono ritenuti assimilabili alla categoria di sottosuolo A delle NTC (2008), caratterizzata da roccia con ridotta fascia di alterazione e $V_{s,30}$ maggiore o uguale a 800 m/s.

Le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

Rientrano in questa categoria i terreni non cementati, cioè le coperture detritiche sciolte ed i riporti antropici, che non presentano evidenze di instabilità ma sono considerati predisponenti effetti di amplificazione. In particolare, sono state distinte le seguenti classi:

- **4:** le zone di affioramento dei limi bianchi (L);
- **5:** le zone cataclastiche;
- **6:** le alluvioni terrazzate tardo-pleistoceniche (b3);
- **7:** le sabbie (s) alla base dei conglomerati pleistocenici;
- **8:** la copertura detritica olocenica (d);
- **9:** i detriti di falda (a3);
- **10:** le ghiaie di conoide recente (g);
- **11:** il detrito torrentizio (dt);
- **12:** le alluvioni recenti (b2, b1);
- **13:** i riporti antropici (C, H).

Le caratteristiche di questi terreni sono tali da ipotizzare una $V_{s,30} < 800$ m/s e perciò questi terreni sono stati classificati come suscettibili di amplificazione.

Con apposito sovrasegno, è stata evidenziata la parte del rilievo di Castelnuovo che presenta acclività ($>15^\circ$) e dislivello (>30 m), quindi suscettibile di amplificazione anche per effetti topografici; il centro storico di Castelnuovo sorge, infatti, su un terrazzo morfologico circa 60 m più alto della piana circostante e con acclività media dei pendii di circa 17° - 18° . Castelnuovo è uno dei centri abitati di tutta la conca aquilana che ha subito maggiori danni ($I_{MCS}=IX-X$), confrontabili a quelli riportati dalle cronache storiche per il terremoto del 1461 (ROVIDA *et al.*, 2009). Sono state evidenziate anche le altre forme del paesaggio, sia superficiali che sepolte, potenzialmente in grado di modificare il moto sismico in superficie (orli di scarpate e conoidi detritiche).

Le zone suscettibili di instabilità

Questa categoria è costituita da terreni con evidenze di movimenti gravitativi in atto o recenti, anche quiescenti, e zone in cui sono presenti cavità sotterranee. In questa macroarea non sono stati rilevati terreni con caratteristiche predisponenti fenomeni di liquefazione o densificazione.

Le aree interessate da fenomeni gravitativi sono state distinte in base al grado di attività e al tipo di movimento. Sono state così distinte le seguenti unità:

- **FRa:** corpi di frana attiva per crollo e corpi di frana attiva per scorrimento; accumuli di detriti incoerenti alla base di scarpate rocciose o accumuli detritici lungo versanti dovuti a scivolamenti; entrambi i casi

mostrano evidenze di movimenti recenti o in atto; la distinzione del tipo di movimento è rappresentata con diversa simbologia;

- **FRb:** corpi di frana quiescente complessa; accumuli detritici su versanti dovuti a movimenti gravitativi complessi che non presentano evidenze di movimenti recenti.

Sono state segnalate come zone potenzialmente instabili anche le aree in cui sono presenti cavità sotterranee (sigla CD), già causa di cedimenti anche in assenza di scosse sismiche (Perenich *et al.*, 2002).

Infine, sono state cartografate anche le principali faglie o zone di faglia riconosciute in affioramento o presunte sulla base dei rilievi geo-litologici e delle indagini disponibili. Queste faglie interessano terreni tardo-pleistocenici e sono perciò potenzialmente attive. Dato che alcune strutture sono riconoscibili in affioramento, mentre altre sono state mappate sulla base di indagini in sito che non superano 50 m di profondità, queste faglie possono essere anche potenzialmente capaci e quindi le aree a cavallo della presunta intersezione di queste strutture con la superficie necessitano di successivi approfondimenti mirati a verificare l'effettiva presenza di queste strutture e il grado di attività e pericolosità.

4.3.2 Carte di microzonazione sismica (livello 3)

Come anticipato la zonazione di terzo livello è stata effettuata sulla base dei risultati delle analisi numeriche di risposta locale lungo gli 11 profili geo-litologici realizzati. Detti risultati, già illustrati nel [paragrafo 4.2.5](#) e dettagliati nell'[allegato 4.6](#), sono stati tradotti in due distinte serie di carte ([All. 4.7](#)), redatte per ciascun centro abitato sia in termini del parametro FA calcolato per il solo input sismico NTC (2008), sia in termini del parametro $FH_{0.1-0.5s}$ medio tra quelli calcolati per i cinque diversi input sismici. Per la sola area di Castelnuovo, si è prodotta anche una carta del fattore FH relativo all'intervallo di periodi 0.7-1.3 s.

I valori dei fattori per le microzone omogenee individuate lungo le sezioni geo-litologiche ([Figg. 4.12-4.22](#)) sono stati coerentemente estrapolati ad aree più estese. L'estrapolazione e l'interpolazione dei dati, operazioni necessarie per la suddivisione areale del territorio sulla base di valutazioni puntuali e lineari, sono state guidate soprattutto dall'assetto strutturale del sottosuolo e dalle caratteristiche stratigrafiche (geometria, spessori e litologia dei depositi). Quindi ogni poligono cartografato individua un'area caratterizzata sia da condizioni stratigrafiche e tettoniche omogenee sia dagli stessi valori medi di amplificazione. Non necessariamente, però, zone con diversi valori dei fattori FA e FH calcolati con analisi di RSL differiscono anche per stratigrafia e assetto strutturale.

Dato che le zone di frana presenti (FRT nelle mappe di MS) non interessano né i centri abitati né le potenziali aree di espansione indicate dalle Amministrazioni Locali, in queste zone instabili non sono state effettuate né stime dell'amplificazione né verifiche di stabilità. In caso di interventi in queste aree, è perciò necessario valutare, con apposite indagini e analisi, sia l'amplificazione che le condizioni di stabilità dei pendii e dei depositi in condizioni sismiche. Nelle mappe finali sono state indicate come zone potenzialmente instabili anche le aree interessate da cavità ipogee (CD) e le fasce cataclastiche all'intorno di faglie affioranti (indicate con sovrasegno rigato diagonale azzurro).

Nelle zone interessate da cavità ipogee il moto sismico mediamente trasmesso in superficie non dovrebbe risultare amplificato in termini di accelerazioni. Lo scuotimento atteso potrà essere però caratterizzato da

distribuzione non uniforme degli effetti inerziali sulle costruzioni, e da concentrazione di fenomeni deformativi localizzati nei diaframmi di terreno tra cavità e cavità, e tra le stesse e le fondazioni degli edifici, con conseguenti possibili cedimenti.

Relativamente alle zone di faglia, il rilevamento geologico non ha evidenziato nuove dislocazioni in occasione di questo evento sismico. Tuttavia si è ritenuto importante segnalare due zone cataclastiche, una a sud di Petogna e l'altra a nord-est di S. Pio delle Camere, perché in entrambi i casi all'intorno della faglia è stata rilevata una fascia, ampia anche oltre 10 m, di intensa fratturazione e alterazione della roccia. Queste zone, sebbene in origine costituite da rocce calcaree del substrato o da conglomerati o brecce non possono essere considerate *bedrock* bensì detrito di alterazione.

Quindi, in caso di interventi in queste aree, sono necessarie specifiche indagini e analisi.

Di seguito sono sinteticamente descritti i risultati per ogni località in termini di variabilità dei fattori FA e FH. Nella mappatura (All. 4.7), le zone con FA e FH maggiori di 2.5 sono state contrassegnate con la stessa colorazione, indipendentemente dal valore locale del parametro di amplificazione (cfr. All. 4.6 e par. 4.2.5).

4.3.2.1 Petogna, Villa di Mezzo, S. Martino (Piacenza, frazioni di Barisciano)

Questi centri abitati sorgono sul bordo settentrionale della conca fluvio-lacustre e alla base dei versanti che costituiscono la dorsale carbonatica del M. Camarda.

In questo settore gli spessori delle coperture non sono quasi mai elevati (generalmente inferiori a 50 m) ma è presente un'elevata variabilità litologica (substrato calcareo affiorante, limi, conglomerati e brecce cementati, vari detriti superficiali). Tale variabilità è dovuta soprattutto alla presenza di faglie che hanno dato origine a vari alti e bassi strutturali (*Horst e Graben*); in corrispondenza degli alti strutturali le coperture hanno spessori fortemente ridotti o sono addirittura assenti, con conseguente affioramento del substrato carbonatico, mentre nelle depressioni si registra un forte accumulo soprattutto di detriti tardo-pleistocenici e olocenici, a testimonianza dell'attività recente di queste faglie.

Anche il sottosuolo del fondovalle, a sud della SS17, nonostante la maggiore regolarità morfologica della superficie, è interessato dalla presenza di *Horst e Graben*.

Questa rapida e frequente variabilità di spessori delle coperture e della profondità del substrato si traduce in un'accentuata variabilità della risposta sismica locale.

Dove l'area a nord della SS17 è caratterizzata da affioramento di substrato o di brecce cementate, o da coperture di spessore trascurabile (< 3m), in genere tutti i fattori di amplificazione considerati sono risultati uguali a 1.

Negli altri settori, dove le coperture detritiche hanno spessori maggiori, tutti i fattori di amplificazione sono sempre maggiori di 1. Valori particolarmente alti, $FA > 2.5$ e $FH_{0.1-0.5s} > 2$, sono stati stimati dove i limi hanno spessore di alcune decine di metri e sono sormontati da detriti recenti. Valori di FA, minori ma comunque elevati, e valori di $FH_{0.1-0.5s} > 2$, fino anche a maggiori di 2.5, sono stati stimati nelle aree in cui affiorano conglomerati cementati con spessori maggiori di 10 m. Ciò malgrado nelle carte di zonazione in prospettiva sismica (livello 1, cfr. All. 4.5) tali zone siano state indicate come stabili e senza effetti di amplificazione attesi. I fenomeni di amplificazione sismica locale evidenziati dalle analisi numeriche in queste aree non devono invece apparire inattesi, in quanto giustificabili dalla presenza di spessori anche considerevoli dei sottostanti limi.

Valori inferiori a 2, per tutti i fattori considerati, sono risultati dove la successione stratigrafica è prevalentemente costituita da conglomerati con limi sottostanti di ridotto spessore e dove gli spessori dei detriti recenti sono esigui. In questa zona i danni sono stati limitati probabilmente anche per il fatto che le aree con maggiore amplificazione corrispondono a zone rurali mentre i centri abitati e la maggior parte degli edifici sorgono prevalentemente su conglomerati cementati con spessore ridotto dei sottostanti limi. Fa eccezione la frazione S. Martino dove sono stati osservati effetti fino a $I_{MCS}=7$ e dove le analisi di RSL hanno fornito valori elevati di amplificazione sia considerando FA che $FH_{0.1-0.5s}$.

Nella zona di S. Martino sono presenti anche cavità sotterranee in alcune delle quali è stato osservato il limite tra limi e conglomerati. Queste cavità, probabilmente di origine naturale, poi ampliate e sfruttate come cantine e ripostigli, possono determinare cedimenti anche in assenza di eventi sismici.

La zona a sud della SS17, pur essendo subpianeggiante, è caratterizzata da variabilità stratigrafica per la presenza di faglie sepolte. Queste ribassano il substrato carbonatico tra la SS17 e le cave di pietra, dando origine ad una depressione nel cui depocentro si sono accumulati oltre 60 m di sedimenti quaternari non cementati. La zona delle cave, dove il substrato carbonatico è affiorante e subaffiorante, corrisponde invece ad un alto strutturale. In ogni caso, sia nella zona sollevata che nella zona ribassata FA è elevato, almeno 2.4, superando nella zona ribassata il valore di 2.5. Il fattore $FH_{0.1-0.5s}$ risulta elevato, compreso tra 2 e 2.5, solo nel settore ribassato, dove maggiore è lo spessore dei limi e dei detriti recenti, mentre nella zona sollevata è dell'ordine di 1.4-1.6.

4.3.2.2 Poggio Picenze

Questo centro abitato si sviluppa a sud della SS17, in una zona topograficamente più bassa; anche il sottosuolo di quest'area è caratterizzato da variabilità stratigrafica per la presenza di faglie che dislocano il substrato, dando origine ad alti e bassi strutturali. Di particolare interesse è una struttura presente a sud del centro abitato con geometria tipo *pop-up*, ben evidente dalle indagini geoelettriche (ERT23 e ERT25, [All. 4.8](#)), che costituisce il bordo meridionale di una fossa tettonica, ampia circa 1.1 km, delimitata a nord dai versanti carbonatici di Barisciano e S. Martino. In questa depressione, nel Pleistocene, si sono depositati fino a circa 40 m di limi bianchi e oltre 20 m di conglomerati. Al tetto della successione pleistocenica sono localmente presenti, nelle depressioni vallive e ai piedi dei versanti, anche detriti olocenici.

I conglomerati diminuiscono di spessore, fino a scomparire, verso nord, dove affiorano prevalentemente limi bianchi, spessi circa 30 m.

Sia a nord che a sud del centro abitato sono presenti affioramenti del substrato, o zone con coperture di spessore trascurabile (< 3m), in cui tutti i fattori di amplificazione considerati sono risultati uguale a 1.

Nel sottobacino, tutti i fattori di amplificazione considerati sono risultati sempre maggiori di 1, anche nelle aree con conglomerati, indicate nelle carte di livello 1 come zone stabili in cui non sono attesi effetti di amplificazione. I valori aumentano comunque al diminuire dello spessore dei conglomerati e sono particolarmente elevati, FA e $FH_{0.1-0.5s}$ almeno sempre pari a 2, fino anche a maggiori di 2.5, dove la successione quaternaria è costituita solo da limi. Valori elevati sui conglomerati, fino a 2.2, sono stati stimati soprattutto nella zona del castello, particolarmente critica per la presenza di cavità sotterranee, di origine probabilmente naturale, poi ampliate e utilizzate come cantine, ripostigli o depositi. In occasione di questo terremoto si sono verificati crolli di alcune volte di queste cavità con conseguente apertura di voragini nel piano stradale.

Valori elevati di FA e $FH_{0,1-0,5s}$ sempre maggiori di 2.5, sono stati stimati anche nella zona costituita da terreno di riporto del rilevato stradale della SS17.

4.3.2.3 Barisciano

Anche questo centro abitato, come le frazioni di Petogna, Ville di Mezzo e S. Martino, sorge al bordo settentrionale della conca fluvio-lacustre ed alla base dei versanti della dorsale carbonatica del M. Camarda.

L'area d'interesse è limitata verso sud dalla dorsale carbonatica con direzione appenninica di M. Cicogna ed è attraversata da nord a S dal Vallone dell'Inferno, profonda incisione impostata su una depressione tettonica con direzione antiappenninica.

Anche quest'area è dunque caratterizzata da spessori non particolarmente elevati delle coperture (sempre inferiori a 50 m) e da un'elevata variabilità litologica (substrato calcareo affiorante, limi, conglomerati e brecce cementati, alluvioni e detriti superficiali).

Al contrario delle aree precedentemente descritte, le faglie che dislocano il substrato sepolto, sebbene presenti, presentano minori rigetti e, quindi, gli alti e bassi strutturali risultano meno pronunciati; di conseguenza, anche gli spessori delle coperture hanno minore variabilità.

I bordi a nord e a sud dell'area sono caratterizzati da affioramenti di calcari del substrato o di brecce cementate, o da coperture di spessore trascurabile (<3m), in cui tutti i fattori di amplificazione considerati sono risultati uguali a 1. La zona con valori maggiori di amplificazione, FA e $FH_{0,1-0,5s}$ sempre maggiori di 2, fino anche a maggiori di 2.5, è risultata la piana compresa tra l'abitato di Barisciano e Colle Cicogna. Qui, al di sopra dei calcari, è presente una successione di circa 25-30 m di limi e alluvioni recenti e, al piede dei rilievi, prevalgono i detriti di versante recenti.

Valori elevati, in particolare FA sempre maggiore di 2, sono stati stimati comunque in tutte le zone di massimo accumulo dei detriti e dei depositi alluvionali. Ciò si verifica in particolare nel Vallone dell'Inferno, soprattutto nell'area di maggiore accumulo del conoide detritico, sull'accumulo detritico nell'area verso monte e nella parte inferiore, a NW di Colle Cicogna, anche laddove in superficie affiorano conglomerati.

Valori nettamente inferiori, compresi tra 1.2 e 1.6, sono stati invece stimati ovunque la successione quaternaria è prevalentemente costituita da conglomerati o brecce, in particolare nella zona ovest del centro abitato e in destra orografica del vallone dell'Inferno.

4.3.2.4 Castelnuovo (fraz. di S. Pio delle Camere)

Il centro storico di Castelnuovo sorge sulla sommità e lungo il versante sud-occidentale di un colle allungato in direzione WNW-ESE. La sommità del rilievo è circa 60 m più elevata della piana circostante.

La geologia del sottosuolo è relativamente semplice, sia dal punto di vista stratigrafico che tettonico. Dai dati disponibili (sezz. 5 e 6; ERT22; allegati 4.4 e 4.8) è ipotizzabile che la successione stratigrafica, dalla superficie al substrato, sia costituita quasi esclusivamente da limi bianchi, potenti oltre 100 m; solo nella piana circostante sono presenti alluvioni recenti, di spessore massimo di poche decine di m, e, ai piedi del rilievo, detriti di versante con spessori metrici che rapidamente si riducono allontanandosi dal pendio.

Il rilievo di Castelnuovo è probabilmente ciò che rimane di un'estesa superficie terrazzata. Nella piana sono presenti altri rilievi il cui sottosuolo è costituito da depositi quaternari e la cui sommità è subpianeggiante e a quote comprese tra 850 m e 870 m s.l.m.

Il substrato carbonatico si approfondisce gradualmente da nord a sud, passando dalla profondità di circa 90 m, in corrispondenza della SS17, a oltre 100 m a sud del rilievo di Castelnuovo. Ciò per effetto, probabilmente, di una serie di faglie dirette, appenniniche e E-W, immergenti verso S. La variabilità dello spessore dei limi bianchi è pertanto essenzialmente condizionata dalla topografia.

Per valutare su scale dimensionali diverse l'eventuale effetto di confinamento della conca e focalizzazione delle onde nel rilievo di Castelnuovo la risposta sismica è stata valutata, oltre che lungo le sezioni 5 e 6 limitate alla zona del colle, anche attraverso tutta la piana. È stata perciò realizzata una sezione NNE-SSW (sez. 5 estesa, **All. 4.3**), prolungamento sia verso NNE che SSW della sez. 5, dai versanti di Madonna della Neve a nord alla dorsale di Prata di Ansidonia a sud. Nell'**allegato 4.6 (Fig. 17)** è mostrato che i risultati delle elaborazioni lungo le sezioni 5 e 5 estesa non presentano sostanziali differenze in corrispondenza del rilievo. La massima amplificazione si ha nella piana a nord del rilievo, dove FA e $FH_{0,1-0,5s}$ risultano entrambi maggiori di 2.5. Tutta l'area studiata è comunque suscettibile di amplificazioni elevate, sia FA che $FH_{0,1-0,5s}$ risultano, infatti, sempre prossimi e maggiori di 2. Dato che le registrazioni strumentali (**All. 4.4 e par. 4.2.3**) hanno evidenziato per questa zona effetti di amplificazione particolarmente elevati per frequenze intorno a 1 Hz, con maggiore ampiezza sulla sommità del rilievo ed evidenze di marcata direzionalità, è stata realizzata anche una mappa di amplificazione in base a valori di FH compresi tra 0.7s e 1.3s ($FH_{0,7-1,3s}$). Le analisi di RSL confermano che la massima amplificazione (> 2.5) per frequenze intorno a 1 Hz si ha proprio in corrispondenza della sommità (**cf. anche figg. 4.16-4.17**) e nella piana a WNW e ESE (**cf. figg. 18-19 nell'All. 4.6**), lungo una direttrice coincidente con l'asse longitudinale del rilievo e della valle. I valori di $FH_{0,7-1,3s}$ diminuiscono scendendo dal rilievo in direzione trasversale (NNE-SSW) all'asse longitudinale del rilievo e della valle; in particolare $FH_{0,7-1,3s}$ diminuisce fino a 1.4 nel fondovalle a NNW, dove lo spessore dei limi è stimato inferiore a 100m.

4.3.2.5 Pio delle Camere

Anche questa zona si colloca al bordo settentrionale della conca fluvio-lacustre e alla base dei versanti della dorsale carbonatica del M. Camarda. Il substrato calcareo, affiorante a nord del centro abitato, si immerge sotto i detriti recenti che bordano la base dei versanti e sotto le alluvioni recenti ed i limi della pianura dove continua ad approfondirsi verso sud fino a profondità maggiori di 100 m. Tale immersione è favorita, come nella zona di Castelnuovo, da faglie appenniniche dirette immergenti verso SSW. La zona di versante è caratterizzata da affioramenti di calcari del substrato e breccie cementate, o da coperture non cementate di spessore trascurabile (<3m), con valori di tutti i fattori di amplificazione considerati uguali a 1. Il valore dell'amplificazione, sia per FA che per $FH_{0,1-0,5s}$ aumenta rapidamente verso sud-ovest dove è sempre maggiore di 2 (FA anche >2.5) in corrispondenza della fascia di detriti di versante alla cui base sono presenti limi, con uno spessore totale dei depositi di copertura variabile da 20 a 30 m.

Verso la pianura lo spessore dei limi e dei depositi alluvionali aumenta fino a superare i 100 m; il valore dell'amplificazione diminuisce gradualmente fino ad assumere valori circa costanti, in media dell'ordine di 2.

4.4 ANALISI DELLA DISTRIBUZIONE DEL DANNO E VALUTAZIONE DELLA VULNERABILITÀ EDILIZIA

A Castelnuovo e a Poggio Pienze, i due centri abitati più danneggiati, è stata effettuata anche un'analisi della distribuzione del danno e una valutazione della vulnerabilità edilizia.

A Castelnuovo questa analisi è stata eseguita da un gruppo di lavoro del Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale dell'Università degli Studi di Firenze (UniFI-DICeA) coordinato dal Prof. Andrea Vignoli mentre a Poggio Pienze tale analisi è stata eseguita da un gruppo di lavoro dell'Istituto Nazionale di Urbanistica (INU), a cui ha collaborato anche l'Università di Chieti e Pescara, con il coordinamento dell'Arch. Irene Cremonini e del Prof. Valter Fabietti.

4.4.1 Studio dei danni causati dal sisma del 06/04/2009 alla frazione di Castelnuovo, Comune di San Pio delle Camere (AQ)

Il Gruppo di Ricerca di UniFI-DICeA, che ha come responsabile il Prof. Ing. Andrea Vignoli, composto dai Dott. Ing. Andrea Borghini, Dott. Ing. Emanuele Del Monte, Dott. Ing. Barbara Ortolani e Dott. Ing. Michele Rizzo, è stato impegnato nelle operazioni di indagine sul costruito della frazione di Castelnuovo, Comune di San Pio delle Camere (Aq), nel periodo 18/09/2009–31/10/2009, avvalendosi della collaborazione di dieci laureandi in Ingegneria Civile e Scienze dell'Ingegneria Edile.

Per le tabelle e le immagini si veda l'[allegato 4.16](#).

Nella prima fase è stata delimitata un'area di pertinenza, contenente 76 aggregati collocati nella zona di maggior valore storico-architettonico dell'insediamento, per un totale di 262 unità strutturali, che corrispondono a circa l'87% del patrimonio edilizio di Castelnuovo. In particolare le operazioni di indagine sono state condotte secondo le seguenti fasi:

- rilettura critica delle Schede di Agibilità AeDES;
- identificazione delle unità strutturali costituenti ciascun aggregato edilizio individuate sulla base delle caratteristiche formali e strutturali;
- compilazione, per ogni unità strutturale, di una Scheda di Rilievo, contenente informazioni riguardo a: dati anagrafici; parametri geometrici; presenza cavità ipogee; tipologia strutture verticali; tipologia strutture orizzontali; meccanismi di danno, Livello di Danno e Classe di Vulnerabilità secondo la Scala EMS-98; pannelli e sezioni murarie con determinazione dell'Indice di Qualità Muraria;
- prove *in-situ* sulla malta con Sistema DRMS (*Drilling Resistance Measurement System*)⁴;
- prelievo di campioni di malta ed elementi lapidei per test di laboratorio.

Il Gruppo di Ricerca ha infine individuato 3 temi principali di studio, da affiancare alle operazioni di indagine, per dare completezza ed organicità al lavoro: analisi storico-urbanistica; storia sismica del territorio; realizzazione di database su piattaforma GIS.

⁴ E. Del Monte, A. Vignoli (2008). "In situ mechanical characterization of the mortar in masonry buildings with DRMS", 1st International RILEM Symposium on site assessment of concrete, masonry and timber structures, Varenna (Co), Italy, Vol. 1, pp. 421-430, RILEM Publications S.A.R.L.

Dall'elaborazione statistica dei dati raccolti emerge che il 75.2% degli edifici dell'abitato di Castelnuovo risulta inagibile ed il 9.2% inagibile per rischio esterno. La cellula costruttiva tipo è rappresentata da un edificio a 3 piani (58.0%), compreso piano interrato, con struttura verticale di muratura di pietrame (86.6%), orizzontamento del primo livello a volte senza catene (46.3%), orizzontamento al secondo livello (21.9%) ed al terzo livello (30.0%) a putrelle e voltine o tavelloni e copertura in legno (62.2%). Il 53.4% del costruito rientra in Classe di Vulnerabilità A (muratura in pietrame irregolare con collegamenti poco efficaci) ed il 37.4% rientra in Classe di Vulnerabilità B (muratura in pietrame irregolare con collegamenti efficaci, dovuti a interventi di consolidamento, oppure muratura a tessitura regolare con collegamenti poco efficaci). Nel contesto degli edifici in muratura di pietrame per il 57.3% si è registrato un Livello di Danno D4 (collassi significativi di pareti, collasso strutturale parziale di coperture e solai) e D5 (crollo). Il 49.6% del costruito si trovava in cattivo stato di conservazione precedentemente all'evento sismico del 06/04/2009.

Nella seconda fase lo studio è stato esteso all'intero patrimonio edilizio della frazione di Castelnuovo costituito da 108 aggregati per un totale di 301 unità strutturali. Le 39 unità strutturali analizzate nella seconda fase rappresentano circa il 13% del costruito; per queste la tipologia costruttiva prevalente non è più la muratura di pietrame, come nella restante parte del paese. Infatti, considerando l'intero patrimonio edilizio, aumenta la percentuale di edifici isolati di recente realizzazione, con strutture progettate nel rispetto dei criteri antisismici elementari e la percentuale di edifici in muratura di pietrame scende dal 86.6% valutato nella prima fase al 78.1%.

Dall'elaborazione statistica dei dati raccolti sull'intero edificato emerge che:

- gli edifici agibili rappresentano l'8.0% del costruito a fronte del 3.4% valutato con riferimento alla zona analizzata nella prima fase. Complessivamente il 68.7% degli edifici risulta inagibile e l'8.0% inagibile per rischio esterno a fronte rispettivamente del 75.2% e 9.2% valutati nella prima fase;
- la vulnerabilità del costruito diminuisce: in particolare gli edifici che rientrano nelle classi di vulnerabilità A e B è pari all'82% a fronte del 90.8% valutato nella prima fase;
- il livello di danneggiamento diminuisce: in particolare gli edifici con Livello di Danno D4 e D5 è pari al 44.8% contro il 50.7% relativo alla prima fase ed il 57.3% relativo agli edifici in muratura di pietrame;
- la percentuale di edifici in cattivo stato di conservazione è pari al 45.5% contro il 49.6% valutato alla prima fase.

Le informazioni reperite durante le operazioni di indagine portano ad affermare che il grado di danneggiamento raggiunto è principalmente riconducibile da un lato allo stato di conservazione fatiscente in cui versavano circa la metà delle unità strutturali, dall'altro ad una vulnerabilità intrinseca delle strutture, dovuta, in prevalenza, alla tipologia muraria, in pietrame disorganizzato con malta di qualità scadente. Ciò trova conferma nei valori dell'Indice di Qualità Muraria, quasi sempre di categoria C, ovvero minimo, e nei risultati delle prove *in situ* sulla malta con Sistema DRMS. Si ritiene, inoltre, che un ruolo non secondario sia stato svolto dal cedimento della calotta di alcune cavità ipogee. Infatti, per gli edifici in muratura di pietrame con cavità ipogea sottostante, è stato rilevato un Livello di Danno D4 e D5 nel 61.3% dei casi a fronte del 44.8% relativo a tutto il patrimonio edilizio. A conferma di quanto sopra detto si osserva che, nel campione esaminato, strutture a bassa vulnerabilità ed in buono stato di conservazione, come ad esempio edifici con struttura in c.a. o in muratura di blocchetti di cls di recente costruzione, hanno risposto in maniera soddisfacente all'azione sismica, riportando in alcuni casi lievi lesioni alle parti non strutturali. Infine, si evidenzia come gli edifici di recente costruzione, ubicati nella zona circostante la parte storica, hanno riportato un livello di danneggiamento inferiore rispetto all'edilizia storica.

4.4.2 Considerazioni preliminari sulla vulnerabilità edilizia di Poggio Pienze e sullo stato di danno

Nell'ottobre 2009 si è costituito, per iniziativa delle sezioni Abruzzo ed Emilia-Romagna, un gruppo di lavoro dell'Istituto nazionale di urbanistica INU sul tema "Vulnerabilità sismica urbana e pianificazione", al quale hanno fino ad ora aderito le Sezioni INU Friuli Venezia Giulia, Basilicata, Campania, Umbria e due esperti non associati INU. Il GdiL si propone, tra l'altro, di sperimentare, in centri dell'aquilano colpiti dal sisma del 6.4.09, alcuni metodi di analisi e valutazione della vulnerabilità urbana elaborati in Italia, con riferimento alla situazione pre e post sisma, deducendone suggerimenti per pianificare la ricostruzione coniugata alla prevenzione sismica. La prima sperimentazione, avviata in collaborazione con l'Università di Pescara – Chieti⁵, affronta in parallelo lo "studio della Struttura urbana minima SUM"⁶ e la "valutazione della vulnerabilità dei sistemi urbani"⁷ nel piccolo comune di Poggio Pienze (sup. km² 11,61, 1.038 residenti al 2007).

La stima della vulnerabilità edilizia nella valutazione della vulnerabilità dei sistemi urbani

Nel procedimento di valutazione della vulnerabilità dei sistemi urbani è inclusa anche la valutazione speditiva della vulnerabilità edilizia (restituita come media per ciascun aggregato e per ciascuna unità territoriale UT omogenea per morfologia urbana) e della vulnerabilità indotta (restituita come media per ciascun aggregato).

A Poggio Pienze si intende integrare la metodologia solitamente seguita per tali stime⁸ con lo studio delle schede AEDES 06/2008: alla data odierna (20.2.2010) è stato esaminato un campione pari al 75% delle 218 schede relative ai due centri storici di Poggio Pienze, centri coincidenti con le UT 6 (Castello) e UT 8 (Umberto I) nella suddivisione del territorio comunale operata ai fini della valutazione della vulnerabilità dei sistemi urbani (All. 4.17, Fig. 1).

Occorre ancora:

- esaminare le restanti schede AEDES (circa 300);
- identificare gli edifici costituenti ciascuno dei 94 aggregati edilizi (All. 4.17, Fig. 2);
- valutare la possibilità di modificare l'attribuzione degli edifici alle classi di vulnerabilità EMS identificabili con i dati delle schede AEDES per tener maggior conto delle qualità murarie e dei più diffusi presidi antisismici (individuabili nelle oltre 700⁹ foto post sisma da noi raccolte e catalogate per aggregati edilizi e nelle immagini pre-sisma scaricabili da Google Earth 2010);
- stimare conseguentemente la vulnerabilità edilizia in modo utile al confronto con i livelli di danno e con la MS.

5 Le attività di studio svolte sul comune di Poggio Pienze sono parte di un sistema di iniziative multidisciplinari in cui convergono:

- la ricerca promossa dai laboratori interdisciplinari Interlab (cui partecipano la Regione Abruzzo e le facoltà di Architettura e di Geologia di Pescara-Chieti e la facoltà di Ingegneria di L'Aquila) finalizzate all'elaborazione di metodi per la prevenzione sismica e lo sviluppo economico, da attuare durante le fasi di ricostruzione. I primi esiti della ricerca sono in corso di pubblicazione;

- le attività del gruppo di studio nazionale INU "Pianificazione e Rischio sismico" (coordinato da Irene Cremonini e Valter Fabietti);

- gli studi promossi civile dal DPC, relativamente alla lettura degli effetti della microzonazione sismica sul sistema di pianificazione locale.

6 Per la metodologia S.U.M. si veda, ad es. INU, Servizio sismico nazionale, a cura di W.Fabietti, *Vulnerabilità e trasformazione dello spazio urbano*, Alinea 1999.

7 Per la metodologia di valutazione della vulnerabilità dei sistemi urbani si veda: Regione Emilia-Romagna, a cura di I.Cremonini, *Analisi, valutazione e riduzione della vulnerabilità sismica dei sistemi urbani nei piani urbanistici attuativi*, 2004

8 Per le metodologie speditive di valutazione della vulnerabilità edilizia nel contesto delle analisi di vulnerabilità dei sistemi urbani si veda Regione Emilia-Romagna, a cura di I.Cremonini, C.Dondi, S.Lambertini, *Esperienze della Regione Emilia-Romagna per il Progetto SJSMA*, 2007.

9 Foto V.Galeota dell'aprile 2009, foto dell'Università di Pescara-Chieti e foto di C.Carocci del luglio 2009, foto I.Cremonini del novembre 2009, foto M.Faraone di epoche varie.

Consistenza ed uso del patrimonio residenziale di Poggio Picenze

Su 502 abitazioni censite ISTAT al 2001 (pari a 414 edifici residenziali) quelle non occupate sono il 27,69%, corrispondenti a 114 edifici, a causa delle dinamiche demografiche (calo da 1440 abitanti nel 1937 ad 817 nel 1971, lenta ripresa demografica, legata all'immigrazione, a partire dal 1971 fino ad arrivare agli attuali 1038 abitanti). Con i dati ISTAT si stimano a Castello almeno 131 edifici abitativi con 142 abitazioni. A via Umberto I gli edifici residenziali sono almeno 101, con 112 abitazioni. Agli edifici abitativi vanno aggiunti molti edifici accessori e pochi edifici specialistici.

Il campione di schede AeDES segnala per gli edifici abitativi dei due CS una densità d'uso bassa. A Castello, su 65 schede le abitazioni sono 63, di cui ben il 36% in edifici utilizzati al 65% o addirittura al 30%. Anche le 11 UI adibite a deposito sono usate solo in parte. Appena più intenso l'uso del patrimonio immobiliare a via Umberto I (UT8): su 96 schede le abitazioni sono 72, il 22% delle quali in edifici sottoutilizzati. Le ulteriori 48 UI censite a uso diverso dall'abitativo sono quasi esclusivamente depositi, in prevalenza non utilizzati.

L'uso influisce sulla manutenzione degli edifici: le immagini (All. 4.17, foto 1 e 2) mostrano la relazione manutenzione-livello di danno da sisma.

Età del patrimonio residenziale

Secondo l'ISTAT 2001, oltre il 50% del patrimonio abitativo comunale risale a prima del 1946, con forti differenze nella distribuzione territoriale. Nel CS di Castello si stimano 89% di abitazioni ante 1919 e nel CS di via Umberto solo un 40%. Il campione AeDES attenua le differenze, rilevando 80% di edifici antecedenti al 1919 a Castello e 71% a via Umberto I. Si deve però tener conto che il patrimonio ante 1919 abbandonato già prima del sisma non è stato oggetto di censimento AeDES. Dagli anni sessanta inizia un'attività di manutenzione, recupero ed ampliamento degli edifici, intensificatasi con la ripresa demografica degli anni 70: a Castello (UT8) il 24% del patrimonio è stato oggetto di tali interventi tra il 1970 ed il 1990 ed il 32% negli ultimi venti anni; nel CS di via Umberto I il recupero inizia dopo il 1970, interessando circa il 23% degli edifici tra 1970 e 1990 ed il 17% negli ultimi venti anni. Molti i cantieri aperti al momento del sisma 6.4.09.

Tipologie costruttive secondo le schede AeDES ed elementi utili ad un'ulteriore articolazione dei tipi edilizi

L'elaborazione del campione di schede AeDES restituisce per i due CS una grande vulnerabilità edilizia: il 40% circa degli edifici ha cattiva qualità muraria senza catene o cordoli, il 30% ha cattiva qualità con catene o cordoli, meno del 9% ha muratura di buona qualità con catene o cordoli, meno del 5% ha strutture miste o altre tipologie. Rarissimi gli edifici a telaio, per lo più pertinenze. Sembra indispensabile, prima di mettere in relazione i livelli di danno verificatisi con i livelli di vulnerabilità edilizia, valutare possibili articolazioni delle classi "base" di vulnerabilità EMS in rapporto ai fattori segnalati dalla medesima scala macrosismica europea: qualità della muratura, stato di conservazione, dettagli costruttivi di rinforzo e regolarità delle costruzioni.

Qualità muraria

La scheda AeDES classifica come "murature a tessitura irregolare di cattiva qualità" tutte quelle in pietrame non squadrato o ciottolo, ma a Poggio Picenze queste murature hanno avuto comportamenti a sisma difformi. In prima approssimazione, allo stato delle indagini, si possono identificare almeno i seguenti tipi.

TIPO 1: sono frequenti murature di pietrame sbizzato con pezzatura molto variabile, in genere a due paramenti senza pietre diàtone, spesso senza ricorsi suborizzontali o disposto in modo caotico e legato con grandi quantità di malta. A questo tipo di muratura si associano sistematicamente robusti cantonali in pietra locale accuratamente squadrate, che tendono a sopravvivere al sisma, isolandosi però dalla restante muratura (All. 4.17, foto 3). Questa tende a disgregarsi o a separare i due paramenti (All. 4.17, foto 4).

TIPO 1.1: murature di pietrame sbizzato, di pezzatura appena più uniforme e con minori quantità di malta, si riscontrano in una serie di edifici a schiera appartenenti ai tessuti apparentemente pianificati, di probabile origine cinquecentesca, prevalenti negli aggregati 50, 51, 52, 53, 60, 61, 62 e presenti anche in altri aggregati sia di Castello (Foto 5) sia di via Umberto I (Foto 6.). Nonostante si tratti di edifici con scarsa manutenzione, perché spesso poco utilizzati, questa muratura ha resistito abbastanza al recente sisma. Sul comportamento possono avere influito sia la mutua collaborazione tra edifici omogenei in aggregati regolari sia la diffusa presenza di presidi antisismici storici, soprattutto se costituiti da contrafforti a scarpa. I maggiori danni visibili in queste tipologie murarie riguardano gli edifici di testata dell'aggregato, soggetti ad effetti torsionali (Foto 7) nei quali si nota tendenza al distacco del cantonale dalla restante muratura. Si cercherà di verificare, per quanto possibile, la diffusione di questo tipo di muratura anche al piano terreno di molti altri edifici di Castello e via Umberto I.

TIPO 2: in alcuni palazzi e in alcune sopraelevazioni sono presenti murature in pietrame sbizzato, di pezzatura abbastanza omogenea, lavorate con molta cura, in modo da lasciare pochi vuoti per il legante. Questo tipo murario mostra la capacità di rompersi in blocchi, secondo piani netti, sulla cui forma influiscono la presenza di collegamenti e catene. (Foto 8).

TIPO 3: murature in pietrame leggermente squadrate, con ricorsi suborizzontali si trovano lungo la via Castello, nei muri di contenimento del terrapieno ed in ruderi. Murature in pietrame squadrate a ricorsi orizzontali si rintracciano in alcune parti di edifici monumentali (chiesa di san Felice, casa medievale, ecc.).

TIPO 4: murature in pietrame listato con fasce cementizie sono presenti solo in porzioni limitate degli edifici, probabilmente riconducibili a riprese o sostituzioni di murature lesionate dal terremoto del 1915 ovvero in corrispondenza di sopraelevazioni.

Il ruolo dei consolidamenti antisismici recenti e storici

Sul comportamento delle murature sembrano avere avuto molta importanza i consolidamenti antisismici recenti (intonaco cementizio, con eventuale inserimento di rete elettrosaldata, grandi catene metalliche estese per l'altezza di un intero piano (Foto 9) e soprattutto quelli storici (catene metalliche, lesene di rinforzo angolari, speroni, contrafforti a scarpa estesi per gran parte delle facciate). Questa ultima tecnica è molto diffusa sia a Castello nell'edilizia seriale sia negli edifici lungo via Umberto I, interessando interi fronti stradali, con caratteristiche soluzioni in corrispondenza delle aperture (Foto 10) e ha assicurato buoni comportamenti anche nell'ultimo evento, riuscendo anche a contrastare l'attivazione dei meccanismi di primo modo di danno (Foto 11).

Il ruolo delle sopraelevazioni e delle manutenzioni straordinarie nei recenti danni sismici

A Poggio Pienze è molto diffusa la sopraelevazione sia a filo dei muri perimetrali (talvolta trasformando il piano del preesistente cornicione in un balcone in c.a.) sia con arretramento del muro di contenimento rispetto

alla facciata (realizzando una terrazza lungo tutto il prospetto). Quando la sopraelevazione è stata associata ad una manutenzione generalizzata dell'edificio (es. aggregati 11, 12, 13, 21, 22, 68, 67) non sembra avere inciso negativamente sul comportamento sismico; se invece non è stato fatto un consolidamento complessivo, il danno è gravissimo (Foto 12 e 13). La diffusa sostituzione (12% del campione di schede AEDES) di preesistenti solai deformabili con solai semirigidi a travi metalliche non collegate alle murature e tavelle di laterizio (con eventuale cappa cementizia non collegata alle pareti) corrisponde nel 50% dei casi a livelli di danno gravissimi (Foto 14 e 15) e nel 50% a livelli di danno medio gravi

Localizzazione del danno in rapporto al contesto

Anche se prima di svolgere considerazioni sulla localizzazione del danno si dovrebbe aspettare di leggere nella totalità delle schede AeDES i livelli di danno e i tipi edilizi, si nota immediatamente l'estensione dei danni gravissimi nel versante est di Castello, configuranti uno scenario "distruttivo" secondo la scala EMS, se non più grave (All. 4.17, foto 16). Meno concentrati i danni gravissimi ed i crolli nel versante ovest del Castello. Nel corso dell'indagine si cercherà di verificare la relazione tra il danno e le cavità sotterranee, peraltro segnalate dalla MS in tutto l'insediamento fortificato. Nel solo versante est, però, la pendenza del terreno naturale è accentuata ed esistono più livelli di terrazzamenti artificiali, realizzati probabilmente in epoche successive. Qui possono perciò esservi: presenza di volte a sostegno dei ripiani artificiali, con possibilità di cedimento (All. 4.17, foto 17), muri di contenimento del terreno realizzati a secco, con possibilità di danno indotto agli edifici sottostanti (Foto 18); presenza di fondazioni poste a quota diversa; collegamento degli edifici a strutture di maggior rigidezza (muri di contenimento del terreno). Significativa anche la presenza, in questo versante, di ruderi di edifici probabilmente distrutti da eventi sismici storici.

Nella UT 8 (via Umberto I), nella fascia orientale della zona di cavità sotterranee segnalata dalla MS (cavità in un punto documentate anche dal rilevamento AeDES e dal nostro rilevamento fotografico), lungo la direttrice di via Piedi la Terra (strada realizzata parzialmente in rilevato) sono evidenti 12 crolli oltre a diversi danni gravissimi (con successive complete demolizioni) (Foto 19 e 20). I crolli coincidono per il 75% con edifici in muratura di cattiva qualità, privi di cordoli o catene, molti dei quali con murature del tipo 1 sopra descritto. In questa fascia esistono inoltre alcuni ruderi e vuoti urbani forse collegabili a precedenti terremoti (Foto 21 e 22).

Ruolo della vulnerabilità aggiuntiva negli aggregati

Danni molto diffusi nella parte sommitale degli edifici sono collegabili all'accostamento di coperture o parti di edificio a diversa altezza (Foto 23). La localizzazione dei danni gravissimi e dei collassi (livelli 4 e 5 secondo la scala EMS) evidenzia una relazione forte con la posizione di testata o di angolo dell'edificio nell'aggregato.

Per valutare questa ed altra vulnerabilità aggiuntiva negli aggregati edilizi, tenendo conto anche del punto 8.7.1. del DM 14.1.2008, si sono predisposte delle schede (un esempio nell'allegato 4.17) per censire la presenza, in ciascuno dei 94 aggregati, di indicatori di possibili interazioni strutturali negative.

Per lo studio della vulnerabilità aggiuntiva, attualmente sviluppato al 50%, si impiegano cartografie (CTR 2001, NCEU), foto aeree (pre e post sisma 6/4/2009), le campagne fotografiche già citate, le foto di Google Earth 2010 riferite alla situazione a terra pre-sisma.

Saranno ricercate anche cartografie storiche e notizie sui precedenti terremoti. Le schede AEDES forniranno ulteriori informazioni sul contatto di tipologie costruttive diverse.

Ruolo del processo di formazione e trasformazione dei tessuti edilizi

Lo studio della vulnerabilità aggiuntiva negli aggregati contribuirà anche alla comprensione del processo di formazione e trasformazione degli edifici e degli aggregati, pur in assenza di rilievi critico-macrostratigrafici. Nei danni del sisma del 6/4/2009 sono evidenti crolli di edifici di tamponamento, realizzati in appoggio ad edifici preesistenti (Foto 24); crolli e danni gravissimi collegati a discontinuità ad es. dovute a riprese murarie di precedenti lesioni realizzate con scarsa ammorsatura (Foto 25), all'ampliamento orizzontale con conseguente inglobamento di cantonali all'interno delle murature (Foto 26), causa di ribaltamenti di porzioni edilizie non collegate.

4.5 CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Per la Macroarea 4, sulla base delle indagini e delle analisi eseguite i principali risultati e considerazioni derivanti da questo studio di microzonazione sismica possono essere sintetizzati come segue.

- 1) L'amplificazione, indipendentemente dal parametro considerato (FA, FH e FV) è maggiore nelle aree in cui la successione stratigrafica dei terreni di copertura è costituita da limi e depositi recenti (alluvioni e detriti di versante o di conoide, di età Pleistocene.sup.-Olocene) (cfr par. 4.2.5).
- 2) I valori dell'amplificazione sono piuttosto elevati, spesso maggiori di 2, talora maggiori anche di 2.5; questo può essere dovuto al forte contrasto di impedenza tra il *bedrock* e i limi o tra il *bedrock* e le alluvioni e i detriti, laddove i limi sono assenti. Le prove Down Hole eseguite in questa area e in altri siti (cfr. indagini eseguite in altre macroaree e per il Progetto C.A.S.E.) indicano che la rigidità dei limi varia notevolmente con la profondità. Purtroppo questa variazione è stata documentata solo fino alla profondità di 50 m, non essendo stato possibile eseguire prove a profondità più elevate; solo indagini profonde avrebbero potuto determinare l'effettiva situazione al contatto con il *bedrock*, che nelle aree di maggiore amplificazione (FA e $FH_{0,1-0,5s}$ oltre 2) è generalmente a profondità superiori a 50 m.
- 3) Contrariamente a quanto ipotizzato nelle carte di livello 1 (carte delle microzone omogenee in prospettiva sismica; All. 4.5), amplificazioni elevate sono state stimate anche su conglomerati. Ciò si può spiegare con la presenza, sotto gli orizzonti conglomeratici più rigidi, di spessori decametrici di limi, condizione che determina una pronunciata inversione della velocità di propagazione delle onde di taglio. Effetti di amplificazione sui conglomerati affioranti nella piana erano peraltro ipotizzabili sulla base della distribuzione dei danni. In assenza di apposite indagini e di osservazioni macrosismiche, disponibili solo in caso di terremoti di intensità superiore alla soglia del danno, queste condizioni stratigrafiche sono assai difficili da determinare con le sole osservazioni di superficie. Perciò occorre molta cautela nell'utilizzo della cartografia di primo livello, anche per finalità di programmazione territoriale e pianificazione urbanistica. In sintesi, un'analisi di primo livello non

permette di determinare se una zona è suscettibile di amplificazione o meno; per una zonazione sismica del territorio è sempre necessario realizzare almeno indagini più approfondite che accertino l'effettiva presenza delle condizioni indicate dalle carte di livello 1.

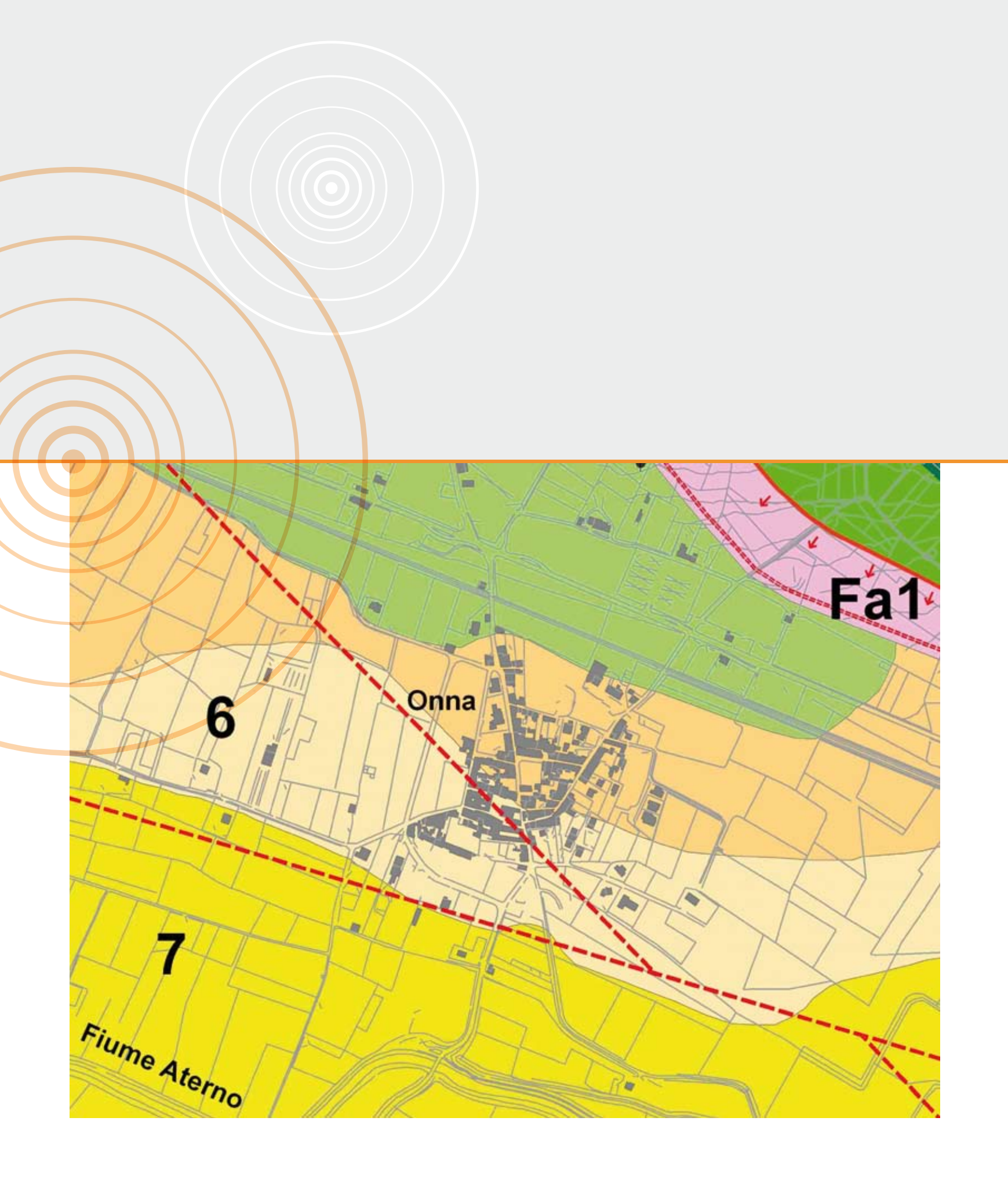
- 4) Le carte di MS di livello 3 sono in ottimo accordo con la distribuzione degli effetti osservati (cfr Galli e Camassi, 2009): elevate amplificazioni sono state stimate nella piana ed alla base dei versanti, anche nelle aree più distanti dall'epicentro, dove sono state osservate intensità $I_{MCS} > VIII$; amplificazioni minori sono state stimate sui versanti calcarei e su brecce direttamente a contatto sul substrato calcareo, anche a distanze più prossime all'epicentro, dove generalmente sono state osservate intensità $I_{MCS} = VI$.
- 5) I danni maggiori ($I_{MCS} > VIII$) sono stati osservati a Castelnuovo e a Poggio Pienze. Questo dato è in perfetto accordo con le caratteristiche stratigrafiche di queste aree. In entrambi i casi, infatti, la successione stratigrafica tra il *bedrock* e la superficie topografica è costituita da limi lacustri ed alluvioni con spessore maggiore di 30 m e le analisi di risposta sismica locale indicano che in questi centri abitati, nonché nelle aree limitrofe, l'amplificazione è comunque sempre elevata (con valori sia di FA sia di $FH_{0.1-0.5s}$ in genere uguali o superiori a 2. Le osservazioni sulla distribuzione dei danni e le analisi della vulnerabilità edilizia suggeriscono che le differenze di danneggiamento osservate nei centri abitati di Castelnuovo e Poggio Pienze sono probabilmente dovute soprattutto alla differente vulnerabilità delle costruzioni (cfr. par. 4.4 e Allegati 4.16 e 4.17).
- 6) A Castelnuovo sono stati osservati valori di amplificazione particolarmente elevati a frequenze intorno a 1 Hz (cfr. par. 4.2.3 e All. 4.4). Ciò è dovuto alle caratteristiche morfologiche superficiali e sepolte del rilievo e della valle che determinano effetti di risposta sismica locale bi- o tri-dimensionali. Le modellazioni di RSL sono in accordo con le osservazioni strumentali, confermando un'elevata amplificazione per periodi compresi tra 0.7 e 1.3 s in corrispondenza del rilievo (centro storico) e lungo una fascia orientata WNW-ESE, secondo l'asse longitudinale del rilievo e della vallata.
- 7) Dalle analisi numeriche risulta che la determinazione dei fattori FA e FV, così come definiti, può essere affetta da incertezze significative per la forte dipendenza di questi parametri dal moto di input (v. All. 4.6). Ne consegue che i risultati ottenuti non sono facilmente sintetizzabili in mappe e sono di difficile applicazione per finalità di pianificazione urbanistica. Per ottenere parametri rappresentativi degli effetti locali con limitata dipendenza dall'input sismico e buona stabilità in caso di condizioni litostratigrafiche regolari, più facilmente rappresentabili in mappe di MS, è necessario rapportare gli spettri di output e di input in pseudovelocità e/o pseudoaccelerazione facendo riferimento ad un unico ed inequivocabile intervallo di periodi. Dalle analisi descritte nel par. 4.2.5 risulta che FH è un parametro più stabile, cioè meno influenzato dall'input sismico e più dipendente dalle condizioni litostratigrafiche, e quindi più facilmente rappresentabile in mappa e di più immediata applicazione a fini urbanistici. Considerate le caratteristiche delle costruzioni più comuni nell'area studiata, il parametro di risposta sismica locale più significativo per l'area studiata sembra essere FH per

periodi compresi tra 0.1s e 0.5s. Tuttavia, poiché può essere d'interesse anche l'analisi della RSL a periodi più elevati (>0.5 s), è utile considerare anche $FH > 0.5s$. I parametri $FH_{0.1-0.5s}$ e $FH_{0.5-1.5s}$ sono già largamente diffusi e utilizzati in molti studi di MS. Infine, dalle analisi numeriche svolte risulta che il parametro FA assume valori ed andamenti in genere prossimi a quelli di $FH_{0.1-0.5s}$.

- 8) Dato che le zone di frana rilevate non interessano né i centri abitati né le potenziali aree di espansione indicate dalle Amministrazioni Locali, in queste zone non sono state effettuate né stime dell'amplificazione né verifiche di stabilità. In caso però di interventi in queste aree, sarà necessario valutare, con apposite indagini ed analisi, l'amplificazione delle azioni sismiche nei depositi e la relativa influenza sulle condizioni di instabilità dei pendii.
- 9) Nel sottosuolo di quasi tutti i centri storici studiati sono presenti cavità ipogee, di forme e dimensioni variabili, con spessore della calotta talora esiguo. In corrispondenza di alcune cavità si sono verificati crolli delle volte, con conseguente apertura di voragini in superficie, anche in assenza di sollecitazioni sismiche. A seguito del terremoto del 6/4/2009 si sono aperte nuove voragini e sono stati osservati maggiori danni proprio in corrispondenza di cavità ipogee (a Poggio Picenze, zona Castello, e a Castelnuovo). L'influenza di queste cavità sulla risposta sismica locale non è stata indagata in questo studio; tuttavia, in linea di principio il moto sismico mediamente trasmesso in superficie non dovrebbe risultare amplificato in termini di accelerazioni. Lo scuotimento atteso potrà essere però caratterizzato da distribuzione non uniforme degli effetti inerziali sulle costruzioni, e da concentrazione di fenomeni deformativi localizzati nei diaframmi di terreno tra cavità e cavità, e tra le stesse e le fondazioni degli edifici. Qualora si consideri una prospettiva di recupero o addirittura di nuova edificazione in tali zone, saranno necessarie innanzitutto accurate verifiche di stabilità parziali (volte, pareti, fondo) e globali in condizioni statiche, ed eventuali consolidamenti preventivi dovranno essere proporzionati tenendo conto, con analisi specifiche, dell'effetto del moto sismico atteso.
- 10) Anche nelle altre zone indicate come potenzialmente instabili (zone cataclastiche e accumuli di frana) non sono state effettuate specifiche analisi, né per definire l'amplificazione né per verificarne la stabilità. Nel caso di utilizzo di queste aree, sia per previsioni urbanistiche di espansione o riqualificazione, sia per nuove edificazioni o interventi su manufatti esistenti, è necessario effettuare specifiche analisi di risposta sismica locale e verifiche di stabilità.

Bibliografia

- Anh Dan L.Q., Koseki J. & Tatsuoka F. (2001) - Viscous deformation in triaxial compression of dense well graded gravels and its model simulation. *Advanced laboratory stress-strain testing of geomaterials* (Tatsuoka *et al.* eds), pp.187-194. Balkema.
- APAT (2005) – Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 F. 359 L'Aquila. APAT, Dip. Difesa del Suolo, S.G.d'I. - Regione Abruzzo, Serv. Difesa del Suolo. S.EL.CA., Firenze.
- Bosi C. & Bertini T. (1970) – Geologia della media valle dell'Aterno. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 719-777.
- Centamore E., Crescenti U. & Dramis F. (coord.) (2006) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 F. 359 L'Aquila. APAT, Dip. Difesa del Suolo, S.G.d'I. - Regione Abruzzo, Serv. Difesa del Suolo. S.EL.CA., Firenze.
- Costanzo A. (2007) - Analisi di fenomeni deformativi di pendii e rilievi in condizioni sismiche: il caso di Gerace. Tesi di Dottorato in Ingegneria Geotecnica, Università della Calabria.
- EMERGEO Working Group (2009) – Rilievi geologici di terreno effettuati nell'area epicentrale della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 aprile 2009. INGV, con la collaborazione di CNR-IGAG, Università degli Studi di Roma Tre e DiMSAT-Università degli Studi di Cassino.
- Galli P. & Camassi R. (eds.) (2009) – Rapporti sugli effetti del terremoto aquilano del 6 aprile 2009, Rapporto congiunto DPC-INGV, 12 pp.
- GEER Working Group (2009) - Preliminary Report on the Seismological and Geotechnical Aspects of the April 6 2009 L'Aquila Earthquake in Central Italy. Report for Web Dissemination, Geotechnical Earthquake Engineering Reconnaissance GEER Association, Report No. GEER-016, Version 2, (http://www.geerassociation.org/GEER_Post%20EQ%20Reports/Italy_2009/Cover_Italy2009_Rev.html)
- 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.
- Marcellini A., Iannaccone G., Romeo R.W., Silvestri F., Bard P.Y., Improta L., Meneroud J.P., Mouroux P., Mancuso C., Rippa F., Simonelli A.L., Soddu P., Tento A. & Vinale F. (1995) - The Benevento Seismic Risk Project. I – Seismotectonic and geotechnical background. *Proc. V Int. Conf. on Seismic Zonation*, Nice. Ouest Editions Presses Académiques, Nantes.
- Modoni G. & Gazzellone A. (2010) - Simplified theoretical analysis of the seismic response of artificially compacted gravels - V International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, San Diego (USA), Paper No. 1.28a.
- Perenich A., Giuliani M & Leone D. (2002) – Relazione Preliminare. Cavità ipogee: indagini, studio e Monitoraggio. Comune di S. Pio delle Camere. Provincia di L'Aquila. Regione Abruzzo. Ordinanza Ministro dell'Interno 24/07/1998 n° 2816 per gli Interventi urgenti di Protezione Civile relativi a dissesti idrogeologici. Ordinanza n° 167 12/07/2002 del Commissario delegato alla Protezione Civile della Regione Abruzzo.
- Rollins K.M., Evans M.D., Diehl N.B. & Daily III W.D. (1998) - Shear modulus and damping relationship for gravels. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, vol. 124. n. 5, pp. 396-405.
- Rovida A., Castelli V., Camassi R. & Stucchi M. (2009) - Historical earthquakes in the area affected by the April 2009 seismic sequence (<http://www.mi.ingv.it/eq/090406/>)
- Totani G., Monaco P., Marchetti S & Marchetti D. (2009) - V_s measurements by Seismic Dilatometer (SDMT) in non penetrable soils. *Proc. XVII International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*, Alexandria, Egypt, 5-9 October 2009, Vol. 2, 977-980.



Fa1

6

7

Fiume Aterno

Onna

MACROAREA

5

ONNA

GRUPPO DI LAVORO

1 CNR-IGAG

2 Provincia Autonoma
di Trento

3 INGV-CNT

4 CONGEO s.r.l.

5 INGV Milano-Pavia

6 Università
della Basilicata

7 CNR-IMAA

8 Dipartimento
della Protezione Civile

Rilievi geologici:

• Cavinato G.¹ • Cavuoto G.¹ • Mancini M.¹ • Spadoni M.¹

Indagini geofisiche:

• Balasco M.⁵ • Franceschini A.² • Gallipoli M.R.⁵ • Giocoli A.⁵ • Ladina C.³ • Lapenna V.⁵
• Lenoci M.⁴ • Martinelli M.⁷ • Marzorati S.⁵ • Mucciarelli M.⁶ • Piscitelli S.⁵ • Romano G.⁷

Simulazioni numeriche:

Sanò T.⁸

Carte di microzonazione:

Cavuoto G.¹ • Mancini M.¹ • Spadoni M.¹

Editing, informatizzazione e allestimento grafico:

Moscattelli M.¹ • Spadoni M.¹ • Stigliano E.¹

Coordinamento:

Cavuoto G.¹ • Mancini M.¹

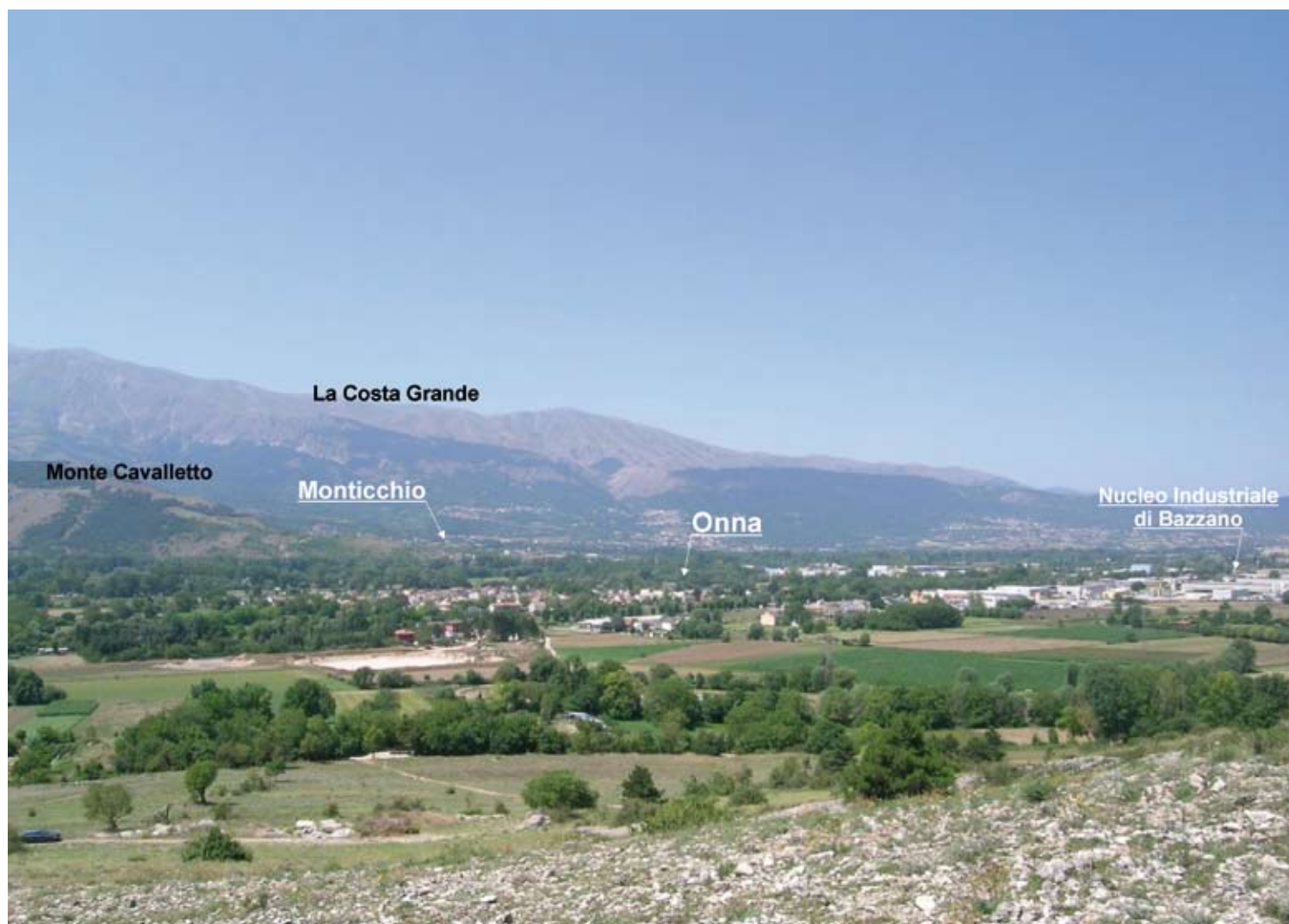
5.1 INTRODUZIONE

La Macroarea 5 è interamente ubicata all'interno del territorio comunale de L'Aquila ad una distanza di circa 7 km ad est del capoluogo. Essa si estende per circa 5 km², prevalentemente in senso longitudinale secondo la direttrice ovest-est ed è delimitata a N dalla linea congiungente l'area industriale di Bazzano e il paese di San Gregorio, e a sud dal corso del Fiume Aterno. L'area è totalmente pianeggiante, con quote medie che si attestano tra 575 e 586 m s.l.m., ed è ubicata al centro della vasta Conca di Fossa (Bertini & Bosi, 1993), depressione di origine tettonica di età pliocenico?-quaternaria riempita da depositi eterogenei di origine alluvionale e fluvio-lacustre (Fig. 5.1). Il nucleo urbano di Onna è situato al centro dell'area in esame.

Lo studio di MS per l'area di Onna ha richiesto, come prevedibile, un approccio multidisciplinare integrato di metodologie differenti, principalmente geologiche e geofisiche, oltre che studi di modellazione numerica.

Si è proceduto inizialmente con una fase di acquisizione preliminare e selezione di tutti i dati pregressi, disponibili per l'area, con la loro georeferenziazione su base cartografica della Carta tecnica Regio-

Fig. 5.1 → Panoramica sul settore centrale della "Conca di Fossa" nella media valle dell'Aterno, da San Gregorio: al centro è visibile il villaggio di Onna, sulla destra il Nucleo Industriale di Bazzano, sullo sfondo il rilievo della Costa Grande, estensione nord-occidentale del Monte d'Ocre. Orientazione della foto WNW-ESE da destra.



nale della Regione Abruzzo (CTR) tramite GIS e con il loro inserimento nella banca dati del progetto MS dell'area Aquilana, condotta nel periodo aprile-maggio 2009 sotto il coordinamento del gruppo di lavoro CNR-IGAG.

La raccolta delle indagini disponibili (stratigrafie di pozzi per acqua L. 464/84, messe a disposizione dall'ISPRA e sondaggi a carotaggio continuo realizzati da geologi professionisti ed imprese edili) è stata effettuata su un'area più estesa di quella oggetto dello studio, allo scopo di comprendere e documentare in maniera più completa il modello geologico preliminare dell'area. Il DPC, nel periodo aprile-novembre 2009, ha commissionato ulteriori sondaggi a carotaggio continuo con prelievo di campioni indisturbati e prove SPT, indagini geofisiche e prove Down Hole realizzate *ex-novo*.

Sempre nel maggio 2009 è iniziato il rilevamento geologico e geomorfologico di estremo dettaglio dell'area, effettuato da personale del CNR-IGAG e rappresentato sulla base cartografica della CTR in scala 1:5.000, al fine di acquisire tutte le informazioni relative alle morfologie presenti, alla natura dei terreni affioranti e sub-affioranti e alle modificazioni superficiali indotte dal sisma, basilari per la stesura delle carte geolitologica e delle microzone omogenee in prospettiva sismica (paragrafi 5.2 e 5.3). Il rilevamento geologico è stato affiancato anche da misure *gamma-ray* al suolo, utilizzate per definire le tessiture prevalenti e la pietrosità dei terreni superficiali (paragrafo 5.2.2.3), e da interpretazione di foto aeree.

Nello stesso periodo, maggio 2009, è stato eseguito il sondaggio geognostico "DH-Onna 1" (P36-SG1 nella Carta delle indagini in allegato DvD) da parte della ditta Solisonda srl – Francavilla a Mare (CH) in collaborazione con CeRS-Geo (Centro Ricerche e studi Sperimentali per le Geotecnologie - Università degli Studi "G. D'Annunzio" Chieti-Pescara – resp. Prof. M. Rainone). Il sondaggio è ubicato nella periferia sud di Onna ed è stato eseguito con perforazione alternata a distruzione di nucleo in alcuni tratti e recupero di carote in altri, per una profondità complessiva di 60 m (vedasi allegato DvD).

In ottobre 2009, sono stati eseguiti due sondaggi geognostici nell'area della ex scuola materna (sondaggi P43-SG2 E P44-SG1 ubicati nella Carta delle indagini in allegato; vedasi anche DvD), nel settore settentrionale di Onna da parte della ditta TerraDrilling S.r.l.. All'interno di uno dei due sondaggi è stata effettuata una prospezione sismica in foro con prova di tipo Down Hole in onde P ed SH. Queste indagini sono state commissionate nell'ambito del "Coordinamento e gestione del Progetto Onna – Botschaft der Bundesrepublik Deutschland" – resp. Dr. Ing. Andreas Seebacher.

Ulteriori studi geofisici (paragrafo 5.2.3) sono consistiti nell'acquisizione in situ e successiva interpretazione dei dati relativi:

- ad alcune linee geoelettiche ERT, denominate ERT4, ERT14, ERT15, acquisite in maggio 2009 da personale del CNR-IMAA;
- a due prospezioni del tipo ReMi (*Refraction Microtremors*), eseguite da personale della Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, e acquisite in aprile 2009;
- a numerose misure localizzate di microtremori condotte nell'abitato, acquisite da personale del CNR-IMAA, dell'INGV e del CIMA-AMRA;
- ad una prospezione con sismica a rifrazione (L7-SRZ1 nella Carta delle Indagini in allegato) acquisita in maggio 2009 da personale del CeRS-Geo (Centro Ricerche e studi Sperimentali per le Geotecnologie - Università degli Studi "G. D'Annunzio" Chieti-Pescara – resp. Prof. M. Rainone);

- a tre prospezioni del tipo MASW (indagini L10-MASW1, L11-MASW1 e L12-MASW1 nella Carta delle Indagini) acquisite in novembre 2009 dalla ditta CONGEO s.r.l. la cui ubicazione è stata progettata dal Gruppo di lavoro e concordata con il DPC.

Nella seconda fase di lavoro (paragrafi 5.2 e 5.3) i dati di rilevamento geologico e di sondaggio sono stati utilizzati per ricostruire l'assetto geologico del sottosuolo e per suddividere l'area in zone omogenee in prospettiva sismica. Data la vicinanza di aree e la similarità del contesto generale geologico e geomorfologico, si è spesso lavorato in stretto contatto con il gruppo di lavoro responsabile per la Macroarea 3 "L'Aquila Est" (Coordinamento Prof. P. Boncio, Università degli Studi di Chieti), in special modo relativamente al settore in cui ricade il paese di San Gregorio, immediatamente limitrofo all'area di Onna, con costante confronto dei dati, dei risultati delle analisi e delle interpretazioni.

La terza fase di lavoro (paragrafo 5.3) è consistita nella realizzazione del modello integrato del sottosuolo di Onna, basato sulla comparazione dei dati geologico-tecnici e geofisici, e nella successiva modellazione numerica. Quest'ultima è stata finalizzata alla simulazione del moto al suolo e alla valutazione della risposta sismica locale, per mezzo dell'uso di codici di calcolo per analisi monodimensionali. Tale fase, sviluppata tra dicembre 2009 e gennaio 2010, ha condotto alla produzione della Carta di microzonazione sismica (livello3) e alla definizione dei valori dei fattori di amplificazione FA e FV in siti selezionati.

5.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

L'abitato di Onna è ubicato nella media valle del Fiume Aterno, in un contesto morfologico di piana alluvionale caratterizzato dall'assenza di affioramenti utili a descrivere nel dettaglio la tipologia e l'assetto stratigrafico dei litotipi presenti nel sottosuolo. Pertanto la cartografia e le sezioni geologiche prodotte, nonché la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica che ne deriva, si basano principalmente sull'analisi dettagliata e correlazione delle stratigrafie registrate in sondaggi geognostici selezionati, pregressi e di nuova acquisizione. La ricostruzione della distribuzione spaziale dei litotipi in superficie e l'interpretazione degli assetti stratigrafici in sottosuolo sono state inoltre supportate dall'analisi dell'assetto geomorfologico in situ, da fotointerpretazione, dal rilevamento geologico esteso ad aree limitrofe a quella di interesse (aree di San Gregorio e di Monticchio), nonché da dati indiretti di composizione tessiturale del suolo ottenuti mediante una prospezione *gamma-ray* a terra. I dati delle prospezioni geognostiche e geofisiche sono localizzati così come riportato nella Carta delle indagini.

5.2.1 Carta delle indagini

La Carta delle indagini, in allegato fuori testo (All. 5.2), è stata realizzata in scala 1:7.500, conformemente a quanto prescritto nel volume Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008) al punto 1.6.3.1.1. In essa sono riportate le ubicazioni delle indagini pregresse, essenzialmente sondaggi geognostici, e le ubicazioni delle indagini geofisiche, strumentali e geognostiche eseguite *ex-novo*, quali le linee di acquisizione geoelettrica, le misure ReMi e di microtremitori, il sondaggio geo-

gnostico P36-SG1 ed i sondaggi geognostici P44-SG1, P43-SG2 e la relativa prova Down Hole P32-DH1 questi ultimi eseguiti nell'area di sedime della ex scuola materna di Onna.

5.2.2 Assetto geomorfologico, litostratigrafico e tettonico

5.2.2.1 Assetto geomorfologico

La piana alluvionale del Fiume Aterno nell'area di interesse si estende per poco più di 5 km² tra gli abitati di Monticchio, Bazzano e San Gregorio, ad un'altitudine che si attesta mediamente intorno ai 581 m s.l.m.. La morfologia è sostanzialmente pianeggiante e, localmente, assume pendenze comprese tra 0,5 e 1% e digradanti verso S.

Nell'area di interesse il Fiume Aterno segue un percorso a debole sinuosità, allineato in direzione WNW-ESE. Procedendo verso nord-est, l'area si estende sino alle falde basali di M. Mannicola, rilievo carbonatico retrostante San Gregorio, con quote blandamente crescenti verso NE da 586 a 593 m s.l.m..

Il rilievo di campagna associato alla fotointerpretazione permette di distinguere due superfici sub pianeggianti, costituite da terrazzi del Fiume Aterno, poste rispettivamente a quote di 586 m e 577 m s.l.m. circa, e raccordate tra loro da una scarpata di estensione limitata e blanda pendenza. Sulla superficie del terrazzo fluviale topograficamente più basso sorge l'abitato di Onna. Il villaggio si sviluppa su un'area di forma grossomodo quadrangolare rilevata di pochi metri rispetto al piano campagna circostante.

5.2.2.2 Assetto stratigrafico

L'area è caratterizzata dalla presenza in affioramento di diversi termini di una successione di depositi continentali attribuiti al Pleistocene superiore e all'Olocene (Foglio Geologico 359 "L'Aquila", SGI, 2006). In corrispondenza del nucleo abitativo di Onna i depositi sono essenzialmente rappresentati da sedimenti colluviali, ghiaie sabbiose e limi sabbiosi alluvionali, con grado di addensamento, cementazione e spessore molto variabili, così come riportato dalla Carta geolitologica, prodotta in scala 1:5.000, e nelle relative sezioni geologiche (allegate fuori testo). I terreni di copertura quaternari, discordanti sul substrato carbonatico sepolto, complessivamente superano lo spessore di 120 m, così come è desumibile dal sondaggio P15-SG1, ubicato appena ad est di Onna, che, anche se spinto a tale profondità, non intercetta il substrato geologico. Le unità stratigrafiche distinte sono descritte nel seguito dalle più antiche alle più recenti.

Substrato carbonatico

Il substrato carbonatico affiorante nel limite più orientale dell'area di Onna, alle spalle del paese di San Gregorio, è costituito da calcari e calcareniti bioclastiche ben stratificate e mediamente fratturate, di età Oligocene-Burdigaliano riferibile alla formazione dei Calcari a macroforaminiferi (Foglio Geologico 359 "L'Aquila", SGI, 2006) (Fig. 5.2a). L'immersione prevalente degli strati è verso SW, con inclinazioni dell'ordine di 20-30°. Il substrato geologico è stato raggiunto a circa 500 m a N di Onna ad una profondità di oltre 30 m dal piano campagna (sondaggio P14-SG1), mentre si trova ad una profondità superiore a 120 m appena a E del villaggio (sondaggio P15-SG1).

I depositi di copertura pliocenico? - quaternaria

Il modello geologico del sottosuolo di Onna è stato ricostruito con buon dettaglio per un intervallo di profondità di circa 60 m, analizzando e correlando i dati provenienti dai sondaggi geognostici. La correlazione ha permesso di produrre due sezioni geologiche, B-B' e C-C' (in allegato fuori testo), a direzione WNW-ESE e SW-NE rispettivamente, intersecantesi perpendicolarmente tra loro (vedasi la Carta geolitologica allegata fuoritesto). Dalla correlazione stratigrafica è stato possibile individuare quattro principali unità stratigrafiche informali, denominate Unità A, B, C e D, costituenti il riempimento quaternario di questa porzione della conca. Le Unità A e B sono sepolte, mentre le unità C e D sono presenti sia in affioramento che nel sottosuolo.

Le unità così distinte sono costituite da corpi geologici definiti in base alla loro estensione e spessore, ai rapporti con le unità circostanti, sovrastanti e sottostanti, alle loro caratteristiche geometriche, e all'arrangiamento latero-verticale delle litofacies. Le superfici limite di tetto e letto di ciascuna unità sono generalmente sub-orizzontali o a bassa inclinazione verso ESE e sono interpretate come superfici di inconformità.

I depositi della copertura pliocenico-quaternaria sono sede di una falda a superficie libera. Il livello piezometrico, misurato nel luglio 2005, si attesta a profondità comprese tra -11 e -17 m dal piano di campagna, in corrispondenza di sondaggi ubicati non lontano dal Fiume Aterno (sondaggi P34-SG1 e P1-SG1; vedi profilo B-B' in allegato fuori testo).

Unità A

L'Unità A è stata riconosciuta solo in sondaggio nel settore centrale (sondaggio P36-SG1), ed è costituita da limi bianchi calcarei e ghiaie con matrice limosa per uno spessore complessivo di circa 6 m; la base non è stata intercettata. Tale unità è la più antica ed è presumibilmente correlabile a depositi pelitici lacustri affioranti sui rilievi immediatamente retrostanti San Gregorio, attribuiti alla formazione dei Limi di San Nicandro (Bosi & Bertini, 1970) del Pleistocene inferiore *p.p.* Tali depositi limosi appartengono al supersistema di Aielli-Pescina (Foglio Geologico 359 "L'Aquila", SGI, 2006). L'Unità A, nel settore in esame, è sormontata dalla Unità B con un contatto di semplice sovrapposizione stratigrafica (vedi profilo B-B').

Unità B

L'Unità B ha uno spessore massimo di circa 30 m. Essa è ben riconoscibile in quasi tutto il settore analizzato, in quanto è marcata al tetto da una netta superficie inconforme cui sottosta sempre un livello di limi rossicci, più o meno sabbiosi con scarsi ciottoli sparsi, potente fino a 8 m. Sotto i limi sono presenti sabbie grossolane avana. L'Unità in questione mostra un arrangiamento generale delle facies di tipo *fining-upward*. Le facies sono riconducibili all'ambiente fluviale, con i limi rossicci in particolare interpretabili come deposito sepolto di piana di esondazione, parzialmente pedogenizzato per la presenza di calcinoli. L'età probabile è Pleistocene medio *p.p.*

Unità C

L'Unità C è continua in tutta l'area investigata ed è presente nell'immediato sottosuolo di Onna per uno spessore massimo di circa 30 m. Essa mostra una geometria grossomodo tabulare ed è costituita da alternanze abbastanza regolari di ghiaie, sabbie e limi avana e grigi. L'Unità C presenta due litofa-

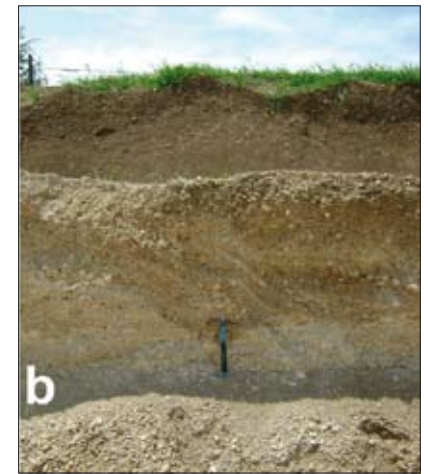
cies: 1) una litofacies di conoide alluvionale, i Depositi di conoide alluvionale, affioranti nella porzione settentrionale dell'area rilevata e presenti nel sottosuolo; 2) una litofacies fluviale, i Depositi fluviali, affioranti nel settore meridionale.

- **Unità C - Depositi di conoide alluvionale**

Tali depositi sono costituiti da ghiaie sabbiose a stratificazione incrociata (Fig. 5.2b) mediamente addensate e organizzate, costituite da ciottoli eterogenei sub-arrotondati o sub-angolari di diametro variabile da centimetrico a decimetrico, con subordinati orizzonti lenticolari sabbiosi e intercalazioni di paleosuoli spessi al massimo 10 – 15 cm. I depositi ghiaiosi, parzialmente cementati, rappresentano la porzione distale della conoide alluvionale di Paganica (Boncio *et al.*, 2009), formatosi per progadazione verso S e diversione laterale delle correnti del Torrente Raiale dalla zona apicale, con quest'ultima localizzata grossomodo al centro di Paganica, durante l'ultima fase glaciale e post-glaciale (Pleistocene superiore-Olocene antico).

Le litofacies ghiaiose affiorano a cornice dell'area rilevata nei settori di NW e di NE con spessori visibili molto variabili e comunque non superiori a 5 m. Considerazioni basate sull'osservazione di alcuni scavi di fondazione consentono di ipotizzare, per tale litologia, uno spessore effettivo che potrebbe superare i 10 m, mentre dati di sondaggio evidenziano per tale lito-formazione

Fig. 5.2 → **a)** Calcari e calcareniti bioclastiche oligocenico-burdigaliane fittamente stratificate e intensamente fratturate, con debole immersione verso SW, affioranti a San Gregorio. Orientazione dell'affioramento NW-SE (da sinistra); **b)** Ghiaie a stratificazione incrociata in abbondante matrice sabbioso-limoso, appartenenti al Conoide alluvionale di Paganica (Pleistocene superiore-Olocene); **c)** Limi sabbiosi gialli, olocenici, di ambiente fluviale, affioranti in riva destra del Fiume Aterno; **d)** Terreno eluvio-colluviale olocenico, composto da limi con ghiaia in affioramento nel settore settentrionale di Onna;



uno spessore complessivo superiore a 25-30 m. Le porzioni superiori della conoide di Paganica corrispondono alle facies di conoide alluvionale (vedasi anche profilo C-C', allegato fuori testo) che si interdigitano verso sud con depositi fluviali della unità C2 (vedi oltre). Le porzioni inferiori del conoide, invece, si interdigitano con depositi fluviali della sotto-unità C1.

- **Unità C - Depositi fluviali**

Questi depositi sono costituiti da limi sabbiosi giallastri olocenici (Fig. 5.2c) debolmente coesivi, con intercalazioni sabbiose e sabbioso-ghiaiose e presenza di lenti ciottolose eterogenee ed eterometriche. Lo spessore totale è di oltre 30 m. Affiorano nel settore meridionale dell'area rilevata lungo una fascia larga 0.5 km circa, bordante a nord il corso dell'Aterno fino quasi al centro di Onna. All'interno della litofacies dei Depositi fluviali si individuano due sottounità, C1 e C2 ad arrangemento *fining-upward*, separate da una superficie inconforme ben riconoscibile nel settore centrale ma non distinguibile nel settore più occidentale dell'area in esame (vedasi anche sezioni B-B' e C-C' allegate fuori testo). La Unità di rango inferiore C1 è spessa fino a 15 m e, dalla base, è costituita da ghiaie e sabbie limose passanti superiormente a limi grigiasti. Un paleosuolo è segnalato al tetto della Unità C1 nel settore centro-occidentale (sondaggio P2-SG1). L'Unità C2 è potente 10 m circa, e mostra alla base alternanze di ghiaie e sabbie, passanti verso l'alto a corpi francamente sabbiosi-limosi grigi e

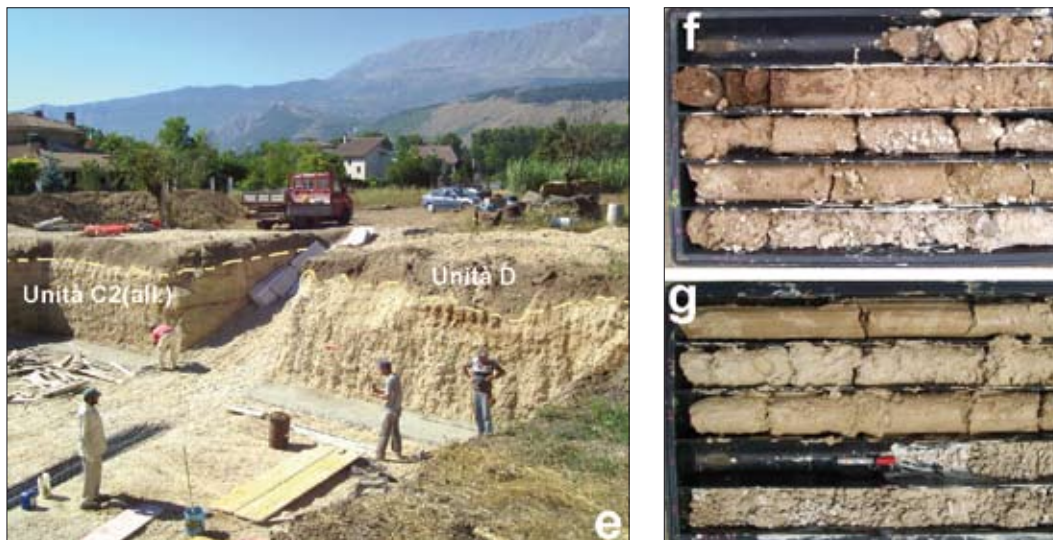


Fig. 5.2 → e) Scavo per fondazioni (prop. Cellini) ubicato nel settore nordorientale dell'abitato di Onna nel quale sono messi in luce i depositi ghiaioso-sabbiosi di conoide alluvionale dell'Unità C2(all.). Tali depositi sono ricoperti da limi sabbiosi di colore rosso-bruno con lenti di ghiaie, ascrivibili all'Unità D; f) Sondaggio P36-SG1, Unità B: sabbie limose rossicce con intercalazioni ghiaiose; g) Sondaggio P36-SG1, Unità C1: limi sabbiosi avana con intercalazioni ghiaiose. L'ubicazione del sondaggio P36-SG1 è riportata nella Carta delle Indagini.



Fig. 5.3 → a) Fratture beanti sub-verticali a direzione N120° interessanti le ghiaie del Conoide di Paganica; b) Probabili fratture cosismiche a direzione N120° rilevate a Sud di Onna.

avana; lateralmente verso nord si passa a depositi ghiaioso-sabbiosi più superficiali che potrebbero rappresentare frange terminali della porzione superiore della conoide alluvionale di Paganica. Le sezioni geologiche B-B' e C-C' (nelle Tavole allegate fuori testo) mostrano geometrie deposizionali sviluppate nel senso di direzione regionale di deflusso del Fiume Aterno, WNW-ESE. Di conseguenza le Unità C1 e C2 sono interpretate come depositi prevalentemente di natura fluviale, riconducibili al riempimento recente della piana del Fiume Aterno, con età riferibili al Pleistocene medio-superiore -Olocene. D'altra parte, facies francamente ghiaiose sono presenti, come intercalazioni, nel settore occidentale e centrale dell'area in esame. Esse sono riconducibili al sistema di conoide alluvionale sopra descritto, e sono trasversali alla direzione di deflusso del Fiume Aterno, progradanti da NNW a SSE e parzialmente sepolti dai depositi della piana di esondazione fluviale.

- **Unità D - Depositi eluvio-colluviali.**

L'Unità D infine rappresenta un sottile orizzonte di materiali limo-sabbiosi con ghiaie, di origine colluviale, spesso non più di 3 m, affiorante a Onna e nel settore settentrionale dell'area. L'età di questa unità è tardo-olocenica e i depositi ad essa associati sono riferibili a processi di pedogenesi e rimaneggiamento dei lobi terminali del conoide alluvionale, sopra descritto.

Le coltri eluvio-colluviali oloceniche hanno spessore variabile e sono costituite da alternanze di:

- limi argillosi di colore bruno-rossastro, spesso con componente sabbiosa abbondante;
- limi sabbiosi di spessore metrico;
- limi sabbiosi con lenti di ghiaie poligeniche, da minute a grossolane (fino a blocchi), sciolte o debolmente addensate da grano a matrice sostenute, con basso grado di arrotondamento (Fig. 5.2d).

Nell'area prospiciente Onna a N, i depositi ghiaiosi tendono ad essere prevalenti nella parte più superficiale. Lo spessore osservato è variabile dai 0,5 m ai 3 m.

5.2.2.3 Rilevamento gamma al suolo

L'identificazione dei limiti tra le differenti unità litologiche è stata supportata da un rilevamento dell'emissione gamma, eseguita ad un metro di altezza dal suolo utilizzando uno spettrometro gamma a scintillazione e rivelatore allo ioduro di sodio NaI (Scintrex GRS-500) nella finestra energetica $>80\text{KeV}$, per la misurazione dell'emissione dovuta essenzialmente alla presenza degli emettitori ^{40}K (^{40}Ar), ^{238}U (^{214}Bi) e ^{232}Th (^{208}Tl). La profondità di penetrazione dell'emissione gamma nei suoli è di circa 40-50 cm e, dunque, questa va ritenuta rappresentativa unicamente di tale spessore. I conteggi totali cumulati in un intervallo di tempo di 10 secondi hanno mostrato una correlazione inversa rispetto alla presenza della componente carbonatica dovuta alla pietrosità superficiale, stimata in corrispondenza di punti di controllo in campagna mediante tabelle visuali di frequenza percentuale. Sulla base dei conteggi gamma la pietrosità superficiale è stata pertanto suddivisa in due classi percentuali ($\geq 30\%$ e $\leq 30\%$) indicate con apposito sovrassegno nella Carta geolitologica.

5.2.2.4 Assetto strutturale ed evidenze di tettonica recente

L'assetto strutturale del substrato geologico, relativamente all'intera Conca di Fossa, è caratterizzato da una grande struttura sinforme enucleata all'interno della successione del M. Ocre - Valle dell'Ater-

no – Camarda, facente parte dell'unità tettonica di M. Ruzza – M. delle Macchie (Bigi, 2006) (vedasi sezione A-A' nelle Tavole fuori testo). Questa unità tettonica è costituita da successioni calcaree e calcareo marnose (Dogger-Miocene inferiore) riconducibili al dominio paleogeografico di transizione fra la piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e i termini pelagici calcareo-silico-marnosi del bacino umbro-marchigiano, che costituiscono le porzioni emergenti dei fianchi dei rilievi di M. Cavalletto di Monticchio, a SW, e M. Manicola e M. Pagliaccio di San Gregorio, a NE.

La tettonica distensiva plio-pleistocenica ha profondamente disarticolato l'originale struttura, generando alti e bassi strutturali con geometrie del tipo *Horst e Semigraben e/o Graben*. La Conca di Fossa, che comprende l'area di Onna, è di fatto interpretabile come un basso strutturale, bordato da faglie normali a direzione prevalente NW-SE, all'interno del più vasto bacino aquilano. La morfologia del substrato geologico carbonatico ha condizionato le geometrie dei depositi continentali quaternari di riempimento, determinandone una alta variabilità negli spessori e una grande eterogeneità latero-verticale delle tipologie litologico-tessiturali, come è ben deducibile dall'analisi dei dati di sottosuolo.

L'elaborazione dei dati di sondaggio e le evidenze di superficie mostrano la possibile esistenza di faglie dirette con direzione N120/130°, che ribassano il top dei depositi di conoide alluvionale e accolgono spessori notevoli di depositi fluvio-lacustri altamente eterogenei ed eterometrici. Numerose fratture beanti, a direzione prevalente N120° ed alto angolo di immersione, circa 70-75° verso SW, interessano le ghiaie dei Depositi di conoide alluvionale (Fig. 5.3a).

In occasione dell'evento sismico del 6 aprile 2009 la zona immediatamente a sud di Onna ha mostrato evidenze di fratturazione superficiale co-sismica (vedasi anche in EMERGE0 2009, pp. 37-40; Papanikolaou *et al.*, 2009). Il rilevamento geologico ha confermato la presenza di fessurazioni, al suolo e nei rilevati stradali (Fig. 5.3b), in un raggio di circa 200 m a N e S dell'Aterno. Una preliminare analisi di dati geofisici (prospezioni ERT) suggerisce la possibile presenza di superfici di discontinuità ad alto angolo sepolte, a direzione NW-SE e N120°, che interessano i Depositi di conoide alluvionale e i Depositi fluviali quaternari (vedasi nel DvD allegato il file DvD_5_Onna_geoelettrica.pdf).

Fig. 5.4 → Mappa della distribuzione areale delle misure di microtremore e funzioni HVSR-frequenze di risonanza associate.



5.2.3 Misure strumentali e altre indagini geofisiche

5.2.3.1 Misure di microtremori e rapporti spettrali

Il 7 aprile fu installata ad Onna, da parte di personale dell'INGV, una stazione di misura (MI03) dei rapporti spettrali SSR e HVSR, che ha registrato in continuo dal 7 al 9 aprile 24 terremoti di $M \geq 3$. Dall'elaborazione delle forme d'onda relative all'insieme delle registrazioni è risultato che le frequenze di picco HV si attestano su valori prossimi a 2,2 Hz (vedasi anche nel DvD allegato il file DvD_5_Onna_SSR_HVSR.pdf).

Inoltre, per poter valutare la presenza di una frequenza di risonanza in più punti dell'abitato di Onna sono state utilizzate registrazioni di microtremore, analizzate con la tecnica HVSR (Nakamura 1989; 2000; Lachet e Bard, 1994; Mucciarelli e Gallipoli, 2001). A tal proposito, sono state effettuate 11 misure di rumore ambientale distribuite sull'intero abitato di Onna (Fig. 5.4, e anche DvD_5.1_Onna_HVSR.pdf). Le registrazioni di rumore ambientale sono state effettuate mediante un sistema portatile e cablato (Tromino) composto da un sismometro tridirezionale, da un acquirettore a 24 bit ed un sistema di me-

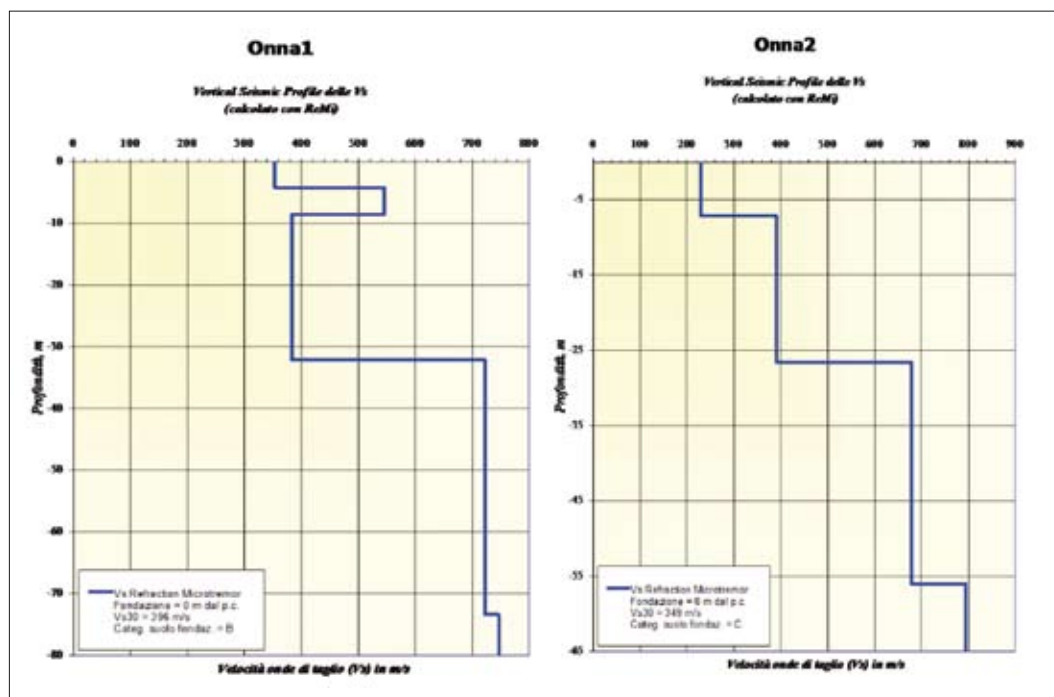


Fig. 5.5 → Profili di velocità Vs ricavati da proiezioni ReMi nei siti Onna 1 e Onna 2.

morizzazione. La frequenza di campionamento è stata pari a 128 Hz e la lunghezza di registrazione pari ad almeno 10 minuti per ogni punto di misura.

È ben noto che la tecnica a singola stazione HVNR si basa sull'analisi dei rapporti spettrali fra le componenti orizzontali e verticali del rumore ambientale e che permette di identificare con buona approssimazione le frequenze di risonanza del sottosuolo, al di sotto del punto di misura (Nakamura, 1989; Bard, 1999; Mucciarelli e Gallipoli, 2001). L'elaborazione dei dati acquisiti ad Onna è stata effettuata utilizzando il software GRILLA di corredo alla strumentazione. Questo codice di calcolo è coerente con le specifiche del progetto Europeo SESAME (2005). Per ulteriori dettagli su strumentazione e programmi si rimanda al sito web del produttore (www.tromino.it).

Nel seguito si riporta una mappa con l'ubicazione delle misure effettuate (Fig. 5.4, con in viola i punti di misura di microtremori e con le linee in rosso le ubicazioni degli stendimenti di resistività geoelettrica e le funzioni HVSR. Nel DVD allegato si riportano per ciascuna misura che ha superato i test statistici SESAME, la funzione HVSR, la funzione HVSR in funzione del tempo, l'HVSR direzionale, le singole componenti spettrali e i risultati dei test statistici SESAME. Dalla mappa (Fig. 5.4) si può notare un'evidente variabilità della risposta sismica locale: nella parte sud e ovest dell'abitato di Onna è evidente un elevato picco di risonanza compreso tra 2-3 Hz, mentre negli altri punti i picchi di HVSR raggiungono appena il valore 2 di ampiezza; i picchi HVSR di maggiore ampiezza si evidenziano nei punti 1 e 2.

5.2.3.2 Indagini di Refraction Microtremors (ReMi)

Nei pressi di Onna sono state effettuate due indagini ReMi (Fig. 5.5 anche DvD_5_Onna_REMI.pdf), realizzando un array multicanale con intervallo geofonico di 3 m, con impiego di geofoni da 4.5 Hz ed un acquisitore digitale RAS24 a 24 canali con dinamica a 24 bit. Il tempo di ascolto è stato di 25 s, la frequenza di campionamento è stata pari a 2 ms, sono state ripetute 7 acquisizioni per registrazione ed è stato effettuato lo stacking in fase di elaborazione.

È ben noto che la tecnica ReMi (*Refraction Microtremor*) permette di stimare la velocità delle onde di taglio (V_s) fino a profondità che possono essere superiori a 100 m con una precisione del 20%; per tutti i dettagli sulla tecnica di acquisizione adottata si rimanda al relativo paragrafo della parte generale. L'elaborazione dei dati relativi al sito in esame è stata effettuata utilizzando un software dedicato, denominato ReMi e prodotto dalla Optim LLC.

I passi del processo elaborativo sono stati i seguenti:

- 1 trasformazione del format dei dati;
- 2 *preprocessing* dei dati;
- 3 calcolo della trasformata p-f per ogni record;
- 4 *picking* per la costruzione della curva di dispersione;
- 5 calcolo del modello 1D del VSP mediante inversione della curva di dispersione.

I modelli di velocità determinati (Fig. 5.5) mostrano tra loro una buona correlabilità, poiché a partire da 7 – 8 m di profondità dal p.c. risultano molto simili sia in termini di spessore che di velocità. Le differenze risultano più marcate nei livelli superficiali, sia in termini di velocità del primo livello, che per la presenza nel sito di Onna 1 di un modesto livello a velocità mediamente elevata (~550 m/s) che causa un fenomeno di inversione. Tale fenomeno di inversione potrebbe essere correlato all'assetto lito-stratigrafico locale della zona di Onna nord. Quest'ultimo, infatti, è caratterizzato dalla presenza, nell'immediato sottosuolo, di un corpo tabulare con chiusura blandamente cuneiforme verso S, di spessore decametrico e composto da ghiaie addensate, ad alta velocità, che sovrasta bancate tabulari di limi sabbiosi e sabbie, a più bassa velocità (vedasi indagini ERT 4 e 15, più avanti nel testo).

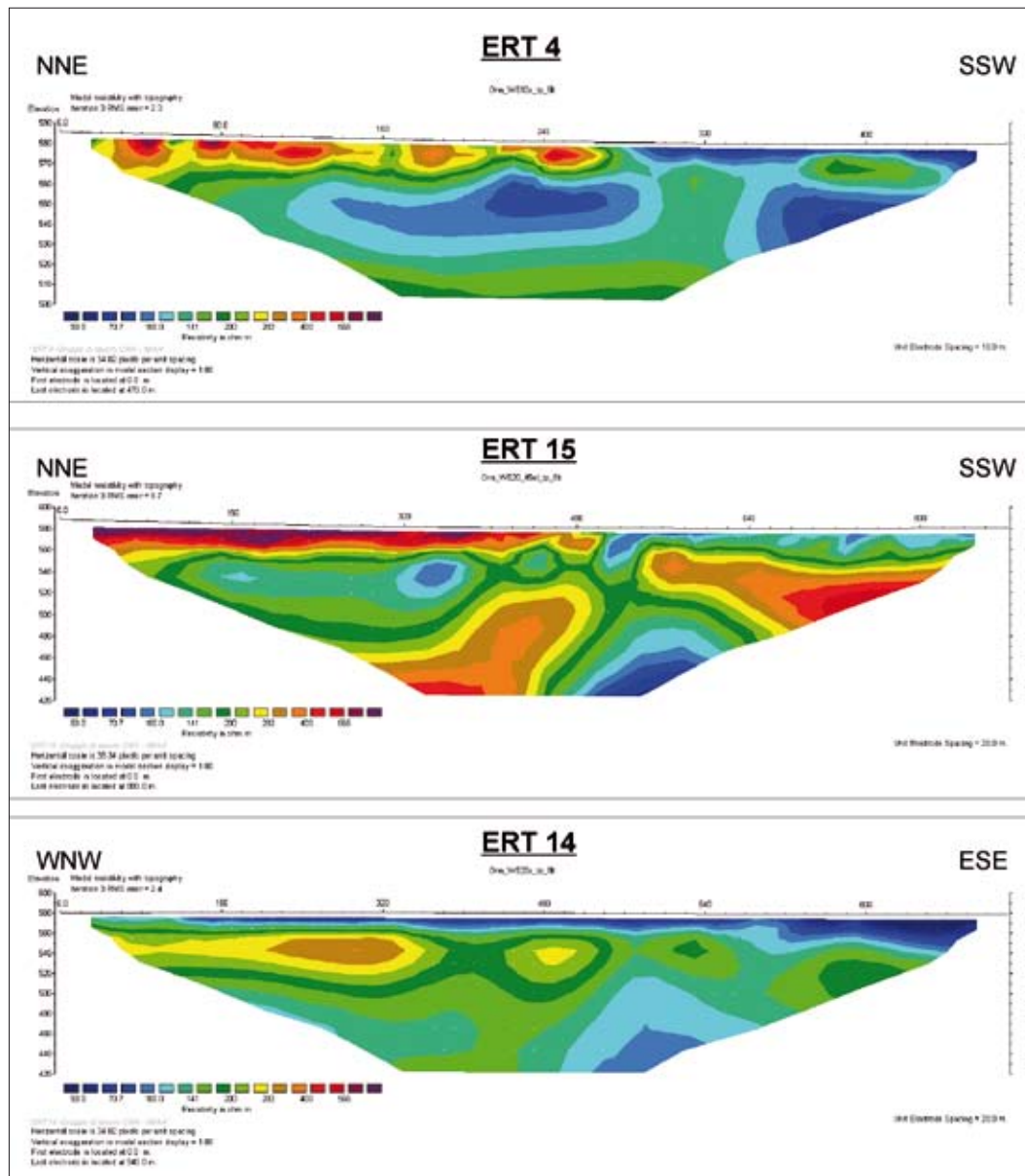


Fig. 5.6 → Tomografie di resistività elettrica lungo i profili ERT 4 -15 -14 eseguiti dal Gruppo di lavoro CNR-IMAA, Potenza .

5.2.3.3 Prospezioni geoelettriche ad alta risoluzione (ERT)

L'IMAA del CNR di Tito (PZ) ha curato la realizzazione di indagini geoelettriche ad alta risoluzione, con lo scopo di studiare l'assetto geologico-strutturale dell'area. In particolare, è stato valutato l'assetto geometrico dei depositi recenti e le loro relazioni stratigrafiche e/o tettoniche con i depositi quaternari. L'indagine geoelettrica è consistita nella realizzazione di Tomografie di Resistività Elettrica (ERT) ad alta risoluzione (vedasi [figura 5.6](#) anche DvD_5_Onna_GEOEL.pdf), ubicate ad W e a SW del centro abitato di Onna lungo tre profili di misura: due aventi direzione NNE-SSW (ERT 4 e 15) ed uno parallelo al corso del Fiume Aterno (ERT 14) (si veda la Carta delle indagini per la loro ubicazione). La scelta degli allineamenti dei profili è scaturita, d'intesa con il DPC e con il gruppo di lavoro CNR-IGAG, in base sia a considerazioni di tipo geologico-strutturale che logistico.

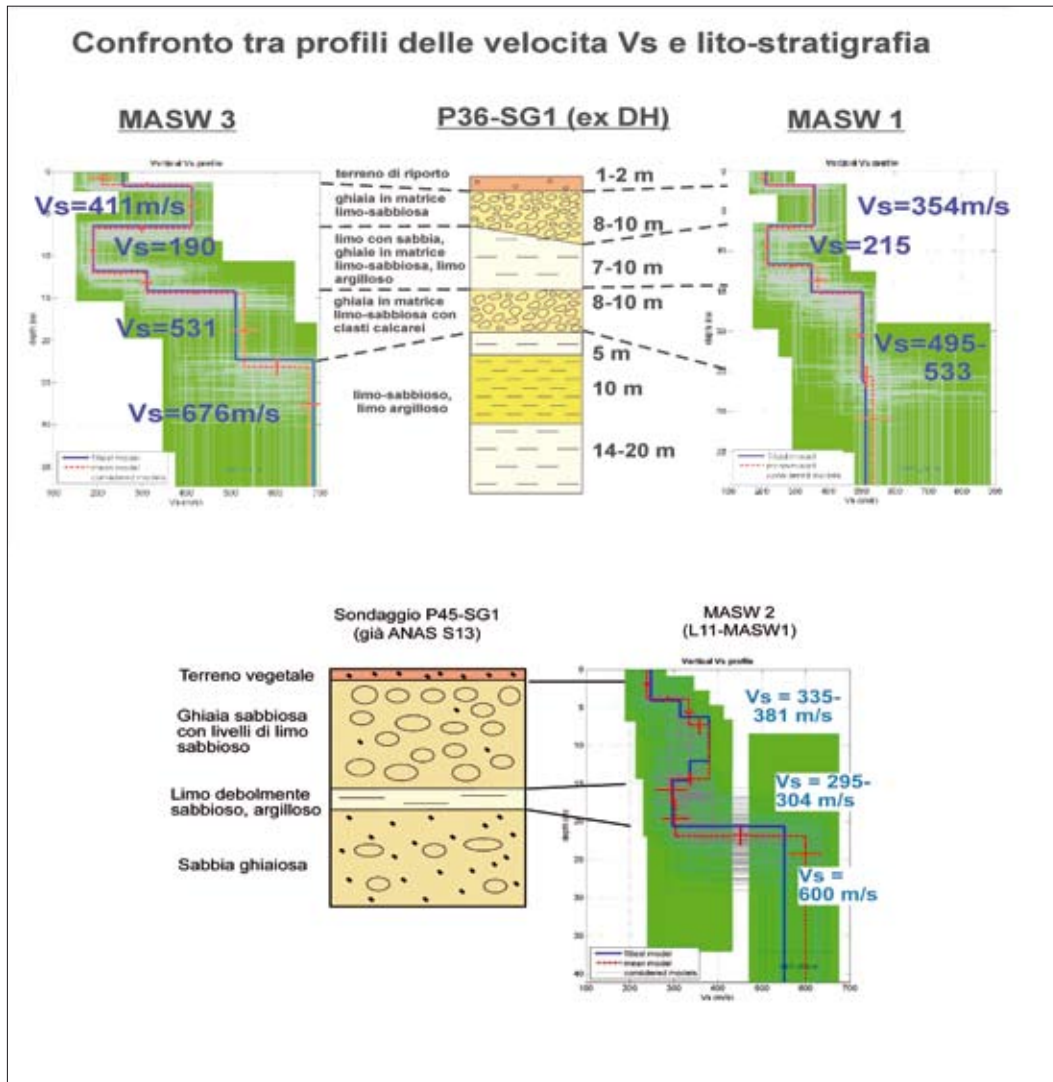


Fig. 5.7 → Profili di velocità Vs ricavati da prospezioni MASW nei siti Onna 1, Onna 2 e Onna 3 confrontati con i profili stratigrafici dei sondaggi P36-SG1 e P45-SG1.

Per i dettagli sulla strumentazione, modalità di acquisizione, analisi ed inversione dei dati di resistività, si rimanda alla relazione estesa allegata nel DVD.

Per la realizzazione della ERT 4 sono stati utilizzati 48 elettrodi, con spaziatura di elettrodo pari a 10 m. La lunghezza complessiva della sezione geoelettrica è stata pari a 470 m per una profondità di indagine pari circa 75-80 m. Analizzando il modello di resistività, si può notare un range dei valori di resistività relativamente limitato con valori che vanno da poco più di 50 Ωm ad oltre 600 Ωm . Nell'insieme, tra le progressive 0-270 m si nota un settore superficiale a resistività relativamente alta ($\rho > 170 \Omega\text{m}$ fino ad oltre 600 Ωm), con geometria cuneiforme e spessore max dell'ordine dei 20-25 m, riferibile a depositi ghiaiosi costituenti la porzione distale della conoide alluvionale di Paganica" (vedi Par. 5.2.2). I restanti settori della sezione investigata sono prevalentemente caratterizzati da più bassi valori di resistività ($\rho < 170 \Omega\text{m}$), associabili sia a depositi recenti di piana alluvionale sia a depositi fluvio-lacustri più antichi. Si intravede, infine, un debole aumento dei valori di resistività ($\rho > 200 \Omega\text{m}$), ad una profondità di circa 65-70 m, che identifica la transizione verso un antico corpo sedimentario grossolano (correlabile alla Unità A di cui al paragrafo 5.2.2).

Con lo scopo di raggiungere una maggiore profondità d'esplorazione e confermare il suddetto aumento dei valori di resistività, è stata eseguita la ERT 15 adottando una spaziatura interelettrodica pari a 20 m. La ERT 15 è stata ottenuta utilizzando, per problemi logistici, solo 45 elettrodi, raggiungendo una lunghezza complessiva di 880 m ed una profondità d'indagine pari a circa 160 m.

La ERT 15 conferma il *pattern* di resistività osservato nella ERT 4, con uno strato relativamente resistivo superficiale poggiante su uno strato relativamente conduttivo. Inoltre, l'aumento di resistività in profondità, appena accennato nella ERT 4, continua fino alla massima profondità di esplorazione. Questo settore a resistività relativamente alta mostra geometria irregolare ed evidenze di possibili dislocazioni per faglia tra le progressive 340-400 m e 460-560 m (vedasi anche nel DvD allegato il file DvD_5_Onna_GEOEL).

La ERT 14 è stata eseguita parallelamente al Fiume Aterno con direzione WNW-ESE, utilizzando 48 elettrodi con spaziatura interelettrodica pari a 20 m. La tomografia ha raggiunto una lunghezza complessiva di 940 m ed una profondità di esplorazione di circa 160 m.

L'immagine elettrica mostra nel complesso valori di resistività da relativamente bassi a moderati ($50 < \rho < 400 \Omega m$), contrariamente a quanto osservato per la ERT 4 e la ERT 15. Il *pattern* generale della resistività mette in evidenza una elettrostratificazione quasi piano-parallela, con uno strato superficiale relativamente conduttivo ($\rho < 100 - 120 \Omega m$), dello spessore da qualche metro nel settore WNW a circa 30-35 m verso ESE, sovrastante uno strato relativamente più resistivo occupante la parte centrale della sezione elettrica e con spessore dell'ordine di qualche decina di metri (il limite inferiore non è ben definito a causa del debole gradiente verticale di resistività), che poggia a sua volta su un orizzonte nuovamente conduttivo (probabilmente correlabile all'Unità litostratigrafica B).

5.2.3.4 Indagini di Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)

Nell'area in esame, coincidente con i settori settentrionale, centrale e meridionale del nucleo urbano di Onna, sono state eseguite 3 prospezioni sismiche tipo MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*), che hanno consentito la definizione del profilo verticale di velocità delle onde di taglio nei primi 30 m di terreno (vedasi [figura 5.7](#) anche DvD_5_Onna_MASW.pdf).

La prospezione MASW Onna 1 (L10-MASW1 nella Carta delle indagini) è stata eseguita nel settore sud-occidentale dell'abitato (Lat 42°19'38" Long 13°28'52") utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2 m, con *off-set* di energizzazione pari a 2 m. La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 metri di profondità si stima pari a 356 m/s.

La prospezione MASW Onna 2 (L11-MASW1 nella Carta delle indagini) è stata eseguita nel settore settentrionale dell'abitato (Lat 42°19'46" Long 13°28'48") utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2 m, con *off-set* di energizzazione pari a 2 m. La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 359 m/s.

La prospezione MASW Onna3 (L12-MASW1 nella Carta delle Indagini) è stata eseguita nel settore meridionale dell'abitato (Lat 42°36'17" Long 13°28'45") utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2 m, con *off-set* di energizzazione pari a 5 m. La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 metri di profondità si stima pari a 365 m/s.

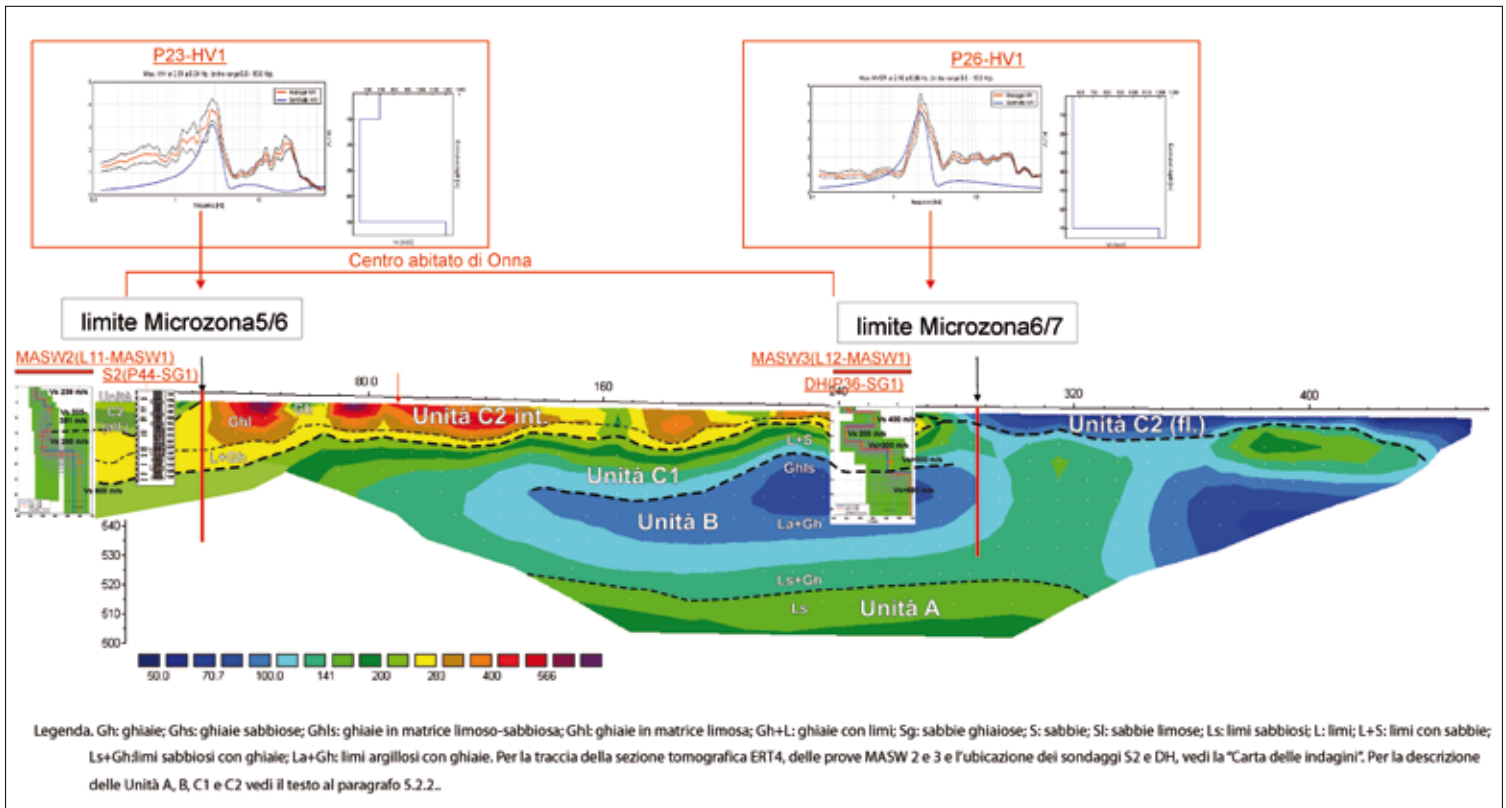


Fig. 5.8 → Modello bidimensionale del sottosuolo, ad Ovest di Onna, derivato dalla comparazione tra dati litostratigrafici di sondaggio, profili di velocità Vs ricavati da prospezioni MASW e DH, e profilo di resistività ERT 4 modificato.

5.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

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

5.3.1.1 Modello integrato del sottosuolo finalizzato all'analisi numerica

L'abitato di Onna è caratterizzato da depositi ghiaiosi (Unità C2 all., in sezione C-C' allegata fuori testo e in figura 5.4.1) non direttamente affioranti ma osservabili in diverse opere di scavo, fino alla profondità di 4 m sottostanti coperture eluvio-colluviali di spessore metrico. Questi depositi ghiaiosi sono anche stati rilevati in sondaggio, fino a circa 15 m di profondità, e passano verso il basso e lateralmente a sabbie con ghiaie e limi ghiaiosi (sondaggio P43-SG2 e P44-SG1; S1 ed S2 ex scuola). Tali depositi caratterizzano la Zona 5 e sono caratterizzati da V_s variabili da 335 a 381 m/s, ricavate dalla prova L11-MASW1 (vedasi prova MASW Onna 2 nel DvD allegato, file DvD_5_Onna_MASW.pdf); mentre assumono valori decisamente maggiori, ossia compresi tra 380 m/s e 563 m/s, spostandosi verso il centro abitato, così come registrato dalla prova Down Hole P32-DH1 (DH S1 ex scuola nel DvD allegato, file DvD_5_Onna_DH.pdf). A questi depositi corrispondono valori di resistività elettrica aventi range compresi tra 200 e 283 Ω m tra le progressive 0 m e 20 m della linea di acquisizione ERT4 (Fig. 5.8). La misura di microtremiti (R) P23-HV1, associata al sito di affioramento di questi depositi, mostra nei rapporti H/V frequenze fra 2 e 2.8 Hz con ampiezza 3 (vedasi al file allegato nel DvD: DvD_5_Onna_HVSR.pdf).

L'arrangiamento di litotipi sfuma, dalle aree settentrionali alle zone del settore centrale, in depositi ghiaiosi con una maggiore componente limoso-sabbiosa (depositi colluviali e depositi alluvionali) con spessori minori, che passano verso il basso a depositi francamente alluvionali limo-ghiaioso-sabbiosi. I depositi ghiaiosi superiori (Unità C2 int, in figura 5.8) sono caratterizzati da bassi valori di V_s , che localmente possono superare anche i 380 m/s (vedasi prova Masw Onna 3 nell'allegato DvD_5_Onna_MASW.pdf). Tali depositi presenti nella ERT4 tra le progressive 20 e 280 m, e nell'intervallo di profondità 550-590 m s.l.m., si correlano ad un settore più resistivo rispetto a quello sopra descritto, con $\rho > 283 \Omega m$

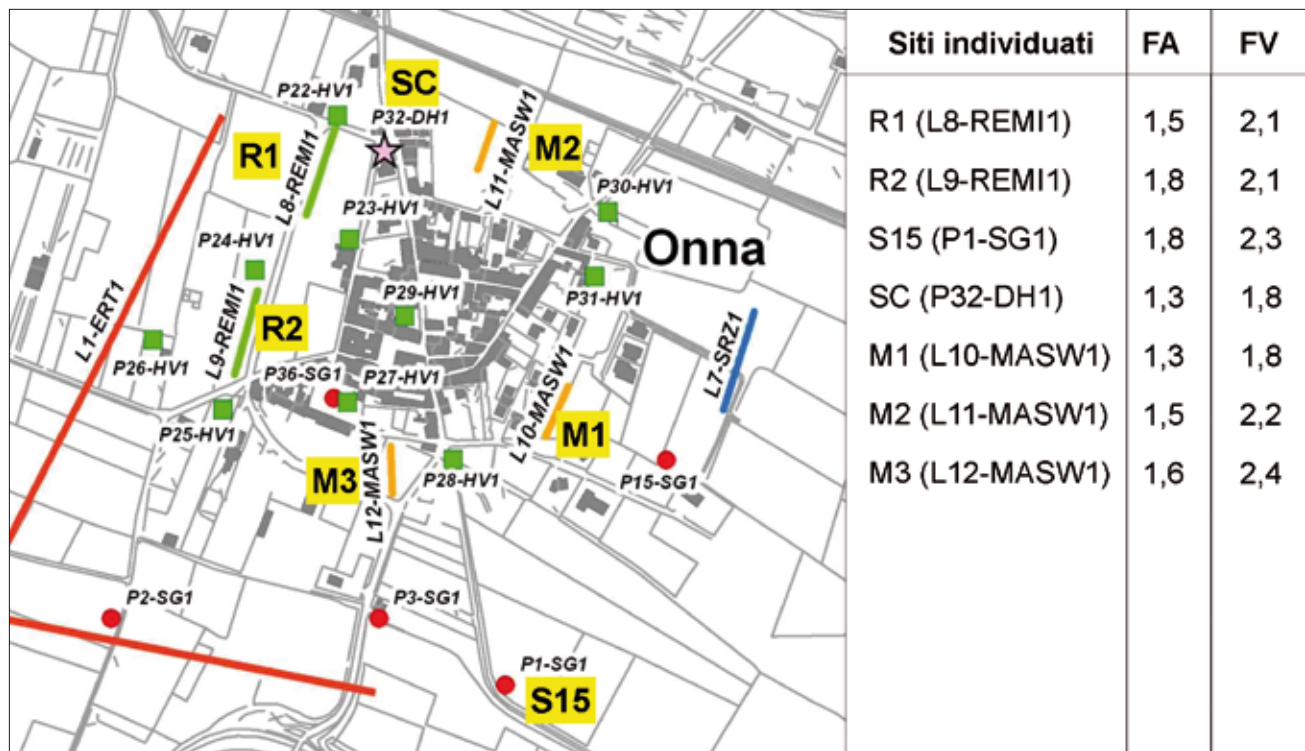


Fig. 5.9 → Siti individuati per le analisi numeriche con relativi valori di FA ed FV, ricavati dalla modellazione numerica.

fino ad oltre 600Qm (Fig. 5.8). In tale area, le misure di microtremori (R) (P26-HV1) mostrano un picco di ampiezza vicino a 5 nei rapporti H/V, cui corrispondono frequenze di 2.16 Hz. Il processo di inversione di tale misura, vincolato al profilo tomografico elettrico ERT 4, suggerisce la presenza a circa 70 m di profondità di un brusco aumento dei valori medi di V_s , da 550 m/s a 1200 m/s, che potrebbe corrispondere al limite lito-stratigrafico tra le unità A e l'unità B (figura 5.8, e sezione C-C' allegata al volume). I valori di V_s così definiti per i primi 30 m di profondità non sono dissimili da quelli mostrati dalle prove MASW 3 e MASW1 (ossia L12 ed L10-MASW1 nelle Carta delle Indagini), che delineano velocità crescenti con la profondità fino ad un valore massimo di V_s di circa 600 m/s a 25 m da p.c..

Nel settore meridionale si individua la Zona 7 (vedi anche Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica in allegato al volume), in cui i depositi eluvio-colluviali e i depositi ghiaiosi di conoide tendono a chiudersi con geometria *wedge-out* da Nord verso S; si nota altresì un ispessimento dei depositi francamente fluviali più fini riferibili alle unità geolitologiche B, C1 e C2 fl. Quest'ultimi raggiungono nel loro insieme spessori elevati (> 60 m), cui corrispondono valori di V_s che non superano i 550-665 m/s, ottenuti dalle prove Down Hole (su sondaggi P2-SG1 e P1-SG1) e dalle inversioni dei rapporti HVSR della P26-HV1 (vedi indagine P1-SG1 nella

Carta delle indagini). I corrispondenti valori di resistività sono relativamente bassi con: Unità C1 con $\rho < 200 \Omega\text{m}$ fino a 120 Ωm ; Unità B con $\rho > 70 \Omega\text{m}$ fino a 141 Ωm . Alla profondità di 60 m, così come riportato nel sondaggio P36-SG1, sono presenti litofacies ghiaioso-limose riferibili a depositi di conoide antica (unità A) che mostrano un aumento di resistività rispetto ai sovrastanti depositi, fino a $\rho > 200 \Omega\text{m}$.

Da quanto visto, attraverso l'elaborazione dei dati lito-stratigrafici e geofisici (elaborazioni MASW, ERT, ReMi), nel sottosuolo di Onna si identificano transizioni di litofacies nella direzione prevalente NNE-SSW (dal sistema del conoide al sistema fluviale dell'Aterno) con passaggi eteropici di geometrie cuneiformi. Tuttavia il modello geologico integrato generale può essere ricondotto ad un assetto *multilayer* con geometrie pressoché tabulari, poiché i passaggi eteropici nelle litologie sono alquanto sfumati e non sembrano corrispondere a nette variazioni laterali delle V_s .

5.3.2 Carta di microzonazione sismica (livello 3)

5.3.2.1 Modellazione numerica monodimensionale e stima dei fattori di amplificazione

La valutazione della risposta sismica locale nel territorio di Onna ha richiesto la realizzazione di un modello numerico monodimensionale finalizzato alla stima dei fattori di amplificazione (vedasi [figura 5.9](#) e [DvD_5_Onna_MODNUM.pdf](#)). A tal proposito, è stato preso in considerazione il moto di input su roccia piana affiorante corrispondente allo spettro della Normativa Sismica recente per la città de L'Aquila e per un periodo di ritorno di 475 anni (vedasi anche Appendice B delle Norme Tecniche per le Costruzioni, D.M. 14 gennaio 2008). I risultati dell'analisi numerica sono stati espressi in termini dei fattori di amplificazione FA e FV , così come definiti dal Gruppo di lavoro MS (2008). Dagli studi geologici e dalle indagini sono stati caratterizzati i sei siti idonei per le analisi numeriche mostrati nella [figura 5.4.2](#).

Nei siti R1 e R2 sono state condotte le indagini REMI di cui al [paragrafo 5.2.3](#) (indagini con codici identificativi L8-REM1 ed L9-REM1, rispettivamente, nella Carta delle indagini in allegato fuori testo). Esse hanno definito i profili di velocità, fino a 80 m e 65 m di profondità rispettivamente, con V_s massime uguali a 750 m/s e 800 m/s. In tal maniera hanno praticamente raggiunto il *bedrock* sismico. Nel sito S15 esiste un sondaggio con prova Down Hole acquisita da ANAS nel 2005 (indagine P1-SG1 nella Carta delle Indagini), che ha fornito il profilo di velocità fino a 30 m, raggiungendo il valore di $V_s=665$ m/s. Nei siti M1, M2 e M3 sono state effettuate le indagini MASW (indagini L10-MASW1, L11-MASW1 e L12-MASW1 nella Carta delle indagini), ma anche in questo caso la profondità di indagine si è fermata intorno a 23-26 m fino a raggiungere velocità minori di 680 m/s. Nel sito SC, scuola, è stata eseguita una prova Down Hole fino a 30 m di profondità senza raggiungere il *bedrock* sismico, cioè gli 800 m/s. Dalla tomografia geoelettrica e dalla sismica a rifrazione è risultato che esiste un contrasto di impedenza a circa 45 m di profondità estendibile a tutta l'area. Perciò si è assunto che a tale profondità esista il *bedrock* sismico per tutti i sei siti.

Per poter eseguire le analisi numeriche i profili di velocità sono stati prolungati, laddove necessario, in maniera lineare, fino alla profondità di 45 m. Purtroppo non esistono dati diretti sulle caratteristiche meccaniche dei terreni di Onna. Le curve di decadimento sono state quindi ricavate dalla letteratura e da quelle disponibili dal progetto C.A.S.E. (Boiero *et al.*, in stampa). Si è tenuto conto delle stratigrafie (SC e S15)

che mostrano alternanze di ghiaie sabbiose e limi con sabbia, con predominanza dei primi presso la superficie. Nella **figura 5.10** sono mostrate le curve di decadimento utilizzate.

I codici di calcolo utilizzati per la modellazione sono di tipo monodimensionale (SHAKE91 e PSHAKE), in quanto la stratigrafia presenta un andamento dei litotipi riconducibile ad un assetto geometrico essenzialmente piano-parallelo per tutta l'area di Onna. Per maggiori dettagli sui codici di calcolo utilizzati si rimanda al Gruppo di lavoro MS (2008). Dalle analisi sono stati determinati i moti vibratori in superficie e, quindi, gli spettri di risposta per tutti i sei siti. Dal rapporto medio tra gli spettri di risposta output/input sia in accelerazione sia in velocità, in un campo di periodi intorno ai valori massimi, si sono ottenuti i fattori di amplificazione FA ed FV. Essi sono riportati in **tabella 5.1** per ogni punto analizzato e indicati con la loro distribuzione geografica nella **figura 5.9**.

Data la non grande variabilità dei valori di FA ed FV, sia in termini di distribuzione spaziale che di valori assoluti ad essi associati, risulta che non è possibile dividere l'area di Onna in più di una microzona omogenea a differenti livelli di pericolosità. Risulta quindi conveniente considerare che tutta l'area sia omogenea con coefficienti FA= 1.8 ed FV=2.3 derivanti dalle analisi a S15.

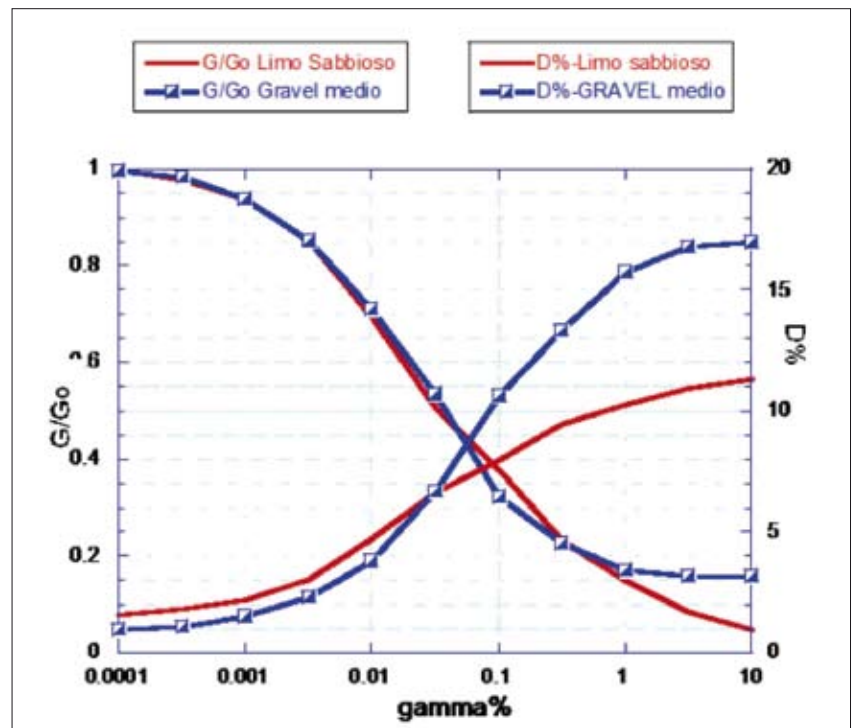


Fig. 5.10 → Curve di decadimento relativi a ghiaie e limi sabbiosi, utilizzate per la modellazione numerica.

TABELLA 5.1

Sito	Tipo di prova	FA	FV	T
R1	RE.MI	1.5	2.1	475 anni
R2	RE.MI	1.8	2.1	475 anni
S15	Down Hole	1.8	2.3	475 anni
SC	Down Hole	1.3	1.8	475 anni
M1	MASW	1.8	2.5	475 anni
M2	MASW	1.5	2.2	475 anni
M3	MASW	1.6	2.4	475 anni

Tab. 5.1 → Valori di FA ed FV valutati nei siti caratterizzati da profili di Vs (da modellazione numerica con codici di calcolo monodimensionale SHAKE91, PSHAKE, effettuata dall'Ing. Tito Sanò).

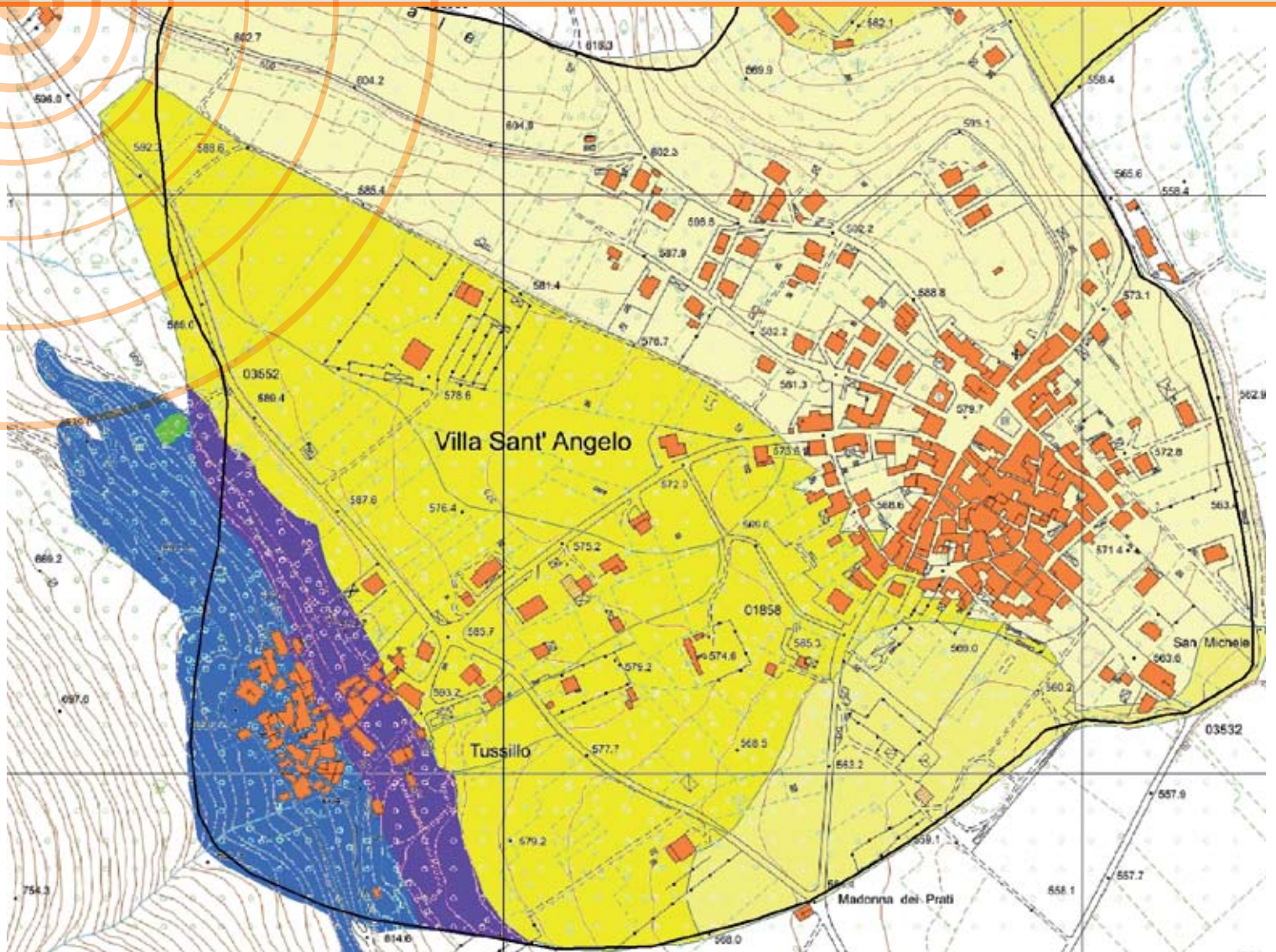
5.3.3 Considerazioni conclusive

Il risultato finale del livello 3 di analisi di MS, basato sulla modellazione numerica e sull'analisi della risposta sismica locale, ha permesso di individuare un'unica microzona per il territorio urbano di Onna. Tale risultato è in contrasto con il risultato dell'analisi di livello 1, basato su analisi geologico-tecniche (vedasi **paragrafo 5.3**). L'analisi di livello 1, infatti, ha permesso di suddividere lo stesso territorio in almeno tre microzone omogenee in prospettiva sismica, ossia le microzone 5, 6 e 7. Tuttavia riteniamo che la contraddizione sia in realtà solo apparente, in quanto dovuta, probabilmente, ad una certa indeterminazione nei dati di input (come ad esempio alla scarsa definizione della profondità e dell'andamento del

limite *bedrock* sismico-copertura). A tal proposito, occorre qui ricordare che gli studi di MS si basano su continui processi interattivi e iterativi, sia in fase di acquisizione che di elaborazione dei dati (geologici, geofisici, geologico-tecnici, numerici). Di conseguenza, non è improbabile che ulteriori indagini ed elaborazioni di nuovi dati potranno portare in futuro ad una diversa suddivisione del territorio in esame, in termini di MS al livello 3 di analisi.

Bibliografia

- Bard P.Y. (1999) - Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? In "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion" (eds. K. Irikura, K. Kudo, H. Okada and T. Sasatani), Balkema, Rotterdam, 1251-1279.
- Bertini T. & Bosi C. (1993) – La tettonica quaternaria della Conca di Fossa (L'Aquila). *Il Quaternario*, 6, 293-314.
- Bigi S. (2006) - VIII- geologia strutturale. In (E. Centamore, U. Crescenti, F. Dramis, eds.): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 359 "L'Aquila". APAT, Dipartimento difesa del suolo.
- 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.
- Boncio P., Pizzi A., Cavinato G.P., Cavuoto G., Giaccio B., Mancini M., Moscatelli M., Spadoni M., Naso G., Piscitelli S., Giocoli A., Romano G., Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Franceschini A. & Dip.Te.Ris Working Group (2009) - Caratterizzazione geologica dell'area di Paganica – Onna – San Gregorio (L'Aquila): implicazioni sugli effetti di sito e sulla pericolosità locale da fagliazione cosismica in superficie, 28° Convegno GNGTS, Riassunti estesi, Trieste 17-19 novembre 2009.
- Bosi C. & Bertini T. (1970) – Geologia della media valle dell'Aterno. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 9, 719-777.
- EMERGEO Working Group (2009) – Rilievi geologici della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 aprile 2009. *INGV, Quaderni di Geofisica*, 70, pp. 55.
- 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.
- Lachet C. & Bard P. Y. (1994) - Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the Nakamura's technique. *J. Physics of the Earth*, 42-4, 377-397.
- Mucciarelli M. & Gallipoli M.R. (2001) - 10 years of Nakamura's technique: a review of theory, experiments and applications. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42, 255-266.
- Nakamura Y. (1989) - A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 1.
- Nakamura Y. (2000) - Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. In "Proceedings of 12th World Conference on Earthquake Engineering", New Zeland.
- Papanikolaou I.D., Lekkas E.L. & Fountoulis I.G. (2009) - Preliminary report on the l'Aquila Mw=6.2 (MI=5.8) earthquake (6th of April 2009), Abruzzo, central Apennines, Italy. Athens, 12 april 2009.



MACROAREA

6

VILLA S. ANGELO, TUSSILLO S. EUSANIO F., CASENTINO, FOSSA

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:

• Chiarini E.¹ • D'Ambrogi C.¹ • Guarino P.M.¹ • Marino M.¹ • Silvestri S.¹

Indagini idrogeologiche:

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

Indagini geotecniche:

• 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.^x • Tugliozzi C.¹

Misure strumentali:

• Albarello 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:

• Chiarini E.¹ • D'Ambrogi C.¹ • Guarino P.M.¹ • Marino M.¹ • Silvestri S.¹

Editing, informatizzazione e allestimento grafico:

• Roma M.¹

Coordinamento:

• Amanti M.¹ • Cesi C.¹

6.1 INTRODUZIONE

La Macroarea 6 comprende 4 differenti siti perimetrati ricadenti nei 3 comuni di Fossa, Villa S. Angelo e S. Eusanio Forconese. In particolare, ai fini del presente studio, i siti sono stati denominati: Fossa, Villa S. Angelo – Tussillo, S. Eusanio Forconese e Casentino (Fig. 6.1). Le peculiari caratteristiche geologiche e morfologiche di ciascun sito necessitano di una trattazione analitica caso per caso. Tuttavia, ove possibile, vengono presentate sintesi di dati e considerazioni valide per l'intera macroarea.

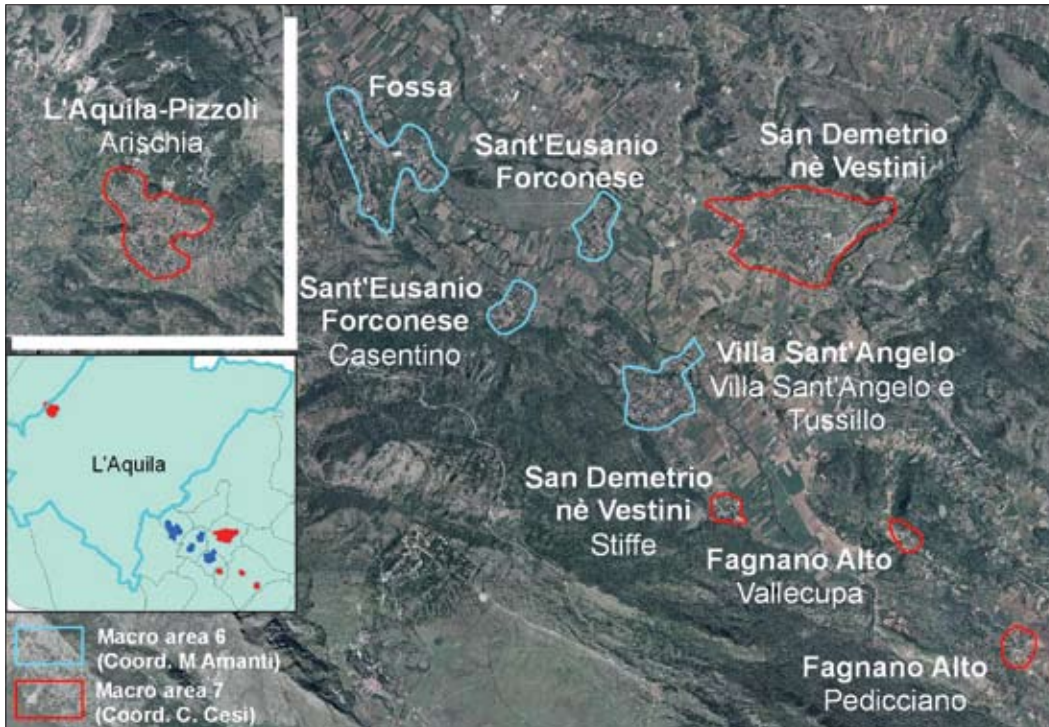


Fig. 6.1 → Inquadramento geografico dei siti perimetrati nelle macroaree 6 (in rosso) e 7 (in azzurro).

I siti che compongono la Macroarea 6 si estendono tra gli 8 e i 15 km a SE dell'Aquila, sul versante meridionale della valle dell'Aterno. I centri abitati presentano generalmente un nucleo più antico costruito a mezza costa e le aree di più recente costruzione che vanno ad occupare progressivamente la zona della piana vera e propria, così come le aree di espansione.

Le quote variano dai 700 m s.l.m. della parte sommitale dell'abitato di Fossa ai 560 m s.l.m. della piana dell'Aterno nei pressi di Villa S. Angelo. L'estensione areale dei siti in studio è relativamente modesta, ma questo non contribuisce ad aumentare l'omogeneità delle situazioni trattate ai fini della MS, a causa dell'estrema variabilità e complessità dell'assetto geologico dell'area.

I siti appartenenti alla Macroarea 6 si collocano all'interno di una depressione tettonica complessa, che include la Conca Aquilana, e si sviluppa per una lunghezza di circa 30 km, con direzione NO-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 (Fig. 6.2).

L'unità del Gran Sasso rappresenta l'unità carbonatica abruzzese più settentrionale, costituita da una successione meso-cenozoica di ambiente di transizione al bacino. Questa unità strutturale è accaval-

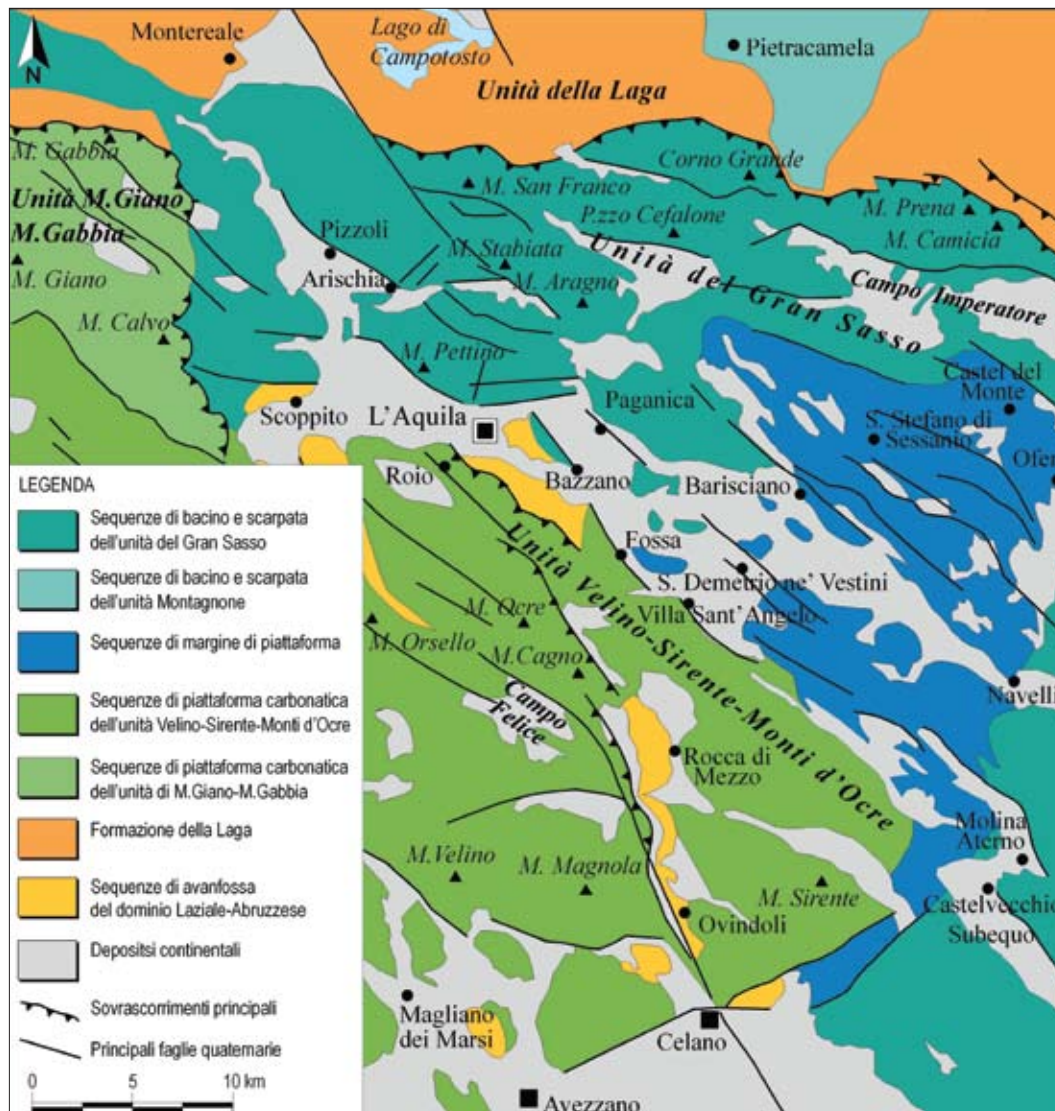


Fig. 6.2 → Schema geologico-strutturale della Conca Aquilana ed aree limitrofe (mod. da Blumetti *et al.*, 2002).

lata sui depositi silicoclastici appartenenti alla Formazione della Laga.

La prima strutturazione dell'unità del Gran Sasso viene attribuita alla fine del Messiniano (Bigi *et al.*, 1992), mentre la sua messa in posto definitiva sarebbe avvenuta attraverso un sovrascorrimento fuorisequenza nel Pliocene medio (Patacca *et al.*, 1992). L'assetto tettonico dell'unità è caratterizzato da faglie normali a direzione NW-SE e E-W (Bigi *et al.*, 1992), che bordano depressioni tettoniche situate anche immediatamente a tergo del sovrascorrimento frontale.

L'unità dei Monti d'Ocre è costituita dai calcari di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e da depositi di transizione al bacino (Accordi *et al.*, 1988). L'unità è delimitata verso N dal sovrascorrimento M. Cagno - Monti d'Ocre, a direzione NW-SE, che assume direzione meridiana spostandosi verso E, delimitando l'Altopiano delle Rocche. La struttura è caratterizzata da faglie dirette a direzione NW-SE che dislocano le precedenti strutture compressive e generano una serie di dorsali allungate in senso appenninico.

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

del Gran Sasso verso SW. La depressione tettonica è divenuta sede, per tutto il Quaternario, di una sedimentazione di ambiente continentale (Bosi & Bertini, 1970).

Un importante sistema di faglie dirette ad attività quaternaria, e probabilmente tuttora attivo (come dimostrato tra l'altro dalla recente attività sismica), limita questa depressione a NE. Non è invece, a tutt'oggi, chiaro il ruolo delle faglie normali del bordo sud-occidentale della depressione che si sovrimpongono a luoghi su precedenti faglie inverse.

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

Per lo studio di MS della Macroarea 6 sono state svolte le seguenti attività:

- perimetrazione dei siti, in collaborazione con il DPC e le autorità locali (sindaco e/o tecnico comunale);
- raccolta dei dati pregressi (cartografie, relazioni tecniche, database);
- revisione del rilevamento geologico CARG in termini geologico-tecnici, stratigrafici, litologici e geomorfologici di dettaglio;
- rilevamento idrogeologico speditivo, finalizzato all'identificazione della presenza ed eventuale profondità di una falda acquifera;
- esecuzione di sondaggi meccanici a carotaggio continuo, spinti a profondità variabili tra i 30 m e 50 m dal p.c.;
- esecuzione di indagini geofisiche Down Hole;
- 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;
- esecuzione di prove geofisiche tipo MASW.

Per una descrizione delle indagini eseguite nei differenti siti si rimanda agli specifici paragrafi Carta delle indagini ed alla tabella seguente (Tab. 6.1).

Tab. 6.1 → Tabella riassuntiva delle indagini condotte nel corso dello studio di Microzonazione sismica. (TN = indagine condotta dalla Provincia Autonoma di Trento; CH = indagine condotta dall'Università di Chieti).

TABELLA 6.1											
	areale sito perimetrato (ha)	INGV Milano			UNI Siena		Ispra	prosp sismica	sondaggio (prof. in m)	CNR-IAMC	
		SSR	HVSr	HVSr	HVSr	strument.	geoelettrica			DH	MASW
		strument	strument.	tromino	strument.	array					
		terremoto	terremoto	noise	stazione						
Villa S. Angelo - Tussillo	72,9	1 - 0	1 - 0	3 - 2	17	1	"1 ISPRA 1 TN"	1(CH)	1Villa (30) 1Tussillo (30)	si si	2
S.Eusanio Forconese	33,7	1	0	0	7	1	1	/	1 (33)	si	0
Casentino	27,8	1	1	3	4	0	2	/	2 (36;26)	si	0
Fossa	124,8	1	3	4	11	0	2	/	2 (30;30)	si	1
Totali		4	5	12	39	2	7	1	6		3

Ispra ha coordinato le attività relative alla MS delle Macroaree 6 e 7. A tale scopo è stato istituito un

gruppo di lavoro costituito da geologi, geofisici, idrogeologi, geoinformatici, esperti in modellazione numerica e personale tecnico.

Le attività Ispra, in accordo con quanto previsto dal DPC, si sono integrate con quelle condotte dall'Università di Siena e dall'INGV di Milano per l'acquisizione, elaborazione e interpretazione dei dati di sismica passiva e dal 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 (perimetrazione dei siti ed esecuzione dei primi profili ERT ad Arischia) 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 microzonazione di terzo livello e revisione dei testi delle relazioni d'accompagnamento delle varie cartografie).

6.2 DATI DI BASE ED ELABORAZIONI

In questo capitolo vengono presentati al [punto 6.2.1](#) i dati e gli elementi di validità generale per tutta la Macroarea 6, 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.

6.2.1 Dati ed elementi d'interesse per l'intera Macroarea 6

Dati gravimetrici

Nella carta delle anomalie residue ([Fig. 6.3](#)) si evidenziano una serie di minimi gravimetrici posizionati in corrispondenza della Valle dell'Aterno, bordati da elevati gradienti che delimitano a S ed a NE buona parte degli affioramenti dei terreni meso-cenozoici. Tali aree di minimo possono essere generalmente interpretate come zone di ispessimento dei sedimenti quaternari da porsi in relazione ad approfondimenti del tetto delle formazioni costituenti il substrato.

Il sito di Fossa si posiziona presso la fascia ad elevato gradiente che delimita a Sud un minimo gravimetrico (posizionato presso Monticchio) e che si raccorda con gli affioramenti carbonatici del versante SW della valle dell'Aterno. Tale gradiente, ben visibile con continuità sull'intera mappa, evidenzia la discontinuità gravimetrica relativa al principale contrasto laterale di densità tra i sedimenti alluvionali ed i terreni carbonatici. Ad E del sito di Fossa si evidenzia un massimo gravimetrico relativo in corrispondenza dell'isolato affioramento carbonatico di Monte del Cerro.

Questa soglia gravimetrica si spinge anche più a NE, verso Barisciano, separando la zona di minimo di Monticchio da due nuove aree di anomalia negativa situate più a SE. Entrambi questi minimi sono delimitati da fasce ad elevato gradiente, suggerendo un loro controllo principalmente tettonico tramite

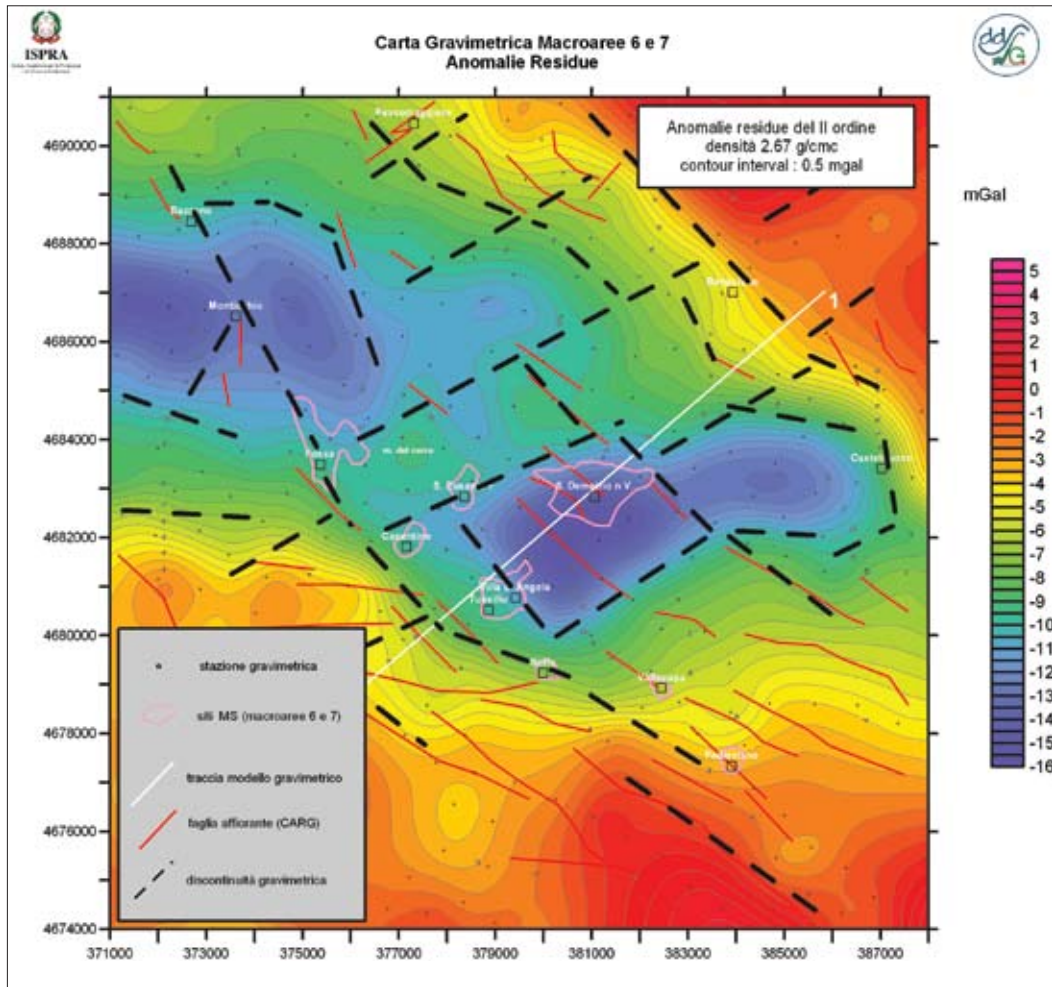


Fig. 6.3 → Carta delle Anomalie residue relativa alle Macroaree 6 e 7.

discontinuità orientate in senso NW-SE e SW-NE. Il sito di S. Eusanio e particolarmente quello di Villa S Angelo si trovano presso due di queste discontinuità e quindi insistono su aree che possono presentare variazioni significative degli spessori e profondità del substrato e del basamento carbonatico. Il sito di Tussillo si trova sulla zona ad elevato gradiente gravimetrico descritta precedentemente, dove insistono le principali dislocazioni che ribassano i terreni carbonatici affioranti poco a SW. Analoga situazione si riscontra infine per il sito di Casentino. Per un commento al modello gravimetrico ipotizzato nel profilo segnato in carta si rimanda alla Macroarea 7.

Misure geoelettriche (ERT)

In ciascuna delle località appartenenti alla Macroarea 6 è stata realizzata almeno un'indagine di geoelettrica multi elettrodoica (Tab. 6.2), lungo stendimenti opportunamente scelti in ragione del target geologico da investigare. Nel caso di Casentino è stato realizzato un secondo stendimento per l'individuazione del contatto tra i terreni detritici e di conoide e le alluvioni dell'Aterno, mentre a Fossa i due stendimenti hanno caratterizzato in un caso, il passaggio tra la zona pedemontana cataclasata e la piana alluvionale, e nell'altro, il tentativo di caratterizzare l'andamento del substrato al di sotto della coltre dei sedimenti alluvionali.

TABELLA 6.2

Comune	Località	Tipo	Codice	Lungh.	Arrays	Orient.
S. Eusanio Forconese	Casentino	ERT	CAS1	475	WEN, WESCH	N35°E
S. Eusanio Forconese	Casentino	ERT	CAS2	475	WEN, WESCH	N35°E
S. Eusanio Forconese	Centro abitato	ERT	SEF1	355	WEN, WESCH	N169°E
Villa S. Angelo	Centro abitato	ERT	VSA1	355	WEN, WESCH	N4°E
Fossa	Centro abitato	ERT	FOS1	475	WEN, WESCH	N65°E
Fossa	Piana	ERT	FOS2	475	WEN, WESCH	N51°E

Tab. 6.2 → Tabella riassuntiva delle investigazioni di geoelettrica multi elettroica condotte nella Macroarea 6 a cura di Ispra.

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, etc.) 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 a luoghi anche elevate.

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 metri. La lunghezza dei profili varia pertanto da 355 a 475 m con profondità di investigazione da 40 a circa 75 m. I profili sono stati realizzati utilizzando generalmente due tipi di configurazione elettrodica, Wenner e Wenner-Schlumberger.

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 nella Macroarea 6 sono state effettuate dai gruppi di lavoro dell'Università di Siena (Unisi) e dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (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.

Nei due siti di Villa S. Angelo-Tussillo e di S. Eusanio Forconese inoltre, è stata effettuata una misura di vibrazioni ambientali su antenna sismica.

Nel complesso, per la macroarea 6, risultano effettuate 62 misurazioni, considerando che alcuni punti sono stati oggetto di misure ripetute od anche di misure *weak motion*, così ripartite: 41 dal gruppo Unisi (39 di rumore sismico e 2 *array*); 21 dal gruppo INGV (12 di rumore sismico e 9 di eventi deboli).

Dato che i due gruppi di lavoro hanno utilizzato procedure differenti, queste verranno descritte separatamente nel seguito.

Gruppo Unisi - Le acquisizioni di vibrazioni ambientali a stazione singola sono state ottenute utilizzando tromografi digitali portatili del tipo TROMINO, prodotti da (Micromed SpA), dotati di un sistema di acquisizione a 24 bit equivalenti. Le misure hanno tutte avuto una durata di almeno 20 minuti a 128 cps, con lo strumento posizionato preferibilmente su terreno libero. Tutte le misure sono state analizzate utilizzando lo stesso protocollo (Picozzi, Parolai & Albarello, 2005). Il segnale della singola traccia è stato diviso in finestre di 30 secondi (non sovrapposte) su ciascuna delle quali è stata rimossa la deriva lineare eventualmente presente (*detrending*) ed applicato un *tapering* coseno per una frazione del 5% della durata totale della finestra. Gli spettri ricavati sulle diverse componenti sono stati lisciati con una finestra mobile triangolare di estensione pari al 5% della frequenza centrale. L'ampiezza della componente orizzontale è stata ottenuta come media quadratica (RMS) delle due componenti spettrali orizzontali. Viene quindi costruita una curva HVSR per ogni finestra. Dopo aver rimosso manualmente le finestre affette da marcati fenomeni transienti, le diverse curve ottenute vengono combinate ottenendo una curva HVSR media con il relativo intervallo di confidenza al 95%. I massimi sono controllati utilizzando la procedura SESAME (2005). In seguito le diverse misure sono state interpretate in chiave geologica per la ricostruzione del modello geologico di riferimento.

Le misure su antenna sismica sono state eseguite mediante un sistema a 16 canali collegati ad un acquisitore a 24 bit equivalenti del tipo BrainSpy (Micromed SpA). Per la misura sono stati utilizzati geofoni verticali a 4.5 Hz di frequenza propria. Le misure hanno avuto tutte una durata di almeno 20 minuti a 128 cps e sono state tutte ripetute due volte. I segnali raccolti sono stati analizzati mediante la procedura ESAC (Ohori *et al.*, 2002) per la determinazione della curva di dispersione effettiva delle onde di Rayleigh con le relative incertezze sperimentali. Allo scopo di fornire indicazioni sul locale profilo di velocità delle onde S, le curve così ottenute sono state invertite congiuntamente alle curve HVSR ottenute in prossimità dell'antenna sismica mediante una procedura agli Algoritmi Genetici. In alcuni casi, sono state anche eseguite alcune inversioni (vincolate) delle sole curve HVSR.

Gruppo INGV - Le acquisizioni del segnale sismico sono state ottenute da stazioni sismiche dotate di acquisitori a 24 bit connessi a sensori velocimetrici con periodo di vibrazione naturale di 5 secondi e accelerometrici. Un ricevitore GPS ha permesso di sincronizzare gli strumenti attivi in acquisizione contemporanea. Ogni stazione è stata installata in *free field*, interrando i sensori ad una profondità di circa 20-30 cm e alimentandola con pannelli solari e batterie tampone. Quando possibile, i sensori sono stati riparati dagli agenti atmosferici attraverso coperchi o interrando. Le stazioni hanno registrato le vibrazioni del terreno in continuo con un campionamento pari a 100 cps.

Per quanto riguarda le misure di *weak motion*, il segnale acquisito è stato preprocessato estraendo gli eventi automaticamente da un bollettino sismico (fonte <http://iside.rm.ingv.it>), a partire da 20 s prima fino ad alcuni minuti dopo il tempo origine, in modo da contenere tutto il segnale del terremoto registrato.

I rapporti spettrali sono stati calcolati su finestre di analisi di 10 s a partire dalla fase S dei terremoti, la quale è stata individuata con procedure di riconoscimento manuale. Le finestre di segnale sono state processate rimuovendo i *trend* e gli *off-set*, eseguendo un *tapering* coseno 10% e filtrandole con un filtro passabanda Butterworth a 4 poli tra 0.2 e 25 Hz. Gli spettri delle componenti del segnale sono stati lisciati con il metodo Konno-Ohmachi (1998) con $b = 20$. Per ottenere lo spettro delle componenti orizzontali è stata calcolata la media quadratica delle componenti orizzontali del moto. Infine, le medie dei rapporti spettrali sono state ottenute calcolando la media geometrica di tutti i rapporti calcolati ad una stazione o coppia di stazioni. Per gli SSR, sono stati valutati anche i rapporti tra le componenti verticali del moto.

Per le stime dei rapporti spettrali del rumore ambientale sono state utilizzate serie temporali lunghe almeno 30 minuti. Ogni traccia di rumore ha subito la rimozione dei *trend*, dell'*off-set*, di un filtro Butterworth passabanda tra 0.1 e 20 Hz e un *tapering* coseno del 5%. Per l'analisi HVSR sono state selezionate manualmente finestre di segnale indisturbate della durata di 50 s. Su tali finestre sono stati calcolati gli spettri delle tre componenti del segnale, successivamente lisciati con metodo Konno-Ohmachi ($b = 40$). La composizione degli spettri delle componenti orizzontali è stata divisa per lo spettro della componente verticale, ottenendo un HVSR per tutte le finestre di segnale selezionate. Infine è stata restituita la media geometrica dei rapporti spettrali calcolati nel punto di misura. Le frequenze fondamentali di risonanza dei terreni sono state ottenute dalle curve medie HVSR rispettando i criteri SESAME (2005).

Per ambedue i gruppi di lavoro (Unisi e INGV MI), conformemente a quanto concordato nelle riunioni collegiali, le misure HVSR sono state classificate secondo un indice di qualità in base ai criteri esposti nella Proposta per una classificazione delle misure HVSR (Albarelo *et al.*, questo volume) presente nel DvD allegato e conseguentemente rappresentate nella Carta delle indagini.

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

Misure 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 ove era stato eseguito un sondaggio meccanico.

L'attrezzatura impiegata per le prove Down Hole ed i parametri di acquisizione utilizzati per le prove eseguite nei diversi siti della Macroarea 6 sono analoghi a quelli per le altre macroaree, vale a dire:

- **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 tre battute per ciascuna profondità e per ciascun tipo di energizzazione, e questo per aumentare il rapporto S/N ma anche per minimizzare eventuale errore di localizzazione dei primi arrivi.

Un test per verificare gli eventuali ritardi o anticipi indotti dal sistema *trigger* (causati da un'impresione di chiusura dello *starter* nel sistema *trigger*) durante le fasi di energizzazione sulle fasi P ed S, è stato eseguito introducendo durante l'acquisizione 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 6 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. Come vedremo in seguito, 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 6.4](#) rappresenta i risultati di tali analisi. Per ogni profondità nel grafico, è riportato il valore minimo, massimo, la media con la relativa deviazione standard ed 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 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 valle dell'Aterno.

Misure MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves)

Nei siti di Fossa e Villa S. Angelo-Tussillo sono state eseguite, rispettivamente, una e due prospezioni sismiche tipo MASW per la definizione delle caratteristiche sismo-elastiche dei terreni sub-superficiali (30 - 40 m di profondità di indagine), le quali hanno anche consentito la definizione del profilo verticale di velocità delle onde di taglio nei primi 30 m di terreno.

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 (*switch hammer*), 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 generale della macroarea

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. L'area in studio è situata a ridosso dei rilievi carbonatici delle dorsali appenniniche (Gran Sasso, Sirente, Velino e Monti Ocre) e ricade nella piana alluvionale dell'alto bacino del Fiume Aterno costituita dai 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). Tra le dorsali e la piana alluvionale s'interpone una fascia di raccordo costituita principalmente da depositi detritici (di versante, conoide, ecc.).

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. 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.

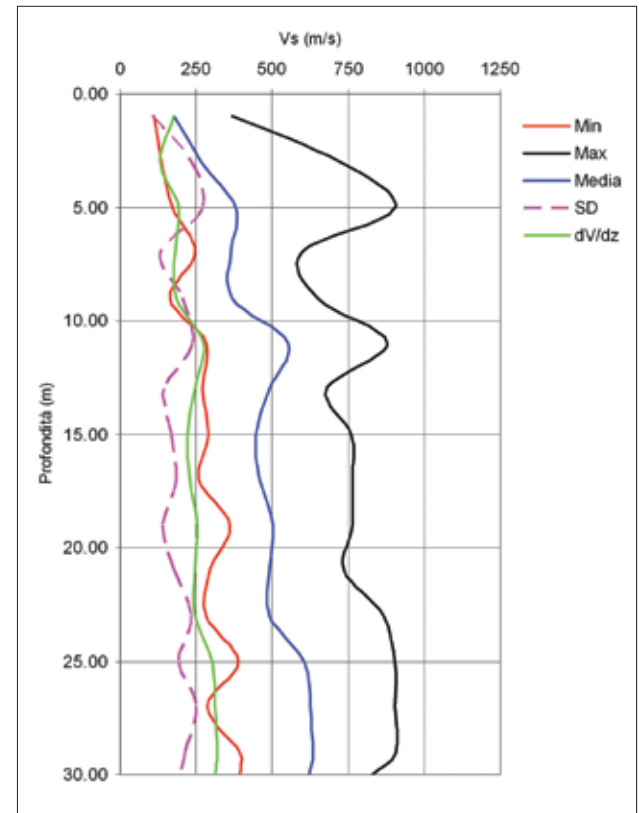


Fig. 6.4 → Grafico che riporta per ogni profondità, il valore minimo, massimo, la media e la relativa deviazione standard ed il gradiente medio di velocità (dV/dz) per le misure effettuate nella Macroarea 6.

Il settore della piana dell'Aterno non è sede d'acquiferi di rilievo, per la presenza di materiali a granulometria 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. Nelle aree di affioramento dei carbonati, la rete idrografica superficiale è pressoché inesistente. L'acqua, dopo brevissimi percorsi, s'infiltra in corrispondenza di terreni fratturati o carsificati o in doline ed inghiottitoi attivi. La piana alluvionale è percorsa, oltre che dal Fiume Aterno, anche da una fitta rete di canali e di corsi d'acqua a carattere perenne che scorrono sui sedimenti pressoché impermeabili. Tali corsi d'acqua risultano spesso provvisti di sponde artificiali e regolati da sistemi di chiusa con paratie ed hanno un ridotto scambio idraulico con le falde locali. e condizioni idrogeologiche locali, ove rilevabili, sono descritte nei paragrafi riguardanti i singoli siti.

Simulazioni numeriche

L'analisi di risposta locale è stata eseguita mediante una simulazione numerica utilizzando codici di calcolo 1D e 2D. 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 dei soli 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 un'analisi monodimensionale; ove la pendenza e le stratigrafie non consentivano questa semplificazione è stata utilizzata la modellazione bidimensionale. Dato che in alcune aree definita dalla microzonazione di primo livello gli spessori dei materiali potevano non essere omogenei, in tali zone 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 0.1-0.5 s.

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 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 già utilizzate anche 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 6.5**, sono state scelte sulla base sia delle caratteristiche geotecniche e litologiche del campione rispetto alle unità omogenee considerate, sia della vicinanza geografica del sondaggio di provenienza 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);
- **MAT 2** - 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 (consulente DPC, 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 anche 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. Uno dei campioni prelevati in fase di perforazione (S 6.8 - C1 - Località Casentino) è stato analizzato dal laboratorio CGT per la caratterizzazione dinamica, mentre le caratteristiche fisiche dei materiali, ove presenti, sono state determinate nel Laboratorio di meccanica dei terreni e delle rocce dell'Ispra.

Le litologie indagate sono state ottenute da una semplificazione dello schema geologico precedentemente descritto, finalizzata ad una modellazione numerica secondo quanto indicato nelle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni contenuto nel DM 14/01/2008

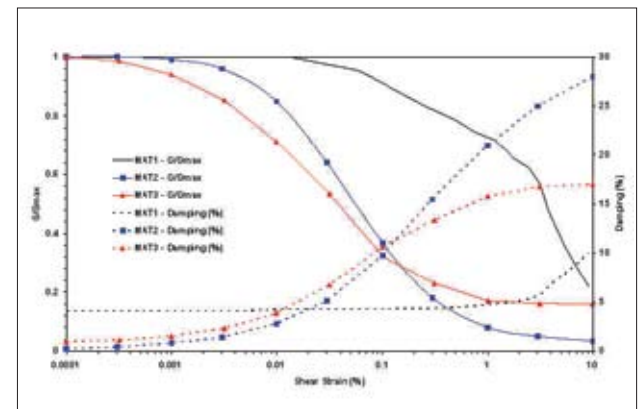


Fig. 6.5 → Grafico rappresentante le curve del rapporto del modulo di taglio (G/G_0) e del rapporto di smorzamento (D), variabili con la deformazione, utilizzate per la definizione delle proprietà dinamiche dei materiali.

Sono state utilizzate anche informazioni reperite presso le amministrazioni comunali ed uffici pubblici relative a campagne geognostiche effettuate precedentemente nell'area aventi differenti finalità.

La successiva 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 superasse il 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 noti che il fattore $FA_{0.1-0.5}$ si è rivelato paragonabile a quello FA.

6.2.2 Dati ed elementi per singolo sito

6.2.2.1 Fossa

L'area indagata si estende per circa 125 ha sulle pendici orientali dei Monti d'Ocre, tra la fascia pedemontana della dorsale montuosa ed il settore di piana alluvionale in cui scorre il Fosso di Fossa, affluente di sinistra del Fiume Aterno. L'andamento della piana è suborizzontale, con blande ondulazioni, con valori dell'inclinazione di pochi gradi, interrotto soltanto dalle incisioni dei corsi d'acqua naturali e artificiali che costituiscono il reticolo idrografico superficiale.

A questi due ambiti morfologici principali si aggiunge un'area di bassa collina di modesta estensione, che comprende le estreme propaggini settentrionali del rilievo di Colle Cerro. Il centro storico di Fossa sorge lungo l'orlo settentrionale e orientale di una dolina parzialmente collassata, da cui deriva il nome dell'abitato.

Carta delle indagini

Le indagini preesistenti, ricavate dalle fonti disponibili, comprendono:

- 1 sondaggio a distruzione di nucleo e profondità di circa 250 m. La perforazione, realizzata nel 1996 nel settore nord, in località S. Maria delle Grotte, del diametro di 225 mm era finalizzata alla realizzazione di un pozzo per uso agricolo. Fonte: Ispra- Archivio Indagini del sottosuolo *ex lege* 464/84;
- 1 Prova Penetrometrica Statica (CPT) – prof. 6.4m- Fonte: Soiltest sas;
- 1 indagine sismica a rifrazione (L=80 m circa)- Fonte: Soiltest sas;
- 1 indagine sismica MASW - Fonte: Soiltest sas;

Tali indagini sono state realizzate dalla Soiltest sas (aprile 2009), nell'area di piana a NE del campo sportivo, finalizzate alla definizione del modello del sottosuolo ad uso edificatorio.

- Campagna di prospezioni sismiche a rifrazione, comprendente 8 stendimenti, e di indagini georadar realizzata dalla Geomeccanica Consulting srl (luglio 2007) su incarico dell'amministrazione comunale, finalizzata alla definizione di interventi di consolidamento del versante in frana a monte dell'abitato.

Le nuove indagini, realizzate nell'ambito delle attività di microzonazione, comprendono:

- 2 sondaggi a carotaggio continuo, della profondità di 30 m. Nel corso dei sondaggi, eseguiti dalla società Geotrivell, sono state realizzate 10 prove SPT in foro;
- 2 indagini sismiche in foro del tipo Down Hole (eseguiti da CNR-IAMC);
- 2 tomografie geoelettriche eseguite direttamente dal personale Ispra;
- 1 indagine sismica tipo MASW (eseguita da Congeo);
- Indagini Unisi e INGV-MI; Rispettivamente 11 e 4 misure a stazione singola HVSR, per un totale di 15 acquisizioni. Delle 11 misure eseguite da Unisi, 3 risultano in classe A, mentre le restanti 8 sono di classe B, mentre per INGV le misure risultano 2 in classe A e 2 in classe B.

Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

Nell'area in esame sul substrato meso-cenozoico, coinvolto nell'orogenesi appenninica ed eroso, si è deposta in discordanza angolare una successione continentale plio-quadernaria (vedi Carta geologica in allegato).

Il substrato marino (rappresentato da una successione di età compresa tra il Cretacico ed il Miocene) affiora sul ripido versante che sovrasta il centro abitato ed in corrispondenza del Colle Cerro. Le originarie caratteristiche fisico-meccaniche della successione sono state profondamente alterate dall'intensa e diffusa attività tettonica, che ha prodotto ampie fasce di litotipi intensamente fratturati o cataclasati.

La successione plio-quadernaria è costituita essenzialmente da depositi detritici di versante e di conoide, prodotti dalla mobilitazione dei calcari fratturati e cataclasati e dall'erosione di suoli sviluppati sulle superfici sommitali dei Monti d'Ocre. I diversi eventi sedimentari hanno interferito con i fenomeni carsici e con l'attività tettonica.

L'assetto strutturale dell'area è dominato dalla presenza di un fascio di faglie dirette, che ha dislocato a gradinata il substrato meso-cenozoico ed i depositi quadernari, ed ha dato luogo, come accennato, ad ampie fasce di litotipi carbonatici intensamente fratturati o cataclasati, condizionando l'evoluzione dell'intero versante su cui sorge l'abitato. Tale condizione è stata verificata nel centro storico, dove è stato eseguito un sondaggio (S 6.4) che ha intercettato, al di sotto della coltre detritica, fra 12 m e 30 m di profondità (fondo foro) un calcare completamente fratturato.

Il ripido versante che sovrasta l'abitato è il prodotto, oltre che delle dislocazioni tettoniche, dei processi carsici, di quelli gravitativi e fluvio-denudazionali,

Gli intensi fenomeni di degradazione causano periodicamente crolli e ribaltamenti di massi lapidei di dimensioni fino ad alcuni metri cubi. Tali frane alimentano e talvolta rimobilizzano i potenti accumuli di detriti di falda, posti al piede delle scarpate.

Il distacco di massi è stato innescato anche dalle scosse principali della recente sequenza sismica; sono stati osservati e cartografati numerosi massi e blocchi, di dimensioni fino ad alcuni m³, crollati dalle scarpate e caduti sul paese danneggiando pesantemente diverse abitazioni, alcune strade e distruggendo varie autovetture.

L'abitato di Fossa si sviluppa in gran parte su detriti di versante e su cataclasiti, che hanno rappresentato un'importante fonte di ricchezza per i suoi abitanti poiché sono stati cavati per lungo tempo.

Uno degli elementi caratterizzanti il tessuto urbano è rappresentato dalle numerosissime cantine e grotte scavate nel detrito e nelle cataclasi, presenti ai piani inferiori delle abitazioni, che talvolta si sviluppano oltre il perimetro degli edifici interessando il sottosuolo di strade e piazze. Queste cavità dovrebbero essere adeguatamente censite e messe in sicurezza perché costituiscono un importante elemento di rischio per i tutti i manufatti sovrastanti e adiacenti; i residenti testimoniano che fenomeni di sprofondamento sono avvenuti alcune volte nel secolo scorso.

Nei due profili geologici (Fig. 6.6), allegati alla carta geologica e di seguito descritti, vengono messe in evidenza le estese coltri detritiche quaternarie appoggiate direttamente sul substrato meso-cenozoico e le molteplici dislocazioni tettoniche che hanno dislocato a gradinata sia il substrato sia la successione continentale quaternaria e la loro influenza sull'evoluzione dell'intero versante di Fossa.

La sezione geologica A-B si sviluppa per circa 1.5 km con direzione WSW-ENE, intercettando, nell'ordine (a partire da WSW), il ripido versante a monte di Fossa, la dolina, l'abitato di Fossa, la fascia pedemontana di raccordo con la piana, la piana alluvionale e l'estremità nord-occidentale del rilievo di Colle Cerro.

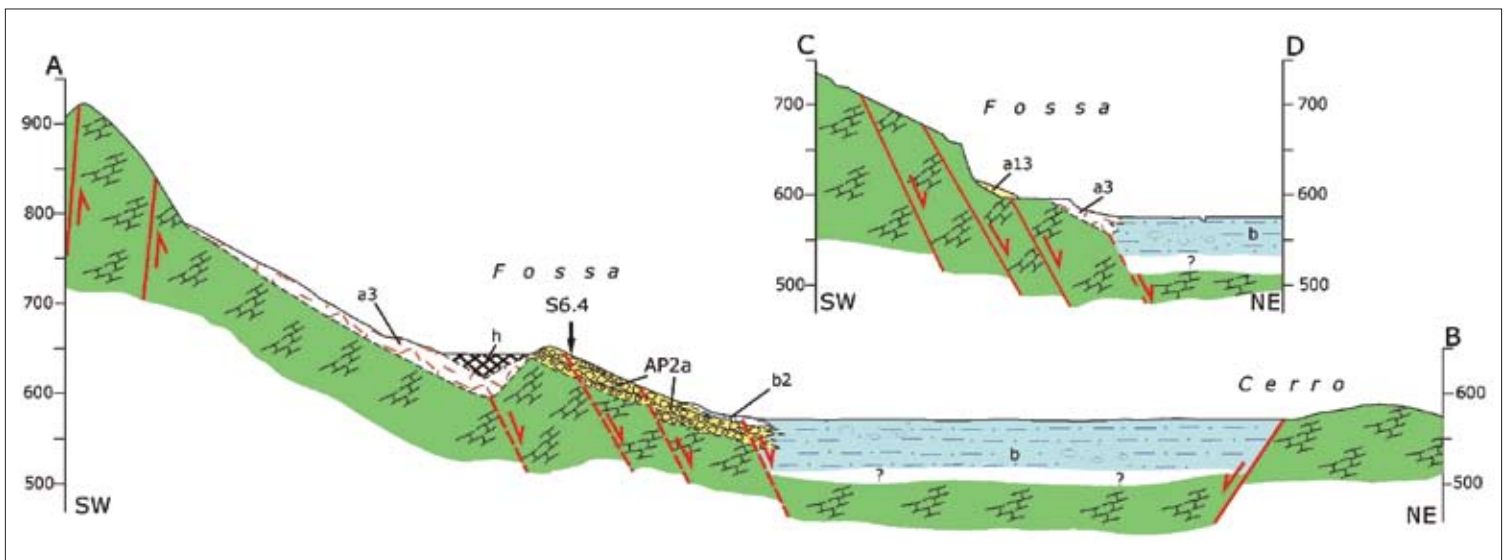


Fig. 6.6 → Profili geologici nell'area di Fossa. Per la loro ubicazione e la definizione delle unità si rimanda alla Carta geologica allegata al volume.

La sezione geologica C-D è relativa invece al settore più settentrionale dell'area di studio e tiene conto della stratigrafia di un sondaggio a distruzione di nucleo, della profondità di oltre 200 m, perforato per la realizzazione di un pozzo ad uso agricolo, proveniente dall'archivio indagini del sottosuolo *ex lege* 464/84 di Ispra.

Nella definizione della geometria dei corpi del sottosuolo e degli spessori delle litologie si è tenuto conto - oltre, naturalmente dei dati (affioramenti, giacitura ecc) acquisiti nel corso del rilevamento - dei seguenti elementi:

- risultati di indagini di prospezioni sismiche a rifrazione eseguite dalla Geomeccanica Consulting nel settore a monte della dolina, acquisite dal comune di Fossa. In particolare sono stati intercettati gli stendimenti L1, L3, L6 e L8, con indicazione dello spessore del detrito di falda di circa 3-3.5 m;
- colonna stratigrafica relativa al sondaggio S6.4, eseguito nell'ambito delle attività di MS, perforato alla distanza di un centinaio di m dalla proiezione del profilo;
- dati derivanti dalla realizzazione di tomografie elettriche nell'ambito della realizzazione delle at-

tività di MS; in particolare è stato definito lo spessore del detrito di falda nella parte bassa del piedimonte: 15 m (CFR. geoelettrica GEOL2 - progressive 0-65 m);

- colonna stratigrafica relativa al sondaggio S6.5, eseguito nell'ambito delle attività di MS, perforato ad una distanza maggiore dalla proiezione del profilo, ma ritenuto valido ai fini della definizione dell'assetto nella fascia bassa del raccordo piedimonte-piana. In particolare i dati acquisiti dal sondaggio sono:
 - 6.5 m, spessore delle colluvioni;
 - fino a 16 m, intercalazioni di detrito di falda e alluvioni;
 - fino a 30 m, alluvioni.
- dato bibliografico descrittivo relativo alla profondità della depressione centrale della dolina prima dell'inizio del colmamento della stessa (anni '70 del XX secolo).

I depositi continentali cartografati nel corso del rilevamento sono stati distinti in base alla facies e ricondotti, nei limiti del possibile, alle stesse unità stratigrafiche di tipo UBSU definite nel Foglio Geologico 359 "L'Aquila" alla scala 1:50.000 al quale si rimanda per una più completa descrizione.

Dati strumentali

TOMOGRAFIA ELETTRICA

La tomografia elettrica realizzata lungo il profilo GEOEL1 (Fig. 6.7) permette di attribuire i bassi valori di resistività in superficie a depositi sedimentari fini o finissimi (es. sabbie e limi) con spessore variabile da 12 m a 15 m. L'aumento dei valori di resistività verso il basso potrebbe essere messo in relazione con una diminuzione del contenuto in limo e/o un aumento della granulometria verso termini più sabbioso-ghiaiosi: lo spessore di tali depositi potrebbe essere stimato in circa 20 m.

A seguire verso il basso, si desume la presenza di sedimenti caratterizzati da un graduale aumento della componente fine verso termini limosi e sabbiosi. Nel settore terminale della tomografia con il supporto delle informazioni provenienti dal sondaggio S 6.5 l'aumento laterale della resistività potrebbe qui essere messo in relazione con la presenza del detrito di versante caratterizzato da granulometria grossolana.

La tomografia GEOEL2 (Fig. 6.8), realizzata lungo il versante, presenta un quadro dominato sostanzialmente da valori di resistività medio-bassa. Il notevole aumento di resistività in profondità nella parte SW della ERT è correlabile probabilmente alla presenza di substrato carbonatico cataclasato, mentre il corpo conduttivo sovrastante sarebbe correlabile con un deposito di conoide di origine mista, dotato

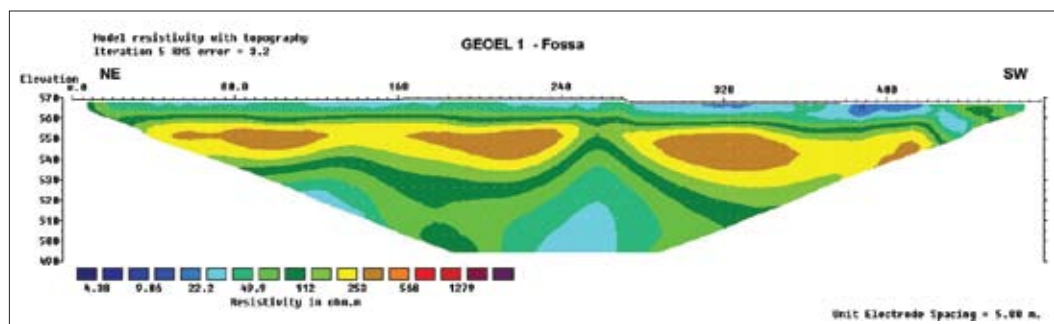


Fig. 6.7 → Tomografia elettrica realizzata nell'area di Fossa lungo il profilo geoe1. Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

di spessore gradualmente crescente verso il basso. In questo stesso settore, il contrasto laterale di resistività può essere messo in relazione con la presenza di un elemento tettonico che avrebbe ribassato il substrato verso NE. Il corpo resistivo superficiale, ben evidente nel tratto tra le progressive 90 m e 160 m, è riferibile alla presenza di detrito di versante. L'ulteriore anomalia resistiva presente al bordo inferiore sinistro della tomografia può essere riferita direttamente alla presenza del substrato carbonatico.

Verso la fine della sezione, il quadro di resistività è interpretabile con la presenza di depositi fini (es. sabbie e limi) entro i 12-15 m di spessore, seguiti verso il basso da depositi con minore contenuto in limo e/o con granulometria sabbioso-ghiaiosa di spessore non definibile.

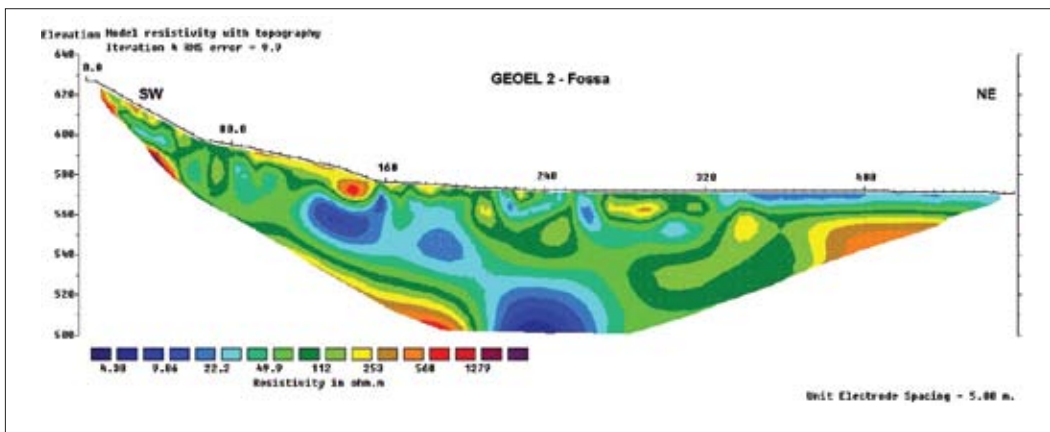


Fig. 6.8 → Tomografia elettrica realizzata nell'area di Fossa lungo il profilo geoel2. Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

INTERPRETAZIONE DATI HVSR

Le rilevazioni eseguite nell'abitato (M2, M3, S1, M4, M4bis, M5, FOS2) risultano molto direzionali e poco affidabili. Solo le misure M2 ed M3, realizzate a Sud dell'abitato, sono risultate interpretabili. La M2 presenta 2 massimi a 2 e 17 Hz rispettivamente: il picco in alta frequenza potrebbe indicare la presenza di riporti antropici, mentre quello in bassa frequenza il contatto tra detrito di versante e calcari. Il fatto che l'ampiezza del picco a 2 Hz abbia un valore piuttosto basso (circa 2.5) potrebbe indicare che il contrasto d'impedenza tra i materiali è debole. L'area, d'altronde, è interessata da una serie di discontinuità tettoniche, che potrebbero aver compromesso l'integrità della roccia. Lo spessore delle coperture è stato stimato dalla carta geologica e risulta dell'ordine di 30-50 m. Questa interpretazione implica una velocità media delle onde S nella copertura detritica dell'ordine dei 300-400 m/s. La misura M3, ubicata vicino alla piazza del paese, presenta un unico picco a circa 4 Hz, con ampiezza pari a 3. Utilizzando un valore di velocità delle onde S nel detrito dell'ordine di 300-400 m/s, tale massimo sembrerebbe indicare la presenza di un'interfaccia risonante a circa 20-30 m di profondità: potrebbe trattarsi del contatto tra detrito di falda e calcari, già ipotizzato per la misura M2.

Le acquisizioni M1, M18 e FOS4 ubicate su depositi alluvionali presentano le medesime caratteristiche: tutte mostrano due massimi a 2 ed 8 Hz rispettivamente. Il massimo in alta frequenza può essere legato alla coltre alluvionale che poggia su materiali più competenti, mentre il massimo in bassa frequenza potrebbe essere dovuto al substrato calcareo. La prima interfaccia è individuata dalle misure Down Hole ad una profondità di 10-15 m. Il valore medio della V_s dedotto dalle misure in foro

(300-400 m/s) è compatibile con la frequenza di risonanza di 8 Hz. Utilizzando queste stime della V_s media, risulta possibile associare la risonanza a 2 Hz ad una superficie di discontinuità, posta attorno a 40-50 m. I valori d'ampiezza piuttosto elevati per entrambi i picchi fanno ipotizzare forti contrasti d'impedenza dei materiali. La misura S2, ubicata su detrito di falda, presenta un unico massimo a circa 2 Hz. Questo massimo, coerentemente a quanto ipotizzato sino ad ora, dovrebbe rappresentare il contatto tra detrito e substrato calcareo alla profondità di circa 40-50 m. Il profilo di velocità ricavato dalla misura MASW, ubicata a SE del campo sportivo, sembra confermare quanto ipotizzato con le tecniche passive e dedotto dalle misure Down Hole.

Le misure ubicate al margine Nord dell'abitato, lungo la tangenziale, (S3, S4) risultano interpretabili e presentano massimi della funzione HVSR compresi tra 2.5 e 3 Hz. Tali massimi potrebbero indicare la presenza di un'interfaccia risonante attorno ai 30-40 m di profondità.

Il dettaglio di tutte le misure HVSR effettuate, completo di tabelle e grafici, si trova nel DVD allegato.

PROSPEZIONI MASW

Dalle risultanze della prova MASW eseguita nella piana di Fossa la velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 434 m/s.

Nella **tabella 6.3** sono descritti i parametri ricavati dalla prova.

TABELLA 6.3							
Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	V_s (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0	1	1	0,1	160	6	1,96
2	1	3,3	2,3	0,1	198	2	1,88
3	3,3	5,7	2,4	0,2	314	12	2
4	5,7	10,4	4,7	0,2	336	5	1,97
5	10,4	14,7	4,3	0,2	505	10	2,07
6	14,7	31,6	16,9	1,4	728	10	2,13
7	31,6	-	-	-	853	29	2,16

Tab. 6.3 → Tabella riassuntiva dei parametri ricavati dalla prova MASW effettuata nella piana di Fossa.

Il programma di calcolo fornisce inoltre, mediante correlazioni empiriche e sperimentali, per ogni sismostrato individuato, la seguente stima approssimativa (**Tab. 6.4**) dei principali parametri sismo-elastici:

TABELLA 6.4

	Vp	Modulo di Poisson	Modulo di taglio	Modulo di compressibilità	Modulo di Young
Sismostrato	(m/s)	(-)	(MPa)	(MPa)	(MPa)
1	681	0,47	50	842	148
2	493	0,4	74	359	207
3	785	0,4	197	967	553
4	708	0,35	222	691	603
5	1055	0,35	527	1598	1425
6	1382	0,31	1130	2566	2957
7	1579	0,29	1575	3297	4076

Tab. 6.4 → Tabella riassuntiva della stima dei parametri sismo-elastici dei terreni, calcolata attraverso correlazioni empiriche e sperimentali.

SONDAGGI MECCANICI

Sono stati eseguiti due sondaggi meccanici a carotaggio continuo, i cui fori sono stati in seguito allestiti per l’esecuzione di prove sismiche in foro tipo Down Hole.

Il sondaggio S 6.4, eseguito all’interno del paese fino alla profondità di 30 m dal p.c., ha incontrato nella porzione superficiale il detrito di versante e dalla profondità di 12 m. dal p.c. è entrato nel substrato calcareo completamente cataclasato. Nel corso del sondaggio sono state eseguite 5 prove SPT, due delle quali sono giunte a rifiuto. Il sondaggio S 6.5, eseguito alla base del versante in località Osteria, ha incontrato inizialmente materiali argillosi alternati a sedimenti ghiaiosi e sabbiosi a diverso grado di addensamento, per terminare intorno ai 30 m dal p.c. in terreni limoso sabbiosi. Anche in questo caso sono state eseguite 5 prove SPT con valori di N_{SPT} variabili tra 40 e 50 ed 1 rifiuto.

Le stratigrafie complete sono nel DvD allegato.

Indagini Down Hole

I risultati delle indagini Down Hole svolte all’interno dei due sondaggi sopra descritti ed appositamente attrezzati, sono illustrati nei grafici di **figura 6.9** e **figura 6.10**.

Nel primo caso (Sondaggio S 6.4 - DH 28, ubicazione all’interno del paese) dopo aver attraversato terreni con una velocità media di 250 m/sec fino a circa 11-12 m si incontrano i terreni cataclasati del substrato calcareo che dopo un iniziale tratto di qualche metro a 700 m/s, mostrano fino a fondo foro una velocità più bassa (circa 400 m/s) Questo andamento delle V_s è strettamente legato al variabile stato di consistenza del substrato calcareo che in quest’area si presenta fortemente cataclasato per una profondità anche elevata, data la presenza di importanti dislocazioni tettoniche.

Anche nel secondo caso (Sondaggio S 6.5 - DH 29, ubicazione località Osteria, al passaggio con la piana) la coltre

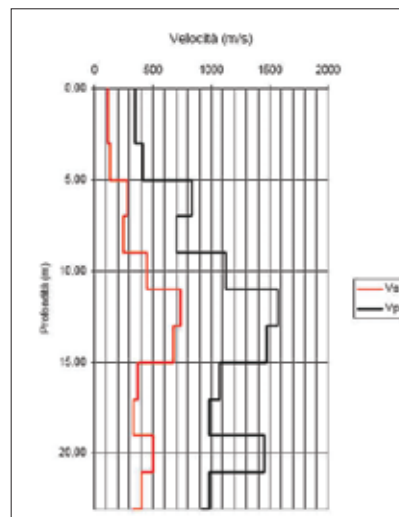


Fig. 6.9 → Profilo di velocità lungo il sondaggio S 6.4, località fossa paese, eseguito tramite prova *Down-hole* (DH28). Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

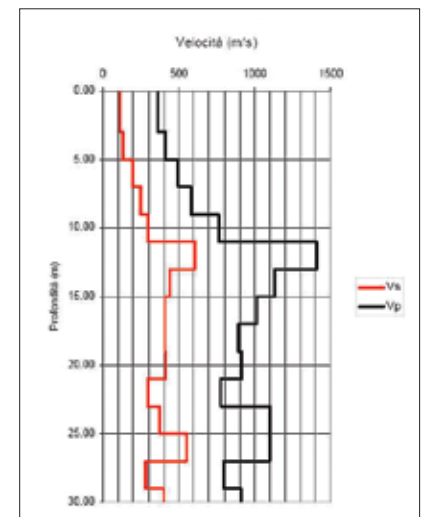


Fig. 6.10 → Profilo di velocità lungo il sondaggio S 6.5, località fossa "Osteria", eseguito tramite prova *Down-hole* (DH29). Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

detritica dei primi 10 m presenta velocità V_s pari a circa 150-200 m/s, per passare poi ad alternanze di terreni limosi alluvionali con livelli ghiaiosi e sabbiosi a diverso grado di addensamento, caratterizzati da un'estrema variabilità delle V_s (tra 300 m/s e 600 m/s). Anche in questo caso l'estrema diversità dei sedimenti attraversati, così come del loro grado di addensamento e di consistenza è all'origine della variabilità delle V_s con la profondità.

DATI IDROGEOLOGICI

Non sono presenti depositi schiettamente sabbiosi in affioramento nell'area perimetrata. I pozzi presenti nell'area (posta mediamente ad una quota compresa tra 570 m e 590 m s.l.m.) captano l'acquifero carbonatico ad una profondità di circa 230 m s.l.m., con falda in pressione che risale fino a circa 200 m nel settore NW. I limi sabbioso-argillosi, attraversati nei primi circa 30-40 m, possono ospitare piccole zone sature essenzialmente improduttive.

6.2.2.2 Casentino

L'abitato di Casentino (frazione del comune di S. Eusanio Forconese) sorge lungo le pendici orientali dei Monti d'Ocre, fra le ripide pareti calcaree del Muro Murato e la vallata percorsa da un'affluente del Fiume Aterno, il Fosso di Fossa. L'area oggetto della presente indagine ha un'estensione di circa 27 ha, come evidenziato nella perimetrazione delineata nelle carte allegate. Le quote variano tra i 650 m s.l.m. a monte dell'abitato e la piana alluvionale posta a circa 564 m s.l.m.

Carta delle indagini

Nella Carta delle indagini è riportata l'ubicazione delle sole indagini realizzate nell'ambito delle attività finalizzate alla microzonazione sismica, poiché non è stata trovata alcuna indagine preesistente.

Tali indagini comprendono:

- Indagini Ispra
 - 2 sondaggi a carotaggio continuo, dei quali quello indicato con la sigla 6.2, realizzato nella parte bassa dell'abitato, ha raggiunto la profondità di 36 m, mentre il 6.8, eseguito nel centro storico, la profondità di 27 m. Nel corso dei sondaggi, eseguiti dalla società Geotrivell, sono stati prelevati n. 2 campioni indisturbati per le prove di laboratorio e realizzate n. 10 prove SPT in foro. Al termine, i sondaggi sono stati condizionati per la realizzazione di prove sismiche in foro del tipo Down Hole;
 - 2 tomografie geoelettriche eseguite direttamente dal personale Ispra.

- Indagini Unisi - INGV MI
 - rispettivamente 4 e 3 misure a stazione singola HVSr per un totale di 7 acquisizioni.

Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

Nell'area d'indagine il substrato marino affiora in aree limitate situate a sud del paese mentre, al di fuori di questo, costituisce la gran parte del versante che sovrasta l'abitato. Esso è rappresentato essenzialmente da calcari micritici, calcareniti e calciruditi bioclastiche stratificate, attribuibili ai termini

della successione dei Monti d'Ocre – Valle Aterno – M. Camarda (Fumanti *et al.*, 2006; Servizio Geologico d'Italia, 2006) compresi fra i *Calcari ciclotemici a gasteropodi* (Valanginiano-Barremiano inf.) e i *Calcari ciclotemici a requienie* (Aptiano sup. - Albiano inf. p.p.); nella parte bassa del versante affiorano anche i *Calcari a briozoi e litotamni* (Langhiano p.p - Tortoniano p.p.). Il sondaggio realizzato all'interno del centro storico (S 6.8) ha intercettato, a circa 18 m di profondità, l'*Unità argilloso-marnosa* (Serravalliano p.p.-Messiniano inf. p.p.).

Nell'area indagata il substrato marino è per lo più coperto, in discordanza angolare, da una successione di corpi sedimentari continentali caratterizzati da diverse facies. I litosomi quaternari affioranti, in parte eteropici ed in parte separati da discontinuità erosive, sono solo in parte evidenziati nel Foglio Geologico 359 "L'Aquila" alla scala 1:50.000; essi sono stati comunque ricondotti, nei limiti del possibile, alle stesse unità stratigrafiche di tipo UBSU riconosciute nella cartografia ufficiale: il supersintema di Aielli – Pescara (età Pliocene? – Pleistocene medio), il sintema di Catignano (età Pleistocene medio finale), il sintema di Valle Majelama (età Pleistocene sup.) e le unità informali oloceniche.

Di seguito viene descritta la successione stratigrafica affiorante nell'area in studio, rappresentata nella Carta geologica allegata.

I depositi più antichi, riferibili a detriti di falda e di conoide di origine mista, ove visibili poggiano direttamente sul substrato marino e sono costituiti da ghiaie e breccie calcaree, eterometriche, massive, generalmente ben addensate, in matrice limoso sabbiosa, talora pedogenizzata, con grado di cementazione variabile (Fig. 6.11). Questi depositi, probabilmente connessi a più eventi sedimentari, sono stati raggruppati su base litologica ed attribuiti in prima approssimazione al supersintema di Aielli - Pescara, unità polifasica per definizione. A tal proposito si evidenzia che i detriti affioranti sulla dorsale dove si sviluppa il centro abitato sembrano incassati rispetto a quelli affioranti sui versanti adiacenti ed appartenere quindi ad una generazione più recente. La necessità di effettuare studi stratigrafici di dettaglio, unitamente all'assenza di chiare evidenze di terreno non hanno permesso, in questa fase, di giungere a determinazioni più precise.

Seguono limi, limi argillosi e limi sabbiosi, con frequenti laminazioni, da mediamente a ben addensati, in facies lacustre, di incerta posizione stratigrafica. Nella parte bassa della successione sono presenti intercalazioni di depositi detritici di versante, intercettate alla base del sondaggio (S 6.2). I sedimenti lacustri potrebbero essere assimilabili alla Formazione di S. Mauro di BERTINI *et al.* (1989), pertanto sono stati attribuiti in prima approssimazione al sintema di Catignano (Pleistocene medio finale) cartografato, nel foglio geologico "L'Aquila", in alcune aree della depressione di Sant'Eusanio. La parte superiore della successione continentale è infine rappresentata essenzialmente da depositi alluvionali (associati al sistema idrografico del Fiume Aterno), da coltri colluviali, da detriti di falda recenti e attuali in parte riferibili al sintema di Valle Majelama, in parte alle unità informali oloceniche del foglio geologico "L'Aquila".



Fig. 6.11 → Il centro storico di Casentino, diffusamente e intensamente danneggiato nel corso della recente crisi sismica, è stato edificato in gran parte su ghiaie calcaree, eterometriche, addensate, in matrice limoso sabbiosa pedogenizzata, con grado di cementazione variabile. In diversi affioramenti questi depositi immergono contro monte, a causa dell'intensa attività tettonica dell'area.

L'assetto strutturale dell'area è dominato dalla presenza di elementi distensivi a direzione da appenninica ad est ovest, alcuni dei quali caratterizzati da notevole evidenza morfologica. Molti di questi elementi hanno condizionato, a partire dal Pleistocene inferiore (Bertini & Bosi, 1993), l'evoluzione del paesaggio e la sedimentazione in ambiente continentale. In particolare il sistema di faglie dirette che borda il versante orientale dei Monti d'Ocre appare connesso all'evoluzione della conca di Fossa e della depressione di S. Eusanio, d'impostazione successiva.

Il substrato marino presenta un assetto essenzialmente monoclinale, con ribassamenti verso NE legati alla presenza delle faglie dirette. I rilievi effettuati hanno permesso di individuare nell'area d'indagine 3 elementi tettonici diretti con direzione compresa tra WNW-ENE e W-E che ribassano sia il substrato sia le successioni continentali. In particolare la faglia più settentrionale disloca i limi lacustri e appare suturata da colluvi recenti con spessori di alcuni decimetri (Fig. 6.12).

Il ripido versante che sovrasta a sud l'abitato di Casentino, è il prodotto delle dislocazioni tettoniche e del progressivo arretamento legato prevalentemente all'azione della gravità. Le altissime scarpate in degradazione che caratterizzano il versante sono attualmente interessate da crolli e ribaltamenti di blocchi anche di enormi dimensioni, che producono e rimobilizzano i potenti accumuli di detriti di falda posti al loro piede. Durante il rilevamento sono stati osservati numerosi massi, di dimensioni fino a molti metri cubi, crollati dalle scarpate in coincidenza delle scosse principali della recente sequenza sismica. Alcuni massi hanno percorso, con salti e rimbalzi, distanze considerevoli, per arrestarsi nell'area a debole energia di rilievo posta subito a monte dell'abitato o all'interno dell'impluvio che lo delimita a sud. Accumuli di massi riferibili ad eventi storici caratterizzano alcuni settori situati sia nelle vicinanze sia all'interno dell'area in studio.

Sullo stesso versante si riconosce l'originaria morfologia carsica di una grande dolina inizialmente impostata nella superficie sommitale che caratterizza questo settore dei Monti d'Ocre. L'orlo nord orientale della dolina è stato progressivamente dislocato dall'attività del sistema di faglie dirette e quindi asportato dall'erosione.

Nel settore immediatamente a nord del caseggiato, recenti lavori di sbancamento, finalizzati alla costruzione dell'insediamento temporaneo post-terremoto, hanno messo in luce la presenza di diffuse deformazioni di origine tettonica



Fig. 6.12 → Alternanze di limi, limi argillosi e limi sabbiosi, addensati, sia massivi sia laminati, nettamente dislocati da un piano di faglia, che appare suturato dai colluvi più recenti.

e gravitativa. Esse interessano litotipi limoso argillosi di origine lacustre, detriti di falda recenti ed attuali e sedimenti di suoli.

Le deformazioni prodotte in più fasi e di incerta collocazione cronologica, sono rappresentate da piani di taglio, uncinate, un fitto reticolo di fratture e corpi di scivolamento. Localmente sono coperte da una coltre di detriti di versante di spessore non cartografabile, non deformata.

Nei due profili geologici (Fig. 6.13) viene messo in evidenza l'appoggio diretto sul substrato meso-cenozoico dei detriti di falda e di conoide di origine mista e il contatto tra questi ultimi e i depositi lacustri del sintema di Catignano. Nei profili si osservano le molteplici dislocazioni tettoniche che tagliano sia il substrato sia la successione continentale quaternaria e la loro influenza sull'evoluzione dell'intero versante di Casentino.

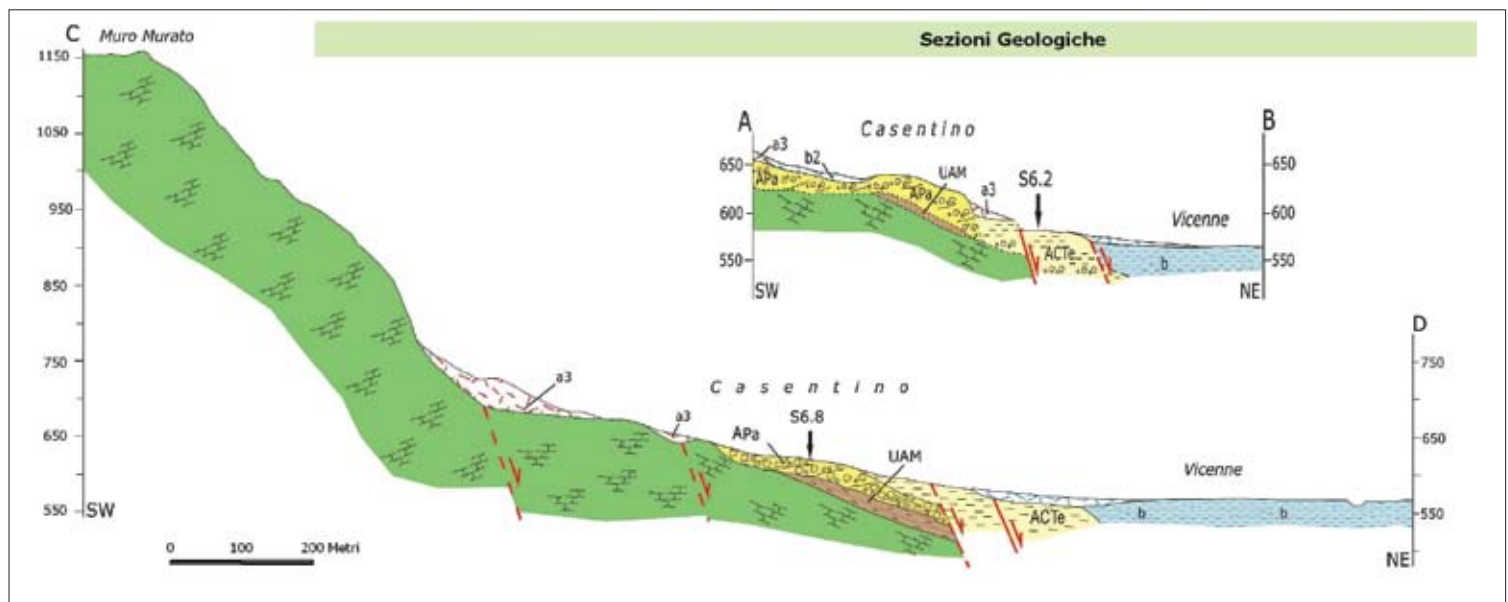


Fig. 6.13 → Profili geologici nell'area di Casentino. Per la loro ubicazione e la definizione delle unità si rimanda alla Carta geologica allegata al volume.

Dati strumentali

TOMOGRAFIA ELETTRICA

In questa località sono stati effettuati due stendimenti, misurati entrambi con dispositivi Wenner e Wenner-Schlumberger, la cui ubicazione è riportata nella Carta delle indagini.

Gli stendimenti sono stati eseguiti in linea, in modo che la seconda metà dello stendimento più a monte coincidesse con la prima metà di quello più a valle. Le misure di resistività apparente lungo *GEOEL 1* sono state eseguite, come in quasi tutti gli stendimenti, con un passo di campionamento di 5 metri, ottenendo la tomografia di cui alla figura 6.14. Il profilo presenta quindi una lunghezza pari a 475 m con orientamento SW-NE, esso inizia in corrispondenza del settore occidentale del centro urbano (zona a monte) e termina a valle oltre la Via Sant'Eusanio. I valori di resistività, rappresentati in scala logaritmica, rientrano nei range tipici dei corpi geologici presenti nell'area indagata. La profondità massima investigata è risultata di circa 80 metri. Il quadro della distribuzione della resistività mostra la presenza di un esteso corpo conduttivo allungato a partire dalla progressiva 140 m fino a fine sezione, caratterizzato da valori di ρ da 5 a 35 Ω m.

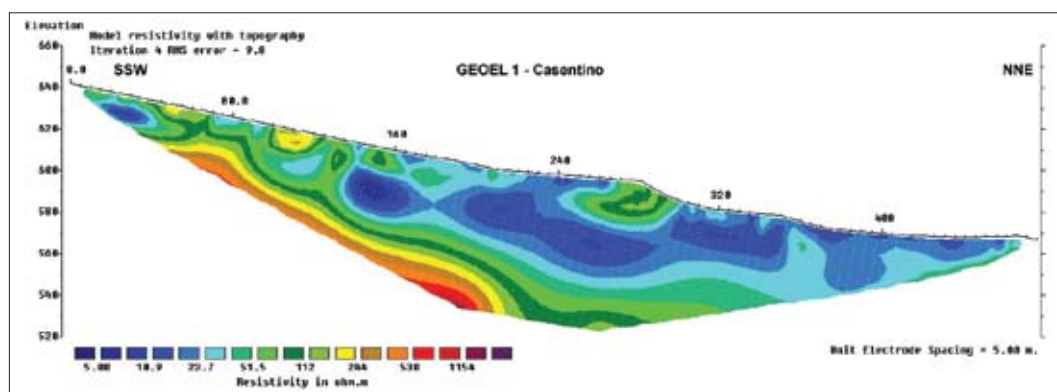


Fig. 6.14 → Tomografia elettrica realizzata nell'area di Casentino lungo il profilo geoe1. Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

La restante parte della sezione mostra valori di resistività medio-elevati che delimitano inferiormente e lateralmente il predetto corpo conduttivo. Una modesta anomalia resistiva è individuabile a centro sezione e cade in corrispondenza di una brusca variazione morfologica.

I valori più elevati di resistività si registrano in corrispondenza del margine inferiore sinistro della tomografia e ciò può essere messo in relazione con la presenza del substrato carbonatico (oltre 2000 Ωm), ribassato da disturbi tettonici e sepolto al di sotto di spessori crescenti di depositi detritici appartenenti all'unità delle breccie e ghiaie calcaree in matrice limoso-sabbiosa. Attribuendo i valori da 150 a 400 Ωm ai suddetti depositi detritici ghiaiosi e i valori inferiori di resistività ai depositi limoso-sabbiosi, peraltro riscontrati nel sondaggio S 6.2 fino alla profondità di 27 m dal p.c., è possibile seguire lungo la sezione i corpi sedimentari in contatto laterale. Il resistivo superficiale individuato tra le progressive 40 m e 160 m può essere messo in relazione con l'unità affiorante dei detriti di falda.

Il profilo *Geoe2* (Fig. 6.15) eseguito secondo lo stesso orientamento e per metà sovrapposto all'altro, conferma le informazioni fornite dall'analisi precedente, infatti nella prima parte della sezione il corpo conduttivo mostra valori di resistività paragonabili a quelli del profilo 1 (*lower value*=5 Ωm), anche se mediamente più omogenei. Il corpo resistivo profondo, individuabile al limite inferiore della tomografia e che raggiunge valori di circa 250 Ωm , risulta correlabile alla presenza di terreni a grana più grossolana (unità delle breccie e ghiaie calcaree). La tomografia individua, nella zona di piana alluvionale a circa 5 metri di profondità la presenza di un livello mediamente resistivo che si estende a partire dalla progressiva 240 m con valori intorno ai 300 Ωm e spessore variabile tra 10 m e 20 m.

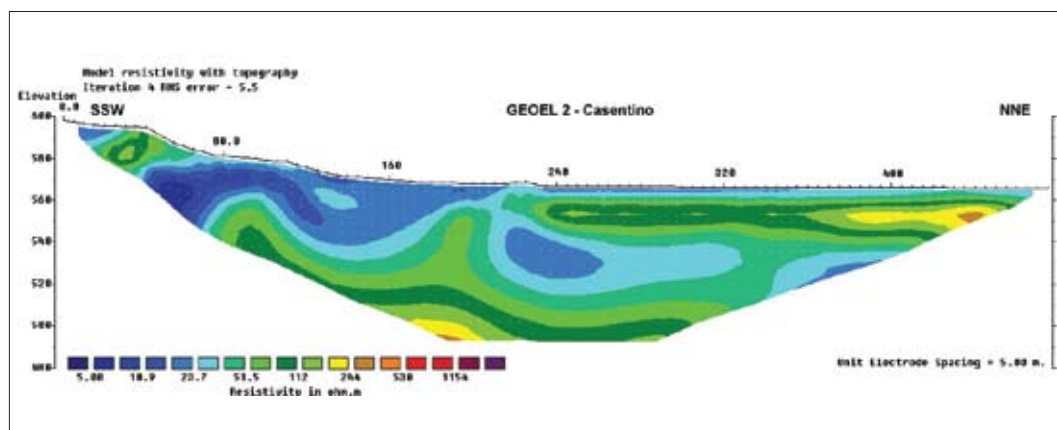


Fig. 6.15 → Tomografia elettrica realizzata nell'area di Casentino lungo il profilo geoe2. Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

INTERPRETAZIONE DATI HVSR

Delle 4 misure eseguite da Unisi, 2 risultano in classe A, mentre le restanti 2 risultano in classe B. Per INGV tutte le 3 misure sono in classe B.

Le rilevazioni eseguite nell'abitato (M1, M2, CAS1) risultano molto direzionali. In tutte è comunque presente un massimo della funzione HVSR attorno a 4-5 Hz con ampiezze spettrali comprese tra 4 e 5. Interpretando i dati con le velocità medie ricavate dal Down Hole è possibile stimare il limite delle coperture ad una profondità compresa tra 20 e 30 metri. L'interfaccia risonante può essere ipotizzata corrispondere alla transizione tra ghiaie (falda detritica) ed argille marnose molto consistenti. Nelle stratigrafie ricavate dai sondaggi il passaggio tra queste due litologie è ubicato infatti a circa 20 m.

Le altre misure effettuate (M3, S1, CAS3, CAS4) mostrano tutte un massimo compreso tra 2.5 e 3.5 Hz, con valori delle ampiezze spettrali di circa 3 (eccetto S1, che presenta un valore maggiore). Utilizzando i valori della prova Down Hole eseguita nei pressi della scuola elementare, è possibile effettuare una stima dello spessore delle coperture che risulta dell'ordine di 20-30 m.

Il dettaglio di tutte le misure HVSR effettuate, completo di tabelle e grafici, si trova nel DvD allegato.

SONDAGGI MECCANICI

Sono stati eseguiti due sondaggi meccanici a carotaggio continuo, i cui fori sono stati in seguito allestiti per l'esecuzione di prove sismiche in foro tipo Down Hole. Per l'ubicazione esatta consultare la Carta delle indagini. Il sondaggio realizzato all'interno del centro storico (S 6.8), dopo avere attraversato un materiale prevalentemente detritico, ha intercettato, a circa 18 m di profondità, un litotipo argilloso molto consistente; un campione di questo terreno (C1) è stato esaminato per la valutazione delle caratteristiche dinamiche. Le prove SPT hanno evidenziato valori di N_{spt} da 45 a 60 nel tratto argilloso, andando invece a rifiuto nei tratti prevalentemente detritici.

Nel sondaggio più a valle denominato S 6.2 prevalgono nettamente delle litologie coesive fino a 27 m e successivamente affiorano materiali detritici; i valori di N_{spt} ricavati dalle 5 prove SPT effettuate, sono variabili da 40 ad un massimo di 88 al passaggio allo strato detritico posto a 27 m. Per le stratigrafie complete si rimanda al DvD allegato.

INDAGINI DOWN HOLE

I risultati delle indagini Down Hole svolte all'interno dei due sondaggi sopra descritti ed appositamente attrezzati, sono illustrati nei grafici di [figura 6.16](#) e [figura 6.17](#).

Nel primo caso (Sondaggio S 6.8 - DH 35, ubicazione nel centro del paese) i valori delle V_s non superano i 500 m/sec, con un'evidente diminuzione della velocità tra i 15 m e i 19 m, per passare poi decisamente intorno ai 700 m/s, al passaggio tra i terreni detritici e quelli più schiettamente argillosi incontrati nel sondaggio al di sotto dei 18 m dal p.c.

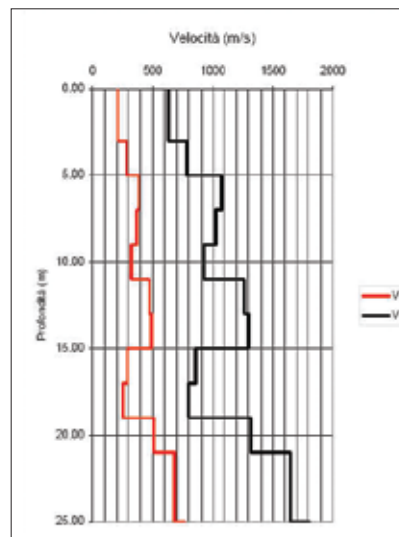


Fig. 6.16 → Profilo di velocità lungo il sondaggio S 6.8, località Casentino paese, eseguito tramite prova *Down-hole* (DH35). Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

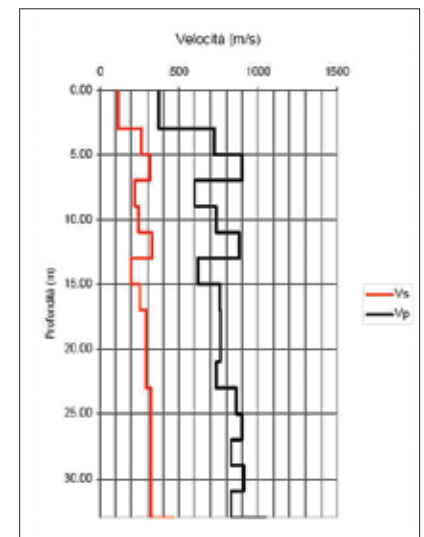


Fig. 6.17 → Profilo di velocità lungo il sondaggio S 6.2, località Casentino scuola elementare, eseguito tramite prova *Down-hole* (DH34). Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

La seconda prova (Sondaggio S 6.2 - DH 34, ubicazione scuola elementare) mostra dei valori delle velocità V_s molto omogenei per tutto lo spessore indagato, con valori medi di circa 270 m/s, senza significative variazioni, anche al passaggio di differenti litotipi.

Dati idrogeologici

L'abitato di Casentino si estende nella fascia pedemontana, compresa tra un ripiano strutturale situato a circa 650 m s.l.m. e la sottostante piana alluvionale del Fosso di Fossa, situata alla quota di circa 564 m s.l.m.

Nella parte orientale dell'abitato è presente una sorgente captata, che alimenta una fontana/lavatoio (portata circa 1 l/s). Questa è situata in prossimità del passaggio stratigrafico tra detriti di falda e di conoide d'origine mista (sintema di Aielli - Pescina), di spessore compreso tra 10 m e 25 m, poggianti direttamente sul substrato marino, e un'alternanza di limi, limi argillosi, limi sabbiosi ed alcuni livelli di torba, in facies lacustre, con spessori fino a 50 m. Nell'area indagata non affiorano terreni sabbiosi.

6.2.2.3 S. Eusanio Forconese

Il centro abitato di S. Eusanio Forconese (590 m s.l.m.) è ubicato circa 10 km a SE di L'Aquila, ai piedi di Monte di Cerro, un piccolo rilievo carbonatico isolato, ad est del versante dei Monti d'Ocre, posto al centro della valle dell'Aterno. L'area perimetrata, oggetto dello studio di MS è di 33,7 ha, come da delimitazione presente sulle carte allegate.

CARTA DELLE INDAGINI

Nell'area di Sant'Eusanio Forconese non sono state rinvenute indagini preesistenti, mentre parallelamente al rilevamento geologico, sono state realizzate specifiche indagini finalizzate all'attività di MS.

In particolare nelle vicinanze del centro abitato, a ridosso del campo sportivo, area divenuta sede della tendopoli, è stato realizzato un sondaggio a carotaggio continuo, denominato S 6.3, che ha raggiunto la profondità di 33 m, successivamente allestito per l'esecuzione di prova Down Hole.

Nell'area perimetrata per la microzonazione sono state eseguite dall'Università di Siena 7 misure a stazione singola HVSR ed uno stendimento di sismica passiva (*array*) con lo scopo di ricavare il profilo di velocità delle onde di taglio nel sottosuolo.

Inoltre, è stato realizzato da Ispra un profilo geoelettrico in corrispondenza della strada che da Madonna Sottoterra conduce alla Scuola Elementare, con direzione circa N10W, per una lunghezza di 355 m.

ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO, TETTONICO E GEOMORFOLOGICO

Le caratteristiche litostratigrafiche e l'attuale assetto tettonico dell'area sono il risultato dell'evoluzione del margine settentrionale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese che, poco più a nord, si accavalla sui depositi silicoclastici messiniani della Formazione della Laga *Auctorum*. La successione carbonatica è costituita da depositi cretacici di piattaforma interna - margine, qui principalmente rappresentati da Calcarei a rudiste e orbitoline, della successione Monti d'Ocre-Valle Aterno-Camarda (F. 359 "L'Aquila" - 1:50.000, 2006), datati al Cretacico inferiore, passanti a depositi cenozoici di rampa carbonatica prossimale (qui non affioranti).

Successivamente alla strutturazione dell'unità del Gran Sasso (*sensu* Blumetti *et al.*, 2002), iniziata nel Messiniano e proseguita, attraverso *thrust* fuori sequenza, almeno fino al Pliocene inferiore (Centamore *et al.*, 2006), l'area è stata interessata da una tettonica distensiva, con faglie a direzione prevalente N140° - 150°, che ha dato origine alla depressione tettonica dell'Aterno. Contemporaneamente, all'interno della depressione, sono rimaste isolate alcune dorsali (*Horst*) carbonatiche di minore estensione. Un unico elemento strutturale a cinematica diretta, testimoniante la fase distensiva post-orogena, è stato osservato solo a N dell'area di studio.

Il Monte di Cerro, alle cui pendici sorge Sant' Eusanio Forconese, è una delle dorsali carbonatiche rimaste isolate all'interno della depressione tettonica dell'Aterno, colmata da depositi fluvio-lacustri pleistocenico-olocenici.

Nell'area di studio, questi depositi fluvio-lacustri sono rappresentati principalmente da sabbie e per un'estensione minore da conglomerati. Nell'insieme questi depositi, in appoggio discordante sul substrato carbonatico sono stati attribuiti al sistema di Catignano ACT (Pleistocene medio finale) (F. 359 "L'Aquila" - 1:50.000, Serv. Geol. It., 2006) e, per le finalità del presente lavoro, ulteriormente suddivisi sulla base delle caratteristiche granulometriche. Benché non visibile direttamente sul terreno, è ritenuto probabile un rapporto di eteropia tra le sabbie e i conglomerati (Fig. 6.18).

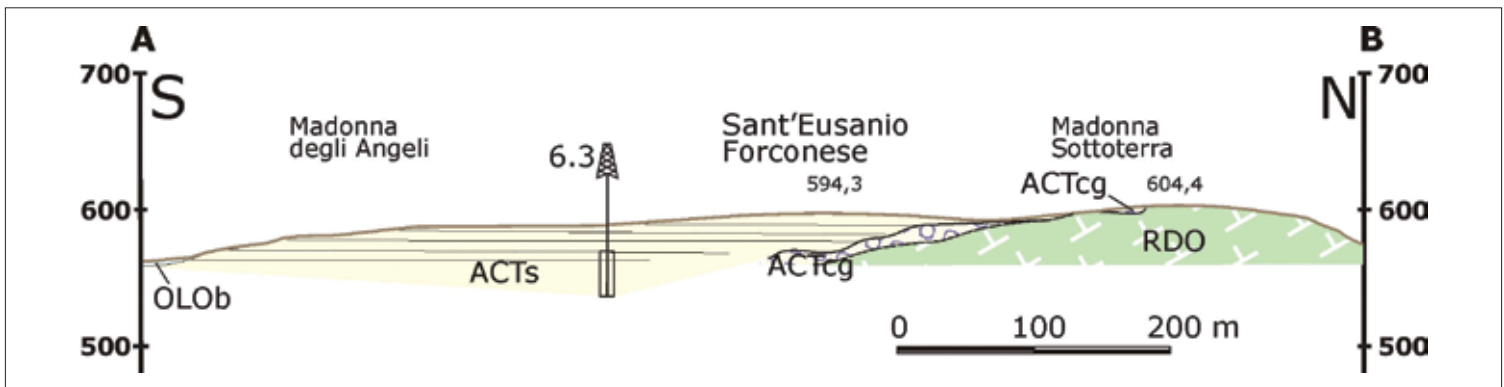


Fig. 6.18 → Profilo geologico nell'area di S. Eusanio Forconese. Per la sua ubicazione e la definizione delle unità si rimanda alla Carta geologica allegata al volume.

Anche i depositi olocenici, che costituiscono il riempimento recente della Valle dell'Aterno, e i depositi di copertura dei versanti, sono stati distinti sulla base delle loro caratteristiche granulometriche.

Il centro storico di Sant' Eusanio Forconese, con la maggiore densità di costruzioni, sorge nella parte meridionale dell'area, sulle sabbie fluvio-lacustri; in questa zona sono concentrati i maggiori danni e crolli provocati dal terremoto. Nuclei abitativi a minore densità si sviluppano verso nord, ancora sulle sabbie, ma anche sui conglomerati e in misura minore sui calcari cretaci.

Dati strumentali

TOMOGRAFIA ELETTRICA

Su questo sito è stato realizzato uno stendimento elettrico, composto per motivi logistici da 72 elettrodi, (vedi Carta delle Indagini) ubicato nella porzione sommitale del centro abitato, al margine della strada che dal paese sale verso la località Madonna Sottoterra, interessando anche parzialmente il substrato carbonatico affiorante. Lo scopo dell'indagine geoelettrica era appunto di delimitare le geometrie del

contatto tra il substrato lapideo meso-cenozoico e i depositi fluvio-lacustri pleistocenico-olocenici. L'orientamento del profilo è SSE-NNW per complessivi 355 m di lunghezza con misure eseguite con dispositivi Wenner e Wenner-Schlumberger e spaziatura elettroica di 5m.

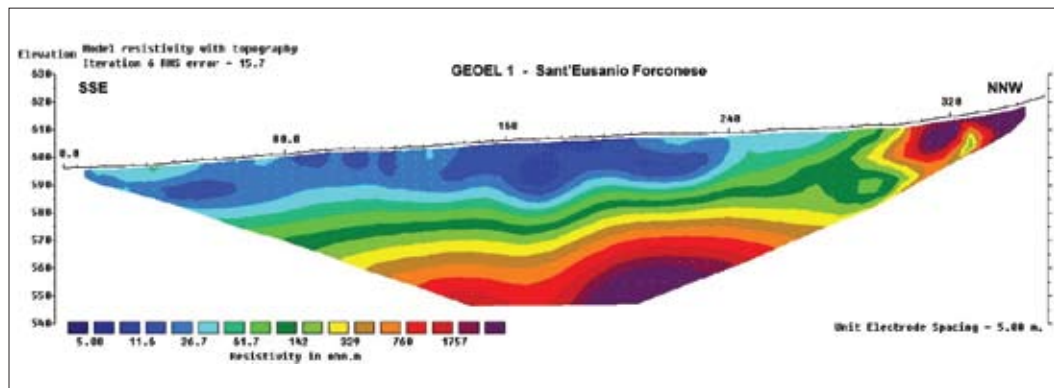


Fig. 6.19 → Tomografia elettrica realizzata nell'area di S. Eusanio Forconese lungo il profilo geoel1. Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

La ERT risultante (Fig. 6.19) descrive una distribuzione bidimensionale delle resistività dei terreni: in superficie si estende un corpo conduttivo con spessore crescente in direzione SSE, che passa inferiormente e lateralmente ad un corpo fortemente resistivo. I valori di ρ riscontrati vanno da circa 10 Ωm ad oltre 2000 Ωm in corrispondenza dell'affioramento dei litotipi carbonatici nel settore NNW. I valori di resistività più elevati presenti nel settore inferiore della sezione vengono attribuiti al substrato carbonatico, mentre la fascia di transizione verso valori più bassi potrebbe indicare la presenza dell'unità conglomeratica addensata, stratigraficamente sovrapposta ai calcari, sebbene in tomografia tale contatto non sia marcato da una netta discontinuità. I valori inferiori a 50 Ωm sono riconducibili all'unità delle sabbie fluvio-lacustri del sistema di Catignano. I dati tomografici tarati sulla base del sondaggio meccanico S6.3 suggeriscono il progressivo approfondimento dei depositi fluvio-lacustri in direzione SSE secondo un angolo di 15-20°.

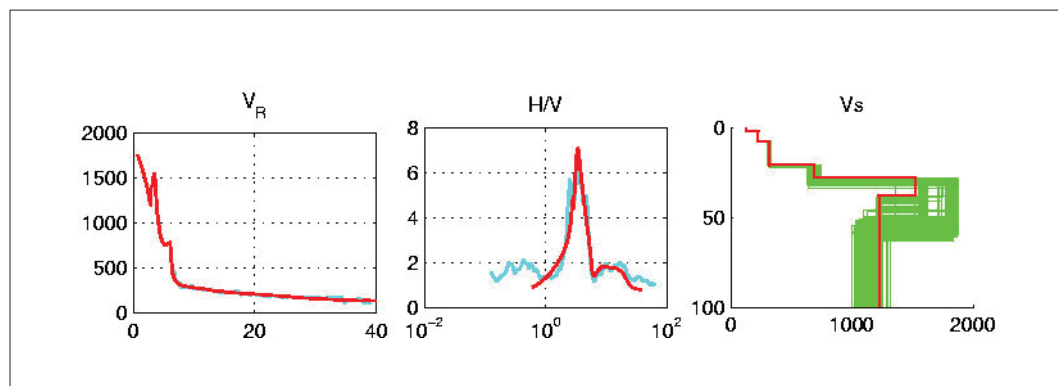
INTERPRETAZIONE DATI HVSR E ARRAY

Nell'area di lavoro compresa nel Comune di Sant'Eusanio Forconese, le 7 misure a stazione singola HVSR, eseguite da Unisi, risultano in 5 casi in classe A e le restanti 2 in classe B.

Le misure denominate M1, M2, M3, S1 ed S4 risultano interpretabili e presentano tutte un massimo della curva HVSR che va da 2.5 a 3 Hz spostandosi verso Nord, il che suggerisce un progressivo innalzamento della superficie risonante. Adottando un valore della velocità media delle onde S nelle coperture sabbiose dell'ordine di 300 m/s (compatibile con le stime ottenute a mezzo dell'antenna sismica), il loro spessore risulta dell'ordine di 25-30 metri. Le forti ampiezze riscontrate nelle misure realizzate, indica poi la presenza d'un notevole contrasto d'impedenza con i materiali sottostanti, compatibile con i valori in tabella 6.5.

La misura S3 (di classe A1) presenta un netto massimo a 3 Hz, con elevati valori d'ampiezza. Quanto registrato trova un buon riscontro nel fatto che tale rilevazione sembra risiedere su terreni di riporto aventi uno spessore di 15-20 m circa, determinato a partire da una stima della velocità delle onde S dell'ordine di 200-300 m/s.

La misura S2, infine, non presenta nessun massimo netto; anche in questo caso il risultato sembrerebbe affidabile, visto che l'acquisizione dovrebbe poggiare sul substrato lapideo indicato in carta con la sigla RDO. Con il metodo degli algoritmi genetici, la curva di dispersione ottenuta dall'antenna sismica approntata a



N dell'abitato è stata invertita congiuntamente al rapporto H/V acquisito in sua prossimità (S1). Il profilo risultante mostra una variazione di velocità delle onde di taglio da 300 ad oltre 1300 m/s a circa 25-30 m di profondità (Fig. 6.20 e Tab. 6.5): probabilmente è stato intercettato il substrato lapideo affiorante poco più a N dell'area di misura. Inoltre, i valori di velocità ottenuti sono compatibili con quelli della prova Down Hole (DH33).

Il dettaglio di tutte le misure HVSR effettuate, completo di tabelle e grafici, si trova nel DvD allegato.

SONDAGGI MECCANICI

È stato eseguito un sondaggio meccanico (S 6.3) a carotaggio continuo, il cui foro è stato in seguito allestito per l'esecuzione di prove sismiche in foro tipo Down Hole. Per l'ubicazione esatta consultare la Carta delle indagini.

Nel sondaggio effettuato, che ha raggiunto i 33 m dal p.c., si nota materiale estremamente scadente nei primi 6 metri di profondità con valori di N_{spt} pari a 6, successivamente un'alternanza irregolare di materiali sciolti, sabbie limose e limi, a volte con consistenti porzioni ghiaiose, i cui valori di N_{spt} sono maggiori di 40. La prova effettuata a 27 m dal p.c. in un livello molto ghiaioso ha prodotto un rifiuto. Per la stratigrafia completa si rimanda al DvD allegato.

INDAGINI DOWN HOLE

I risultati dell'indagine Down Hole svolta all'interno del sondaggio sopra descritto (S 6.3 - DH 33, ubicazione nei pressi del campo sportivo, tendopoli) sono illustrati nel grafico di figura 6.21.

Le variazioni di V_s sono contenute tra i 200 m/s ed i 400 m/s circa per tutta la profondità dell'indagine e non evidenziano significative differenziazioni legate ai passaggi litologici.

DATI IDROGEOLOGICI

All'interno dell'area indagata affiorano diffusamente sabbie da sciolte ad addensate e, in misura minore, conglomerati in particolare nella fascia altimetrica compresa tra 560 m e 590 m s.l.m. Non sono

Fig. 6.20 → 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, nell'area di S. Eusanio Forconese. 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 a cui disaccordo con i dati sperimentali non eccede di oltre il 10% quello del profilo di massimo accordo.

TABELLA 6.5

h (m)	Vs (m/s)
2	132
6	225
13	319
7	687
10	1523
134	1225
∞	2006

Tab. 6.5 → profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array. I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Figura 6.20): h indica gli spessori mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

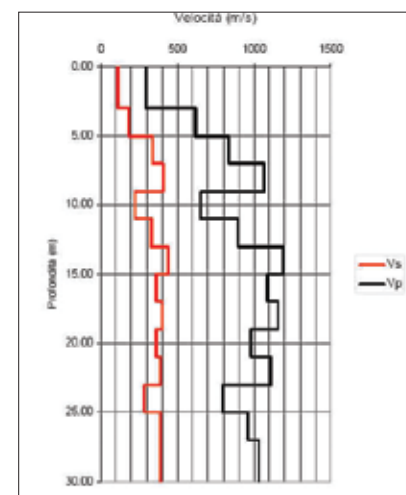


Fig. 6.21 → Profilo di velocità lungo il sondaggio S 6.3, località S.Eusanio Campo sportivo - tendopoli,, eseguito tramite prova Down-hole (DH33). Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

stati rinvenuti pozzi, in accordo con quanto comunicato dal personale dell'Ufficio Tecnico Comunale, che ha effettuato sondaggi per ricerca d'acqua con esito negativo. Pertanto, tali depositi sabbiosi risultano non saturi e verosimilmente l'acqua meteorica d'infiltrazione li attraversa raggiungendo direttamente la falda del substrato carbonatico.

6.2.2.4 Villa S. Angelo - Tussillo

Il centro abitato di Villa Sant'Angelo (579 m s.l.m.) e la frazione di Tussillo (633 m s.l.m.) sono ubicati circa 15 km a SE di L'Aquila, in destra idrografica del Fiume Aterno, a ridosso della dorsale carbonatica dei Monti d'Ocre. I valori di quota nella piana si aggirano intorno ai 550 m s.l.m. in prossimità del fiume. L'area perimetrata oggetto dello studio di MS è di 72 ha circa.

CARTA DELLE INDAGINI

Le indagini preesistenti, ricavate dalle fonti disponibili, comprendono una campagna (1 sondaggio, 1 profilo geoelettrico, misure di microtremori) realizzata per la costruzione della nuova scuola nell'area di Madonna dei Prati. È stato inoltre possibile definire le caratteristiche idrogeologiche dell'area attraverso l'analisi speditiva di dati derivanti da 19 pozzi per acqua e 2 sorgenti.

Le indagini realizzate specificamente durante l'attività di microzonazione sismica comprendono:

- 2 sondaggi a carotaggio continuo, S 6.6. e S 6.7 ubicati rispettivamente a Villa S. Angelo e nell'abitato di Tussillo, che hanno raggiunto la profondità di 30 metri. I due fori sono stati poi attrezzati per l'esecuzione di misure Down Hole.
- 17 e 5 misure a stazione singola HVSR, eseguite da Unisi e dall'INGV-Milano, per un totale di 22 acquisizioni. Inoltre, Unisi ha realizzato uno stendimento di sismica passiva (*array*), con lo scopo di ricavare il profilo di velocità delle onde di taglio nel sottosuolo.
- un profilo geoelettrico ERT, in prossimità del sondaggio 6.7, ad andamento circa N-S, per una lunghezza di 375 m.

Assetto litostratigrafico, tettonico e geomorfologico

Le caratteristiche litostratigrafiche e l'attuale assetto tettonico sono il risultato dell'evoluzione del margine settentrionale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese che, poco più a nord, si accavalla sui depositi silicoclastici messiniani della Formazione della Laga *Auctorum*. La successione carbonatica è costituita da depositi cretacici di piattaforma interna – margine, qui principalmente rappresentati da Calcarei ciclotemici a gasteropodi della successione Monti d'Ocre-Valle Aterno-Camarda (F. 359 "L'Aquila" - 1:50.000, Serv. Geol. It., 2006), datati al Cretacico inferiore, passanti a depositi cenozoici di rampa carbonatica prossimale (qui non affioranti).

Successivamente alla strutturazione dell'unità del Gran Sasso (*sensu* Blumetti *et al.*, 2002), iniziata nel Messiniano e proseguita, attraverso la strutturazione di *thrust* fuorisequenza, almeno fino al Pliocene inferiore (Centamore *et al.*, 2006), l'area è stata interessata da una tettonica distensiva, con faglie a direzione prevalente N140° - 150°, che ha dato origine alla depressione tettonica dell'Aterno. Uno di questi

elementi, a cinematica diretta, è ben osservabile ai piedi dell'abitato di Tussillo; esso è responsabile del ribassamento verso NE del substrato carbonatico della dorsale dei Monti d'Ocre e potrebbe aver, almeno in parte, obliterato precedenti piani di faglia a cinematica inversa.

La depressione tettonica è stata colmata da depositi fluvio-lacustri, pleistocenico-olocenici, rappresentati, in quest'area, da sabbie e ghiaie; essi costituiscono i terreni più largamente affioranti nell'area investigata, in particolare a Villa Sant'Angelo, insieme a breccie stratificate derivanti dall'evoluzione dei versanti (Tussillo). Tali depositi sono stati attribuiti ai Sintemi di Catignano (Pleistocene medio finale) e di Valle Majelama del Pleistocene superiore (F. 359 "L'Aquila" - 1:50.000, Serv. Geol. It., 2006) e, per le finalità del presente lavoro, ulteriormente suddivisi sulla base delle caratteristiche granulometriche. I due centri abitati presentano caratteristiche geologiche e strutturali diverse.

Tussillo, posto alla base del versante dei Monti d'Ocre, è, almeno in parte, sviluppato su substrato carbonatico affiorante, costituito dai Calcari ciclotemici a gasteropodi, localmente caratterizzati da un grado di fratturazione anche molto elevato, come effetto della presenza di elementi tettonici. Il substrato è parzialmente coperto da breccie stratificate di versante attribuite al sintema di Valle Majelama. Al piede del versante è osservabile il piano di faglia diretta che ribassa il substrato verso NE; su tale substrato dislocato si sviluppa la successione di depositi del sintema di Catignano, qui prevalentemente sabbioso-limosi, che raggiungono uno spessore di almeno 30 m (da sondaggio S 6.6).

I depositi di quest'ultima unità caratterizzano invece estesamente l'abitato di Villa Sant'Angelo che si sviluppa alla terminazione di un rilievo collinare allungato in direzione appenninica. Il substrato su cui sorge l'abitato è costituito quasi esclusivamente dai termini ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi del sintema di Catignano che passano, per eteropia, verso SW, ai sedimenti sabbiosi e sabbioso-limosi presenti anche nel sottosuolo dell'abitato di Tussillo (Fig. 6.22). I rapporti tra le due unità distinte non sono mai direttamente osservabili ma ipotizzati sulla base dei rilievi di terreno e supportati dai dati ottenuti in sondaggio. I sedimenti ghiaiosi mostrano spessori di almeno 30 m, ma si può ipotizzare che raggiungano i 60 m (dati da pozzo per acqua), pur con presenza di interdigitazioni, anche metriche, di sedimenti sabbioso-limosi.

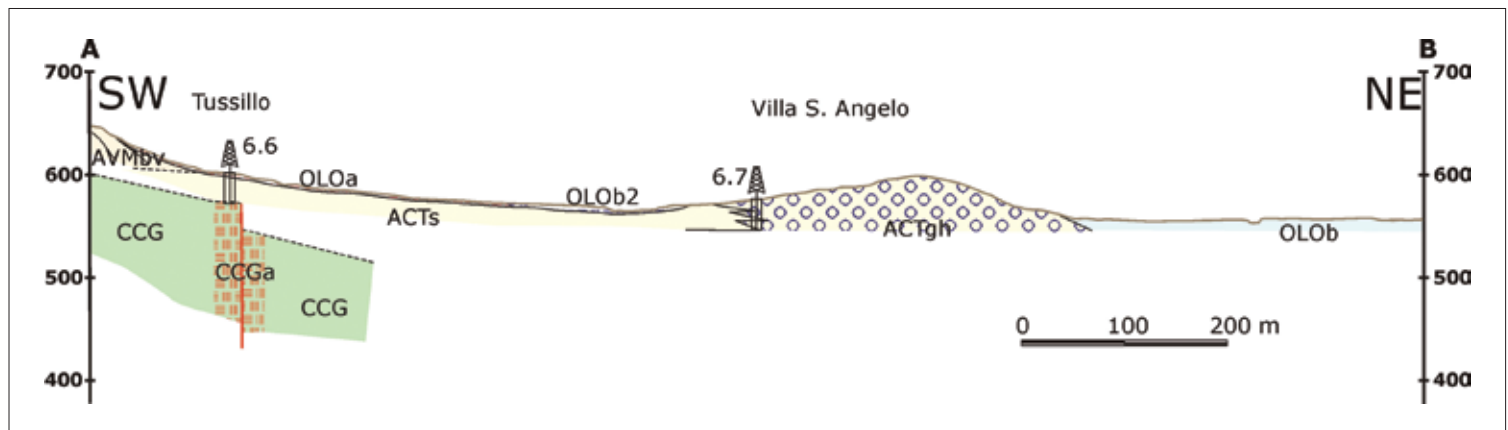


Fig. 6.22 → Profilo geologico nell'area di Villa S. Angelo. Per la sua ubicazione e la definizione delle unità si rimanda alla Carta geologica allegata al volume.

Dati strumentali

TOMOGRAFIA ELETTRICA

Lo stendimento, orientato in senso quasi meridiano (Carta delle Indagini), è ubicato a W del nucleo storico dell'abitato di Villa Sant'Angelo ed arriva a lambire sull'estremo S la zona di edificazione dei moduli di nuovo insediamento abitativo. Proprio per la presenza dell'attività cantieristica la lunghezza dello stendimento è stata limitata a 355 m. Le misure sono state eseguite con *array* Wenner e Wenner-Schlumberger, con spaziatura elettrodica di 5 m.

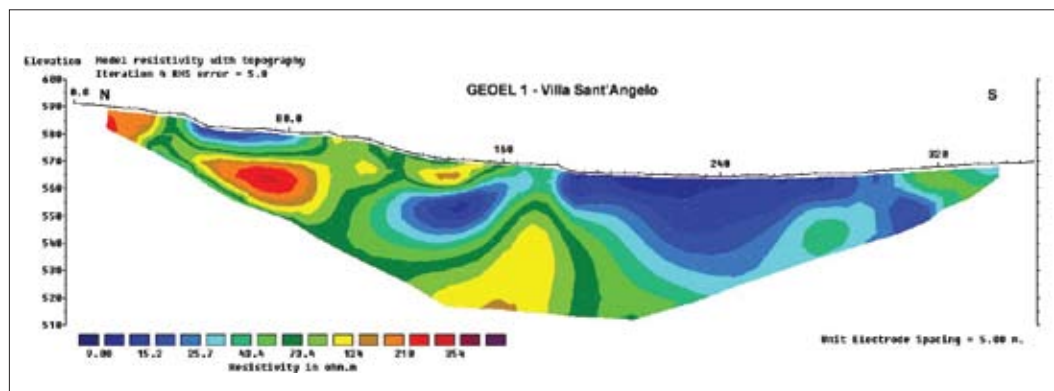


Fig. 6.23 → Tomografia elettrica realizzata nell'area di Villa S. Angelo lungo il profilo geoel1. Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

Procedendo da monte verso valle cioè da N verso S, si osserva nella prima parte della ERT la predominanza di valori di resistività piuttosto elevati, che talora superano i 300 Ωm , fatta eccezione per una anomalia conduttiva superficiale tra le progressive 40 e 90 m ed un nucleo conduttivo (intorno ai 10-15 Ωm) ubicato tra le progressive 125 m e 160 m ed ad una profondità di circa 15 m dal p.c. (Fig. 6.23). Proseguendo verso valle la tomografia è caratterizzata da un ambiente prettamente conduttivo anch'esso con valori pari a circa 10-15 Ωm . La correlazione dei valori di resistività con i litotipi è possibile attribuendo i valori più elevati ai termini ghiaiosi del sintema di Catignano che costituiscono la dorsale di Villa Sant'Angelo, ed i valori inferiori ai depositi di copertura ed ai termini limoso-sabbiosi dello stesso sintema. È quindi verosimile che il corpo conduttivo sviluppato entro i depositi ghiaiosi corrisponda ad un contatto in eteropia di facies tra questi e l'unità dei limi e sabbie. A fine sezione la presenza di valori di resistività più elevati è correlabile ai depositi dell'unità delle sabbie medio-fini addensate. I risultati della tomografia si accordano con le indicazioni della geologia di superficie suggerendo per i depositi limosi un'estensione limitata all'interno del settore topograficamente più depresso. I valori di resistività sembrerebbero essere anche influenzati dalla presenza della falda, intercettata dal pozzo 17 a circa 5 m di profondità.

INTERPRETAZIONE DATI HVSR E ARRAY

Delle 17 misure realizzate da Unisi, 9 risultano di classe A, mentre le restanti 8 sono di classe B. Le misure realizzate da INGV MI ricadono invece in 3 casi in classe A e in 2 in classe B.

Le misure ubicate nel centro storico di Villa Sant'Angelo e nelle sue vicinanze (M1, M1bis, M2, M3, S8, S3, S3bis, MI14, ANG1) presentano un massimo risonante a circa 1 Hz, con ampiezze dei rapporti spettrali comprese tra 2.5 e 3.5. Tali picchi in bassa frequenza sembrerebbero indicare uno spessore

delle coperture compreso tra 50 m e 80 m circa, nell'ipotesi che la velocità media delle coperture sia dell'ordine di 350 m/s, come indicato dai profili in Fig. 1???. Oltre a questa frequenza di risonanza, le misure mostrano massimi a più alte frequenze, compresi, per la gran parte d'esse, tra 6 e 7 Hz, ed in alcuni casi (S8, M114) collocate anche oltre i 10Hz. Questi massimi risultano appena accennati nelle misure M1bis, M2, M3 (si nota un lieve abbassamento della componente verticale) mentre sono abbastanza evidenti (ampiezze di circa 2.5) nelle misure M114 e AGN1, realizzate da INGV. La misura M114, in particolare, presenta, oltre ai picchi ad 1 e 7 Hz, anche un massimo a circa 13 Hz, che ritroviamo nella misura S8.

In generale, dunque, le misure esaminate suggeriscono la presenza di 2 orizzonti risonanti: il primo molto profondo (50-80 m) ed il secondo localizzato a circa 10-20 metri sotto il piano campagna (sempre nell'ipotesi che i valori di V_s nelle coperture siano dell'ordine di 350 m/s). I picchi con frequenze superiori a 10 Hz indicherebbero la presenza d'una sottilissima coltre superficiale sotto la misura, spesso pochi metri.

Le misure S5, S6, S7 ed ANG2 sono ubicate nell'area a NW, fuori dall'abitato, su depositi di origine eluvio-colluviale e alluvionale. Tali misure presentano tutte frequenze di risonanza comprese tra 2 e 3 Hz, con elevate ampiezze dei rapporti spettrali. Lo spessore approssimativamente stimato delle coperture in quest'area è compreso tra 30 m e 50 m (sempre utilizzando un valore di V_s nelle coperture dell'ordine di 350 m/s); le forti ampiezze dei rapporti spettrali sono poi indice d'un notevole contrasto d'impedenza con i materiali sottostanti. Nelle misure S5 ed S6 è inoltre presente un secondo picco a circa 10 Hz, sicuramente indicante la presenza d'un'interfaccia risonante superficiale. Quanto detto è confermato dai risultati della MASW ubicata nei pressi della S5, il cui profilo mostra due variazioni di velocità ad 8 m e 25 m di profondità, rispettivamente.

Le misure eseguite nell'abitato di Tussillo (M4, M5, M5bis, M6, TUS1) sono decisamente coerenti tra loro e tutte presentano un massimo risonante a circa 2 Hz, con ampiezze dei rapporti spettrali tra 3 e 4. Assumendo il valore di V_s nelle coperture pari a 350 m/s, il loro spessore si stima approssimativamente in 35-45 metri. Le misure ANG3 e S4, poste immediatamente ai piedi dell'abitato, manifestano un picco a 2 Hz, molto marcato rispetto alle precedenti rilevazioni esaminate (le ampiezze sono decisamente più elevate): queste differenze possono essere legate alla possibile presenza di riporti antropici nell'area di misura. In questo caso si può supporre un valore delle velocità delle onde S minore di quello ipotizzato per le misure nell'abitato, il che implica che il contrasto d'impedenza sismica al contatto con il substrato è maggiore.

Le misure S1 ed S2, ubicate a Nord-Est dell'abitato, non presentano alcun massimo risonante, il che non è incompatibile con i risultati della MASW, realizzata poco più a S. La presenza, infatti, di un'inversione di velocità tra 20 m e 28 m di profondità, come risulta dal profilo di V_s , potrebbe dare origine a misure HVSR sostanzialmente piatte.

La curva di dispersione, ottenuta dall'antenna sismica approntata sul margine Est dell'area di lavoro (ai piedi della collinetta su cui risiede Villa Sant'Angelo), è stata invertita congiuntamente al rapporto H/V acquisito in sua prossimità (S8). Il profilo risultante dall'inversione, realizzata col metodo degli algoritmi genetici, mostra una netta variazione di velocità alla profondità di circa 40 m: si passa infatti

da 350 m/s a circa 700 m/s (Fig. 6.24 e Tab. 6.6). La velocità di 350 m/s è compatibile con i risultati della prova Down Hole, realizzata nella parte N del centro storico.

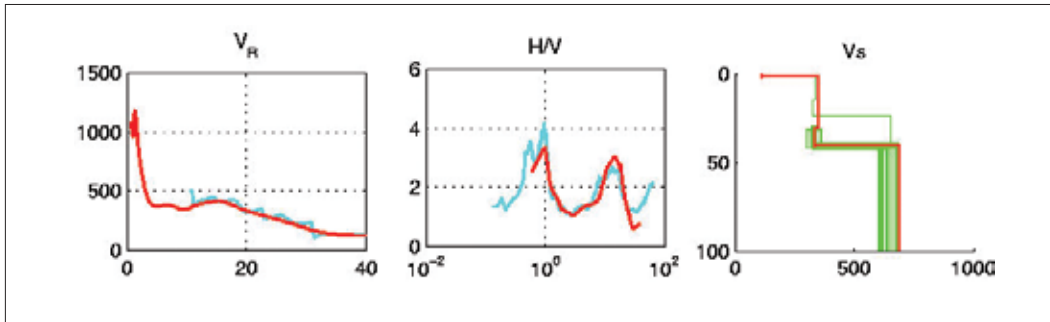


Fig. 6.24 → Risultati dell'inversione (con il metodo degli algoritmi genetici) della curva di dispersione effettiva ricavata in corrispondenza dell'array e della curva HVSR ottenuta nella stessa posizione, nell'area di Villa S. Angelo.. A sinistra: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (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.

Le velocità ottenute da queste due indagini sono state utilizzate come indicazione di massima per altre 4 inversioni realizzate con le sole curve HVSR, nei punti di misura M1, M2, S3, S7 (Fig. 6.25). I profili di velocità ottenuti dalle inversioni delle misure M2, S3 ed S7 mostrano, tutti, una variazione di velocità tra circa 300 m/s e 700 m/s; l'interfaccia individuata da tale variazione, tuttavia, si presenta, per le diverse misure, a profondità differenti: circa 25 m nella S3 e nella S7, oltre 50 m nella M2. L'inversione prodotta dalla misura M1 presenta un'interfaccia alla profondità di circa 70 m con variazione della velocità da 250 m/s a 550 m/s.

TABELLA 6.6

h (m)	Vs (m/s)
2	109
29	350
10	334
119	686
296	935
∞	1384

Tab. 6.6 → profilo di velocità delle onde S in corrispondenza dell'array. I valori corrispondono alla curva di massimo accordo con i valori sperimentali (Figura 6.24): h indica gli spessori mentre Vs indica il valore di velocità delle onde S.

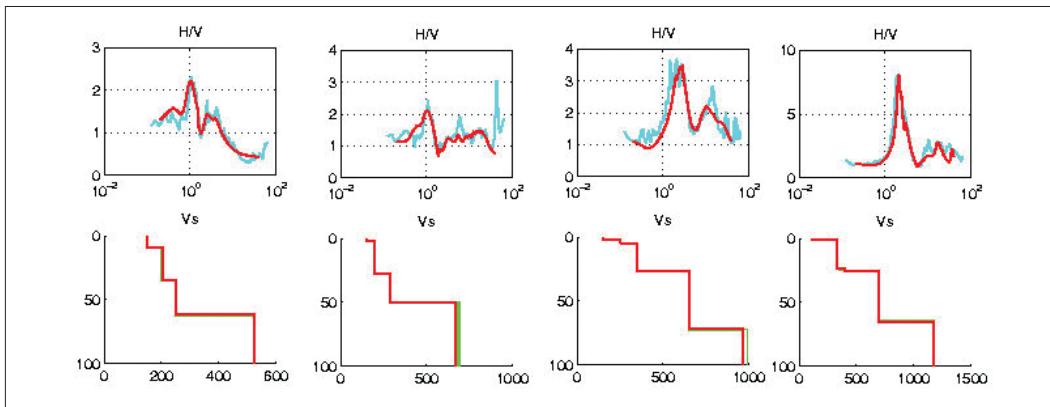


Fig. 6.25 → risultati dell'inversione (con il metodo degli algoritmi genetici) delle curve HVSR M1, M2, S3 ed S7 (rispettivamente nell'ordine da sinistra verso destra), realizzate nell'area di Villa S. Angelo. In alto: confronto fra curva teorica risultante dall'inversione (in rosso) e quella sperimentale (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.

Il dettaglio di tutte le misure HVSR effettuate, completo di tabelle e grafici, si trova nel DVD allegato.

PROSPEZIONI MASW

Sono state eseguite due prospezioni MASW nell'area in esame, una a NE dell'abitato di Villa S. Angelo (vsang1 - Lat 42°16'27" Long 13°32'22"), nella piana a poca distanza dal Fiume Aterno, ed una a N dell'abitato di Tussillo (tussi1 - Lat 42°16'16" Long 13°31'50"). Per la loro esatta ubicazione si rimanda alla Carta delle indagini.

La prospezione vsang1 è stata eseguita utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2 m, con *off-set* di energizzazione pari a 5 m. Di seguito si riporta una tabella riassuntiva del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sismica.

TABELLA 6.7

Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0	1,2	1,2	0	143	0	1,84
2	1,2	10,1	8,9	0,2	357	0	2,05
3	10,1	21	10,9	0,8	709	37	2,11
4	21	27,6	6,6	0,6	330	16	1,97
5	27,6	-	-	-	667	52	2,1

Tab. 6.7 → Tabella riassuntiva dei parametri ricavati dalla prova MASW effettuata nella zona di Villa S. Angelo.

La velocità media di propagazione delle onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 414 m/s.

Il programma di calcolo fornisce inoltre, mediante correlazioni empiriche e sperimentali, per ogni sismostrato individuato, la seguente stima approssimativa dei principali parametri sismo-elastici:

TABELLA 6.8

Sismostrato	Vp (m/s)	Modulo di Poisson (-)	Modulo di taglio (MPa)	Modulo di compressibilità (MPa)	Modulo di Young (MPa)
1	416	0,43	38	269	108
2	967	0,42	261	1567	741
3	1282	0,28	1063	2058	2720
4	709	0,36	215	704	584
5	1228	0,29	936	1924	2416

Tab. 6.8 → Tabella riassuntiva della stima dei parametri sismo-elastici dei terreni, calcolata attraverso correlazioni empiriche e sperimentali.

Nel caso specifico, per la determinazione dei parametri fisici sopra esposti, lo spazio di ricerca è stato fissato tenendo conto dello spettro di velocità ricavato sperimentalmente e subordinatamente, da alcune informazioni scaturite da rilevamenti eseguiti nell'area.

Anche la prospezione tussil è stata eseguita utilizzando 24 geofoni distanti tra loro 2,0 m, con *off-set* di energizzazione pari a 2 m. Di seguito si riporta una tabella riassuntiva del *modelling* e dei parametri stimati con l'indagine sismica.

TABELLA 6.9

Sismostrato	da m	a m	spessore (m)	+ / - (m)	Vs (m/s)	+ / - (m/s)	γ (g/cm ³)
1	0	3,2	3,2	0,2	173	2	1,88
2	3,2	7,8	4,6	0,3	190	3	1,87
3	7,8	15,1	7,3	0,5	342	14	2,02
4	15,1	24,8	9,7	1,2	340	18	1,97
5	24,8	32,1	7,3	1,5	484	32	2,06
6	32,1	-	-	-	599	34	2,08

Tab. 6.9 → Tabella riassuntiva dei parametri ricavati dalla prova MASW effettuata nella zona di Tussillo.

La velocità media di propagazione delle Onde di taglio entro i 30 m di profondità si stima pari a 291 m/s. Il programma di calcolo fornisce inoltre, mediante correlazioni empiriche e sperimentali, per ogni sismostrato individuato, la seguente stima approssimativa dei principali parametri sismo-elastici:

TABELLA 6.10					
	Vp	Modulo di Poisson	Modulo di taglio	Modulo di compressibilità	Modulo di Young
Sismostrato	(m/s)	(-)	(MPa)	(MPa)	(MPa)
1	478	0,42	56	354	160
2	466	0,4	67	316	189
3	860	0,41	236	1177	664
4	712	0,35	228	696	616
5	1047	0,36	484	1619	1320
6	1127	0,3	747	1649	1948

Tab. 6.10 → Tabella riassuntiva della stima dei parametri sismo-elastici dei terreni, calcolata attraverso correlazioni empiriche e sperimentali

Nel caso specifico, per la determinazione dei parametri fisici sopra esposti, lo spazio di ricerca è stato fissato tenendo conto dello spettro di velocità ricavato sperimentalmente e subordinatamente, da alcune informazioni scaturite da rilevamenti eseguiti nell'area.

Come è evidente, in nessuna delle due prospezioni eseguite rimane individuato, nell'ambito della profondità investigata, alcun *bedrock* sismico.

SONDAGGI MECCANICI

Sono state effettuate due perforazioni a carotaggio continuo nei centri abitati di Tussillo (S 6.6) e Villa S. Angelo (S 6.7), entrambe attestata a -30 m da p. c. Per la loro corretta ubicazione si rimanda alla Carta delle indagini.

Nella perforazione di Tussillo (S 6.6) si incontrano terreni limoso-sabbiosi e limoso-argillosi fino alla profondità di 27 m dal p.c. per passare poi ad un terreno detritico, in matrice sabbioso-limosa, molto addensato. I valori di N_{spt} sono costanti intorno a 27-28 per i primi 20 m, diventano poi più elevati (40-45) fino a raggiungere il rifiuto a fondo foro nella parte più profonda della perforazione.

Nella perforazione di S. Angelo (S 6.7) si incontrano livelli di ghiaie e sabbie fino a 18 m dal p.c. dove si incontrano degli strati di limo e argilla sabbiosi fino ai 25 m per poi rientrare nelle ghiaie. I valori di N_{spt} sono molto dispersi e vanno decrescendo dal rifiuto negli strati ghiaiosi superficiali a 42 colpi a 25 m da piano campagna, per ritornare al rifiuto a fondo foro.

Per la stratigrafia completa si rimanda al DVD allegato.

INDAGINI DOWN HOLE

Nei fori dei due sondaggi meccanici effettuati nell'area, opportunamente allestiti, sono state effettuate 2 prove Down Hole.

Nella perforazione di Tussillo [S 6.6 - DH36, centro storico di Tussillo, Fig. 6.26] i valori di V_s nei primi 15 m non superano i 300 m/s con una media di 180 circa. Dai 15 ai 27 m la V_s media sale intorno ai 300 m/s, con punte di 600, per poi saltare intorno ai 27 m dal p.c. da 500 m/s a 900 m/s. Lo scalino ai 27 m sembra corrispondere al passaggio tra i limi argillosi ed il materiale ghiaioso sabbioso incontrato in sondaggio.

Nella perforazione di Villa S. Angelo [S 6.7 - DH37, a N della piazza di Villa, Fig. 6.27] i valori di V_s si attestano su una media di circa 300 m/s per tutta la profondità dell'indagine, raggiungendo solo per un piccolo spessore (tra i 19 ed i 21 m dal p.c.), in corrispondenza di un livello limoso-sabbioso a maggiore consistenza, un valore di 400 m/s. Solo avvicinandosi alla parte terminale del foro, alla profondità di 27 m dal p.c., cui corrisponde un livello ghiaioso con matrice sabbiosa argillosa, sembra apparire un aumento della V_s che raggiunge i 500 m/s.

DATI IDROGEOLOGICI

Il territorio investigato si trova in destra idrografica del Fiume Aterno ed è delimitato ad Ovest dai rilievi carbonatici di piattaforma che costituiscono la struttura idrogeologica dei

Monti Velino - Sirente. Il territorio è compreso tra i 650 m s.l.m. presso la località di Tussillo (nucleo abitato posto ai piedi dei rilievi calcarei) ed i 550 m s.l.m. in prossimità del Fiume Aterno.

Dal punto di vista geologico l'area investigata si sviluppa all'interno degli affioramenti fluviali e fluvio-lacustri del Fiume Aterno e dei depositi basali dei rilievi carbonatici.

Nel corso dei rilevamenti sono stati censiti 19 pozzi (Tab. 6.11) per uso irriguo qui di seguito riportati.

Per tutti i pozzi non sono disponibili stratigrafie certe ma soltanto generiche notizie riferite dai proprietari intervistati. In linea generale la stratigrafia è caratterizzata da un'alternanza di sabbie, breccie, ghiaie, limi, argille e da livelli di torba. Relativamente al pozzo n. 17, il proprietario ha riferito che durante la perforazione sono state incontrate alcune falde poste a diverse quote e contenute nelle sabbie e ghiaie ed una falda profonda presente nelle sabbie dello spessore di 7 m.

Dall'analisi dei valori piezometrici rilevati in campagna si individua un'area di alimentazione ubicata ad ovest del vecchio centro storico di Villa e che defluisce principalmente in direzione SSE e NE verso il Fiume Aterno. In particolare:

- nell'area a S del centro storico, dove sono stati censiti 5 pozzi, il livello piezometrico oscilla tra i 565 e i 553 m s.l.m., mentre dal p.c. la falda si rinviene tra i 6 ed i 5 m circa;
- nella zona ad W del paese, dove sono stati censiti 6 pozzi perforati, la falda intercettata è posta tra i 11 ed i 5 m circa dal p.c., corrispondenti a quote piezometriche pari a 574 m e 566 m s.l.m. In tale area è stato censito anche un pozzo scavato a mano, dove il livello piezometrico è stato rinvenuto alla profondità di 2 m dal piano campagna.
- nella zona a SE del paese sono stati misurati tre pozzi, la falda è posta a circa 17 m e 14 m da p.c.

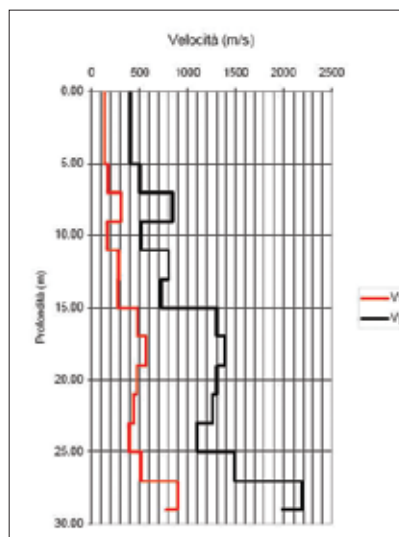


Fig. 6.26 → Profilo di velocità lungo il sondaggio S 6.6, località Tussillo, eseguito tramite prova *Down-hole* (DH36). Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

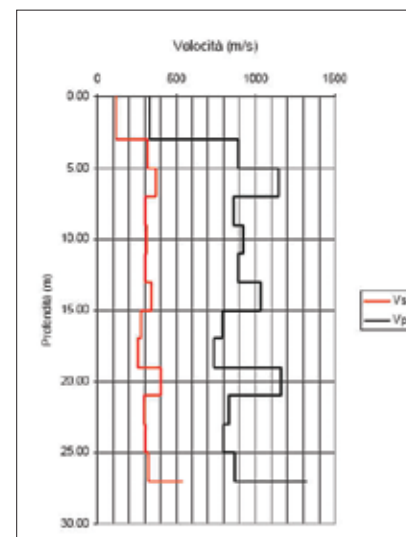


Fig. 6.27 → Profilo di velocità lungo il sondaggio S 6.7, località Villa S. Angelo, eseguito tramite prova *Down-hole* (DH37). Per la corretta ubicazione sul terreno si rimanda alla Carta delle indagini allegata al volume.

corrispondenti a quote piezometriche pari a 551 m e 548 m s.l.m.;

- nella fascia ricadente tra la linea ferroviaria ed il Fiume Aterno sono stati individuati 4 pozzi (di cui uno in territorio comunale di San Demetrio nè Vestini) nei quali la falda è stata rinvenuta a 14 m e 20 m circa dal p.c., corrispondenti a 545 m e 543 m s.l.m.;
- nel centro abitato è stato censito un pozzo di profondità pari a 60 m dove il livello della falda è stato misurato a 38 m circa dal p.c.

Il corso del Fiume Aterno, nel tratto esaminato, è arginato e scorre ad una quota superiore rispetto al livello di falda misurato nei suddetti pozzi.

È da evidenziare la presenza di un'opera di captazione denominata Fontevicchia, ubicata in località Madonna dei Prati, in prossimità dell'area destinata alla realizzazione delle strutture prefabbricate. L'opera è costituita da due gallerie drenanti orientate circa E-W, d'altezza media pari a due metri ed ubicate lateralmente a due vasche di raccolta di forma approssimativamente quadrata. Da una relazione "Indagini geofisiche presso S. Angelo", reperita presso l'U.T.C., si evince che il profilo geoelettrico ha individuato tale opera alla profondità di circa 1,5 m, e che potrebbe pertanto essere stata realizzata nelle sabbie medio-fini non cementate.

A S del centro urbano, in prossimità del limite della perimetrazione, è stato rilevato un laghetto. Da quanto riferito dalla popolazione, il lago si è originato in seguito ad un'escavazione che ha comportato l'affioramento della sottostante falda acquifera presente con buona probabilità nell'acquifero sabbioso.

In ultimo è da evidenziare la presenza di una piccola sorgente affiorante lungo la scarpata ubicata sul lato est del paese che al momento del sopralluogo risultava secca. Da notizie raccolte sul posto tale venuta d'acqua risulta secca da diverso tempo.

In sintesi nell'area in esame è presente un acquifero costituito da sabbie medio-fini non cementate che presentano una permeabilità media e da ghiaie non cementate con matrice sabbiosa grossolana aventi una permeabilità alta.

Mentre nella piana ubicata a sud del centro abitato la falda si rinviene ad una profondità di circa 5-6 m, nella restante parte del territorio la falda viene intercettata ad una profondità più alta.

Data la scarsità di dati esistenti non è possibile pervenire ad una valutazione attendibile della potenzialità della falda ma, sulla scorta dei dati sommari forniti dagli stessi proprietari e relativi alla produttività dei pozzi, si può affermare l'esistenza di una discreta circolazione idrica nei suddetti terreni che garantisce un continuo approvvigionamento idrico per uso agricolo.

Tab. 6.11 → Tabella riassuntiva dei dati rilevati nel corso del censimento speditivo dei pozzi per acqua nell'Area di Villa S. Angelo.

TABELLA 6.11					
Pozzo	Uso	Quota p.c. m s.l.m.	Prof. falda. m	Quota falda m s.l.m.	Prof. pozzo m
10	Irriguo	585,14	38,65	547	59,4
11	Irriguo	564,44	16,9	548	99,7
12	Irriguo	565,88	13,79	551	34,85
13	Irriguo	561,58	13,65	548	23,3
14	Irriguo	570	4,9	565	11,7
15	Irriguo	562,17	6,18	556	23,8
16	Irriguo	577,46	11,24	566	27,6
17	Irriguo	572	5,1	567	24,8
18	Irriguo	581,21	6,96	574	24,12
19	Irriguo	578,31	7,46	571	20,6
20	Irriguo	572,52	1,9	571	6,8
21	Irriguo	575	5,5	570	26,4
22	Irriguo	559,47	14,34	545	34,24
23*	Irriguo	561,7	19	543	27,3
31	Irriguo	559	4,81	554	26
30	Irriguo	558	4,95	553	21,3
32	Irriguo	559	4,74	554	26
33	Irriguo	563	18,7	544	30
34	Irriguo	564	19,86	544	35

*Il pozzo n° 23 ricade nel comune di S. Demetrio nè Vestini in prossimità della stazione F.S. di Villa S. Angelo

6.3 CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA

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

FOSSA

La Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica dell'abitato di Fossa è stata redatta sulla base dei risultati dei rilievi sul terreno, di due sondaggi a carotaggio continuo, due prospezioni geofisiche e della stratigrafia di un sondaggio tratta dalla banca-dati della L. 464/84, realizzata e gestita dal Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia dell'Ispira. La caratterizzazione dei litosomi affioranti, in particolare riguardo agli spessori e alle geometrie profonde, presenta ancora diversi aspetti indeterminati. L'area in esame è stata suddivisa in diverse zone riferibili a: Zone stabili, Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali e Zone instabili unicamente per instabilità di versante.

Alla prima tipologia appartiene una sola area, indicata con la sigla 1011, di limitata superficie e ubicata sulla propaggine settentrionale di M. Cerro. In questa sono presenti litotipi riferibili alla successione carbonatica meso-cenozoica.

La maggior parte dell'area indagata è stata suddivisa in zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

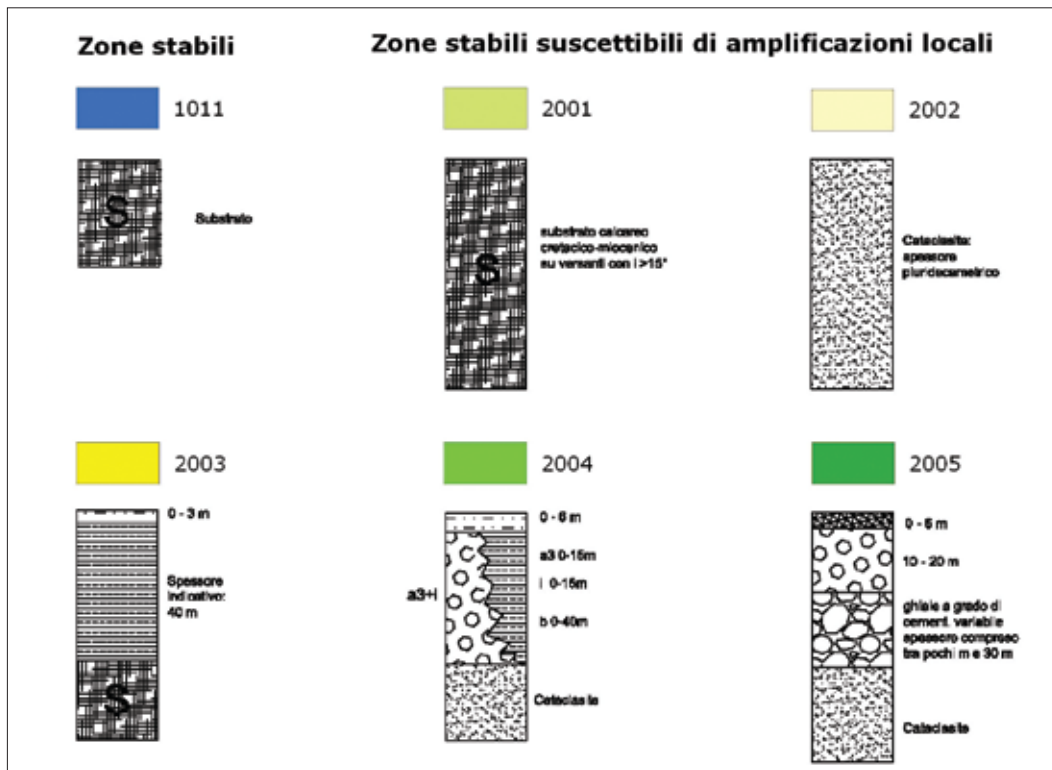


Fig. 6.28 → Alcuni esempi di colonne stratigrafiche schematiche relative a zone stabili suscettibili di amplificazioni locali (1011, 2001, 2002, 2003, 2004 e 2005) presenti sulla Carta di Microzonazione sismica di primo livello o Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) dell'area perimetrata denominata Fossa.

(Fig. 6.28). La zona indicata con la sigla 2001 è costituita dagli stessi litotipi presenti nella 1011, suscettibili di amplificazione per motivi topografici, poiché affiorano su un pendio avente un'inclinazione superiore ai 15° . Corrisponde a un'area di limitate dimensioni, situata sulla propaggine settentrionale del M. Cerro, accanto alla 1011.

Nella zona distinta con la sigla 2002 affiorano ancora gli stessi litotipi presenti nella 1011, suscettibili di amplificazioni locali per l'intensa fratturazione di origine tettonica, che ne ha modificato profondamente le originarie caratteristiche fisico-meccaniche. I litotipi aventi tali caratteristiche affiorano in un'ampia fascia del versante sovrastante l'abitato e le relative strade di accesso.

La zona 2003 comprende l'intera porzione di piana alluvionale che ricade nell'area indagata; in essa affiorano limi argillosi e sabbie limose con lenti di ghiaia eterometrica, da poco a molto addensati, di origine alluvionale. Relativamente allo spessore di questi litotipi, si hanno a disposizione le stratigrafie di due sondaggi; nella prima (L. 464/84) sono state perforate circa 40 m di alluvioni, appoggiate direttamente sul substrato calcareo. Nel secondo sondaggio (6.5), realizzato nell'ambito delle attività di microzonazione sismica, le alluvioni sono state attraversate fino al fondo foro (profondità di 30 m), ma in questo caso il substrato non è stato intercettato.

La zona 2004 corrisponde morfologicamente alla fascia di transizione tra la piana alluvionale e il versante. Nella parte meridionale affiorano depositi colluviali costituiti da limi e limi sabbiosi con frequenti clasti calcarei, grado di addensamento generalmente molto basso, ridotta coesione apparente, che formano una coltre detritica molto irregolare. I risultati delle indagini effettuate indicano per questo deposito uno spessore variabile tra 1 m e 6 m. Tali terreni poggiano a monte su detriti di falda e a valle su depositi alluvionali, parzialmente eteropici. Nella porzione settentrionale della zona ai colluvi si alternano detriti di falda e depositi di conoide di origine mista (*debris flow* o torrentizi); queste due litofacies sono costituite prevalentemente da ghiaie calcaree, eterometriche, in matrice limosa e limoso-sabbiosa, da molto addensate a sciolte e con grado di cementazione nullo o limitato. Esse hanno uno spessore compreso tra alcuni metri e 20 m e poggiano su depositi alluvionali.

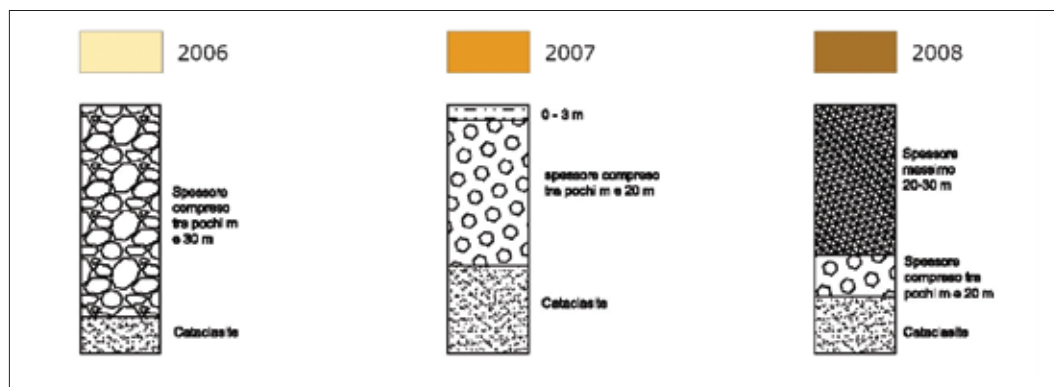


Fig. 6.29 → Alcuni esempi di colonne stratigrafiche schematiche relative a zone stabili suscettibili di amplificazioni locali presenti (2006, 2007 e 2008) sulla Carta di Microzonazione sismica di primo livello o Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) dell'area perimetrata denominata Fossa.

Con la zona 2005, situata nella parte settentrionale dell'area d'indagine, è stata delimitata una porzione dei conoidi di origine mista (*debris flow* o torrentizi), citati nella zona precedente, costituiti da ghiaie eterometriche, mal stratificate o a struttura caotica, in matrice limoso-sabbiosa, talora prevalente. In tale zona, i dati acquisiti dalle indagini non consentono di stabilire dei valori certi per lo spessore dei sedimenti, tuttavia dall'analisi morfologica e tenendo conto dello spessore massimo affiorante, si possono ipotizzare valori compresi tra alcuni metri e 20 m; ricordiamo che in questo tipo di sedimenti tale parametro è molto variabile lateralmente. Questi litotipi poggiano su detriti di falda antichi di spessore dell'ordine di alcune decine di metri.

Nella zona distinta con la sigla 2006 (Fig. 6.29) affiorano detriti di versante antichi costituiti da breccie calcaree eterometriche, generalmente addensate e mal classate, frequentemente clasto-sostenute, mal organizzate, in matrice limoso-sabbiosa biancastra, da debolmente cementate a ben cementate. Tali litotipi possono avere uno spessore massimo di 25-30 m, inferito in base ai dati di campagna, e sensibili variazioni laterali, analogamente agli altri depositi detritici. Essi poggiano sul substrato carbonatico meso-cenozoico, intensamente fratturato dall'attività tettonica.

Nella zona 2007 si sviluppa gran parte dell'abitato di Fossa ed in particolare tutto il centro storico, profondamente e diffusamente danneggiato nel corso della recente crisi sismica. In essa affiorano diverse generazioni di detriti di falda, aventi analoghe caratteristiche fisico meccaniche, ma differenziate nella carta geologica in diverse unità stratigrafiche. Si tratta di detriti più recenti rispetto a quelli affioranti nella zona 2006. Sono costituiti da ghiaie calcaree, eterometriche, in matrice limosa e limoso-sabbiosa, da molto addensate a sciolte e, nella maggior parte dei casi, con grado di cementazione nullo o limitato. Per determinare con maggior dettaglio lo spessore di questi sedimenti e integrare i dati acquisiti nel corso dei rilievi, è stato realizzato, nell'ambito delle attività di microzonazione sismica, un sondaggio nel centro abitato di Fossa (S 6.4). In tale perforazione i detriti sono stati intercettati fino alla profondità di circa 12 m; al di sotto e fino al fondo foro, situato a 30 m di profondità, è stato attraversato il substrato calcareo intensamente fratturato, ridotto ad una cataclasite. Integrando i risultati di questa stratigrafia con quelli derivanti dall'analisi geomorfologica e considerando lo spessore massimo di affioramento, è possibile ipotizzare per tali detriti uno spessore massimo di circa 20 m. Sottolineiamo che per questo tipo di sedimenti lo spessore può essere molto variabile lateralmente.

Con la zona 2008 è stato delimitato il grande accumulo di materiali di riporto che colma la dolina del centro storico di Fossa, dove è stata realizzata un'ampia piazza. Confrontando la situazione attuale della dolina con quella visibile nelle foto aeree del 1954, si desume che lo spessore dei materiali di riporto è rilevante; si possono supporre valori dell'ordine di 20-30 metri. Al di sotto è ipotizzabile la presenza di detriti di falda provenienti dal versante sovrastante, di spessore imprecisato, e sotto ancora detriti derivanti dal collasso della dolina.

A causa dell'elevata energia di rilievo e dell'intensa fratturazione tettonica, il versante che sovrasta il centro storico di Fossa, situato in parte nell'area indagata e in misura maggiore al di fuori di essa, è interessato dal frequente distacco di massi e blocchi di roccia, per fenomeni di crollo e/o ribaltamento, che possono raggiungere il paese. Nel corso della recente crisi sismica, infatti, molteplici elementi lapidei, con dimensioni fino ad alcuni metri cubi, si sono distaccati da diverse aree del versante e hanno raggiunto l'abitato, producendo gravi danni a strutture e infrastrutture. È stata perimetrata, perciò, un'ampia zona instabile per instabilità di versante, indicata con la sigla 3022, che comprende la fascia di abitato più direttamente esposta a tale rischio idrogeologico. Si auspica che nel futuro vengano effettuati studi e indagini mirate alla valutazione del rischio di fenomeni di crollo e/o ribaltamento che riguarda l'abitato di Fossa, non previsti dall'attività di microzonazione sismica svolta finora.

Sono state cartografate altre quattro zone caratterizzate da instabilità di versante, indicate con la sigla 3022, ubicate in cave di detrito abbandonate, il fronte di cava è stato interessato periodicamente da fenomeni di crollo e/o ribaltamento che hanno formato alla base degli accumuli di materiale detritico. L'orlo di scarpata delle cave così come gli stessi accumuli detritici mostrano le evidenze di recenti

mobilizzazioni per gravità. Sul versante sovrastante l'abitato sono state perimetrare altre due zone, classificate con la sigla 3025, corrispondenti a porzioni di accumuli di detrito di falda interessate da movimenti gravitativi complessi per crollo e scorrimento, innescati dalla recente crisi sismica.

Nel corso dei rilievi sul terreno, sono state visitate numerose cavità sotterranee, di origine antropica, situate al di sotto di abitazioni e strade; esse costituiscono un grave pericolo per le persone, le strutture e le infrastrutture, pertanto dovrebbero essere oggetto di censimento e consolidamento.

CASENTINO

La carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica dell'abitato di Casentino è stata redatta sulla base dei risultati degli studi effettuati, consistiti nei rilievi sul terreno, in due sondaggi a carotaggio continuo e in due prospezioni geofisiche. La caratterizzazione dei litosomi affioranti non può essere considerata completa, in particolare riguardo agli spessori e alle geometrie profonde, poiché presenta ancora diversi aspetti indeterminati. L'area in esame è stata suddivisa in diverse zone comprendenti: Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali e Zone instabili unicamente per instabilità di versante. Nella **figura 6.30** sono visibili alcune delle colonne stratigrafiche riferite alle aree sotto descritte. Per la legenda completa si rimanda alla Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica allegata.

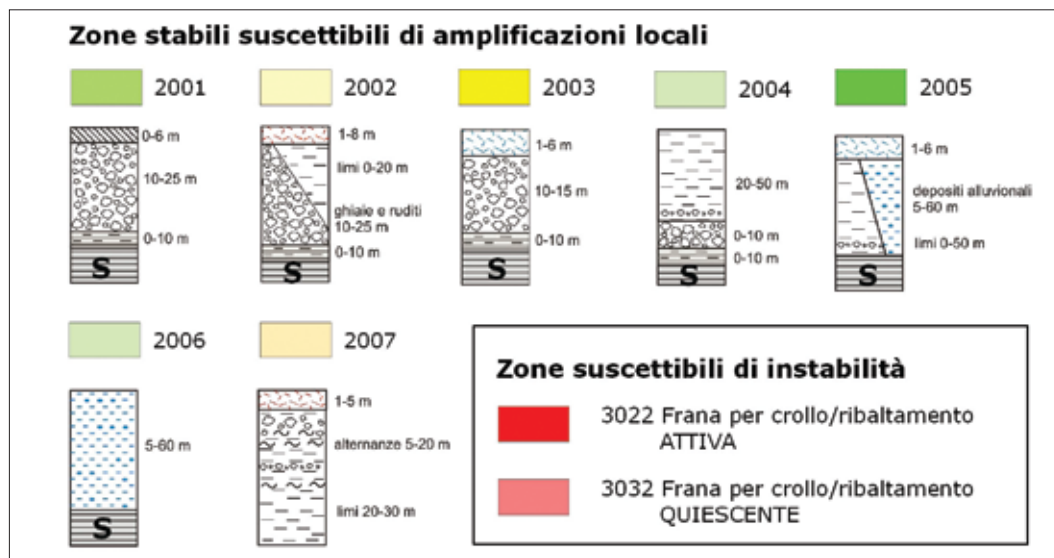


Fig. 6.30 → Alcuni esempi di colonne stratigrafiche schematiche relative a zone stabili suscettibili di amplificazioni locali presenti (dal 2001 al 2007) e a zone suscettibili di instabilità (3022 e 3032) sulla Carta di Microzonazione sismica di primo livello o Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) dell'area perimetrata denominata Casentino.

La gran parte del territorio indagato ricade tra le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali. Nella zona distinta con la sigla 2001 affiorano detriti di falda e di conoide di origine mista, costituiti da ghiaie e breccie calcaree, eterometriche, generalmente ben addensate, in matrice prevalentemente limosa, con grado di cementazione variabile. I dati disponibili acquisiti nel corso dei rilievi sul terreno e del sondaggio (6.8) effettuato all'interno dell'abitato, che ha attraversato questo deposito per circa 18 m, consentono di ipotizzare spessori compresi tra 10 e 25 m. Ricordiamo, inoltre, che lo spessore di questo tipo di sedimenti può essere molto variabile lateralmente. Tali litotipi poggiano sul substrato carbonatico meso-cenozoico; in particolare nel sondaggio sotto ai detriti sono state intercettate le Argille ad Orbulina. Sui detriti si sviluppa quasi tutto il centro storico di Casentino, gravemente danneggiato

nel corso della recente crisi sismica, probabilmente anche a causa della vetustà degli edifici.

Nella zona 2002 affiorano detriti di falda più recenti, costituiti da ghiaie calcaree, clinostratificate, eterometriche, da molto addensate a sciolte, con matrice limoso-sabbiosa, nella maggior parte dei casi con un grado di cementazione nullo o limitato. I dati acquisiti durante il rilevamento sul terreno non sono esaustivi per la definizione dello spessore di questi litotipi, molto variabile lateralmente; si può ipotizzare, tuttavia, un intervallo compreso tra 1 m e 8 m. Le ghiaie poggiano in parte sul detrito di versante più antico, in parte sui limi lacustri (descritti nella zona 2004) ed affiorano ai margini del centro abitato.

Nella zona 2003, corrispondente al ripiano sovrastante l'abitato, affiora una coltre di spessore variabile fra 1 e 6 metri di depositi colluviali, costituiti da limi e limi sabbiosi con frequenti clasti calcarei, grado di addensamento generalmente molto basso, ridotta coesione apparente. Tali terreni poggiano sui detriti di falda antichi. Simili litotipi, con analoghi spessori, affiorano anche nella zona 2005 che occupa un'ampia superficie situata nella parte settentrionale e orientale dell'area indagata. In questo caso però i depositi colluviali poggiano in parte su limi lacustri e in parte su depositi di piana alluvionale, costituiti entrambi da sedimenti sciolti con spessori di diverse decine di metri.

Nella zona 2004 ritroviamo depositi lacustri rappresentati prevalentemente da limi, limi argillosi e limi sabbiosi, con frequenti laminazioni, da mediamente a ben addensati. Sono presenti anche livelli torbosi di spessore variabile, fino ad un metro circa, e nella parte bassa della successione intercalazioni di detriti di versante. Poiché i dati di rilevamento non consentono di definire esattamente lo spessore massimo, è stato effettuato un sondaggio nella parte bassa del paese (6.2). In questa perforazione i limi sono stati attraversati per circa 30 m di profondità, poi alcuni metri di ghiaia, attribuibili all'unità dei detriti di falda antichi. Integrando tutti i dati acquisiti, compresi quelli derivanti dall'analisi geomorfologica, è possibile ipotizzare per questi litotipi uno spessore complessivo di circa 50 m. Su questi litotipi poggiano le abitazioni più recenti di Casentino, che non hanno riportato lesioni importanti durante il terremoto.

La zona 2006 occupa l'estremità settentrionale dell'area in studio, in essa vi affiorano depositi alluvionali costituiti da limi sabbioso argillosi con lenti di ghiaie eterometriche; il grado di addensamento varia tra molto basso ad elevato in profondità. Lo spessore della coltre alluvionale può essere stimato fra 5 m e 60 metri, in accordo con quanto riportato in Bosi & Bertini (1970) che indicano, in prossimità dei versanti, una profondità del substrato non superiore a 50-60 m. Questo dato viene anche confermato dalla stratigrafia di un sondaggio realizzato alla base del versante di Fossa, che indica uno spessore di alluvioni di circa 40 m al di sopra del substrato calcareo. La stratigrafia è tratta dalla banca-dati della L. 464/84, realizzata e gestita dal Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia dell'Ispra.

Nella zona 2007, posta lungo il versante immediatamente a nord dell'abitato, al di sotto di una coltre detritica di spessore non cartografabile, sono presenti litotipi limoso argillosi di origine lacustre, detriti di falda recenti ed attuali e sedimenti di suoli, per uno spessore complessivo che varia fra 5 m e 20 metri. Questi litotipi sono interessati da intense deformazioni, di origine tettonica e gravitativa, prodotte in più fasi e di incerta collocazione cronologica. Tali sedimenti poggiano sui depositi più schiettamente lacustri descritti nella limitrofa zona 2004, attraversati dal sondaggio.

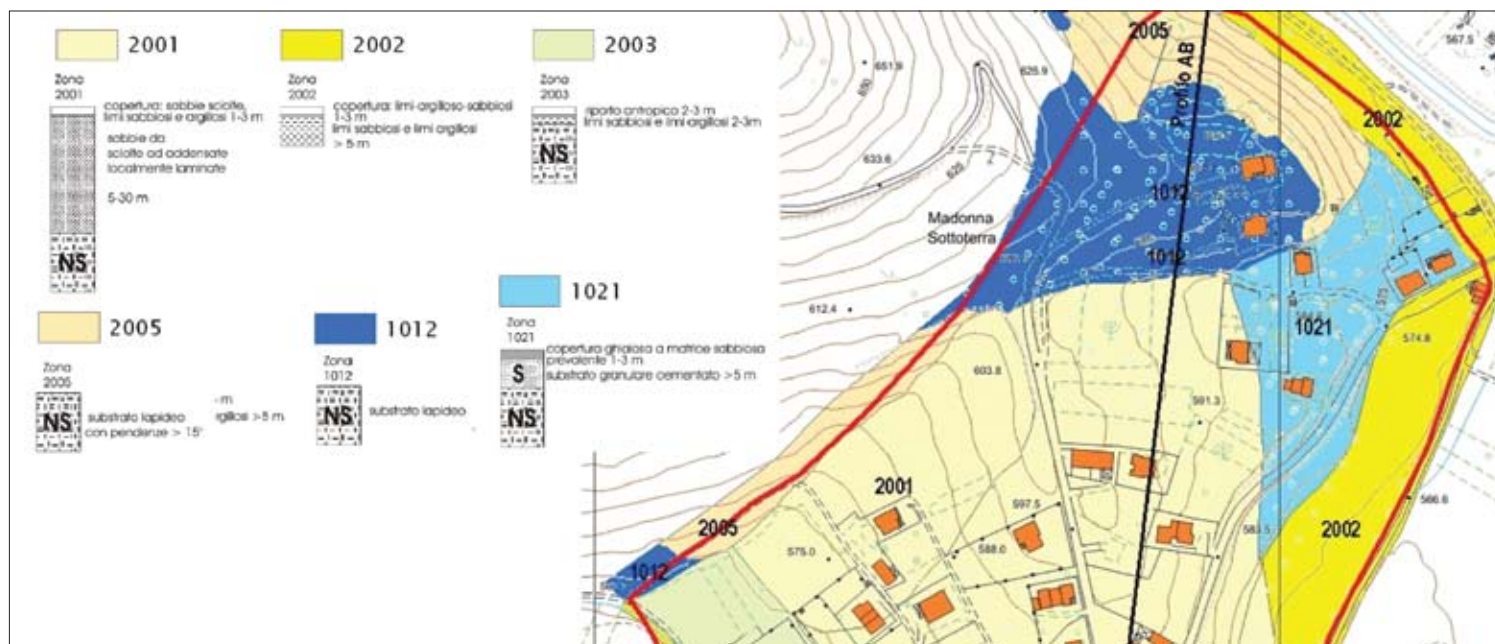
Nella fascia dell'area d'indagine che si estende da SSO a SSE sono state cartografate due zone inte-

ressate da instabilità di versante, che corrispondono ad aree dove esiste un rischio molto elevato di caduta massi per fenomeni di crollo e/o ribaltamento. L'estensione di queste aree è essenzialmente il risultato dell'involuppo dei punti dove nel corso dei rilievi sul terreno sono stati rinvenuti massi o blocchi calcarei franati. Alla zona nella quale i fenomeni sono avvenuti in concomitanza del terremoto del 6 aprile 2009 è stato assegnato il codice 3022, che indica instabilità di versante attiva. Il codice 3032, instabilità quiescente, è stato assegnato, invece, alla zona nella quale si riconoscono soltanto le evidenze di eventi storici. Gli elementi lapidei si distaccano dal ripido versante che sovrasta tutto l'abitato di Casentino, costituito da rocce carbonatiche fratturate; essi a causa dell'elevata energia di rilievo possono percorrere grandi distanze, infatti si ritrovano distribuiti su un ampio areale, all'interno e soprattutto all'esterno dell'area d'indagine. Sullo stesso versante sono visibili molteplici nicchie di distacco con evidenze di attività recente e blocchi di grande volume in condizioni di equilibrio instabile. Nella realtà l'area che potrebbe essere interessata da fenomeni di caduta massi è più estesa rispetto a quella cartografata e riguarda ampia parte del centro abitato. Questa considerazione deriva sia dalle osservazioni sulla presenza di numerosi blocchi lapidei nelle fondazioni di molti edifici, sia dalle testimonianze tramandate dai residenti più anziani al riguardo di massi arrivati nell'abitato in occasione del terremoto di Avezzano del 1915. Per una più corretta valutazione del rischio di fenomeni di crollo e/o ribaltamento esistente sull'abitato di Casentino, sarebbe necessario effettuare studi e indagini mirate, non previsti dall'attività di microzonazione sismica svolta finora.

S. EUSANIO FORCONESE

Sulla base del rilevamento di terreno, delle indagini condotte nell'ambito dell'attività di microzonazione sismica e dei dati raccolti, per l'area di studio è stato possibile individuare 2 microzone stabili e 5 microzone suscettibili di amplificazioni locali. In tutti i casi suddetti i depositi di copertura sono stati descritti ma presentano sempre spessori non significativi ai fini della microzonazione (inferiori ai 5 m).

Fig. 6.31 → Stralcio della Carta di Microzonazione sismica di primo livello o Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) dell'area perimetrata denominata S. Eusanio Forconese, con esempi di colonne stratigrafiche schematiche relative a zone stabili (1012 e 1021) ed a zone stabili suscettibili di amplificazioni locali (dal 2001 al 2005).



La legenda ed uno stralcio della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica allegata al volume sono visibili in [figura 6.31](#).

Le microzone stabili sono quelle costituite dai calcari cretacici (substrato lapideo) e dai conglomerati del sintema di Catignano (substrato granulare cementato), con pendenze $<15^\circ$ (1012) ([Fig. 2??](#)). La prima di queste zone (1012) è nei settori settentrionali e nord-occidentali dell'area dove i calcari affiorano con aspetto massivo (le poche superfici di strato rinvenute mostrano giaciture immergenti verso S-SE di circa 35°) e delimitati da una superficie erosiva che si immerge con pendenza di circa 15° verso S sotto i depositi quaternari, come risulta anche dalle indagini geofisiche. Sono incluse in questa zona alcune plaghe discontinue di conglomerato quaternario di esiguo spessore e limitata estensione laterale poggiate direttamente sui calcari.

La seconda microzona stabile (1021) è posta nel settore NE dell'area ed è costituita da conglomerati del Quaternario, cementati, organizzati in strati da decimetrici a pluridecimetrici a giacitura suborizzontale, per uno spessore osservabile di poco superiore ai 5 m.

Tramite il rilevamento di superficie e il sondaggio geoelettrico, sono state ricostruite le isobate del substrato, fino alla profondità di circa 30 m, nel settore a N del centro abitato. Le isobate ricostruite si riferiscono al substrato stabile comprensivo di entrambe le zone. Si evidenzia la morfologia ondulata del substrato, che in alcuni tratti e per dislivelli nell'ordine della decina di metri si immerge a sud pendenza maggiore ai 20° , benché lungo il tratto di versante in cui i calcari sono esposti, non siano state rilevate evidenze di strutture che permettano di ipotizzare, almeno in questo settore, il controllo tettonico dell'andamento del substrato. Evidenze di controllo tettonico della morfologia del substrato carbonatico, come detto, sono state rilevate solo sul versante N del M. Cerro. Benché non siano state ricostruite isobate per profondità maggiori, si ritiene che la morfologia della superficie del substrato sia regolare, anche in base ai dati geofisici (HVSR) in corrispondenza del centro abitato, che ne documentano una profondità di circa 30 m.

Le microzone suscettibili di amplificazione locale sono state definite in base alle successioni litostratigrafiche e alle caratteristiche litotecniche dei terreni, oppure per fattori morfologici locali (pendenze $>15^\circ$) in situazioni in cui il substrato stabile è affiorante. Infatti, le aree suscettibili di amplificazioni locali sono riconducibili alle aree di affioramento delle sabbie del sintema di Catignano (2001), dei depositi alluvionali olocenici della valle del F. Aterno (2002), aree di accumulo di depositi antropici (2003 e 2004) e aree di affioramento del substrato carbonatico con pendenze $>15^\circ$ (2005).

La microzona più ampia è quella in cui affiorano le sabbie del sintema di Catignano (2001), che si estende dall'area del centro abitato e a nord di essa, fino al contatto con il substrato stabile. Questo corpo è costituito da sabbie da sciolte ad addensate, con sparsi e orizzonti cementati, localmente laminate e con livelli marnosi, intercalazioni, da centimetriche a metriche, di sabbie fini e silt consistenti, sabbie grossolane e ghiaie, ed orizzonti con piroclastiti rimaneggiate.

Una seconda microzona (2002) suscettibile di amplificazioni è stata distinta in corrispondenza degli affioramenti dei sedimenti alluvionali olocenici della valle del Fiume Aterno, e si estende alle quote inferiori essendo parte della piana alluvionale che borda a W, S e E l'area. Essa è costituita da limi sabbiosi e limi argillosi, localmente con pezzame lapideo, il cui spessore supera i 5 m.

Sono state infine distinte due microzone suscettibili di amplificazioni riconducibili alla presenza di materiale antropico. La prima (2003) insiste nel settore occidentale dell'area, dove era posto il campo sportivo e occupato dalla tendopoli: qui il riporto antropico, il cui spessore non dovrebbe superare i 3 m, è stato accumulato sopra a sabbie, limi sabbiosi e limi con uno spessore stimato (da sondaggio) dell'ordine di 30 m. La seconda microzona (2004) costituita da riporto antropico è poco estesa al margine SE dell'area: qui il riporto, con uno spessore stimato di 2-3 m, è accumulato sui limi argillosi e sabbiosi della piana alluvionale.

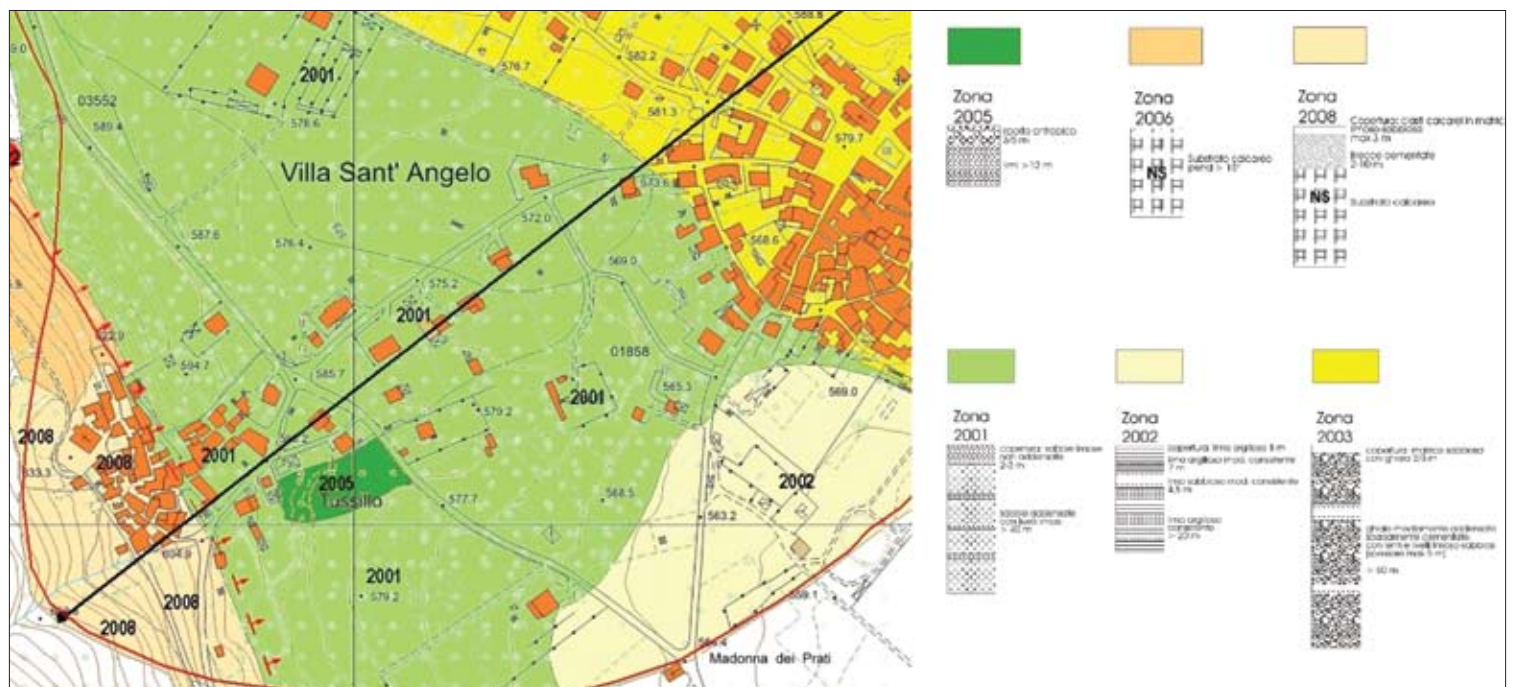
VILLA S. ANGELO - TUSSILLO

Sulla base del rilevamento di terreno, delle indagini condotte nell'ambito dell'attività di microzonazione sismica e dei dati raccolti, per l'area di studio è stato possibile individuare diverse zone suscettibili di amplificazioni locali. In alcuni casi le attese amplificazioni sono effetto delle successioni litostratigrafiche e delle caratteristiche litotecniche dei terreni, mentre in altri tali amplificazioni sono prevalentemente imputabili a fattori morfologici locali (pendenze > 15°) in situazioni in cui il substrato carbonatico è affiorante, in condizioni di fratturazione variabile.

Infatti, immediatamente fuori dalla zona perimetrata, lungo il versante del rilievo carbonatico su cui sorge Tussillo, è stata inoltre cartografata un'area interessata da un fenomeno di crollo che dà origine a blocchi di dimensioni plurimetriche che si accumulano al piede della scarpata. Questa corrisponde con un'area intensamente fratturata, per la presenza di piani di faglia; tale area è stata perimetrata per la sua vicinanza alla strada comunale.

Le aree suscettibili di amplificazioni locali possono essere sinteticamente assimilate ai seguenti gruppi principali: aree di affioramento dei sedimenti del Sintema di Catignano, aree di affioramento dei depositi alluvionali olocenici della valle del F. Aterno, aree di affioramento del substrato carbonatico e delle

Fig. 6.32 → Stralcio della Carta di Microzonazione sismica di primo livello o Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) dell'area perimetrata denominata Villa S. Angelo - Tussillo, con esempi di colonne stratigrafiche schematiche relative a zone stabili suscettibili di amplificazioni locali (dal 2001 al 2003, 2005, 2006 e 2008).



brecce di versante del Sintema di Valle Majelama. In tutti i casi suddetti i depositi di copertura sono stati descritti ma presentano sempre spessori non significativi ai fini della microzonazione (inferiori ai 5 m). La legenda ed uno stralcio della Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica allegata al volume sono visibili in [figura 6.32](#).

Le due microzone più ampie sono quelle connesse alla presenza dei depositi del sintema di Catignano; esse si estendono in corrispondenza dell'abitato di Villa Sant'Angelo, lungo la dorsale di Pescasale, e fino alla base del versante carbonatico dove sorge Tussillo. La prima microzona (2001) è caratterizzata da un corpo, dello spessore di 30 metri, di sabbie e sabbie limose, addensate, in eteropia, con interdigitazioni anche dell'ordine della decina di metri, con un corpo, di spessore talora superiore ai 60 metri, di ghiaie e ghiaie sabbiose, clasto-sostenute, mediamente addensate che costituiscono la seconda zona (2003); entrambi i corpi sono caratterizzati dalla presenza di livelli limosi, identificati in sondaggio, di spessore variabile fino ad un massimo di 5 m.

Una microzona (2002) è stata distinta in corrispondenza delle aree di affioramento dei sedimenti alluvionali olocenici della valle del Fiume Aterno, presenti nelle immediate vicinanze dell'alveo, qui completamente rettificato, e nella zona di Madonna dei Prati, a sud dell'abitato di Villa Sant'Angelo. La zona è suscettibile di amplificazioni locali per le caratteristiche dei terreni: limi argillosi e limi sabbiosi, da moderatamente consistenti a consistenti, che raggiungono uno spessore di almeno 20 m.

Le zone suscettibili di amplificazioni riconducibili alla presenza di depositi del Sintema di Valle Majelama sono poste alle estremità dell'area perimetrata; la prima (2004) si estende nelle immediate circostanze della stazione ferroviaria di Villa Sant'Angelo, ed è caratterizzata da ghiaie a matrice sabbiosa, non addensate e non cementate, per uno spessore di 16 m, passanti a ghiaie clasto-sostenute per uno spessore di 3 m. Le ghiaie passano, quindi, a limi con spessori superiori a 4 m (spessori da sondaggio).

La seconda area (2008), cartografata in corrispondenza dell'abitato di Tussillo e nel tratto di versante sovrastante, è caratterizzata dalla presenza di brecce stratificate di versante, con spessori da 2 a più di 10 m, poggianti sul substrato calcareo, su un tratto di versante con pendenze 15°. Le brecce, costituite da clasti calcarei a spigoli vivi, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, fino a un massimo di 50 cm, presentano un grado di cementazione elevato, seppur variabile in funzione dell'alterazione.

Una particolare distinzione (2005) è stata effettuata su due piccole aree, ai piedi dell'abitato di Tussillo e in corrispondenza del campo sportivo di Villa Sant'Angelo, dove lo spessore del riporto antropico, eterometrico a matrice sabbioso-limoso, dovrebbe superare i 5 m; esso passa a limi per uno spessore superiore ai 12 m.

Lungo il versante orientale della dorsale carbonatica dei Monti d'Ocre sono state distinte due zone suscettibili di amplificazioni locali per effetto di fattori morfologici (pendenze 15°); in entrambi i casi sono affioranti i calcari di piattaforma cretaci, distinti per effetto del differente grado di fratturazione dell'ammasso roccioso, che presenta fratture con spaziatura metrica a ridosso dell'abitato (2006), e un'intensa fratturazione centimetrica, fino alla formazione di un'ampia fascia cataclastica, spostandosi fuori dall'area perimetrata (2007).

6.3.2 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 MS, 2008], parte dalla cartografia detta di livello 1.

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 2 o 3. Le carte di questo studio sono una diretta derivazione dalle carte di livello 1, 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 nella carta di livello 1 sono state accorpate in base al valore di FA ad esse assegnate.

Solo in un caso, a Villa S. Angelo, è stato necessario procedere ad una suddivisione di un'area precedentemente considerata omogenea (2001), in due porzioni distinte con diversi valori di FA. 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.

FOSSA

La situazione di Fossa è particolarmente articolata, il paese è adagiato su un versante carbonatico molto acclive che è interessato da frane di crollo riattivate anche durante il recente terremoto. Il rischio connesso a queste tipologie di fenomeni è molto alto avendo determinato perdite di vite umane e danni rilevanti. Nella cartografia realizzata sono pertanto evidenziate le aree soggette a crolli contigue a quelle stabili ove affiora il basamento carbonatico. In questo caso, data la pendenza della morfologia e le geometrie dei depositi, è stata effettuata un'analisi 2D, le sezioni investigate sono orientate monte-valle.

Le zone più critiche dal punto di vista della risposta sismica sono le aree di raccordo tra il fondovalle ed il versante (zona 2004) nelle quali si raggiungono valori in FA e FV di 1.9 e 2.3; particolarmente penalizzata è anche l'area pianeggiante costituita dalle alluvioni dell'Aterno (zona 2003), nella quale i valori di FA e FV sono di rispettivamente 1.8 e 2.0. In questo caso si pagano le scadenti caratteristiche meccaniche dei materiali. Nella tabella seguente (Tab. 6.12) sono elencati i valori di FA e FV calcolati per ciascuna delle zone di livello 1.

Nella tabella sottostante (Tab. 6.13) sono invece rappresentate le colonne analizzate con le indicazioni degli spessori, le velocità delle onde S, il peso di volume $\{\gamma\}$,

Tab. 6.12 → Tabella riassuntiva dei valori di Fa e Fv calcolati nel corso della modellazione per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS o di 1° livello di Fossa. Aree con eguale valore di Fa sono state rappresentate con un unico colore nella cartografia finale.

TABELLA 6.12		
Codice zona 1° livello	FA	FV
1011	1.0	1.0
2001	1.0	1.0
2002	1.0	1.0
2003	1.8	2.0
2004	1.9	2.3
2005	1.2	1.4
2006	1.2	1.4
2007	1.2	1.4
2008	1.2	1.4

TABELLA 6.13

Codice zona 1° livello	Layer Number	Soil Material Type	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus G_{max} (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)
2003	1	1	7	7.0	77.47		19.00	200
	2	1	4	4.0	165.14		18.00	300
	3	1	2	2.0	237.26		19.00	350
	4	1	12	12.0	293.58		18.00	400
	5	1	2	2.0	392.20		19.00	450
	6	1	3	3.0	427.84		19.00	470
	7	1	30	30.0	484.20		19.00	500
	8	0				1436.54	2	22.02
2004	1	1	7	7.0	77.47		19.00	200
	2	2	4	4.0	165.14		18.00	300
	3	2	2	2.0	697.25		19.00	600
	4	2	12	12.0	293.58		18.00	400
	5	1	2	2.0	585.88		19.00	550
	6	1	3	3.0	309.89		19.00	400
	7	1	10	10.0	484.20		19.00	500
	8	0				1436.54	2	22.02
2005 2006 2007 2008	1	0	10	10.0	237.26	4	19.00	350
	2	0	90	90.0	660.55	3	18.00	600
	8	0					22.02	800

kN/m³) e il rapporto di smorzamento iniziale (D, %), per ciascuna delle aree identificate al livello 1.

Per quanto riguarda la modellazione bidimensionale relativa alle zone 2005, 2006, 2007 e 2008, di seguito sono mostrate la sezione di calcolo tipo (Fig. 6.33) ed i grafici con i risultati ottenuti per FA (Fig. 6.34) e FV (Fig. 6.35).

Tab. 6.13 → Nella Tab. sono rappresentate le colonne stratigrafiche schematiche utilizzate nella modellazione, per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS dell'area di Fossa. Nella colonna *Soil Material type* sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione; in particolare 0 = bedrock calcareo; 1 = materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali; 2 = litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi; 3 = breccie calcaree cementate, detriti. Vedere Figura 6.5 e relativo capitolo per i dettagli.

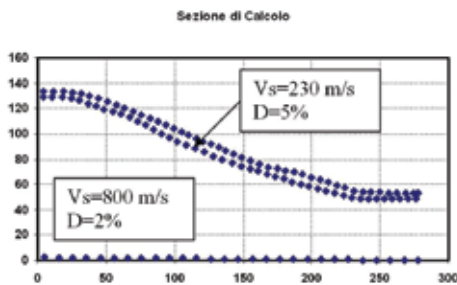


Fig. 6.33 → Sezione di calcolo tipo (direzione W - E) utilizzata per la modellazione bidimensionale nell'area di Fossa.

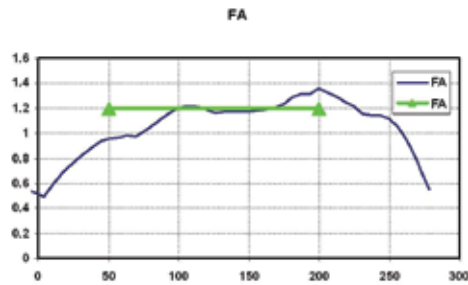


Fig. 6.34 → Grafico con i risultati ottenuti dalla modellazione bidimensionale nell'area di Fossa in termini di Fa. Il tratto evidenziato rappresenta il valore di FA corrispondente all'85° percentile.

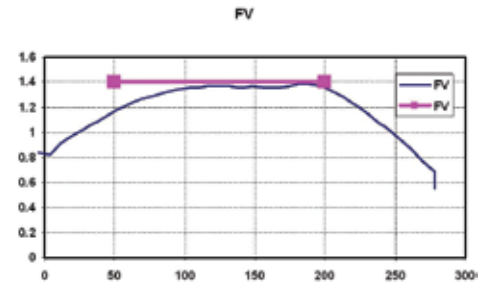


Fig. 6.35 → Grafico con i risultati ottenuti dalla modellazione bidimensionale nell'area di Fossa in termini di Fv. Il tratto evidenziato rappresenta il valore di Fv corrispondente all'85° percentile.

CASENTINO

In questo caso la delimitazione risulta piuttosto semplice, a sud dell'abitato vi è un'area instabile a causa delle frane di crollo che vi insistono, mentre la gran parte dell'abitato è inserita in una zona (zone 2001, 2002 e 2003) caratterizzata da valori di FA e FV di 1.6 e 2.0.

Nella zona di valle caratterizzata da litologie alluvionali e colluviali (zona 2006) i valori di FA e FV sono di 1.9 e 2.0 mentre nella fascia di raccordo (2004, 2005 e 2007) si hanno valori di 1.6 e 2.3. Nella tabella seguente (Tab. 6.14) sono elencati i valori di FA e FV calcolati per ciascuna delle zone di livello 1.

Nella tabella sottostante (Tab. 6.15) sono rappresentate le colonne analizzate, con le indicazioni degli spessori, delle velocità delle onde S, del peso di volume (γ , kN/m³) e del rapporto di smorzamento iniziale (D, %) per ciascuna delle zone di livello 1.

TABELLA 6.14

Codice zona 1° livello	FA	FV
2001	1.6	2.0
2002	1.6	2.0
2003	1.6	2.0
2004	1.6	2.3
2005	1.6	2.3
2006	1.9	2.0
2007	1.6	2.3

Tab. 6.14 → Tabella riassuntiva dei valori di Fa e Fv calcolati nel corso della modellazione per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS o di 1° livello di Casentino. Aree con eguale valore di Fa sono state rappresentate con un unico colore nella cartografia finale.

TABELLA 6.15

Codice zona 1° livello	Layer Number	Soil Material Type	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus G_{max} (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)
2001 2002 2003	1	1	3	3.0	121.05		19.00	250
	2	2	9	9.0	165.14		18.00	300
	3	2	3	3.0	309.89		19.00	400
	4	2	3	3.0	138.76		18.00	275
	5	1	6	6.0	484.20		19.00	500
	6	2	2	2.0	899.08		18.00	700
	7	0			1565.75	2	24.00	800
2004 2005 2007	1	1	15	15.0	121.05		19.00	250
	2	1	15	15.0	165.14		18.00	300
	3	1	12	30.0	309.89		19.00	400
	4	0			1565.75	2	24.00	800
2006	1	1	3	3.0	43.58		19.00	150
	2	1	7	7.0	165.14		18.00	300
	3	1	20	20.0	309.89		19.00	400
	4	1	30	30.0	660.55		18.00	600
	5	0			1565.75	2	24.00	800

Tab. 6.15 → Nella Tab. sono rappresentate le colonne stratigrafiche schematiche utilizzate nella modellazione, per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS dell'area di Casentino.. Nella colonna *Soil Material type* sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione; in particolare 0 = bedrock calcareo; 1 = materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali; 2 = litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi; 3 = brecce calcaree cementate, detriti. Vedere Figura 6.5 e relativo capitolo per i dettagli.

S. EUSANIO FORCONESE

Nel comune di S. Eusanio Forconese si ha una piccola porzione di zona stabile nella parte settentrionale in quanto si ha l'affioramento del substrato. Le altre zone di livello 1 sono state classificate e raggruppate come da tabella seguente

(Tab. 6.16):

Nella tabella sottostante (Tab. 6.17) sono rappresentate le colonne analizzate, con le indicazioni degli spessori, delle velocità delle onde S, del peso di volume (γ ; kN/m³) e del rapporto di smorzamento iniziale (D, %) per ciascuna delle zone di livello 1.

TABELLA 6.16

Codice zona 1° livello	FA	FV
1012	1.0	1.0
1021	1.0	1.0
2001	1.6	2.0
2002	2.2	1.7
2003	1.6	2.0
2004	2.2	1.7
2005	1.0	1.0

Tab. 6.16 → Tabella riassuntiva dei valori di Fa e Fv calcolati nel corso della modellazione per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS o di 1° livello di S. Eusanio Forconese. Aree con eguale valore di Fa sono state rappresentate con un unico colore nella cartografia finale.

TABELLA 6.17

Codice zona 1° livello	Layer Number	Soil Material Type	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus G_{max} (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)
	1	1	3	3.0	77.47		19.00	200
	2	2	4	4.0	309.89		19.00	400
2001 2003	3	2	2	2.0	165.14		18.00	300
	4	2	21	21.0	309.89		19.00	400
	5	0			1436.54	2	22.02	800
2002 2004	1	1	10	10.0	77.47		19.00	200
	2	0			1436.54	2	22.02	800

Tab. 6.17 → Nella Tab. sono rappresentate le colonne stratigrafiche schematiche utilizzate nella modellazione, per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS dell'area di S. Eusanio Forconese. Nella colonna *Soil Material type* sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione; in particolare 0 = bedrock calcareo; 1 = materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali; 2 = litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi; 3 = breccie calcaree cementate, detriti. Vedere Figura 6.5 e relativo capitolo per i dettagli.

VILLA S. ANGELO - TUSSILLO

Al margine SW dell'area indagata, a monte dell'abitato di Tussillo, vi è l'unica zona considerata stabile, in quanto a diretto affioramento del substrato carbonatico. Questa zona è a diretto contatto con l'area a maggiore amplificazione, la 2001 bis (generata da una suddivisione della zona 2001 in due porzioni), nella quale si raggiungono i valori di 2.7 e 2.6 in termine di FA e FV. La gran parte dell'abitato è compresa in aree a moderata amplificazione in termini di FA (compreso tra 1.2 e 1.5) e notevole amplificazione in termini di FV (oscillante tra 2,1 e 2.2); questa zona coincide con l'area di affioramento dei depositi più sabbiosi. Un'altra situazione di amplificazione a livelli intermedi si rileva alle estremità settentrionali e meridionali dell'area in studio, caratterizzate da depositi alluvionali, con FA e FV pari a 1.4 e 1.8. Nella tabella seguente (Tab. 6.18) sono elencati i valori di FA e FV calcolati per ciascuna delle zone di livello 1.

Nella tabella sottostante (Tab. 6.19) sono rappresentate le colonne analizzate, con le indicazioni degli spessori, delle velocità delle onde S, del peso di volume (γ , kN/m³) e del rapporto di smorzamento iniziale (D, %) per ciascuna delle zone di livello 1.

TABELLA 6.18

Codice zona 1° livello	FA	FV
2001 bis	2.7	2.6
2001	1.5	2.1
2002	1.4	1.8
2003	1.2	2.2
2004	1.2	2.2
2005	1.5 o 1.4	2.1 o 1.8
2006	1.0	1.0
2007	1.0	1.0
2008	1.0	1.0

Tab. 6.18 → Tabella riassuntiva dei valori di Fa e Fv calcolati nel corso della modellazione per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS o di 1° livello di Villa S. Angelo - Tussillo. Aree con eguale valore di Fa sono state rappresentate con un unico colore nella cartografia finale.

TABELLA 6.19

Codice zona 1° livello	Layer Number	Soil Material Type	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus G_{max} (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)
2001 2003	1	1	3	3.0	77.47		19.00	200
	2	2	4	4.0	309.89		19.00	400
	3	2	2	2.0	165.14		18.00	300
	4	2	21	21.0	309.89		19.00	400
	5	0			1436.54	2	22.02	800
2001	1	1	38	38.0	237.26		19.00	350
	2	0			1565.75	2	24.00	800
2002	1	1	3	3.0	27.89		19.00	120
	2	2	15	15.0	165.14		18.00	300
	3	1	8	8.0	174.31		19.00	300
	3	2	8	8.0	165.14		18.00	300
		2	10	10.0	309.89		19.00	400
		2	10	10.0	697.25		19.00	600
	3	0			1565.75	2	24.00	800
2003 200 4	1	1	3	3.0	43.58		19.00	150
	2	2	25	25.0	165.14		18.00	300
	3	2	10	10.0	237.26		19.00	350
	4	2	10	10.0	371.56		18.00	450
	5	2	10	10.0	697.25		19.00	600
	6	0			1565.75	2	24.00	800

Tab. 6.19 → Nella Tab. sono rappresentate le colonne stratigrafiche schematiche utilizzate nella modellazione, per ciascuna delle zone presenti nella carta MOPS dell'area di Villa S. Angelo - Tussillo. Nella colonna *Soil Material type* sono codificate le tipologie di materiale utilizzate nella simulazione; in particolare 0 = bedrock calcareo; 1 = materiali argillosi e depositi eluvio-colluviali; 2 = litotipi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi; 3 = breccie calcaree cementate, detriti. Vedere Figura 6.5 e relativo capitolo per i dettagli.

N.B. Tutte le relazioni, indagini, prove di laboratorio, analisi eseguite per la realizzazione delle carte di microzonazione sono inserite nel DvD allegato al volume, suddivise per macroarea e per tema.

Bibliografia

- AA. VV (1993) – Raccomandazioni IRSM (1978): Metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle masse rocciose, Rivista Italiana di Geotecnica, 2.
- 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.
- Bertini T. & Bosi C. (1993) – La tettonica quaternaria della Conca di Fossa (L’Aquila). *Il Quaternario*, 6 (2), 293-314.
- Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (Eds.) (1992) - Structural Model of Italy, scale 1:500,000. CNRPFPG, Roma.
- 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 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.
- 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.
- Bosi C. & Bertini T. (1970) - Geologia della media valle dell’Aterno. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 719- 777.
- Callor I.E. & Segre, A.G. (1958) – La Grotta della Foce di Stiffe. *Notiziario Circolo Speleologico Roma*, 8 (1), 21-23.
- 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., Crescenti U. & Dramis F. (2006) – Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 359 L’Aquila.
- Dahlin T. & Zhou B. (2004) - A numerical comparison of 2-D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379-398.
- Dahlin T. & Zhou, B. (2003) – Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. *Near Surface Geophysics* 2003, 105-117.
- Dahlin T. (1996)- 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, *First Break* 14, 275-284.
- Dearman W.R. (1991) - Engineering geological mapping, Butterworth – Heinemann LTD., Oxford.
- Ercoli L. (1981) – Metodo normalizzato per la descrizione delle discontinuità negli ammassi rocciosi. *Riv. It. Geotec.*, 3, 209-214.
- Galadini F. & Galli P. (2000) - Active tectonics in the central Apennines (Italy) – input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazard*, 22, 225-270.

- Gibbard P. & Cohen K. M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, 31 (2), 2008.
- 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 generali per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile. Roma, 3 vol. e 1 Cd-rom.
- Housner G. W. (1947) - Characteristics of Strong-Motion Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 37: 19-31 (1947).
- IAEA (2003) - Safety Standards Series No. NS-G-3.3.
- 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., Alfouzan Fouzan A. & 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)
- 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.
- 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.
- 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
- Regione Abruzzo, Dipartimento dei Lavori Pubblici, Servizio Acque e Demanio Idrico (2006) - *Piano di Tutela delle Acque, L'Aquila*.
- Seed H.B. & Idriss I.M. (1970) - Soil moduli and damping factors for dynamic response analysis, Rpt. No. UCB/EERC-70/10, U.C. Berkeley, December.
- Seed I. M. (1990) - Response of soft soil sites during earthquakes. *Seed Memorial Symposium Vol 2 B*, i tech publisher Vancouver British Columbia Canada 273-289
- Servizio Geologico d'Italia (2006) – Foglio 359 L'Aquila. *Carta Geologica d'Italia 1:50.000*.
- 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.
- Soiltest (2009) – *Prospezioni sismiche di superficie a rifrazione in onde P ed SH*.
- 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, scale 1:100,000*. S.EL.CA., Firenze.

