

MICROZONAZIONE SISMICA PER LA RICOSTRUZIONE DELL'AREA AQUILANA

PARTE I E II

Gruppo di Lavoro
“Microzonazione sismica area aquilana”

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

Curatori dei volumi

Sergio Castenetto e Giuseppe Naso

Coordinamento editoriale

Barbara Altomonte

Art director

Maurilio Silvestri

Grafica e impaginazione

Claudia Illuzzi

Copyright

© 2010 PCM-DPC

*Servizio Comunicazione
e relazioni con il pubblico*

© 2010 Regione Abruzzo

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

PRESENTAZIONI

Chi vive in prima persona la tragedia di un terremoto si trova improvvisamente, nel giro di pochi istanti, catapultato in un eterno presente, fatto di bisogni primari, di necessità impellenti, di dolorose quanto vitali esigenze. Il legame con il passato sembra spezzarsi irrimediabilmente e l'orizzonte del futuro si fa via via più nebuloso, fino a scomparire non solo dalla vista ma persino nei pensieri. Si vive l'oggi, si perdono le prospettive, si cerca di arrivare alla sera senza farsi troppo male, cercando di non rimanere schiacciati dall'ansia e dalla disperazione. È il presente che va affrontato, nella sua cruda drammaticità, ed è a questo che da sempre è chiamata a rispondere la protezione civile. Fronteggiare un'emergenza determinata da un terremoto significa innanzitutto garantire interventi di soccorso immediati, assicurare l'assistenza sanitaria ai feriti, dare da mangiare e un posto dove poter dormire a chi ha perso tutto e ha paura di tutto, prendersi cura dei bambini e degli anziani, restituire prima possibile a ciascun cittadino la propria dignità di individuo e una vita sociale decorosa, che non lo costringa a chiedere e ad aspettare per ricevere quanto dovrebbe essere sempre, naturalmente, riconosciuto a ciascuno di noi. È solo grazie ad uno straordinario sforzo collettivo, fatto di impegno, di competenza, di passione, di organizzazione, che in Abruzzo si è riusciti a gestire una situazione complessa e delicata, rispondendo con tempestività ed efficacia alla domanda di fare subito e presto, di fronteggiare nel migliore dei modi il "presente".

Un tempo la protezione civile si sarebbe fermata qui.

In Abruzzo, invece, si è tentato di coniugare le necessità del presente con le esigenze del futuro e mentre c'era chi concentrava tutti i propri sforzi e pensieri sulla gestione dell'immediato, c'era anche chi si dedicava con cura meticolosa, con attenzione, quasi passando inosservato, alla pianificazione di un futuro più consapevole e quindi più sicuro. L'immagine dei nostri tecnici e dei nostri ricercatori impegnati con competenza e passione nello studio e nell'analisi delle aree colpite dal sisma per conoscerne le caratteristiche fisiche e quindi per consentire domani la ricostruzione dei centri abitati riducendo il rischio sismico è altrettanto forte e significativa rispetto alla fotografia di quanti operavano tra le macerie o nelle tendopoli per alleviare le sofferenze e i disagi della gente.

Una sfida, quella di sconfiggere i terremoti con la forza della conoscenza e con l'impegno nella prevenzione, che affonda le sue radici nelle terre umbre e marchigiane colpite dal sisma del 1997, ma che ha trovato nutrimento e nuovi stimoli proprio nell'esperienza dolorosa dell'Abruzzo. Una sfida che necessariamente dovrà continuare a costituire l'orizzonte del percorso di crescita del nostro sistema di protezione civile, così da essere in grado un giorno di vivere tutti insieme un presente diverso perché avremo saputo pianificare e costruire un futuro migliore.

Franco Gabrielli

Capo del Dipartimento della Protezione Civile

Il terremoto del 6 aprile 2009 è stato il primo, dopo la catastrofe sismica calabro-messinese del 1908, ad avere colpito direttamente una città capoluogo, densamente abitata. Questa circostanza ha reso particolarmente drammatiche le conseguenze dell'evento, ponendo sia i problemi dell'emergenza sia quelli della ricostruzione su una scala completamente diversa rispetto ai casi, pur significativi e gravi, registrati nel corso dei cento anni precedenti. La fase dell'emergenza si è protratta per diversi mesi, stante la necessità di uno sforzo costruttivo straordinario, per la realizzazione sia di abitazioni provvisorie ma non precarie destinate ad alloggiare le famiglie che avevano avuto la casa distrutta, sia di serie considerevole di strutture indispensabili ad impedire lo svuotamento della città, come le scuole, le chiese, l'Università, gli edifici destinati ad accogliere le funzioni amministrative e di servizio alla cittadinanza.

Il centro storico dell'Aquila ha subito danni tali da far prevedere, fin dai primi momenti, la necessità di diversi anni per la sua ricostruzione, ma anche il resto del territorio comunale ha mostrato segni di distruzione vasti, anche se non diffusi in modo uniforme. Questa circostanza ha reso evidente la necessità di uno studio approfondito e sistematico finalizzato a definire in dettaglio le caratteristiche geomorfologiche del territorio, in modo da poter individuare sia le aree più adatte per la costruzione delle strutture alloggiative e d'altro genere immediatamente indispensabili, sia le linee di fattibilità della successiva ricostruzione effettuata in termini di massima sicurezza antisismica.

Lo studio di microzonazione sismica che il Dipartimento della Protezione Civile e la Regione Abruzzo presentano è un esempio dell'importanza che il contributo della comunità scientifica ha per la costruzione di un nuovo modello di sviluppo territoriale e rappresenta l'esempio di un corretto approccio al problema della riduzione del rischio sismico. Non previsione ma prevenzione: questo l'unico modo per garantire nell'immediato, ma anche alle generazioni future, la protezione dagli effetti del terremoto.

L'enorme lavoro di raccolta e di elaborazione dei dati necessario per disegnare la mappa completa delle microzone sismiche del territorio aquilano è stato compiuto in un tempo brevissimo, circa 9 mesi, grazie all'impegno del Dipartimento della Protezione Civile e ai tecnici specializzati attivi nel Servizio Nazionale della Protezione Civile; ma non sarebbe stato possibile senza la straordinaria disponibilità di moltissimi tecnici e ricercatori, che hanno operato a titolo gratuito nelle attività finalizzate alla scelta delle aree da destinare alla realizzazione dei complessi antisismici ed ecosostenibili (Progetto CASE), dei moduli abitativi provvisori (MAP), dei moduli scolastici provvisori (MUSP) ed a quelle organizzate per orientare verso parametri di massima sicurezza antisismica le scelte della necessaria ricostruzione.

Questa pubblicazione intende dare la più ampia diffusione ai risultati di una ricerca scientifica rigorosa, che per obiettivi e contenuti riveste un interesse strategico evidente per quanti sono ora impegnati nelle attività di ricostruzione dell'area abruzzese colpita dal sisma del 6 aprile dello scorso anno, ma si offre al contempo come esempio di corretta metodologia e di "best practice" per operare in tutte le aree del territorio del nostro Paese ad alto rischio sismico, nelle quali, come a L'Aquila, resta vero che solo la prevenzione strutturale e l'uso del territorio compatibile con il livello di rischio presente può permetterci di ridurre al minimo gli effetti dei terremoti, assicurando agli abitanti effettivi livelli di sicurezza.

Gli effetti provocati dallo scuotimento sismico alle costruzioni e alle infrastrutture presentano spesso differenze sostanziali in centri abitati posti anche a piccola distanza tra loro, se non nell'ambito dello stesso centro abitato. L'entità del danno è certamente condizionata dalla qualità delle costruzioni, ma spesso le cause vanno ricercate in una differente pericolosità sismica locale, ovvero nella presenza di fenomeni di possibile amplificazione dello scuotimento legati alle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche dell'area e di fenomeni di instabilità e deformazione permanente dei terreni.

Gli studi di microzonazione sismica hanno lo scopo di caratterizzare il territorio individuando e delimitando le aree a comportamento sismico omogeneo e sono quindi fondamentali per una corretta pianificazione territoriale e per la ricostruzione dei centri abitati dopo un terremoto.

Il terremoto aquilano del 6 aprile 2009 ha rappresentato, in questo senso, un banco di prova importante delle metodologie previste negli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica", predisposti sotto il coordinamento del Dipartimento della Protezione Civile e approvati nel 2008 dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome. Per la prima volta è stata realizzata, grazie al contributo di circa 150 ricercatori e tecnici di diverse Università, Enti, Istituti, Regioni e Province autonome, una microzonazione sismica di elevata qualità, che ha reso possibile caratterizzare anche quantitativamente, con parametri numerici descrittivi dello scuotimento del suolo, le aree omogenee.

Lo studio di microzonazione che presentiamo in questo volume, promosso e coordinato dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Regione Abruzzo, consentirà di rispondere alle esigenze poste dalla ricostruzione dei comuni aquilani che hanno subito un'intensità macrosismica pari o superiore al VII grado MCS.

I comuni interessati sono stati raggruppati in 12 macroaree e per ciascuna area vengono riportate nel volume le elaborazioni e la sintesi delle indagini realizzate. Nel DVD allegato, inoltre, il lettore troverà le tavole e la documentazione completa relativa alle indagini geognostiche e geofisiche, prove di laboratorio, simulazioni numeriche eseguite. Ciascuno potrà, quindi, in funzione delle proprie esigenze, approfondire i singoli temi, avendo a disposizione i dati di base serviti alla costruzione delle carte.

Ci auguriamo che questo documento diventi un importante riferimento per la pianificazione urbanistica e per la ricostruzione dei territori colpiti dall'evento sismico dell'aprile 2009 e possa servire da stimolo per l'estensione degli studi di microzonazione sismica agli altri comuni abruzzesi, ampliando e consolidando l'esperienza maturata. Riteniamo poi che questo volume possa costituire un esempio completo per studi di microzonazione da sviluppare in tutto il territorio nazionale. La conoscenza delle caratteristiche fisiche del territorio e la sua corretta pianificazione sono, infatti, premessa indispensabile per una efficace azione di riduzione del rischio sismico.

Mauro Dolce

Direttore dell'Ufficio Valutazione,
Prevenzione e Mitigazione del Rischio sismico
Dipartimento della Protezione Civile

Carlo Visca

Direttore della Direzione
Protezione Civile e Ambiente
Regione Abruzzo

1. INTRODUZIONE

1.1 Gli studi di microzonazione sismica

L'osservazione dei danni provocati da un terremoto alle costruzioni e alle infrastrutture spesso evidenzia differenze sostanziali in centri abitati posti anche a piccola distanza tra loro. In altri casi si osservano crolli e danni notevoli in località poste a grandi distanze dall'epicentro. In occasione del terremoto aquilano del 6 aprile 2009, situazioni di questo tipo sono state riscontrate sia all'interno del territorio comunale de L'Aquila che in alcuni comuni lontani, come a S. Pio delle Camere, nella frazione di Castelnuovo (circa 30 km a SE dall'epicentro). Sicuramente la qualità delle costruzioni può influire sull'entità del danno, ma spesso le cause vanno ricercate in una differente pericolosità sismica locale, determinata da effetti di amplificazione del moto sismico o da instabilità del suolo. Tutto ciò è oggetto degli studi di microzonazione sismica (MS), per mezzo dei quali è possibile individuare e caratterizzare le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale e le zone soggette a instabilità, quali frane, rotture della superficie per faglie e liquefazioni dinamiche del terreno.

Le problematiche trattate dagli studi di MS hanno avuto un forte sviluppo a livello scientifico negli ultimi 40 anni, anche se l'importanza delle caratteristiche di resistenza e stabilità dei suoli in prospettiva sismica era emersa già in epoca passata. A partire dal XVIII secolo, con l'affermarsi della visione illuminista dei fenomeni naturali, era apparso chiaro a molti studiosi che le condizioni locali dei terreni di fondazione condizionavano in modo importante gli effetti del terremoto. Già un secolo fa i criteri informativi delle Norme Tecniche approvate con regio decreto 18 aprile 1909, n. 193, a seguito del disastroso terremoto di Messina e Reggio Calabria del 1908, riportavano il divieto di nuove costruzioni e ricostruzioni " *su terreni posti sopra e presso fratture, franosi o atti comunque a scoscendere, od a comunicare ai fabbricati vibrazioni e sollecitazioni tumultuarie per differente costituzione geologica o diversa resistenza delle singole parti di essi*".

In ambito internazionale, uno studio del 1969 condotto da alcuni studiosi americani in occasione del terremoto di S. Francisco del 1957, evidenziò come nell'ambito della stessa città, a poche centinaia di metri di distanza, lo stesso terremoto avesse provocato scuotimenti decisamente differenti in dipendenza degli spessori e delle caratteristiche geomeccaniche dei terreni presenti negli strati più superficiali. Da allora sono stati eseguiti molti studi su forti terremoti (es. Friuli, 1976; Irpinia, 1980; Città del Messico, 1985; Kobe, Giappone 1992; Izmit, Turchia 1999; San Giuliano di Puglia, 2002), raccolta dati e informazioni che hanno dimostrato come le caratteristiche locali del territorio possano alterare in maniera evidente l'azione sismica.

Gli studi di MS hanno l'obiettivo di razionalizzare la conoscenza sulle alterazioni che lo scuotimento sismico può subire in superficie, restituendo informazioni utili per il governo del territorio, per la progettazione, per la pianificazione per l'emergenza e per la ricostruzione post sisma.

Nella pianificazione territoriale, in funzione delle varie scale e dei vari livelli di intervento, gli studi di MS sono condotti su quelle aree per le quali il quadro normativo consenta o preveda l'uso a scopo edificatorio o per infrastrutture, la loro potenziale trasformazione a tali fini, o ne preveda l'uso ai fini di protezione civile.

- Castenetto S.
Dipartimento della Protezione Civile

- Naso G.
Dipartimento della Protezione Civile

Gli studi di MS sono di fondamentale importanza nella pianificazione al fine di:

- orientare la scelta di aree per nuovi insediamenti
- definire gli interventi ammissibili in una data area
- programmare le indagini e i livelli di approfondimento
- stabilire orientamenti e modalità di intervento nelle aree urbanizzate
- definire priorità di intervento.

Nella pianificazione d'emergenza, sia di livello comunale che provinciale, gli studi di MS consentono una migliore e consapevole individuazione degli elementi strategici di un piano di emergenza ed in generale delle risorse di protezione civile.

La conoscenza dei possibili effetti locali indotti da un evento sismico su un territorio contribuisce a:

- scegliere aree e strutture di emergenza ed edifici strategici in zone stabili;
- individuare, in caso di collasso, i tratti critici delle infrastrutture viarie e di servizio e le opere rilevanti per le quali potrebbero essere necessarie specifiche valutazioni di sicurezza.

Nella fase della ricostruzione la MS:

- contribuisce a scegliere le aree per le abitazioni temporanee;
- fornisce elementi ai tecnici e amministratori, sull'opportunità di ricostruire gli edifici non agibili;
- contribuisce a scegliere nuove aree edificabili.

Nella progettazione di nuove opere o di interventi su opere esistenti, gli studi di MS evidenziano la presenza di fenomeni di possibile amplificazione dello scuotimento legati alle caratteristiche litostigrafiche e morfologiche dell'area e di fenomeni di instabilità e deformazione permanente attivati dal sisma. Gli studi di MS, quindi, possono offrire elementi conoscitivi utili per la progettazione di opere, con differente incisività in funzione del livello di approfondimento e delle caratteristiche delle opere stesse, indirizzando alla scelta delle indagini di dettaglio.

Lo studio di MS è uno strumento conoscitivo dalle diverse potenzialità, che ha costi differenti in funzione del livello di approfondimento che si vuole raggiungere:

- il LIVELLO 1 è un livello propedeutico ai veri e propri studi di MS, in quanto consiste in una raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee
- il LIVELLO 2 introduce l'elemento quantitativo associato alle zone omogenee, utilizzando ulteriori e mirate indagini, ove necessarie, e definisce una vera carta di MS
- il LIVELLO 3 restituisce una carta di MS con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Al momento di decidere l'esecuzione dello studio, per stabilire il livello di approfondimento occorre tener presente l'utilità che da esso può derivare, in modo da compararla con i costi da affrontare. Il miglioramento della conoscenza prodotto dagli studi di MS può contribuire concretamente, insieme a studi di vulnerabilità ed esposizione, all'ottimizzazione delle risorse rese disponibili per interventi mirati alla mitigazione del rischio sismico.

Le modalità tecniche di esecuzione e di applicazione della MS sul territorio italiano sono definite dagli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica approvati recentemente dal Dipartimento della Protezione Civile (DPC) e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome (Gruppo di lavoro MS, 2008).

1.2 La MS dell'area aquilana

In Abruzzo, per la ricostruzione dei centri abitati dell'area aquilana, basandosi sugli "Indirizzi e criteri di MS", si è realizzata una MS di livello 2-3, per i Comuni che hanno subito un'intensità macrosismica almeno pari o superiore al VII grado MCS.

Lo studio, promosso dal Dipartimento della Protezione Civile con la Regione Abruzzo, ha visto il coinvolgimento di circa 150 ricercatori e tecnici di 10 Università italiane (L'Aquila, Chieti-Pescara, Genova, Politecnico di Torino, Politecnico di Milano, Firenze, Basilicata, Roma1, Roma3, Siena), di 8 istituti di ricerca (CNR, INGV, AGI, RELUIS, ISPRA, ENEA, OGS, GFZ-Postdam), di 4 Regioni e 1 Provincia autonoma (Abruzzo, Lazio, Emilia-Romagna, Toscana, Provincia di Trento). Il coordinamento del gruppo di lavoro (Gruppo di lavoro MS_Aq) è stato svolto dal DPC.

L'attività è stata organizzata in 10 task tematici.

- **Task 1:** Reperimento, archiviazione e restituzione informatica dei dati pregressi.
Sono stati raccolti, organizzati e informatizzati circa 300 *log* litostratigrafici corredati da dati geognostici in situ (SPT, CPT, ecc.). È stato costruito un sistema informativo che attraverso uno strumento WebGis è a disposizione della Regione Abruzzo per utilizzi connessi alla futura gestione del territorio.
- **Task 2:** Definizione del modello geologico-tecnico del sottosuolo e fenomeni cosismici.
Per ogni area interessata alla MS è stato condotto un rilievo geologico tecnico e sono state prodotte carte alla scala 1:5000 e una serie di sezioni rappresentative. In queste carte sono segnalate anche le principali deformazioni cosismiche (rotture di faglie in superficie, frane sismoindotte, cedimenti differenziali).
- **Task 3:** Caratterizzazione geotecnica dei terreni.
Sono stati perforati circa 100 sondaggi nei quali sono state condotte analisi geognostiche in situ e prelevati campioni indisturbati per analisi di laboratorio (caratteristiche fisiche e dinamiche).
- **Task 4:** Caratterizzazione geofisica dei terreni
In tutti i sondaggi perforati è stata condotta un'analisi sismica (Down Hole). In tutti i siti sono state condotte analisi di sismica a rifrazione, indagini MASW, indagini Re.Mi. e acquisizioni geoelettriche.
- **Task 5:** Analisi strumentali del *mainshock*, degli *aftershock* e dei microtremiti.
In tutti i siti sono state posizionate subito dopo l'evento principale array di stazioni accelerometriche e sono state condotte analisi di rumore con tromometri digitali portatili.
- **Task 6:** Determinazione del terremoto di riferimento per le simulazioni numeriche.
Sulla base di dati sismotettonici, di sismicità storica e di accelerometria sono stati determinati alcuni input sismici per le simulazioni numeriche.
- **Task 7:** Simulazioni numeriche
Sulla scorta dei dati geologici, geotecnici e geofisici raccolti, si sono approntate per ogni macroarea una serie di sezioni litotecniche 1D e 2D che sono state analizzate con simulazioni numeriche operate con codici diversi scelti in funzione degli assetti geologico-tecnici rappresentati nelle sezioni.
- **Task 8:** Analisi del danno
In alcune aree (Onna e San Gregorio, Castenuovo, altre frazioni de L'Aquila) è stata condotta un'analisi del danno, corredata da una dettagliata analisi della vulnerabilità degli edifici.

- **Task 9:** Raccordo con Pianificazione Urbanistica e Norme Tecniche Costruzioni (NTC, 2008)
Le aree rilevate per gli studi di MS sono state definite in accordo con gli Amministratori e Tecnici comunali, identificando le problematiche urbanistiche locali. Sono stati raccolti e informatizzati tutti i piani regolatori; le tavole principali di questi ultimi sono state sovrapposte alle carte di MS di livello 1. Sia gli input che gli spettri ottenuti in superficie con le simulazioni numeriche sono stati confrontati con quelli proposti nelle NTC (2008).
- **Task 10:** Produzione di report, cartografie e diffusione dati.
I dati di base e i risultati sono stati riportati nel volume e nel DVD allegato.

Le macroaree investigate e descritte in questo volume sono:

- 1) L'Aquila Centro, S.Elia
- 2) L'Aquila Ovest (Cansatessa-Pettino-Coppito)
- 3) L'Aquila Est (Tempera, Paganica, San Gregorio, Bazzano)
- 4) Poggio Picenze, San Pio delle Camere (Castelnuovo), Barisciano
- 5) Onna
- 6) Villa S.Angelo (Tussillo), S.Eusanio Forconese (Casentino), Fossa
- 7) S.Demetrio nei Vestini (Stiffe), Fagnano Alto (Vallecupa, Pedicciano), Arischia
- 8) Poggio Roio, Colle Roio, Roio Piano, Santa Rufina, Contrada Cavalli
- 9) Bagno Grande, Bagno Piccolo, Civita di Bagno, Pianola, San Benedetto, San Felice d'Ocre
- 10) Castelvecchio Subequo, Goriano Sicoli
- 11) Collebrincioni, Camarda
- 12) Navelli (Civitaretenga), Prata d'Ansidonia (S. Nicandro, Tussio)

GRUPPO DI LAVORO

COORDINAMENTO GENERALE

- **Mauro Dolce** (Dipartimento della Protezione Civile)
- **Carlo Visca** (Regione Abruzzo)

COORDINAMENTO TECNICO-SCIENTIFICO

- **Giuseppe Naso** (Dipartimento della Protezione Civile)

CURA DEI VOLUMI

- **Sergio Castenetto** e **Giuseppe Naso**
(Dipartimento della Protezione Civile)

PROGETTO E CURA DEL DVD

- **Sergio Castenetto** e **Sara Iacoboni**
(Dipartimento della Protezione Civile)

COORDINAMENTO SITO WEB MS AQUILA

- **Barbara Altomonte**
(Dipartimento della Protezione Civile)

GESTIONE SITO WEB MS AQUILA

- **Valeria Bernabei, Sara Iacoboni**
(Dipartimento della Protezione Civile)

COORDINAMENTO LOGISTICO E DELLA STAMPA DEI VOLUMI

- **Vincenzo Antenucci, Emilio Iannarelli, Domenico Orlando, Maria Basi** (Regione Abruzzo)

PARTE I

(GEOLOGIA E PERICOLOSITÀ SISMICA DELL'AREA AQUILANA)

- **Gian Paolo Cavinato, Biagio Giaccio, Paolo Messina** (CNR-IGAG)
- **Paolo Galli, Paolo Marsan, Diego Molin, Giuseppe Naso, Edoardo Peronace, Fabio Sabetta, Tito Sano'**
(Dipartimento della Protezione Civile)
- **Claudio Cesi** (ISPRA)
- **Paolo Boncio, Enrico Miccadei, Bruno Pace, Tommaso Piacentini, Francesco Visini** (Università di Chieti)
- **Marco Tallini** (Università di L'Aquila)
- **Iunio Iervolino** (Università di Napoli)
- **Michele Di Filippo, Maria Di Nezza, Fernando Ferri**
(Università "Sapienza" di Roma)
- **Dario Albarello** (Università di Siena)
- **Laura Peruzza** (OGS Trieste)

PARTE II

(GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA)

- **Massimo Spadoni** (CNR-IGAG)
- **Sabatino Piscitelli** (CNR-IMAA, Potenza)
- **Fabrizio Brammerini, Tito Sano'**
(Dipartimento della Protezione Civile)
- **Giuliano Milana** (INGV-Roma)

- **Antonio Pugliese** (ISPRA)
- **Floriana Pergalani** (Politecnico di Milano)
- **Sebastiano Foti** (Politecnico di Torino)
- **Andrea Franceschini** (Provincia Autonoma di Trento)
- **Marco Mucciarelli** (Università della Basilicata)
- **Silvano Marchetti, Paola Monaco, Gianfranco Totani**
(Università di L'Aquila)
- **Francesco Silvestri** (Università di Napoli)
- **Giuseppe Lanzo, Salvatore Martino**
(Università "Sapienza" di Roma)
- **Dario Albarello** (Università di Siena)

PARTE III

(MICROZONAZIONE SISMICA DELLE MACROAREE)

1. MACROAREA 1

(L'AQUILA CENTRO)

Di Fiore V., Angelino A., Iavarone M., Scotto di Vettimo P. (CNR-IAMC)
Cavinato G.P., Cavuoto G. (CNR- IGAG)
Marsan P., Marcucci S., Sanò T.
(Dipartimento della Protezione Civile)
Milana G., Azzara R.M., Bergamaschi F., Bordoni P., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., Di Giulio G., Fodarella A., Pucillo S., Riccio G. (INGV)
Tallini M., Amoroso S., De Caterini G., Del Monaco F., Di Eusebio F., Leoni G., Monaco P., Totani G., Zaffiro P. (Università di L'Aquila)
Rapolla A., Tarallo D. (Università di Napoli Federico II-CUGRI)
Di Filippo M., Di Nezza M. (Università di Roma La Sapienza)
Bertrand E., Duval A., Régnier J.
(LRPC de Nice, CETE Mediterranee)
Taddei B. (Società Geo, L'Aquila)

COORDINAMENTO: Tallini M. (Università di L'Aquila)

2. MACROAREA 2

(L'AQUILA OVEST, CANSATESSA, PETTINO, COPPITO)

Di Fiore V., Angelino A., Iavarone M., Scotto di Vettimo P. (CNR-IAMC)
Cavinato G.P., Cavuoto G. (CNR- IGAG)
Marsan P., Marcucci S., Quadrio B., Sanò T.
(Dipartimento della Protezione Civile)
Giulio G., Fodarella A., Pucillo S., Riccio G. (INGV)
Tallini M., Amoroso S., Capaldi F., De Caterini G., Del Monaco F., Di Eusebio F., Leoni G., M. Manetta, Monaco P., Totani G., Zaffiro P. (Università di L'Aquila)
Rapolla A., Tarallo D. (Università di Napoli Federico II-CUGRI)
Di Filippo M., Di Nezza M. (Università di Roma La Sapienza)
Milana G., Azzara R.M., Bergamaschi F., Bordoni P., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., Di Bertrand E., Duval A., Régnier J.
(LRPC de Nice, CETE Mediterranee)
Taddei B. (Società Geo, L'Aquila)

COORDINAMENTO: Tallini M. (Università di L'Aquila)

3. MACROAREA 3

(L'AQUILA EST, PAGANICA, BAZZANO, S. GREGORIO)

Di Fiore V., Angelino A., Iavarone M., Scotto di Vettimo P.

(CNR-IAMC, Napoli)

Gallipoli M.R., Piscitelli S., Giocoli A., Romano G. (CNR-IMAA, Potenza)

Cavinato G.P., Cavuoto G., Giaccio B., Mancini M., Moscatelli M.

(CNR-IGAG, Roma)

Campea T., Di Berardino G.R., Mancini T., Marino A.,

Montefalcone R., Mosca F. (Geologi professionisti dell'Ordine dei Geologi della Regione Abruzzo)

Pergalani F., Compagnoni M. (Politecnico di Milano)

Franceschini A. (Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico)

Mucciarelli M. (Università della Basilicata, Potenza)

Boncio P., Miccadei E., Piacentini T., Pizzi A.

(Università di Chieti-Pescara, Dipartimento di Scienze della Terra)

Ferretti G., De Ferrari R., Spallarossa D., Eva C., Pasta M.,

Pavan M., Barani S., Scafidi D. (Università di Genova,

Dipartimento per lo Studio del Territorio e sue Risorse)

Rapolla A., Tarallo D. (CUGRI- Univ. Napoli)

COORDINAMENTO: Boncio P. (Università di Chieti-Pescara)**4. MACROAREA 4**

(BARISCIANO, CASTELNUOVO, POGGIO PICENZE,

S. PIO DELLE CAMERE)

Di Fiore V. (CNR-IAMC)

Gallipoli M.R. Giocoli A., Piscitelli S., Rizzo E., Romano G. (CNR-IMAA)

Triches R. (Associazione GeoProCiv)

Di Giacomo D., Picozzi M., Pilz M. (GFZ-Potsdam)

Benini A., Bertolini G., Ercolessi G., Quagliere S., Zani O.

(Regione Emilia-Romagna)

Mucciarelli M. (Università della Basilicata)

Costanzo A. (DDS – Università della Calabria)

Borghini A., Del Monte E., Madiaci C., Ortolani B., Rizzo M.,

Simoni G., Vignoli A. (DICEA – Università di Firenze)

Santucci de Magistris F. (SAVA – Università del Molise)

Bilotta E., Evangelista L., Landolfi L., d'Onofrio A., Silvestri F.

(DIGA – Università di Napoli Federico II)

Pagliaroli A., Lanzo G. (DISG – Università Sapienza di Roma)

Sica S., Simonelli A. L. (DING – Università del Sannio)

COORDINAMENTO: Luca Martelli (Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli)**5. MACROAREA 5**

(ONNA)

Balasco M., Gallipoli M.R., Giocoli A., Lapenna V.,

Piscitelli S., Romano G. (CNR-IMAA)

Cavinato G. P., Cavuoto G., Mancini M., Moscatelli M.,

Spadoni M., Stigliano F. (CNR-IGAG)

Sanò T. (Dipartimento della Protezione Civile)

Ladina C. (INGV-CNT)

Marzorati S. (INGV-MIPV)

Franceschini A. (Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico)

Mucciarelli M. (D.i.S.G.G Univ. Potenza)

COORDINAMENTO: Cavuoto G., Mancini M. (CNR-IGAG)**6. MACROAREA 6**

(VILLA S. ANGELO, TUSSILLO, S. EUSANIO F.,

CASENTINO, FOSSA)

Di Fiore V., Angelino A., Iavarone M., Scotto di Vettimo P. (CNR-IAMC)

Ameri G., Augliera P., D'Alema E., Franceschina G., Lovati S.,

Luzi L., Maistrello M., Marzorati S., Massa M., Piccarreda D.,

Puglia R. (INGV – Sezione di Milano-Pavia)

Ladina C. (INGV- Centro Nazionale Terremoti)

Baldassarre T., Berti D., Blumetti A.M., Capotorti F., Chiarini E.,

Chiessi V., Conte G., Ambrogi C., Di Stefano R., Eulilli V., Fagioli

R., Ferri F., Fiorenza D., Guarino P.M., Marino M., Martarelli L.,

Matarazzo D., Monti G.M., Motteran G., Muraro C., Pugliese A.,

Pulsinelli C., Puzilli L.M., Roma M., Silvestri S., Tugliozzi C. (ISPRA)

Albarelo D., Guerrini F., Lunedei E., Paulucci E., Pileggi D.

(Università degli Studi di Siena – Dipartimento di Scienze della Terra)

Rapolla A., Tarallo D. (CUGRI- Univ. Napoli)

COORDINAMENTO: Amanti M., Cesi C. (ISPRA)**7. MACROAREA 7**

(S. DEMETRIO, STIFFE, VALLECUPA, PEDICCIANO, ARISCHIA)

Di Fiore V., Angelino A., Iavarone M., Scotto di Vettimo P. (CNR-IAMC)

Ameri G., Augliera P., D'Alema E., Franceschina G., Lovati S.,

Luzi L., Maistrello M., Marzorati S., Massa M., Piccarreda D.,

Puglia R. (INGV – Sezione di Milano-Pavia)

Ladina C. (INGV- Centro Nazionale Terremoti)

Baldassarre T., Berti D., Blumetti A.M., Capotorti F., Chiarini E.,

Chiessi V., Conte G., Ambrogi C., Di Stefano R., Eulilli V., Fagioli

R., Ferri F., Fiorenza D., Guarino P.M., Marino M., Martarelli L.,

Matarazzo D., Monti G.M., Motteran G., Muraro C., Pugliese A.,

Pulsinelli C., Puzilli L.M., Roma M., Silvestri S., Tugliozzi C. (ISPRA)

Albarelo D., Guerrini F., Lunedei E., Paulucci E., Pileggi D.

(Università degli Studi di Siena – Dipartimento di Scienze della Terra)

Rapolla A., Tarallo D. (CUGRI- Univ. Napoli)

COORDINAMENTO: Amanti M., Cesi C. (ISPRA)**8. MACROAREA 8**

(POGGIO ROIO, COLLE ROIO, ROIO PIANO,

S. RUFINA CONTRADA CAVALLI)

Martini G., Paciello A., Poggi F., Serafini S., Verrubbi V.

(ENEA Agenzia per le Nuove Tecnologie, l'Energia e lo Sviluppo

Economico Sostenibile – Sezione Prevenzione Rischi Naturali

e Mitigazione Effetti)

Colasanto F., Colombi A., Di Loreto E., Gerardi A., Liperi L.,

Meloni F., Orazi A. (Regione Lazio, Dipartimento Territorio –

Direzione Regionale Ambiente e Cooperazione tra i Popoli, Area

Difesa del Suolo)

Bozzano F., Bianchi Fasani G., Di Nezza M., Hailemichael

S., Martino S., Rossi D., Scarascia Mugnozza G., Stedile L.

(Università Sapienza di Roma – Centro di Ricerca sui Rischi

Geologici CE.RI. e Dipartimento di Scienze della Terra)

Di Filippo M. (Università Sapienza di Roma e CNR-IGAG)

Lenti L. (Laboratoire Central des Pontes et Chaussées (Parigi – Francia)

COORDINAMENTO: Scarascia Mugnozza G.

(Università Sapienza di Roma)

9. MACROAREA 9

(BAGNO GRANDE, BAGNO PICCOLO, CIVITA DI BAGNO, PIANOLA,
S. BENEDETTO, S. FELICE D'OCRE, VALLE CAVALLETTO)

Baglione M., Benelli F., D'Intinosante V., Fabbroni P., Fianchisti G., Vannini F. (Regione Toscana, Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica – Genio civile di Firenze)
Salvadori A., Ballati R., Pellegrineschi V.
(Regione Toscana, Genio Civile di Pistoia)
Calderini F. (Regione Toscana, Ufficio VIA)
Rossi M. (Regione Toscana, Genio Civile di Grosseto)
Cortopassi P., Milano F. (Regione Toscana, Genio Civile di Massa)
Signanini P., Rainone M., Pizzica F. (Università di Chieti, CERS-GEO)
Principi G., Menna F., Ripepe M., Marchetti E., Delle Donne D., De Rosa G., La Canna G., Genco R., Colò L.
(Università di Firenze, Dip.to di Scienze della Terra)
Puccinelli A., D'Amato-Avanzi G., Giannecchini R., Marchetti D.
(Università di Pisa, Dip.to di Scienze della Terra)
Lo Presti D., Squeglia N. (Università di Pisa, Dip.to di Ingegneria Civile)
Salveti A., Turrini G., Sanò T. (Consulenti DPC, Roma)
Franceschini A. (Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico)
Barsanti P. (Impresa Geoprove s.a.s. di Lucca)

COORDINAMENTO: Baglione M.
(Regione Toscana, Coordinamento Regionale Prevenzione Sismica – Genio civile di Firenze)

10. MACROAREA 10

(GORIANO SICOLI, CASTELVECCHIO SUBEQUO)

De Caterini G., Leoni G., Mottana A.
(Dipartimento Scienze Geologiche-Università di Roma Tre)
Boscaino G., Pipponzi G. (Autorità di Bacino Regione Abruzzo)
Coen G., Di Nisio C., Monosilio M., Moretti S., Zaffiro P.
(Consulenti Università di Roma Tre)
Napoleoni Q. (Dipartimento Idraulica, Trasporti e Strade
Università Sapienza di Roma)
Tallini M. (Disat, Università degli Studi dell'Aquila)

COORDINAMENTO: De Caterini G.
(Dipartimento Scienze Geologiche-Università di Roma Tre)

11. MACROAREA 11

(CAMARDA, COLLEBRINCIONI)

De Rose C., Di Sabatino D., Ferrini G., Marinetti E.,
Moretti A., Stagnini E.
(Dipartimento di Scienze Ambientali, Università dell'Aquila)

COORDINAMENTO: Ferrini G
(Dipartimento di Scienze Ambientali, Università dell'Aquila)

12. MACROAREA 12

(NAVELLI, CIVITARETENGA, PRATA D'ANSIDONIA,
TUSSIO, S. NICANDRO)

Alessio M., Di Berardino G.R., Campea T., Mancini T.,
Montefalcone R., Mosca F.
(Geologi Liberi Professionisti – Ordine Geologi Abruzzo)

COORDINAMENTO: Regione Abruzzo, Ordine Geologi Abruzzo

PARTE IV**(MICROZONAZIONE SISMICA E PIANIFICAZIONE TERRITORIALE)**

- **Fabrizio Brammerini**
(coordinatore, Dipartimento della protezione civile)
- **Claudia Faraone** (Dipartimento della protezione civile)
- **Gianluca Giovannelli** (Dipartimento della protezione civile)
- **Antonella Manicardi** (Provincia di Modena)
- **Cosmo Mercuri** (Dipartimento della protezione civile)
- **Raffaella Molinari** (Regione Abruzzo)
- **Maria Romani** (Regione Emilia-Romagna)



N

Amatrice

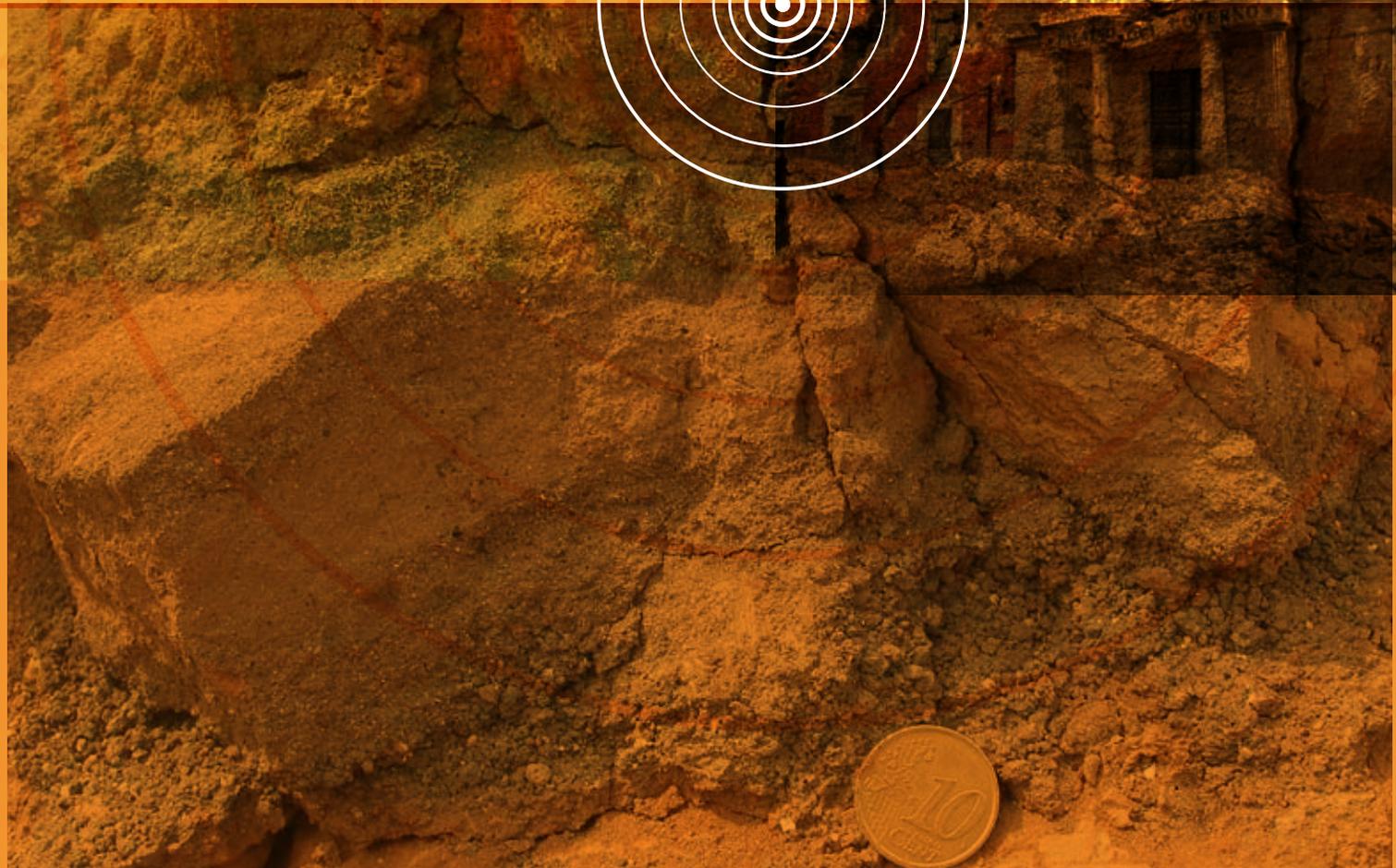
Teramo

Is - MCS

5 6 7 8 9 10

MCS 9
8
7
6
5

Castelli
Boreto
Anaschia
Scoppito
Temerara
S. Eustachio
P. Piceno
Castellana



GEOLOGIA
E PERICOLOSITÀ SISMICA
DELL'AREA AQUILANA

PARTE I

1 IL TERREMOTO DEL 6 APRILE 2009

Il terremoto che nella notte tra domenica e lunedì 6 Aprile 2009, alle 3.32 locali ha devastato il centro storico della città di L'Aquila (Fig. 1.1) e decine di paesi lungo la Valle del Fiume Aterno ha avuto una magnitudo locale stimata $M_l=5.8$ ed una magnitudo momento $M_w=6.3$ (INGV, 2009).

Il terremoto è stato preceduto da una lunga sequenza sismica ($M_l < 4.0$) iniziata nella seconda metà di dicembre nella zona a sudovest di L'Aquila (bacino di Roio) e culminata con un evento di $M_l=4.1$ il 30 Marzo 2009. Due scosse avvenute a cavallo della mezzanotte del 5 Aprile ($M_l=3.9$ e $M_l=3.5$), fortemente avvertite dalla popolazione aquilana, hanno indotto molte persone a passare la notte nelle automobili od a spostarsi in luoghi ritenuti più sicuri, così che l'evento devastante delle 3.32 ha causato forse meno vittime di quante la gravità dei crolli ne avrebbe provocato. Certamente più alto sarebbe stato il numero di abitanti coinvolti in crolli se il terremoto fosse avvenuto di giorno, atteso il numero e l'importanza di alcuni edifici pubblici fortemente danneggiati o crollati (p.e., la prefettura di L'Aquila e diverse scuole in tutta la provincia; Fig. 1.1).

Al *mainshock* sono seguite migliaia di scosse con $M_l > 2$, delle quali oltre 200 con $M_l > 3$, 20 con $M_l > 4$, oltre a due eventi con $M_w=5.4$ e $M_w=5.6$ che hanno provocato un aggravamento, seppur modesto, del quadro

- Galli P.
Dipartimento della Protezione Civile
- Giaccio B.
CNR, IGAG, Roma
- Messina P.
CNR, IGAG, Roma
- Naso G.
Dipartimento della Protezione Civile
- Peronace E.
Dipartimento della Protezione Civile
- Piscitelli S.
CNR, IMAA, Potenza



Fig. 1.1 → L'Aquila, 7 Aprile 2009. Veduta del crollo dell'edificio della Prefettura. Se il terremoto fosse avvenuto di giorno, molte persone concentrate in alcuni edifici pubblici sarebbero rimaste vittime dei crolli (Foto P.Galli).

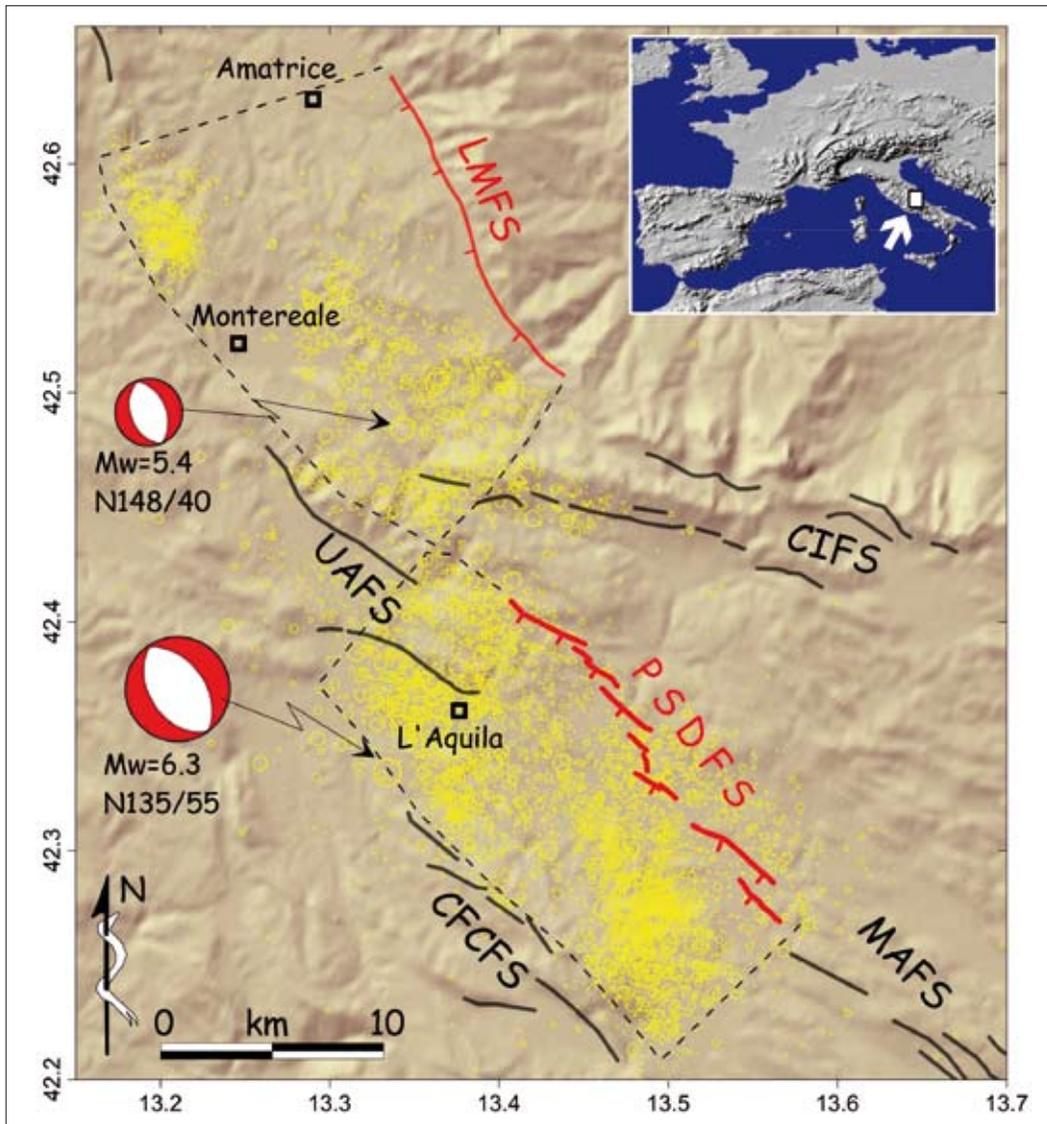


Fig. 1.2 → Distribuzione degli *aftershocks* registrati dalla rete INGV dopo l'evento del 6 Aprile. In rosso l'emergenza in superficie della faglia responsabile del *mainshock* (sistema di faglie di Paganica-San Demetrio). A tratteggio rosso l'andamento possibile in profondità della struttura. A tratteggio blu il possibile andamento in profondità della faglia della Laga, parzialmente attivatasi nel corso della sequenza del 2009. In nero le altre faglie attive della regione (da Galadini e Galli, 2000, modificato).

del danneggiamento (Fig. 1.2). Al momento della stesura di questo capitolo la sequenza è ancora in atto, con eventi localizzati sia nell'area mesosismica, che a NW di L'Aquila (zona Amatrice-Monteverde, i.e., faglia dei Monti della Laga: Galadini e Galli, 2000).

L'area mesosismica ($I_s > VII-VIII$ MCS), allungata per circa 20 km in direzione NW-SE, comprende 16 località con $I_s \geq VIII$ MCS, delle quali 6 hanno subito effetti di IX grado o superiori, tra cui Castelnuovo ed Onna (IX-X), che sono risultati i paesi maggiormente danneggiati (Galli *et al.*, 2009). Il terremoto ha provocato 308 vittime, la maggior parte delle quali nel centro storico dell'Aquila (circa 200), ad Onna (41) ed a Villa Sant'Angelo (17). Gli effetti del terremoto sono stati oggetti di un lungo ed approfondito rilievo macrosismico ad opera di QUEST¹, iniziato già alle prime luci dell'alba del 6 Aprile e protrattosi sino a Luglio inoltrato (Fig. 1.3). Le località visitate sono state oltre 300 ed a ciascuna è stato assegnato

1 Quick Earthquake Survey Team

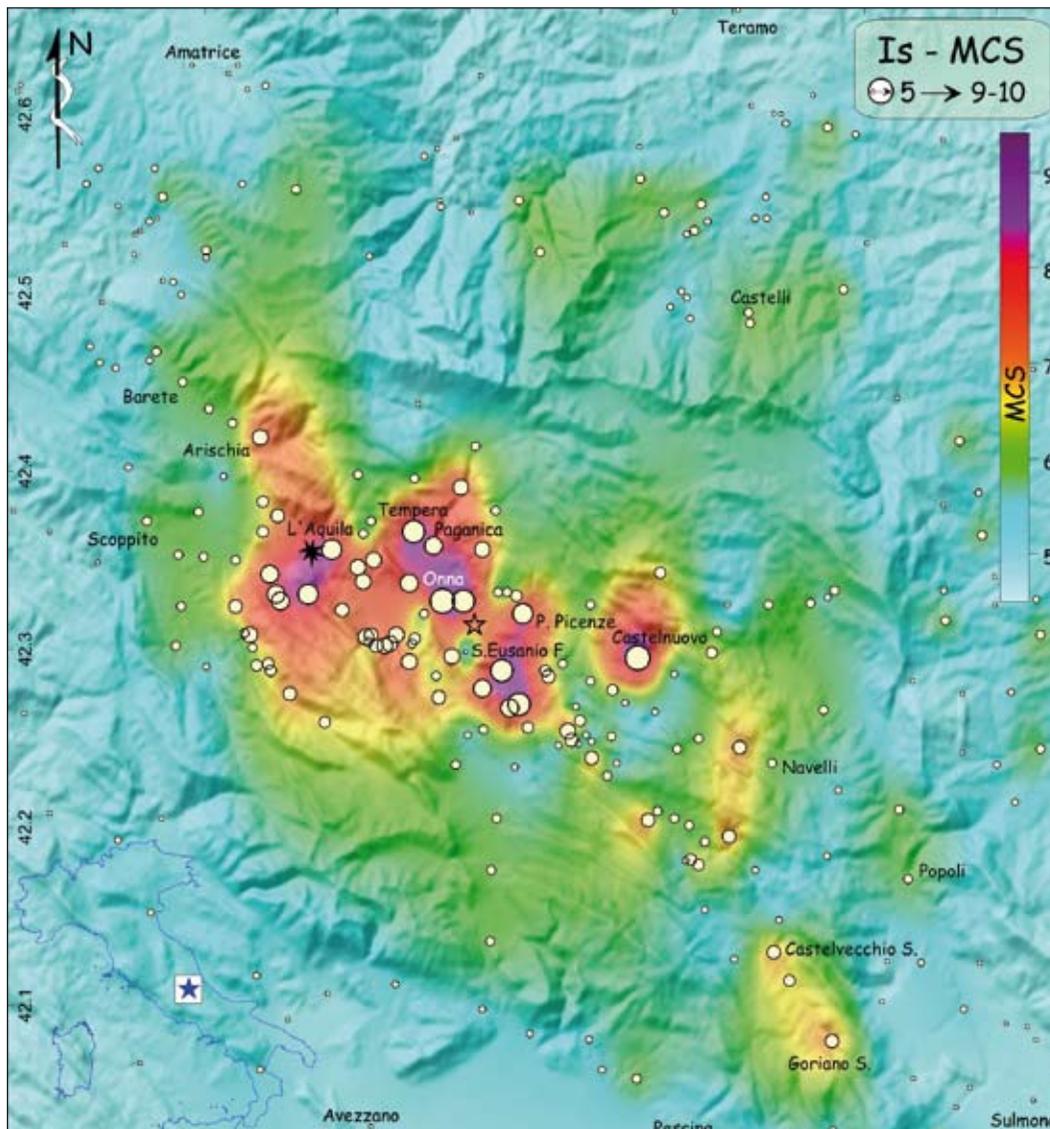


Fig. 1.3 → Distribuzione dei punti di intensità MCS valutati in Galli *et al.* (2009). La stella nera è l'ipocentro strumentale, quella vuota l'epicentro macrosismico. A colori la distribuzione areale delle intensità calcolata mediante l'interpolazione dei dati analitici.

il grado nella scala MCS (Mercalli Cancani Sieberg; in Galli *et al.*, 2009), mentre per un numero molto meno numeroso di paesi è stata valutata l'intensità in termini di *European Macroseismic Scale*, ivi compresa L'Aquila.

Per quanto riguarda la sorgente fisica del terremoto, la rottura lungo la faglia responsabile del mainshock si è enucleata ad una profondità di circa 9 km (Cirella *et al.*, 2009) su una struttura normale orientata N135°/55° (USGS, 2009²), lungo l'emergenza della quale sono stati riconosciuti numerosi sistemi di fratturazione di superficie (*surficial break*), assimilabili nel complesso a fagliazione superficiale (faglie Collebrincioni-Paganica-San Demetrio in Falcucci *et al.*, 2009; Galli *et al.*, 2009; Messina *et al.*, 2009). Le tracce della rottura di superficie sono costituite da un insieme di fratture beanti (in genere da pochi millimetri a 3-4 cm, ma fino a 10 cm in alcuni casi), generalmente orientate N110°-140° secondo una geometria *en-échelon* con *step* destro, sia alla mesoscala che alla macroscala. Le fratture hanno inte-

2 I valori di strike e dip variano a seconda del metodo usato. Da 113° a 147° di strike e da 43° a 60° di dip. Gli ipocentri si allungano comunque lungo un piano pendente 55° in profondità.



Fig. 1.4 → Fagliazione di superficie lungo il segmento di faglia di Paganica. A pochi metri la faglia attraversa e taglia un muro di cemento armato ed il pavimento del cortile di un'abitazione (Foto P. Galli).

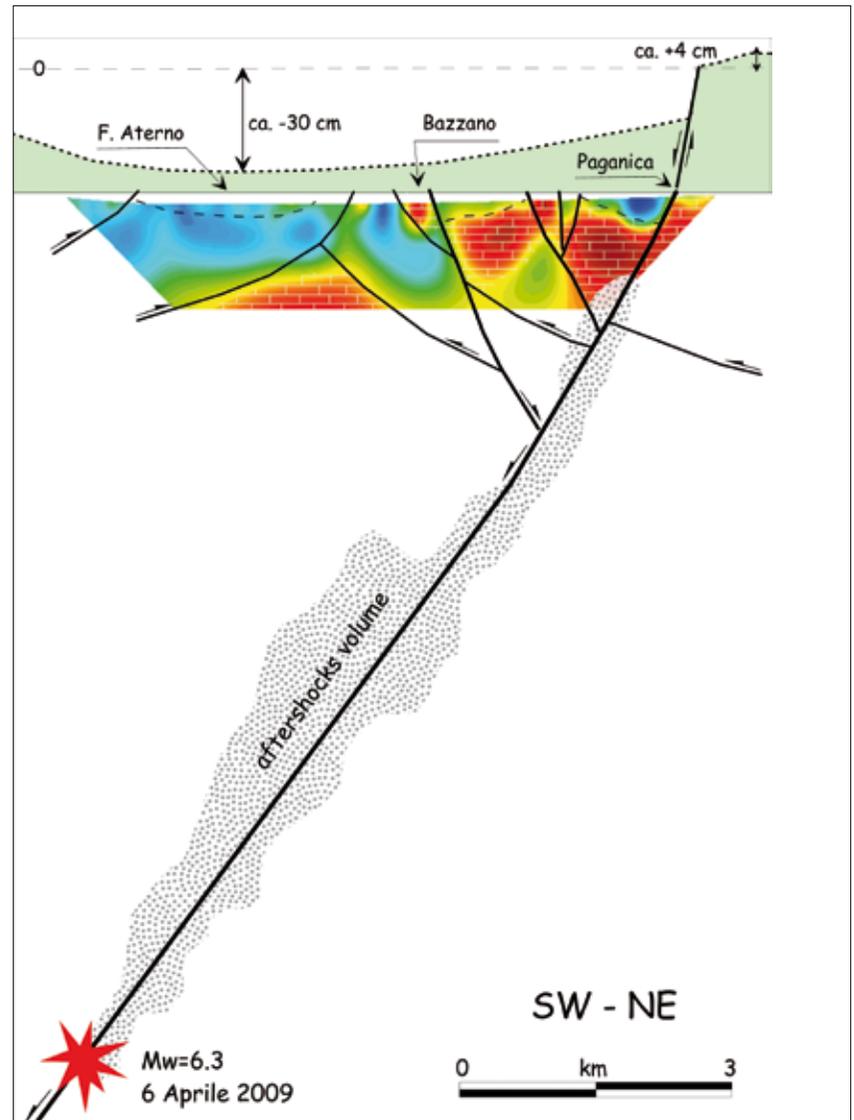
ressato indistintamente terreni più o meno coesivi (Fig. 1.4) e manufatti antropici, ivi comprese strutture in cemento armato, strade, pavimentazioni varie, muri (in pietra, laterizio e cemento).

In genere, sono stati osservati almeno due set di fratture parallele, una sviluppata in corrispondenza del piano di faglia (o del nastro in roccia, ove presente in affioramento) ed una (o più) nell'*hanging-wall*, a distanze variabili tra i pochi metri e qualche decametro. Dal complesso delle osservazioni è possibile affermare che la fagliazione si è manifestata per circa 19 km in superficie, mobilizzando diversi segmenti di faglie precedentemente più o meno noti e/o visibili. Riassumendo, nel suo settore nordoccidentale la faglia si è manifestata lungo il segmento di Colle Enzano (e relative prosecuzioni a NW verso Collebrincioni ed a SE al di sotto del viadotto Vigne dell'autostrada A24); in quello centrale lungo la faglia s.s. di Paganica e la sua prosecuzione a SE (San Gregorio); in quello sudorientale lungo la faglia di San Demetrio.

La cinematica e la geometria della faglia responsabile del terremoto sono state determinate anche mediante l'inversione di dati geodetici satellitari (SAR e GPS). Gli interferogrammi differenziali SAR (DInSAR) hanno mostrato chiaramente il pattern di deformazione del suolo generato in superficie dalla dislocazione della faglia (Atzori *et al.*, 2009). I dati GPS provenienti da stazioni installate dall'INGV prima dell'evento e rimisurate nei giorni successivi hanno confermato l'andamento e l'entità della deformazione "vista" mediante le elaborazioni DInSAR, permettendo di misurare i movimenti del suolo cosismici fino a oltre 60 km dall'epicentro (Cheloni *et al.*, 2010).

Nel complesso, l'insieme dei dati geologici di superficie e geodetici mostra che un'area di ~30 x 20 km intorno alla conca Aquilana è stata soggetta ad un abbassamento della superficie con un massimo

Fig. 1.5 → Sezione sismo-geologica interpretativa normale alla faglia di Paganica. Il pannello in alto mostra la deformazione del suolo, così come ricostruito interpolando le frange interferometriche (Atzori *et al.*, 2009) con dati di livellazione pre e post-sisma (cortesia di C. Cesi e R. Giuliani). Notare il sollevamento di 4 cm del footwall nella valle del Raiale e l'abbassamento di ca. 30 dell'*hangingwall* in corrispondenza del fiume Aterno. A colori, la tomografia elettrica profonda (Piscitelli *et al.*, 2009) evidenzia i litotipi a differente resistività. In rosso (mattonato) le possibili unità carbonatiche del substrato; in celeste i terreni più conduttivi, presumibilmente riconducibili alle unità flyschoidi in profondità ed alluvionali in superficie. Le linee di sovrascorrimento (inattive) sono meramente speculative. A NE la tomografia mostra il contatto netto in corrispondenza della faglia di Paganica, con il ribassamento dei carbonati sotto le alluvioni, e la possibile antitetica di Bazzano. In profondità la faglia principale è disegnata dalla distribuzione degli *aftershocks* sino all'ipocentro del *mainshock* del 6 Aprile 2009 (dati INGV, 2009).



spostamento verticale di circa -30 cm, localizzato tra l'Aquila e Fossa (Fig. 1.5). Un sollevamento massimo di ~4 cm si è invece verificato a nord-est della faglia di Paganica. Il gran numero e la qualità di dati geodetici hanno permesso di elaborare dei modelli della dislocazione sismica (Atzori *et al.*, 2009; Cheloni *et al.*, 2010). I risultati più importanti della modellazione confermano che il piano su cui è avvenuta la dislocazione in profondità, così come evidenziato anche dall'involuppo degli *aftershocks*, è inclinato di circa 55° verso SW lungo una direzione media N130°-140°. La proiezione del piano verso la superficie coincide con la traccia delle fratture cosismiche osservate, mentre lo slip massimo (~1 m) si concentra sotto la conca aquilana, a circa 7 km di profondità (vedi anche Cirella *et al.*, 2009).

È da notare, infine, come in occasione del *mainshock* si sia verificato un forte effetto di direttività verso i quadranti sudorientali. Ciò è deducibile osservando la distribuzione fortemente asimmetrica del danneggiamento (esteso verso SE, Fig. 1.3; Galli *et al.*, 2009) relativamente sia alla proiezione in superficie del piano di faglia attivatosi, che all'emergenza dello stesso, ma soprattutto alla posizione dell'ipocentro (Figg. 1.2-1.3).

Bibliografia

- Cirella A., Piatanesi A., Cocco M., Tinti E., Scognamiglio L., Michelini A., Lomax A., Boschi E., 2009. Rupture history of the 2009 L'Aquila (Italy) earthquake from non linear joint inversion of strong motion and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 36, 19, doi:10.1029/2009GL039795, 2009
- 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) – *Geoph. Res. Lett.*, doi: 10.1029/2009GL039293.
- Cheloni D., D'Agostino N., D'anastasio E., Mantenuto S., Giuliani R., Calcaterra S., Gambino P., Mattone M. (2010) – Coseismic and initial postseismic slip of the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake – *Geophysical International Journal, Fast Abstracts*, in stampa.
- Faluccci 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. & Pantosti D. (2009) – Surface faulting due to the L'Aquila earthquake of April 6th 2009 – *Seismological Research Letters*, in press.
- Galadini, F., Galli, P., 2000. Active tectonics in the central Apennines (Italy) – input data for seismic hazard assessment. *Nat. Haz.* 22, 225–270.
- Galli P., Camassi R., Azzaro R., Bernardini F., Castenetto S., Molin D., Peronace E., Rossi A., Vecchi M., Tertulliani A., 2009a. Il terremoto aquilano del 6 aprile 2009: rilievo macrosismico, effetti di superficie ed implicazioni sismotettoniche. *Il Quaternario*, 22, 235-246.
- INGV, 2009. Localizzazione del terremoto del 6 aprile 2009 aggiornata con tutti i dati a disposizione. <http://portale.ingv.it/primo-piano/archivio-primo-piano/notizie-2009/terremoto-6-aprile/localizzazione-del-terremoto-del-6-aprile-aggiornata>.
- Messina P., Galli P., Faluccci E., Galadini F., Giaccio B., Gori S., Peronace E. & Sposato A. (2009) – Evoluzione geologica e tettonica quaternaria dell'area interessata dal terremoto aquilano del 2009 – *Geoitalia 2009*, 28, pp 24-29, doi: 10.1474/Geoitalia-28-06.
- Piscitelli S., Galli P., Giocoli A., Peronace E., Romano G., 2009. Electrical imaging of the April 2009 L'Aquila earthquake fault (Mw=6.3, central Italy), abstract of the 2009 AGU Fall Meeting, 14-18 Dec., San Francisco (USA), U14A-01.

2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La sequenza sismica Aquilana dell'aprile 2009 è andata ad interessare il settore settentrionale dell'Appennino centrale, dove per Appennino centrale si intende la porzione di catena compresa fra le Linee Olevano-Antrodoto e Volturmo-Sangro *Auctt.* (Fig. 2.1). La scossa principale del 6 aprile (Mw 6.3) ed il forte aftershock del 7 aprile (Mw 5.6) si localizzano nella media Valle del Fiume Aterno, nota anche come Conca Aquilana, delimitata a ovest-sudovest dal massiccio dei M.ti D'Ocre e a nord-norddest dalla catena del Gran Sasso D'Italia (Fig. 2.1). Il secondo forte *aftershock* (9 aprile, Mw 5.4) si localizza circa 18 Km a nord della scossa principale, nei pressi del Lago di Campotosto e cioè nel settore dei M.ti della Laga posto fra la parte più occidentale della catena del Gran Sasso e la dorsale di M. Gorzano. In questo settore dell'Appennino centrale si assiste alla progressiva transizione, da sud verso nord, da aree caratterizzate da successioni meso-cenozoiche di "Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese" a

- Boncio P.
Università di Chieti
- Tallini M.
Università di L'Aquila

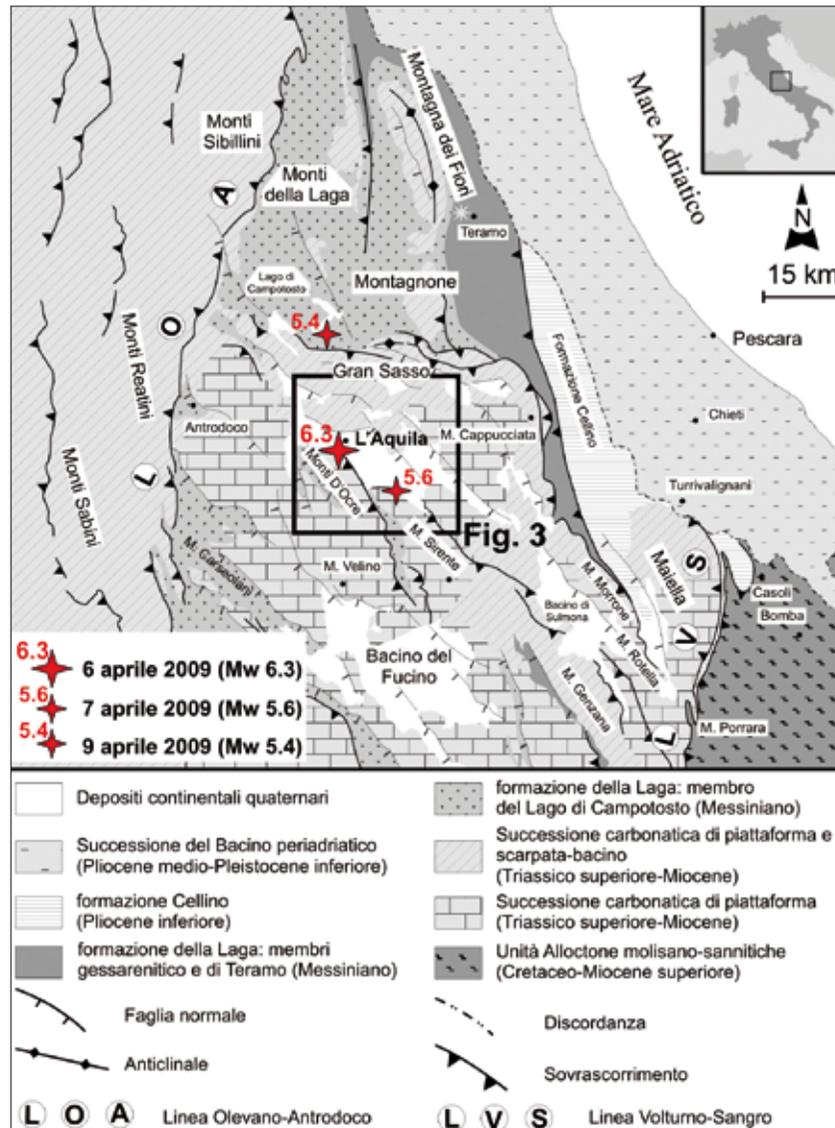


Fig. 2.1 → Schema tettonico dell'Appennino centrale con ubicazione delle scosse più forti dell'aprile 2009 (lievemente modificato dalle Note Illustrative del F.o CARG 349 "Gran Sasso d'Italia", Adamoli *et al.*, in stampa)

coeve successioni di "Bacino pelagico umbro-marchigiano". Nell'area aquilana il limite fra i due domini paleogeografici è orientato circa E-W.

I differenti domini paleogeografici si sono formati ed evoluti su una crosta continentale di pertinenza africana (*Adria Auclt.*), a partire dalla fase tettonica estensionale del Triassico superiore-Giurassico inferiore che ha determinato la separazione fra le aree subsidenti di bacino e quelle di piattaforma carbonatica persistente. La tettonica sinsedimentaria è proseguita anche successivamente, fino al Paleogene, favorendo il persistere delle condizioni deposizionali precedentemente delineate ma anche determinando variazioni deposizionali all'interno dei singoli domini, come la formazioni di alti strutturali con ampie lacune stratigrafiche fra il Cretacico inferiore ed il Miocene medio o il contemporaneo annegamento di porzioni di piattaforma.

A partire dal Miocene superiore, l'Appennino centrale è stato deformato dalla tettonica compressiva appenninica, con la formazione di sistemi a pieghe e sovrascorrimenti a prevalente direzione NW-SE e generale direzione di trasporto verso NE (si veda Patacca *et al.*, 2008 e la relativa bibliografia per una sintesi sull'evoluzione strutturale dell'Appennino centrale). Significative rotazioni rispetto al trend generale si hanno lungo i fronti settentrionale e orientale della catena del Gran Sasso, dove le direzioni strutturali dominanti sono rispettivamente E-W e N-S. Queste variazioni nelle direzioni strutturali e la loro corrispondenza con i margini degli originari domini deposizionali testimonia il forte controllo che hanno avuto le geometrie dei paleo-margini sull'architettura delle strutture compressive neogeniche. Direzioni N-S caratterizzano le strutture a nord del Gran Sasso, al letto dell'omonimo sovrascorrimento, e direzioni da N-S a NNE-SSW caratterizzano l'insieme di strutture lungo le linee Olevano-Antrodoco e Sangro-Volturno.

Le strutture compressive della catena sono post-datate dalle deformazioni distensive. Queste hanno agito a partire dal Pliocene superiore, almeno nei settori occidentali, e sono perdurate per tutto il Quaternario. Si tratta di faglie dirette o oblique a prevalente immersione occidentale che hanno determinato la formazione di bacini intramontani colmati da depositi continentali (es. Amatrice-Campotosto, Campo Imperatore, Valle dell'Aterno, Navelli, Conca Subequana, Campo Felice, Fucino, Sulmona, Piana delle Cinque Miglia). Le direzioni delle faglie dirette sono prevalentemente NW-SE o NNW-SSE. Significative deviazioni da tali trend strutturali dominanti si hanno nell'area del Gran Sasso, dove le faglie dirette hanno una direzione media circa E-W, parallela alla catena, suggerendo un controllo della preesistente architettura compressiva sulle successive deformazioni distensive. Buona parte di tali faglie sono ancora attive e controllano la sismicità dell'area appenninica come dimostrato dal terremoto del 6 aprile 2009 (si veda oltre). Da ovest verso est, è possibile distinguere tre principali allineamenti di faglie dirette attive e probabilmente sismogeniche (Fig. 2.2):

- 1) l'allineamento interno Rieti – Valle del Salto – M. Velino – Magnola – Fucino – M.gna Grande – Barrea, cui si aggiunge il sistema Campo Felice – Ovindoli;
- 2) l'allineamento intermedio Norcia – Cittareale – Pizzoli – Pettino – Aquilano (Paganica-San Demetrio) – Media Valle dell'Aterno – Sulmona – Cinque Miglia;
- 3) l'allineamento esterno M. Vettore – M. Gorzano – Gran Sasso.

La strutturazione compressiva mio-pliocenica dell'area di catena ha determinato un sensibile ispessimento della crosta continentale. Recenti dati geofisici lungo il profilo NVR CROP 11, che attraversa l'Appennino centrale in direzione circa E-W alla latitudine del Fucino (Di Luzio *et al.*, 2009), indicano

spessori crostali fra 40 e 45 Km in corrispondenza della zona assiale della catena, dove si colloca anche l'area aquilana. Lo spessore crostale diminuisce progressivamente verso oriente (ca. 34 Km in corrispondenza della costa adriatica). Circa 25-30 Km ad ovest dell'area sismica aquilana, si localizza la nota zona di "accavallamento" della crosta assottigliata ad affinità tirrenica sulla crosta ispessita appenninica (Scarascia *et al.*, 1994). Gli spessori della prima variano da circa 32 Km in corrispondenza della zona di accavallamento a circa 25 Km in prossimità della costa tirrenica. Il gradino crostale separa anche due aree a differente segnatura gravimetrica. Anomalie gravimetriche negative caratterizzano l'area di catena, con valori delle anomalie di Bouguer compresi fra -40 e -60 mGal in corrispondenza dell'area aquilana; valori positivi caratterizzano invece l'area ad ovest del gradino.

Il flusso di calore regionale diminuisce spostandosi da ovest verso est, dai 60-70 mW/mq del settore occidentale della catena ai 40 mW/mq del settore assiale (Pasquale *et al.*, 1997; Della Vedova *et al.*, 2001). L'area aquilana ricade in una zona a basso flusso di calore (ca. 40 mW/mq).

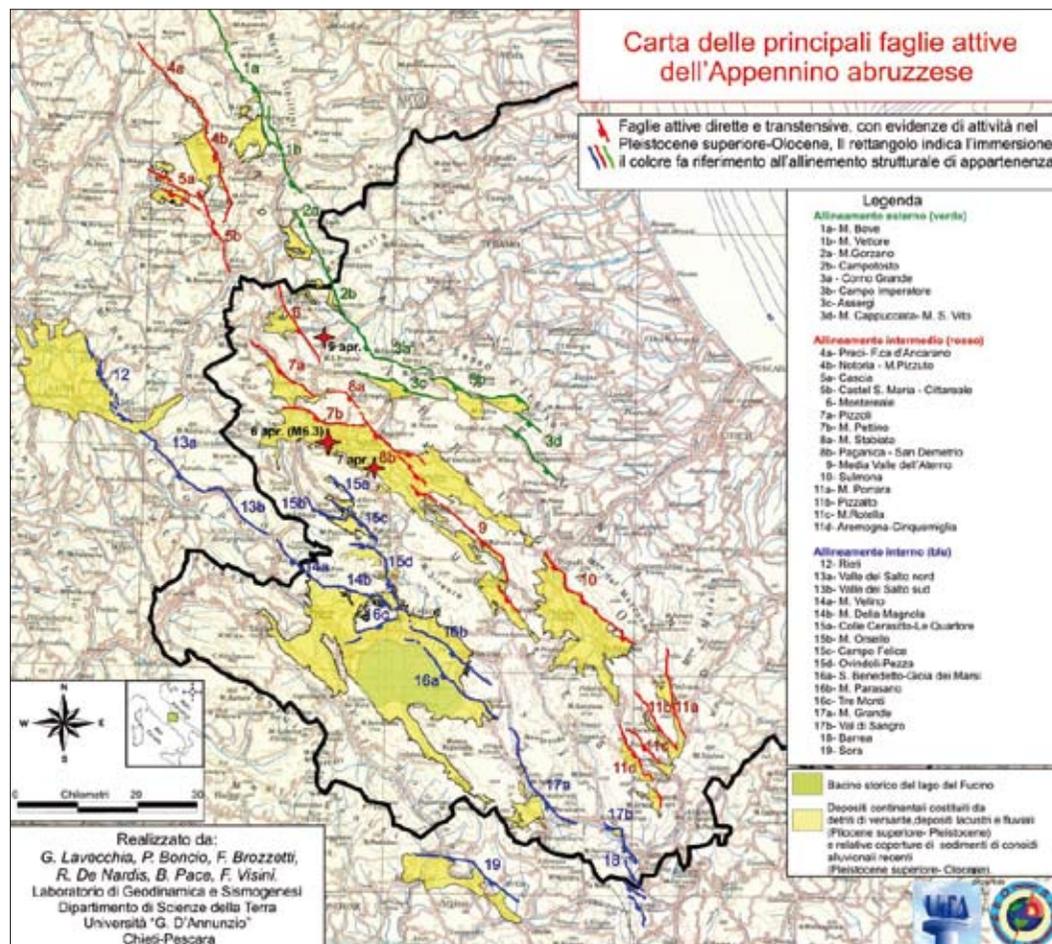


Fig. 2.2 → Carta delle principali faglie dirette attive e probabilmente sismogeniche dell'Appennino abruzzese (modificato da Boncio *et al.*, 2004a).

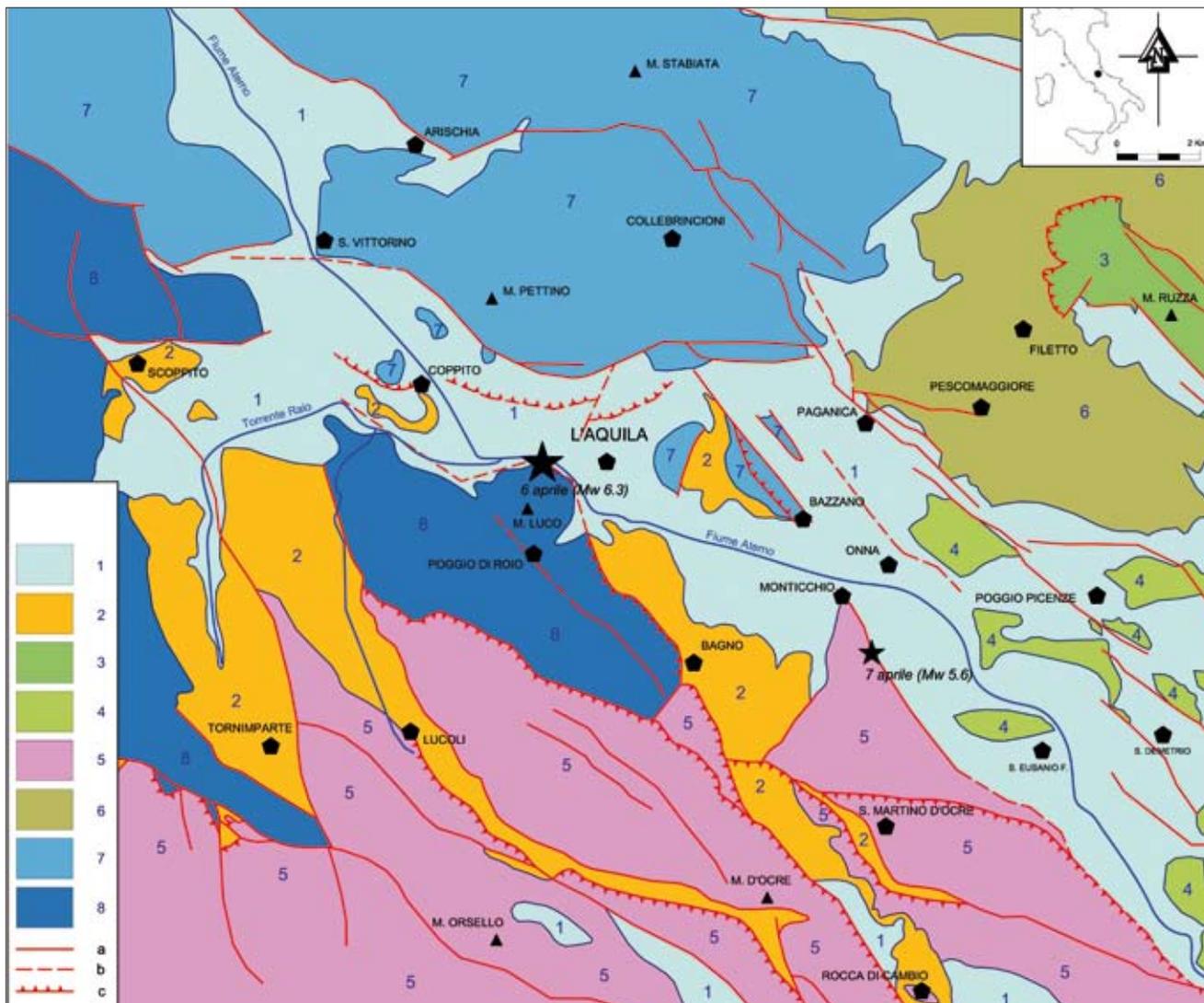
2.1 Stratigrafia del substrato pre-Quaternario

Il substrato pre-Quaternario dell'area colpita dal terremoto del 6 aprile 2009 (Figg. 2.1 e 2.3) viene qui riassunto tenendo conto delle sintesi stratigrafiche del foglio geologico CARG alla scala 1:50.000 359 "L'Aquila" (APAT, 2005; Centamore *et al.*, 2006a) e della carta geologica d'Abruzzo alla scala 1:100.000

di Vezzani e Ghisetti (1998). Si individuano pertanto le seguenti successioni stratigrafiche omogenee, oltre ai depositi continentali (1) (Fig. 2.3):

- 2 unità sin-orogeniche dell'avanfossa messiniana della catena appenninica caratterizzate da depositi arenaceo-pelitici torbiditici (area della valle di Lucoli, del T. Raio e di Bagno);
- 3 successione carbonatica di piattaforma interna triassico-liassica ("paleopiattaforma" *sensu* Centamore *et al.*, 2006a) e di margine giurassico ("formazione della Terratta" *Auctt. p.p.*) (area di M. Ruzza);
- 4 formazioni di margine del Cretacico inferiore ad orbitoline ("formazione della Terratta" *Auctt. p.p.*) e calcari ciclotemici a gasteropodi di piattaforma interna a cui si appoggiano in paraconcordanza i calcari miocenici a briozoi e litotamni (area della valle del F. Aterno);
- 5 successione di piattaforma carbonatica interna cretatica (in parte margine) con associati depositi miocenici paraconcordanti di rampa come in 4 (area dei M.ti D'Ocre);
- 6 successione meso-cenozoica silico-calcareo-marnosa detritica di scarpata-bacino prossimale e rampa calcarea di margine (area di Filetto-Pescomaggiore);

Fig. 2.3 → Schema geologico dell'area Aquilana (modificato da Vezzani e Ghisetti, 1998). Legenda: 1- depositi continentali (Olocene-Pliocene superiore?); 2- depositi terrigeni di avanfossa (Messiniano); 3- successione carbonatica di piattaforma interna triassico-liassica e "Formazione della Terratta" *Auctt. giurassica* (area di M. Ruzza); 4- "Formazione della Terratta" *Auctt. cretatica*, calcari di piattaforma interna mesozoici e calcari miocenici a briozoi e litotamni miocenici (area del F. Aterno); 5- successione di piattaforma carbonatica interna cretatica e margine p.p. con associati depositi miocenici paraconcordanti di rampa come in 4 (area dei M.ti D'Ocre); 6, 7 e 8- successione meso-cenozoica silico-calcareo-marnosa detritica di scarpata-bacino prossimale (con incluse formazioni di rampa e di margine, 6: area di Filetto-Pescomaggiore; 7: area del M. Pettino; 8: area di Roio-Tornimparte); a- faglia normale/transtensiva o a cinematica indeterminata; b- faglia sepolta o ipotizzata; c- sovrascorrimento o faglia a carattere transpressivo.



- 7 successione meso-cenozoica silico-calcareo-marnosa detritica di scarpata-bacino prossimale (area del M. Pettino);
- 8 successione cenozoica calcareo-marnosa detritica di rampa e scarpata-bacino prossimale (area di Roio-Tornimparte).

Le formazioni carbonatiche da (3) a (8) rappresentano quelle pre-orogeniche: 6, 7, 8 si riferiscono alle formazioni in facies di scarpata-bacino che passano lateralmente verso sud e sudovest a quelle della "Piattaforma laziale-abruzzese" *Auctt.* (3, 4, 5) o a quelle testimonianti fenomeni di "annegamento" della piattaforma (3).

I depositi terrigeni (2) affiorano nella valle del T. Raio e sporadicamente nella piana di L'Aquila (Coppito, Bazzano). Si tratta di alternanze torbiditiche arenacee e pelitico-arenacee, con rapporti sabbia-argilla che tendono a diminuire verso l'alto. Si distinguono un'associazione arenacea (con un rapporto sabbia/argilla > 1) e una arenaceo-pelitica. La prima è costituita da una serie di alternanze di bancate di arenarie da spesse a molto spesse (2-3 m), a granulometria grossolana a cui si intercalano orizzonti pelitici spessi 10-20 cm. Nella seconda associazione l'alternanza degli strati è più irregolare e lo spessore dei banchi arenacei tende a diminuire (50-100 cm); aumentano invece le intercalazioni pelitiche sia in numero che in spessore e il rapporto sabbia/argilla tende alla parità.

La successione carbonatica di piattaforma interna del Triassico-Liassico comprende le ben note formazioni del Calcare massiccio (la litofacies A *sensu* Centamore *et al.*, 2006a) e della Dolomia principale *Auctt.* La prima è costituita da calcari fango-sostenuti biancastri organizzati in sequenze ciclotemiche a scala metrica; la seconda da dolomie grigiastre a cui si alternano soprattutto verso l'alto calcari dolomitici. Le formazioni del margine giurassico-cretacico (3 e 4), riconducibili a quella della Terratta *Auctt.*, sono composte da calcari grano-sostenuti e *rudstones* organogeni biancastri ad alghe calcaree, orbitoline, ellipsactinie, coralli e rudiste (caprine e ippuriti), alternati a calcari oolitici e detritico-organogeni. Nei rilievi della valle dell'Aterno (Poggio Picenze e S. Eusanio) dalla Terratta e dalla formazione di piattaforma interna dei calcari ciclotemici a gasteropodi si passa in paraconcordanza ai calcari miocenici di rampa. Si tratta dei ben noti Calcari a briozoi e litotamni e litofacies affini costituiti da calcareniti biancastre prevalenti, calciruditi e calcareniti a punti rossi tipicamente losangate (*sensu* Centamore *et al.*, 2006a) a briozoi, litotamni, pectinidi, echinidi e ditrupe.

Nella successione (5) sono raggruppate le formazioni tipiche della "Piattaforma laziale-abruzzese" in facies interna costituite da calcari fango-sostenuti ben stratificati caratterizzati da foraminiferi bentonici, alghe calcaree (fra cui il livello repere aptiano dei "Calcari e marne a Salpingoporella dinarica" *Auctt.*) e molluschi (fra cui gasteropodi, ostreidi, radiolitidi, requenie e caprotine) e livelli di bauxite. Si alternano anche formazioni di margine nella parte bassa (Calcari a rudiste e orbitoline *Auctt.*) e alta (Calcari a coralli e diceratidi *Auctt.*) del Cretacico inferiore. In paraconcordanza alle formazioni cretache si passa ai calcari miocenici di rampa.

Con le successioni (6) e (7) è rappresentata una sequenza cenozoica silico-calcareo-marnosa di scarpata-bacino prossimale, caratterizzata prevalentemente dalle formazioni delle Marne con cerrogna, Bisciario, Scaglia cinerea, calcareniti a macroforaminiferi e Scaglia detritica. Verso il basso, nel mesozoico, si individua una differenziazione fra le due aree: in (6) le formazioni di scarpata-bacino (quali per esempio il Verde ammonitico, i Calcari diasprini e la Maiolica detritici e le Calcareniti e calciruditi a fucoidi)

si intercalano a formazioni di margine soprattutto cretatiche; in (7) la sequenza mesozoica è invece rappresentata da formazioni di bacino prossimale.

Nell'area (8) (Roio-Tornimparte) affiorano calcari bacinali (Calcari a calcisphaerulidi e Scaglia detritica) a cui seguono calcareniti a macroforaminiferi (Miocene p.p. – Paleogene p.p.) di rampa e quindi unità spongolitiche, i Calcari a briozoi e litotamni e litofacies affini e le Marne emipelagiche a orbulina che preludono ai depositi di avanfossa messiniani.

2.2 Assetto strutturale

La zona di aftershocks associata alle scosse del 6 e 7 aprile 2009 si localizza immediatamente ad est di una delle più importanti strutture compressive dell'area aquilana, la struttura dei M.ti D'Ocre – Roio (Unità M. Cagno del F.o CARG 359 "L'Aquila"; Centamore *et al.*, 2006a). Si tratta di una struttura a direzione NW-SE delimitata verso oriente da un sovrascorrimento che accavalla verso NE le unità cretatiche di piattaforma-margine (M.ti D'Ocre) e di scarpata-bacino (Roio) sui depositi carbonatici miocenici o sulle torbiditi messiniane (Fig. 2.3). L'assetto complessivo è quello di una monoclinale immergente moderatamente verso NE, ma in prossimità del fronte di sovrascorrimento la struttura tende a piegare più vistosamente ed il fianco orientale immerge ad alto angolo verso NE o è verticalizzato. Il rigetto del sovrascorrimento diminuisce progressivamente da SE (Rocca di Cambio) verso NW (Roio), tanto che all'altezza di Roio se ne perdono le evidenze e la struttura evolve ad una blanda sinclinale in torbiditi messiniane il cui asse, abbondantemente ricoperto dai depositi continentali, è localizzabile in corrispondenza del centro abitato di L'Aquila. L'interno della struttura è scagliato da una faglia inversa a direzione ONO-ESE che accavalla i rilievi dei M.ti D'Ocre su quelli di Roio. Un'altra faglia inversa si rinviene più ad ovest e separa i rilievi di M. Orsello da quelli dei M.ti D'Ocre (Casamaina-Lucoli). Il fronte dei M.ti D'Ocre appartiene ad un sistema di sovrascorrimenti di importanza regionale. Infatti, all'altezza di Rocca di Cambio-M. Cefalone questo è in rapporto *en-échelon* destro con la terminazione settentrionale di un sovrascorrimento, accompagnato da piegamenti e rovesciamenti verso NE, che si sviluppa per circa 18 Km dal bordo settentrionale del Fucino (Serra di Celano) fino a M. Cefalone (fronte dell'Unità M.ti della Magnola del F.o CARG 368 "Avezzano"; Centamore *et al.*, 2006b). L'unità strutturale dei M.ti D'Ocre – Roio è dislocata al suo interno da una serie di faglie dirette, perlopiù ad immersione sud-occidentale. Le faglie hanno un'attività post-Miocene, come indicato dalla dislocazione dei Calcari a briozoi e litotamni o, in alcuni casi, delle torbiditi messiniane (bordo occidentale dei M.ti D'Ocre). Tuttavia, non tutte sono chiaramente associabili alla tettonica quaternaria. Altre invece sono sicuramente quaternarie e mostrano evidenze di attività ripetuta nel tardo-Quaternario (si veda ad es. Galadini e Galli, 2000). Si tratta dei segmenti di Roio, La Quartora e Campo Felice, tutti ad immersione sudoccidentale ed in rapporto *en-échelon* destro.

L'unità dei M.ti D'Ocre è accavallata verso NE su una struttura monoclinale a debole immersione sudoccidentale costituita da depositi di piattaforma-margine (Monticchio – S.Martino d'Ocre – Altopiano delle Rocche). L'elevazione strutturale e topografica di questa struttura (appartenente all'Unità M. Ruzza – M. delle Macchie del F.o CARG 359 "L'Aquila") aumenta progressivamente da NW (Monticchio) verso SE (Altopiano delle Rocche) e culmina più a SE con il M. Sirente. La struttura è scagliata al suo

interno da una serie di faglie inverse ad immersione sud-occidentale. A queste appartiene anche la faglia inversa che può essere ipotizzata alla base del versante orientale del M. Sirente. Nel F.o CARG 368 "Avezzano" tale faglia inversa separa l'Unità denominata "M. Sirente" dalla struttura più orientale (denominata "Unità Capo di Moro"). Ad una scala regionale, sembra ragionevole considerare il M. Sirente, la struttura posta ad est di esso e la prosecuzione di quest'ultima fino a Monticchio come appartenenti ad un'unica unità strutturale principale. La naturale prosecuzione di questa unità verso NW è rappresentata dalla struttura di M. Bazzano, troncata ad oriente da una faglia diretta quaternaria NE-immersa. A M. Bazzano non affiorano però le unità di piattaforma-margine ma quelle di scarpata-bacino. La continuità fisica fra le strutture è interrotta dall'incisione della Valle dell'Aterno e dalle estese coperture continentali.

Dalla cartografia geologica esistente, non emerge chiaramente se i rapporti fra la struttura sopradescritta ed i rilievi carbonatici affioranti ad est della media Valle dell'Aterno (ad es. a SE di San Demetrio) siano dominati da faglie dirette NE-immersa, come deducibile dalla cartografia CARG, o da faglie inverse SO-immersa, come proposto da Vezzani e Ghiesetti (1998), o dalla combinazione di entrambi. Certamente, i rilievi lungo l'allineamento M. Bazzano-Monticchio-Fossa sono bordati ad oriente da una faglia diretta NE-immersa; più a sud, questa può essere solo ipotizzata lungo la Valle dell'Aterno. D'altro canto, non si può trascurare il fatto che le aree immediatamente ad est dell'Aterno dovevano rappresentare un alto strutturale durante un periodo che comprende tutta la seconda metà del Cretacico inferiore e prosegue fino al Miocene medio, come testimoniato dalla trasgressione miocenica direttamente sui Calcari ciclotemici a gasteropodi del Cretacico inferiore (si veda il F.o CARG 359 "L'Aquila"). Al contrario, le aree ad ovest dell'Aterno sono state caratterizzate da sedimentazione di piattaforma persistente per tutto il Cretacico inferiore o fino al Cretacico superiore. La strutturazione dell'area ha quindi determinato una sorta di "inversione" delle elevazioni strutturali, con i settori orientali di alto ora strutturalmente più "depressi". In questo contesto, un ruolo prevalente delle deformazioni compressive, forse riattivando anche preesistenti faglie che bordavano verso occidente l'alto strutturale, sembra fornire una spiegazione più semplice. Le faglie dirette avrebbero contribuito solo successivamente (ad es. nel Quaternario) ad accentuare tale "inversione" delle elevazioni strutturali. Alternativamente, bisognerebbe ipotizzare un ruolo molto importante dei rigetti distensivi verso NE. Tuttavia, la geologia strutturale dei sistemi di faglie dirette della Conca Aquilana e lo stesso terremoto del 6 aprile 2009 (si veda oltre) indicano che le faglie dirette NE-immersa di Bazzano-Fossa sono strutture antitetiche a quelle SO-immersa (es. sistema di Paganica-San Demetrio). Quindi, un loro ruolo primario nel determinare l'assetto strutturale sopradescritto sembra poco probabile.

Le porzioni settentrionali sia dell'unità M. di D'Ocre - Roio che di quella Monticchio - S. Martino d'Ocre - Altopiano delle Rocche attraversano la transizione di facies da piattaforma-margine a scarpata-bacino, che in questo settore ha un andamento all'incirca E-W o ONO-ESE. Tale transizione di facies si riconosce anche nei rilievi ad est dell'Aterno, all'incirca lungo l'allineamento E-W Monticchio-Poggio Picenze-Barisciano. Le deformazioni neogeniche non sembrano avere alterato in modo drammatico gli originari rapporti laterali fra i paleo-ambienti deposizionali. Ciò suggerisce che i raccorciamenti non sono stati molto elevati. È interessante notare che fra S. Martino d'Ocre e Roio le strutture compressive tendono a deviare dal trend dominante NW-SE per disporsi ONO-ESE o E-W, cioè parallelamente alla fascia di

transizione di facies. Questo sembra essere un chiaro indizio di come l'architettura del paleo-margine abbia condizionato le geometrie delle successive deformazioni compressive.

Le geometrie delle strutture compressive ad est dell'Aterno sono difficilmente ricostruibili, a causa delle intense dislocazioni estensionali della tettonica quaternaria e per le estese coperture continentali (es. Bosi e Bertini, 1970; Bagnaia *et al.*, 1992). Dalle coperture quaternarie emergono isolati rilievi di substrato dalle cui giaciture si possono ricostruire blande strutture plicative. Queste strutture, così come le strutture carbonatiche affioranti ad est di Paganica-Poggio Picenze-Barisciano, ma anche i rilievi a nord di L'Aquila (es. M. Pettino) possono complessivamente essere considerate come parte di un'unica grande unità strutturale: l'Unità del Gran Sasso. L'unità strutturale del Gran Sasso è stata ampiamente descritta in letteratura (si veda ad es. Adamoli *et al.*, 1981-82; Ghisetti e Vezzani, 1986, 1990; Vezzani e Ghisetti, 1998 e Calamita *et al.*, 2004; si vedano inoltre le Note illustrative dei F.gli CARG 360 "Torre dei Passeri" – Centamore *et al.*, 2006c – e 349 "Gran Sasso d'Italia" – Adamoli *et al.*, in stampa -). Si tratta di una serie di strutture carbonatiche, composte da successioni del Triassico superiore – Miocene, accavallate verso nord e verso est sull'antistante Unità della Laga. L'accavallamento avviene lungo il sovrascorrimento del Gran Sasso il cui fronte ha una direzione media E-W nel settore settentrionale e N-S nel settore orientale, determinando così una marcata geometria arcuata a convessità nordorientale. L'età di strutturazione ed accavallamento della catena del Gran Sasso è databile al Messiniano superiore – Pliocene inferiore-medio, come indicato dalla presenza dei depositi ruditici tardo-orogenici di M. Coppe e Rigopiano, del Messiniano superiore-Pliocene inferiore p.p., in discordanza sulle unità carbonatiche più elevate della catena del Gran Sasso e a loro volta coinvolti dalla deformazione compressiva.

Il carattere strutturale dominante all'interno della Conca Aquilana è sicuramente rappresentato dalle faglie dirette quaternarie e dall'associato sviluppo di depressioni tettoniche colmate da depositi continentali. Nei capitoli successivi verrà fornita una descrizione delle successioni continentali quaternarie e verranno sintetizzate le conoscenze sismotettoniche sulle faglie dirette ritenute attive; di seguito, verranno delineati brevemente i caratteri strutturali di prim'ordine.

Una delle faglie dirette di maggiore importanza dell'area aquilana è sicuramente la faglia di M. Pettino, che tronca l'omonima struttura carbonatica e delimita a nordest la depressione di L'Aquila-Scoppito. La faglia è lunga circa 14 km ed ha un'orientazione variabile da NW-SE nel tratto centrale a circa E-W nei tratti sia settentrionale che meridionale (Fig. 2.3). L'immersione è verso SSO-SO, con inclinazioni in superficie di circa 70°, e la cinematica è distensiva, con movimenti prevalentemente *dip-slip* o obliqui destri. Il rigetto geologico verticale è di alcune centinaia di metri. Lungo questa faglia sono state riconosciute evidenze di attività tardo-quaternaria (Galadini e Galli, 2000). La piana dell'Aquila Ovest è un graben con la faglia principale del M. Pettino che ha chiaramente condizionato la sedimentazione continentale durante il Pleistocene, come dimostrato da: 1) la localizzazione in vicinanza della faglia del depocentro del ciclo sedimentario altopleistocenico; 2) l'immersione della superficie di appoggio delle brecce medio pleistoceniche verso N e 3) la culminazione strutturale con affioramenti dei depositi lacustri del Pleistocene inferiore lungo il margine opposto della faglia nell'area del campo di Pile. La presenza di una faglia N-immersa antitettonica a quella del M. Pettino lungo il bordo sud della piana è

testimoniato dalla dislocazione della monoclinale N-immersa del substrato miocenico e del limite Pleistocene medio ed inferiore, dalle diffuse deformazioni alla scala dell'affioramento nei depositi pleistocenici oltre che dall'immersione di 10° verso sud, cioè verso la faglia antitetica, degli strati pleistocenici. L'assetto tettonico del tetto della faglia del M. Pettino nella piana dell'Aquila, corroborato dagli ultimi dati acquisiti, è caratterizzato da un retroscorrimento NNE-immersa di 30° - 40° che realizza la sovrapposizione delle unità pelagiche della Maiolica e delle Calciruditi e calcareniti a Fucoidi al di sopra della successione miocenica calcareo-detritica, marnosa e arenaceo-torbiditica di scarpata in giacitura monoclinale S-immersa di 30° . I dati a conferma di questo assetto sono:

- 1) il contatto tettonico fra le calcareniti a *Cylindrites* mioceniche e la Maiolica affiorante presso Colle Macchione;
- 2) un raddoppio tettonico delle arenarie torbiditiche osservato nel sondaggio ASL dell'Ospedale S. Salvatore a circa 120 m di profondità ed interpretato come elemento compressivo secondario associato al retroscorrimento;
- 3) abbondante roccia di faglia incontrata nel sondaggio profondo 40 m eseguito presso la stazione RAN di Colle dei Grilli (e che per tale motivo condizionerebbe il comportamento sismico della stazione accelerometrica). Si ritiene inoltre che tale elemento prosegua al di sotto del colle dell'Aquila considerando la posizione degli sporadici affioramenti delle arenarie torbiditiche in questa zona rispetto alle formazioni carbonatiche e che possa essere riconducibile, a est del colle dell'Aquila, a quello affiorante sul versante occidentale del M. Bazzano dove, in questo caso, in condizioni di basso strutturale, la formazione della Scaglia si sovrappone alla successione terrigena miocenica.

La faglia di M. Pettino è in rapporto *en-échelon* destro con la più settentrionale faglia di M. Marine (o faglia di Pizzoli-Arischia). Tale faglia è lunga circa 15 km, ha direzione $N120^\circ$ - 130° ed immerge a SO con inclinazioni variabili da 40° a 70° . La cinematica è distensiva con movimenti *dip-slip* ed obliqui sinistri. Anche per questa struttura ci sono evidenze di attività tardo-quadernaria (Galadini e Galli, 2000). Dati paleosismologici indicano l'occorrenza di almeno 5 paleo-terremoti negli ultimi 15000 anni (Moro *et al.*, 2002). Inoltre, sono stati riconosciuti effetti di fagliazione superficiale riconducibili al terremoto aquilano del febbraio 1703 (Blumetti, 1995).

Ad est di L'Aquila, fra Paganica e M. Ruzza, le strutture carbonatiche dell'unità del Gran Sasso sono progressivamente ribassate verso sudovest da una gradinata di faglie a direzione prevalente NW-SE. Il trend generale sembra essere quello di un progressivo ringiovanimento delle strutture procedendo da NE verso SO. La struttura più occidentale e più recente è quella del sistema Paganica – San Demetrio (Bosi e Bertini, 1970; Bagnaia *et al.*, 1992; Bertini e Bosi, 1993). I segmenti di faglia appartenenti a questo sistema hanno una direzione media circa $N130^\circ$, immergono a SO ed hanno una cinematica *dip-slip*. Inoltre, rilevamenti geologici effettuati subito dopo la scossa del 6 aprile mostrano la presenza di un sistema di segmenti *en-échelon* destri, sempre a direzione media $N130^\circ$ - 140° , che collegano il sistema di Paganica – San Demetrio con la più settentrionale faglia di M. Stabiata (es. segmenti di Colle Enzano e M. Castellano; Boncio *et al.*, 2010). Quest'ultima immerge verso SSO-SO ed ha una direzione media circa E-W nel tratto occidentale e NW-SE in quello orientale; la faglia mostra evidenze di attività tardo-quadernaria (Pizzi e Pieruccini, in stampa). Più a SE, il sistema M. Stabiata – Paganica – San Demetrio è in rapporto *en-échelon* destro con le faglie attive SO-immersa della media Valle dell'Aterno – Conca Subequana (Galadini e Galli, 2000).

Numerosi dati di geologia di superficie, sismologici e geodetici indicano chiaramente che il terremoto del 6 aprile è stato generato dalla riattivazione del sistema M. Stabiata – Paganica – San Demetrio, per una lunghezza complessiva della struttura profonda di circa 20 Km ed una lunghezza complessiva delle rotture cosismiche di superficie di circa 13 Km (per i dati geologici di superficie si veda: Boncio *et al.*, 2010; EMERGEO Working Group, 2009; Falcucci *et al.*, 2009; ISPRA at www.apat.gov.it; per i dati sismologici si veda: Chiarabba *et al.*, 2009; Cirella *et al.*, 2009; per i dati geodetici si veda: Atzori *et al.*, 2009; Walters *et al.*, 2009). Le faglie NE-immergenti di Bazzano-Fossa, anch'esse con evidenze, seppur discontinue, di riattivazione durante il 6 aprile, sono interpretabili come strutture antitetiche. La faglia diretta posta immediatamente ad est di Onna (Fig. 2.3), sepolta dalle coperture alluvionali della conoide di Paganica, è una faglia SO-immergente che può essere interpretata come una struttura sintetica al sistema Paganica – San Demetrio (si veda la Macroarea 3). Lungo questa struttura sono state rilevate fratture cosismiche che suggeriscono una sua riattivazione durante il 6 aprile, anche se probabilmente la fagliazione cosismica non è arrivata a dislocare la superficie topografica ma ha solo prodotto fratture aperte (Boncio *et al.*, 2010).

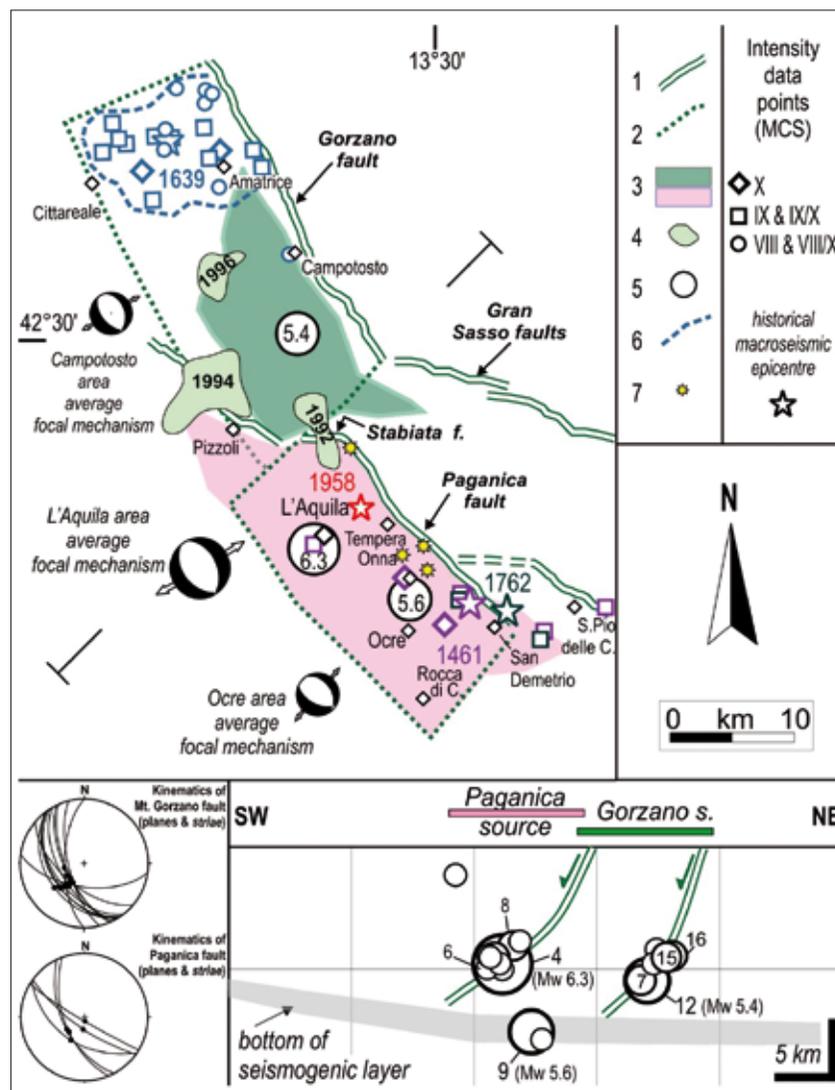


Fig. 4 → Prima interpretazione sismotettonica (settembre 2009) della sequenza sismica aquilana dell'aprile 2009 (da Lavecchia *et al.*, 2009). 1) faglie attive e sismogeniche; 2) limite delle sorgenti sismogeniche ricostruite; 3) aree epicentrali, distinte in una porzione settentrionale (verde), al tetto della faglia di M. Gorzano, ed una porzione meridionale (rosa), al tetto della faglia di M. Stabiata – Paganica – San Demetrio; 4) aree epicentrali delle sequenze sismiche del 1992 (M 3.9), 1994 (M 3.7) e 1996 (M 4.0); 5) epicentri delle tre scosse più forti della sequenza dell'aprile 2009; 6) limite dell'area di rottura del terremoto di Amatrice del 1639 (Mw 6.3); 7) aree di deformazione cosismica (non mostrate in questa figura; si veda Lavecchia *et al.*, 2009). I punti di intensità MCS si riferiscono a forti terremoti storici (1461 Mw 6.5, 1639 Mw 6.3, 1762 Mw 5.9). La sezione confronta gli ipocentri degli eventi con Mw ≥ 4.0 (da Chiarabba *et al.*, 2009) con la proiezione in profondità delle faglie di Paganica e M. Gorzano (la base dello strato sismogenico è tratto da Boncio *et al.*, 2009).

La scossa del 9 aprile (Mw 5.4), localizzata circa 18 Km a nord dell'epicentro del 6 aprile, avrebbe invece attivato, con analoghe geometrie e cinematismi, la porzione di un'altra struttura già nota in letteratura (faglia SO-immersa di M. Gorzano; Galadini e Galli, 2000; Boncio *et al.*, 2004b), posta in rapporto *en-échelon* destro con quella del 6 aprile (Fig. 2.4; Lavecchia *et al.*, 2009).

La sequenza sismica dell'aprile 2009, insieme agli altri terremoti avvenuti negli ultimi 30 anni nell'Appennino centro-settentrionale, mostra in modo inequivocabile che la tettonica attiva e sismogenica dell'area appenninica è dominata da processi distensivi con direzione di allungamento SO-NE. Tale estensione crostale avviene mediante riattivazione di faglie dirette preesistenti, perlopiù a direzione NW-SE, che grazie alla loro ripetuta attività nel Quaternario hanno lasciato traccia nella geologia di superficie. Le esperienze maturate dopo questo terremoto rafforzano le convinzioni di chi ritiene che il rilevamento di dettaglio delle faglie con evidenze di ripetuta attività nel recente Quaternario possa dare un notevole contributo al miglioramento delle conoscenze sulla pericolosità sismica di base, sia in termini di pericolosità sismica regionale (es. stime probabilistiche di scuotimento atteso) che di pericolosità locale (es. deformazioni permanenti dovute a fenomeni di fagliazione cosismica di superficie), con evidenti implicazioni in termini di microzonazione sismica.

Bibliografia

- Adamoli L., Bertini T., Deiana G., Pieruccini U. e Romano A. (1981-82) – Ricerche geologiche sul Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). VI. Primi risultati dello studio strutturale della catena del Gran Sasso d'Italia. Studi Geologici Camerti, VII, 97-103.
- Adamoli L., Calamita F., Pizzi A., Chiocchini M., Rusciadelli G., Di Simone S., Di Vincenzo M., Centamore E., Morelli C., Pieruccini P. e Scisciani V. (in stampa) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 349 "Gran Sasso d'Italia". ISPRA – Servizio Geologico d'Italia e Regione Abruzzo – Servizio Difesa del Suolo, in stampa.
- APAT (2005) – Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 359 "L'Aquila". APAT – Servizio Geologico d'Italia e Regione Abruzzo – Servizio Difesa del Suolo, S.EL.CA., Firenze, 2005.
- Anzidei M., Boschi E., Cannelli V., Devoti R., Esposito A., Galvani A., Melini D., Pietrantonio G., Riguzzi F., Sepe V. e Serpelloni E. (2009) – Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2009GL039145.
- Atzori S., Hunstad I., Chini M., Salvi S., Tolomei C., Bignami C., Stramondo S., Trasatti E., Antonioli A., e 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. e Sylos Labini S., 1992 – Aquila and Subequan basins: an example of Quaternary evolution in central Apennines, Italy. *Quaternaria Nova*, II, 187-209.
- Bertini T. e Bosi C., 1993 – La tettonica quaternaria della conca di Fossa (L'Aquila). *Il Quaternario*, 6, 293-314.
- Blumetti A.M. (1995) – Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes. In: *Perspectives in Paleoseismology*, edited by L. SERVA, vol. 6, 83-100.

- Boncio P., Lavecchia G. & Pace B. (2004a) – Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: the case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology*, 8/3, 407- 425.
- Boncio P., Lavecchia G., Milana G. & Rozzi B. (2004b) – Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area. *Annals of Geophysics*, 47, 1723–1742.
- Boncio P., Tinari D.P., Lavecchia G., Visini F. e Milana G. (2009) – The instrumental seismicity of the Abruzzo Region in Central Italy (1981-2003): Seismotectonic Implications. *Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.)*, 128, 2, 367-380, DOI: 10.3301/IJG.2009.128.2.367.
- Boncio P., Pizzi A., Brozzetti F., Pomposo G., Lavecchia G., Di Naccio D. e Ferrarini F. (2010) – Coseismic ground deformation of the 6 April 2009 L'Aquila earthquake (central Italy, Mw6.3). *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2010GL042807, in stampa.
- Bosi C. e Bertini T., 1970 – Geologia della Media Valle dell'Aterno. *Mem. soc. Geol. It.*, 9, 719-777.
- Calamita F., Ben M'Barek M., Di Vincenzo M. e Pelorosso M. (2004) – The Pliocene thrust system of the Gran Sasso salient (Central Italy). In G. Pasquarè e C. Venturini (Eds): *Mapping Geology In Italy*. APAT, S.EL.CA, 227-234.
- Centamore E., Crescenti U., Dramis F., Bigi S., Fumanti F., Rusciadelli G., Coltorti M., Chiocchini M., Didaskalou P., Mancinelli A., Matteucci R., Micarelli A., Potetti M., Pignatti J.S., Raffi I., Sirna G., Conte G. e Petitta M. (2006a) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 359 "L'Aquila". APAT – Servizio Geologico d'Italia e Regione Abruzzo – Servizio Difesa del Suolo, S.EL.CA., Firenze, 2006, 128 pp.
- Centamore E., Crescenti U., Dramis F., Boncio P., Lavecchia G., Fumanti F., Rusciadelli G., Blumetti A.M., Coltorti M., Michetti A.M., Chiocchini M., Didaskalou P., Mancinelli A., Matteucci R., Micarelli A., Potetti M., Pignatti J.S., Raffi I., Sirna G., Conte G. e Petitta M. (2006b) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 368 "Avezzano". APAT – Servizio Geologico d'Italia e Regione Abruzzo – Servizio Difesa del Suolo, S.EL.CA., Firenze, 2006, 115 pp.
- Centamore E., Crescenti U., Dramis F., Bigi S., Morelli C., Rusciadelli G., Coltorti M., Chiocchini M., Didaskalou P., Mancinelli A., Matteucci R., Micarelli A., Potetti M., Pignatti J.S., Raffi I., Sirna G., Ciotoli G., Conte G. e Petitta M. (2006c) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 360 "Torre d'È Passeri". APAT – Servizio Geologico d'Italia e Regione Abruzzo – Servizio Difesa del Suolo, S.EL.CA., Firenze, 2006, 159 pp.
- 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. e Valoroso L., 2009 – The 2009 L'Aquila (central Italy) MW6.3 earthquake: Main shock and aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18308, doi:10.1029/2009GL039627.
- Cirella A., Piatanesi A., Cocco M., Tinti E., Scognamiglio L., Michelini A., Lomax A. e Boschi E. (2009) – Rupture history of the 2009 L'Aquila (Italy) earthquake from non-linear joint inversion of strong motion and GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19304, doi:10.1029/2009GL039795.
- Della Vedova B., Bellani S., Pellis G. e Squarci P. (2001) – Deep temperatures and surface heat flow distribution. In: Vai G.B. e Martini I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, pp. 65–76.

- Di Luzio E., Mele G., Tiberti M.M., Cavinato G.P., Parotto M. (2009) – Moho deepening and shallow upper crustal delamination beneath the central Apennines. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 1–12.
- Emergeo Working Group, 2009 – Evidence for surface rupture associated with the Mw 6.3 L'Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy). *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00915.x.
- Faluccci 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. e 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.
- Galadini F. e Galli P. (2000) – Active tectonics in the central Apennines (Italy)—input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 22, 225–270.
- Ghisetti F. e Vezzani L. (1986) – Assetto geometrico ed evoluzione strutturale della catena del Gran Sasso tra Vado di Siella e Vado di Corno. *Boll. Soc. Geol. It.*, 105, 131-171.
- Ghisetti F. e Vezzani L. (1990) – Stili strutturali nei sistemi di sovrascorrimento della catena del Gran Sasso (Appennino centrale). *Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1990*, 37-50.
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., De Nardis R., Di Naccio D., Ferrarini F., Pizzi A. e Pomposo G. (2009) – Chapter 1: The April 2009 L'Aquila (Central Italy) Seismic Sequence (Mw 6.3): A Preliminary Seismotectonic Picture. In: Guarnieri P. (Ed.), *Recent Progress on Earthquake Geology*, Nova Science Publishers.
- Moro M., Bosi V., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P., Sposato A. (2002) – Analisi paleo sismologiche lungo la faglia del M. Marine (alta Valle dell'Aterno): risultati preliminari. *Il Quaternario*, 15(2), 259-270.
- Pasquale V., Verdoya M., Chiozzi P. e Ranalli G. (1997) – Rheology and seismotectonic regime in the northern central Mediterranean. *Tectonophysics*, 270, 239–257.
- Patacca E., Scandone P., Di Luzio E., Cavinato G.P., Parotto M. (2008) – Structural architecture of the central Apennines: interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide. *Tectonics*, 27, doi:10.1029/2005TC001917.
- Pizzi A. e Pieruccini P. (in stampa) – Cap. VII – Neotettonica e sismicità, In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 349 “Gran Sasso d'Italia”. ISPRA – Servizio Geologico d'Italia e Regione Abruzzo – Servizio Difesa del Suolo, in stampa.
- Scarascia S., Lozej A. e Cassinis R. (1994) – Crustal structures of the Ligurian, Tyrrhenian and Ionian seas and adjacent onshore areas interpreted from wide-angle seismic profiles, *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 36, 5–19.
- Vezzani L. e Ghisetti F. (1998) – Carta Geologica dell'Abruzzo, scala 1:100.000. S.EL.CA., Firenze.
- Walters R.J., Elliott J. R., D'Agostino N., England P. C., Hunstad I., Jackson J. A., Parsons B., Phillips R. J. e Roberts G. (2009) – The 2009 L'Aquila earthquake (central Italy): A source mechanism and implications for seismic hazard. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17312, doi:10.1029/2009GL039337.

3 DEPOSITI QUATERNARI DEL BACINO DI L'AQUILA

L'area epicentrale del terremoto del 6 Aprile 2009 è localizzata nella parte centrale della catena appenninica in corrispondenza di uno dei più complessi bacini post-orogeni di origine tettonica: il bacino de L'Aquila (Fig. 3.1). La depressione morfo-tettonica, corrispondente alla parte dell'alta e media valle dell'Aterno, ospita spesse successioni di sedimenti continentali pliocenico-quadernari generalmente di origine lacustre o fluviale, distinte in numerose unità deposizionali (Fig. 3.2; Bosi e Messina, 1991; Bosi *et al.*, 2003).

Nella zona di L'Aquila – Scoppito, affiora la più antica unità deposizionale denominata Pianola, costituita da sabbie e limi stratificati di origine lacustre del Pleistocene inferiore-Pliocene superiore? (Fig. 3.2). Questi sedimenti sono caratterizzati da abbondante presenza di granuli di quarzo, plagioclasio e miche che suggeriscono una provenienza dalle aree di affioramento dei flysch, progressivamente e parzialmente smantellati dall'erosione. Sono probabilmente da riferire a questa unità anche le cosiddette "Megabrecce di L'Aquila", depositi caratterizzati dalla presenza di ammassi caotici di breccie carbonatiche, inglobanti blocchi anche di grandi dimensioni, intercalati a volte a livelli limoso sabbiosi (Fig. 3.2, 3.3). L'unità deposizionale di Pianola presenta importanti deformazioni con significative inclinazioni degli strati verso nord. Depositi con caratteristiche simili sono presenti anche in altri bacini intramontani dell'Appennino laziale-abruzzese, come ad esempio il Fucino e la valle del Salto, dove in base alle caratteristiche sedimentologiche, ai rapporti stratigrafici con le unità più recenti ed al fatto che contengono blocchi calcarei non più affioranti ai bordi degli attuali bacini, è stata ipotizzata una loro età pliocenica (Bosi *et al.*, 2003 e relativa bibliografia). L'ipotesi che anche l'unità di Pianola abbia un'età maggiore di 1,77 Ma è suggerita sia dalle intense deformazioni che la contraddistinguono, indicativa di lunga storia tettonica, sia dalla polarità magnetica normale che la contraddistingue e riferibile verosimilmente all'epoca Gauss (Messina *et al.*, 2001). La Formazione di Madonna della Strada rappresenta la seconda unità ed è costituita da un'alternanza di limi e sabbie, al cui interno spesso si intercalano livelli di lignite di spessore metrico, passanti verso l'alto a ghiaie. All'interno della Formazione di Madonna della Strada Azzaroli (1983) segnalò il rinvenimento di *Arkidiscon (od. Mammuthus) meridionalis vestinus* (Fig. 3.2). La formazione di

- Cavinato G.P.
CNR- IGAG, Roma
- Cavuoto G.
CNR-IGAG, Roma
- Galli P.
Dipartimento Protezione Civile
- Giaccio B.
CNR- IGAG, Roma
- Mancini M.
CNR- IGAG, Roma
- Messina P.
CNR- IGAG, Roma

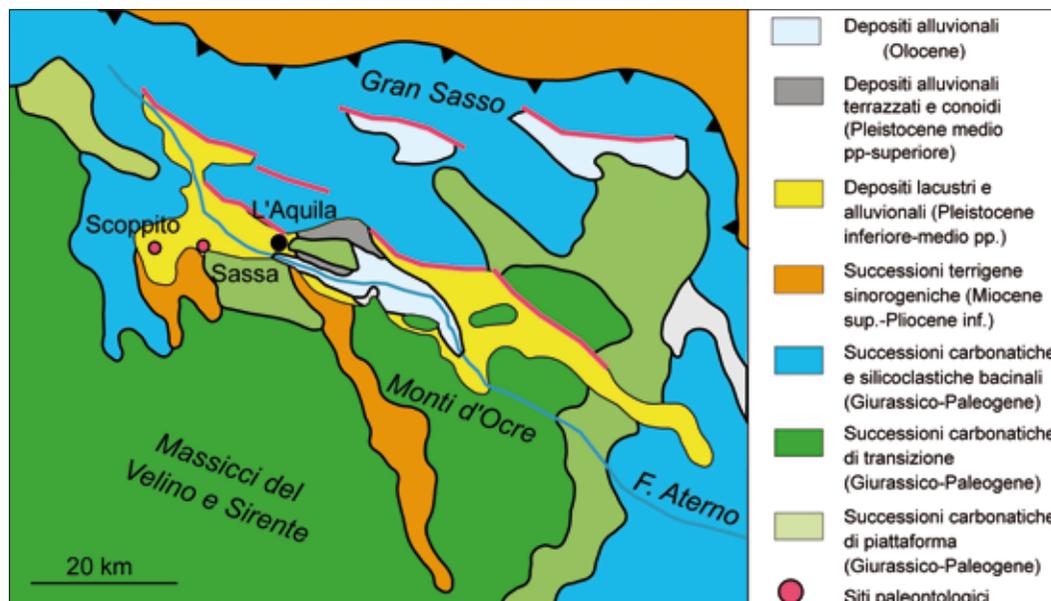


Fig. 3.1 → Schema geologico del bacino di L'Aquila.

Madonna della Strada è riccamente fossilifera per la presenza di numerosi altri resti di vertebrati della parte finale del Villafranchiano superiore, nonché di resti floristici di ambiente lacustre-palustre (Petronio *et al.*, 2009; Magri *et al.*, in stampa, con bibliografia). Lateralmente ed in prossimità dei versanti carbonatici questi depositi passano a breccie cementate e ben stratificate (Breccie di San Marco), costituite da clasti calcarei a spigoli vivi immersi in una matrice calcarea spesso di colore rosa con polarità magnetica inversa (Messina *et al.*, 2001). A questa Formazione è stata attribuita un'età maggiore del limite Brunhes-Matuyama datato a ca. 0,78 Ma. L'unità successiva (Civitatomassa) è costituita da depositi fluviali ghiaiosi, probabilmente mesopleistocenici (Fig. 3.2; Bosi *et al.*, 2003). Alla sua sommità è presente una superficie deposizionale ben conservata che, in base



Fig. 3.3 → Affioramento di megabreccie dell'unità Pianola. È ben visibile la presenza di grandi blocchi calcarei all'interno di breccie caotiche probabilmente riferibili ad estesi fenomeni gravitativi.

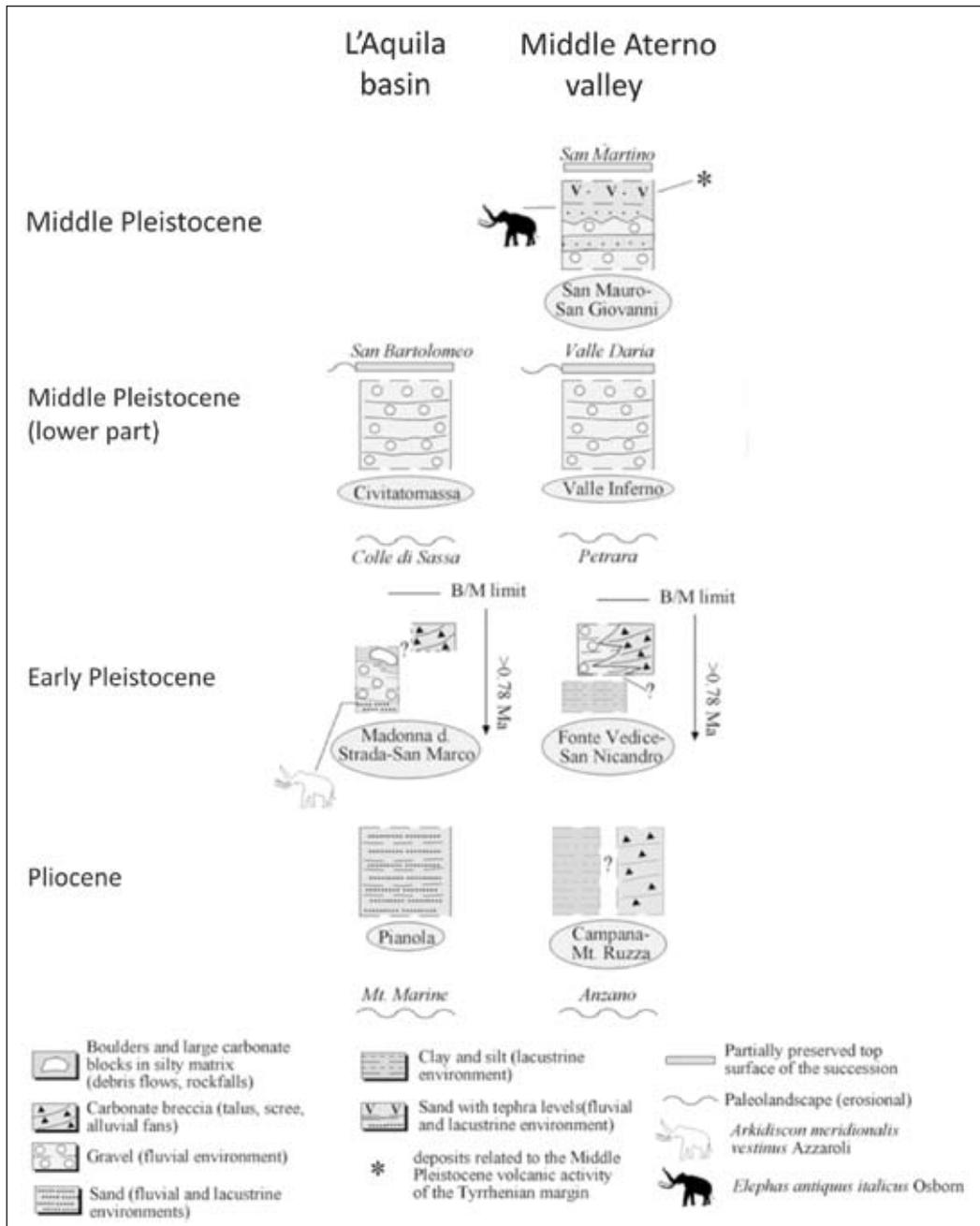


Fig. 3.2 → Schema dei rapporti stratigrafici dei bacini sedimentari di L'Aquila e della media valle dell'Aterno. Sono rappresentati anche i principali elementi morfologici riferibili a importanti superfici di erosione e deposizionali. Da Bosi *et al.* (2003) modificato.



Fig. 3.4 → Livello vulcanico riferito al tufo pisolitico di Trigoria (560 ka) intercalato ad orizzonti ghiaioso-sabbiosi.

ai rapporti morfologici con altre superfici più recenti ed antiche esposte nell'area, può essere correlata alla più bassa delle superfici erosive scolpite nei depositi dell'unità Madonna della Strada-San Marco. Alla Unità di Civitatomassa sono riferiti numerosi resti fossili di vertebrati, rinvenuti nel sottobacino di Scoppito-Sassa e attribuiti al Galeriano medio (parte iniziale del Pleistocene medio i.e. early Middle Pleistocene), oltre che resti di industrie litiche (Petronio *et al.*, 2009; Palombo *et al.*, in stampa). Progressivamente incassati nelle unità precedentemente descritte affiorano infine una serie di depositi (Tallini *et al.*, 2002; Bosi *et al.*, 2003; Messina *et al.*, 2003), prevalentemente fluviali, riferibili al Pleistocene superiore (Fig. 3.2).

Nella zona subito a est e sud-est di L'Aquila, nel tratto del bacino dell'Aterno compreso tra Paganica e San Demetrio affiorano una serie di unità, la più antica delle quali è rappresentata dai limi carbonatici lacustri di San Nicandro (Bosi e Bertini, 1970; Bertini e Bosi, 1993). Misure paleomagnetiche dei depositi, interessate da significative deformazioni tettoniche, hanno rivelato una polarità inversa e quindi un'età più antica del limite Bruhnes-Matuyama (ca. 0,78 Ma) (Fig. 3.2).

L'unità successiva (Valle dell'Inferno in Bertini e Bosi, 1993) è costituita da ghiaie e conglomerati con intercalazioni di livelli sabbioso-limosi, con top deposizionale ben conservato che a luoghi passa lateralmente ad una superficie di erosione scolpita nei depositi del substrato marino. Segue l'unità di San Mauro – San Giovanni (Bertini e Bosi, 1993) costituita da ghiaie e sabbie contenenti numerosi livelli di tefra che rappresentano un carattere distintivo rispetto alle unità più antiche (Fig. 3.2, 3.4). La presenza dei numerosi livelli vulcanici, assenti nelle unità precedenti, permette infatti di collocarla nell'ambito del Pleistocene medio durante il quale si è sviluppato il vulcanismo peritirrenico della Provincia Comagmatica Romana (es. Marra *et al.*, 2004). In particolare, in base ai caratteri litologici ed ai risultati delle analisi alla microsonda, è stato possibile attribuire (Messina *et al.*, 2009) quattro dei livelli rinvenuti a altrettanti ben noti e ben datati prodotti dell'attività esplosiva dei Colli Albani e dei Sabatini, corrispondenti al Tufo Pisolitico di Trigoria (ca. 560 ka), alle Pozzolane Rosse (ca. 456 ka), al Tufo Rosso a Scorie Nere (ca. 450 ka) ed al Tufo di Villa Senni (ca. 360 ka) (per le età si veda Marra *et al.*, 2009

e relativi riferimenti). Importanti affioramenti di questa unità sono presenti a ridosso dell'abitato di Paganica ed in prossimità di San Gregorio (rinvenuti anche in sondaggio); in ambedue i casi essa è dislocata dalla faglia di Paganica. Seguono una serie di unità suprapleistoceniche ed oloceniche costituite quasi esclusivamente da depositi di versante e da depositi fluviali di fondovalle riferibili al sistema fluviale dell'Aterno che in epoche recenti mostra una direzione di scorrimento del tutto confrontabile con quello attuale.

BIBLIOGRAFIA

- Azzaroli A. (1983). Quaternary mammals and the "end-Villafranchian" dispersal event – a turning point in the history of Eurasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, 117-139.
- 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: dati preliminari. *Il Quaternario*, 9 (1), 281-286.
- 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-litostigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese. *Studi Geol. Cam., Special Volume 1991/2*, 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.
- Magri D., Di Rita F., Palombo M.R. (in stampa). An Early Pleistocene interglacial record from an intermontane basin of central Italy (Scoppito, L'Aquila). *Quaternary International* (2009), doi: 10.1016/j.quaint.2009.04.005
- Marra, F., Taddeucci, J., Freda, C., Marzocchi, W., Scarlato, P. 2004. The recurrence of volcanic activity along the Roman Comagmatic Province (Tyrrhenian margin of Italy) and its tectonic significance, *Tectonics*, 23, TC4013, doi:10.1029/2003TC001600.
- Marra F., Karner D.B., Freda C., Gaeta M., Renne P. (2009). Large mafic eruptions at Alban Hills Volcanic District (Central Italy): Chronostratigraphy, petrography and eruptive behavior. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, 217–232.
- 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., Bosi C., Moro M. (2003). Sedimenti e forme quaternari nell'alta valle dell'Aterno (L'Aquila). *Il Quaternario*, 16 (2), 231-239.
- Messina P., Galli P., Giaccio B., Peronace E. (2009). Quaternary tectonic evolution of the area affected by the Paganica fault (2009) L'Aquila earthquake). *Riassunto esteso. GNGTS – 28° Convegno Nazionale*, 47-50.
- Palombo M.R., Mussi M., Agostini S., Barbieri M., Di Canzio E., Di Rita F., Fiore I., Iacumin P., Magri D., Speranza F., Tagliacozzo A. (in stampa). Human peopling of Italian in tramontane basins: The early Middle Pleistocene site of Pagliare di Sassa (L'Aquila, central Italy). *Quaternary International* (2009), doi: 10.1016/j.quaint.2009.10.038.
- Petronio C., Mancini M., Pandolfi L., Sardella R. (2009). Preliminary notes on mammalian fossils from L'Aquila Basin (central Italy). *Epitome, Geoitalia 2009, VII Forum Italiano di Scienze della Terra*, vol. 3.
- Tallini M., Magaldi D., Lorè A., Reale E., Scozzafava M. (2002). Geologia del Quaternario e pianificazione territoriale della piana in tramontana L'Aquila – Scoppito (Italia centrale). *GEAM, Geoingegneria ambientale e mineraria*, anno 39, n.1, 55 – 67.

4 LA GEOMORFOLOGIA DELLA CONCA AQUILANA

La conca aquilana è costituita da serie di depressioni morfologiche e di piane, a quote comprese tra 500 m e 900 m, contigue o parzialmente coalescenti, allungate complessivamente per oltre 40 km in direzione prevalentemente NW-SE e con un'ampiezza che non supera i 10 km (piana di Barete-Pizzoli, 700 m; conca di Scoppito, 700-750 m; piana di Preturo, 660 m; piana di Monticchio, 590 m; piana di Onna-Paganica, 570-620 m; Piana di Barisciano, 850 m; Piana di Caporciano, 740 m; Altipiano di Navelli, 670

- Miccadei E.
Università di Chieti
- Piacentini T.
Università di Chieti



Fig. 4.1 → Panoramica della conca aquilana e della media valle del F. Aterno, da est.

m). La conca è bordata da rilievi, anch'essi a direzione NW-SE, con quote variabili da 1000 m a oltre 2000 m, che culminano nei rilievi del Gran Sasso a NE (Corno Grande, 2912 m) e del Monte Ocre (2204 m) e del Monte Sirente (2348 m) a SW (Fig. 4.1). Alcuni modesti rilievi sono all'interno della conca e separano piane e depressioni contigue determinando una configurazione fisiografica molto articolata.

Attualmente la conca è attraversata longitudinalmente dal corso del Fiume Aterno e complessivamente rientra nel bacino idrografico dell'Aterno-Pescara. Molte aree endoreiche, tuttavia, sono presenti sia all'interno che lungo i margini del bacino, legate a fenomeni di natura carsica e tettonica. Il reticolo idrografico attuale presenta, di conseguenza, una configurazione eterogenea; alcuni settori presentano pattern di tipo a traliccio, legato all'allungamento delle valli e alla pendenza elevata dei versanti; altre aree presentano un pattern contorto, suggerendo già a una prima osservazione, un'evoluzione dell'idrografia segnata da importanti modificazioni nel tempo (per es. S. Vittorino, T. Raio, Valle dell'Inferno); le aree periferiche, infine, presentano un *pattern* multibacinale, con una serie di bacini endoreici di estensione variabile, legato ai fenomeni di natura tettono-carsica poc'anzi accennati (per es. Area di Santo Stefano di Sessanio).

La configurazione dell'orografia e dell'idrografia della conca aquilana, risultato di una evoluzione morfostrutturale plio-quadernaria complessa, è costituita da una serie di conche e di valli tettoniche contigue o coalescenti, allungate in direzione prevalentemente NW-SE, parzialmente colmate da depositi continentali quadernari. Queste sono bordate da rilievi carbonatici, che, da un punto di vista morfostrutturale, sono essere definiti dorsali monoclinali fagliate o, in alcuni casi, da dorsali da *thrust* esumate (D'Alessandro *et al.* 2003). Le zone di raccordo tra le depressioni e i rilievi sono costituiti da

versanti di faglia complessi, corrispondenti alle faglie principali, generalmente più evidenti nel lato nordorientale e meno marcati sul lato sudoccidentale.

Le caratteristiche geomorfologiche attuali, in molti casi, presentano chiare evidenze dell'eredità di forme antiche che hanno interessato le prime fasi della morfogenesi mio-plioceniche durante l'inizio dell'orogenesi appenninica. Tra esse sono note in letteratura numerose paleofrane (L'Aquila, Tione degli Abruzzi), forme carsiche sepolte (per es. zona Monticchio-Onna; Farabollini *et al.*, 2009) o valli fluviali sepolte da coltri di depositi continentali quaternari di spessore variabile. A queste sono da aggiungere,

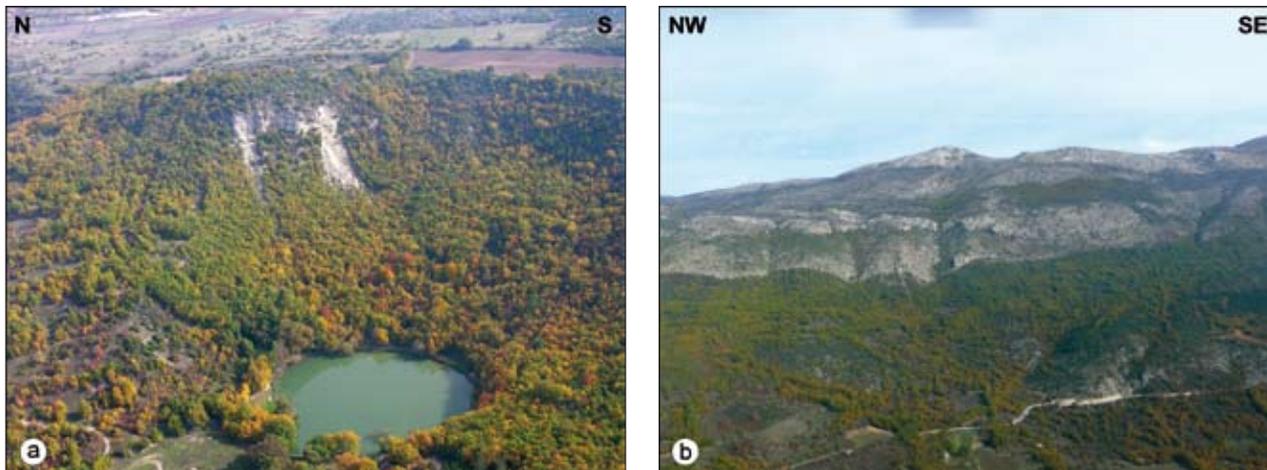


Fig. 4.2 → a) Veduta aerea del Lago Sinizzo. Si osservano fenomeni franosi da crollo verificatisi sulle scarpate sovrastanti il lago. b) Versante di faglia lungo la media valle del F. Aterno caratterizzato da una evidente scarpata di faglia nella parte mediana.

ovviamente, una serie depressioni lacustri antiche, ben note fin dagli anni '60 (Ge.Mi.Na, 1963; Marini, 1967), e riconoscibili nelle successioni stratigrafiche quaternarie dei diversi settori della conca aquilana (Cavinato *et al.*, presente volume e relativa bibliografia).

Questi a luoghi formano lembi di superfici a debole energia di rilievo individuate da Demangeot (1965), e successivamente riconosciute da diversi autori (Bagnaia *et al.*, 1992; Bosi e Bertini, 1993; Basili *et al.*, 1999; Moro *et al.*, 2002; Galadini *et al.*, 2003).

Le forme attuali che caratterizzano l'area aquilana, sono legate a un'ampia gamma di fattori morfogenetici; oltre alle forme tettoniche e strutturali, quelle che più caratterizzano il paesaggio sono le forme carsiche, quelle di versante dovute alla gravità, quelle dovute alle acque correnti superficiali. Le forme glaciali e crionivali caratterizzano i rilievi circostanti, mentre quelle di origine antropica stanno dando un'impronta progressivamente più netta alla morfologia delle aree urbanizzate e delle aree di pianura.

Le forme tettoniche e strutturali presenti sono sia quelle legate alla tettonica (essenzialmente scarpate di faglia e versanti di faglia) sia quelle connesse al ruolo passivo della struttura (versanti strutturali, *flat-iron*, scarpate di linea di faglia, ecc.). Le prime sono costituite da versanti di faglia rettilinei e planari a elevata pendenza interessati da marcate faccette triangolari e trapezoidali; nella parte mediana o bassa sono interessati da scarpate di faglia in roccia, con evidenti "nastrini" di faglia (*scarplets*). Sono diffusi in tutte le piane che costituiscono dell'area aquilana, particolarmente sui versanti nordoccidentali in corrispondenza di tutte le principali faglie quaternarie (Blumetti e Guerrieri, 2007 e relativa bibliografia) (Fig. 4.2b). Scarpate di faglia molto evidenti caratterizzano anche tutte le depressioni tettonocarsiche dell'area compresa tra Barisciano e S.Stefano di Sessanio (D'Agostino *et al.*, 1994). Versanti strutturali

e *flat-iron* si individuano sui versanti carbonatici sudorientali della conca (per es. a sud di Madonna della Strada e a ovest della piana di Pizzoli). Scarpate di linea di faglia si individuano unicamente in corrispondenza di piani di sovrascorrimento principali nelle dorsali da *thrust* esumate (Monti d'Ocre, Bagno, Pianola).

Le forme carsiche, epigee ed ipogee, di diversa forma ed estensione, caratterizzano diffusamente il paesaggio dei rilievi carbonatici, sia a NE che a SW dell'area aquilana, ma anche le aree di pianura (Burri *et al.*, 1995; Lorè e Tallini, 1997). Le forme epigee sono costituite da doline, depressioni tettonocarsiche e *sink-hole*. Le doline in genere presentano dimensioni di diametro da poche decine di metri fino ad alcune centinaia e forma prevalentemente subcircolare. In particolare nella zona compresa tra San Demetrio e Pianola si individuano forme di grandi dimensioni (diametro da 500 m a 800 m) con profondità fino a oltre 200 m. Alcune di esse sono impostate su versanti acclivi e si presentano sfondate verso valle (Fossa, Pianola). Si tratta per la maggior parte di doline da dissoluzione e in alcuni casi di doline da crollo. Nelle aree di piana, nella parte alta ma soprattutto nella parte media della valle dell'Aterno, le depressioni subcircolari impostate su depositi continentali quaternari sono legate a fenomeni tipo di *sink-hole* e talora occupate da piccoli bacini lacustri (Lago Sinizzo, vedi [figura 4.2a](#), Lago di Bagno, Lago di San Giovanni, Caramanna *et al.*, 2008; ISPRA, 2009). Forme più ampie tipo *polje* o depressioni tettono-carsiche si individuano nelle aree circostanti (Altopiano delle Rocche, Piano Viano, Piano Buto, Piano Lucchiano, ecc)

Le forme ipogee sono costituite da numerose grotte presenti all'interno dei rilievi carbonatici, tra cui risultano di particolare rilievo le Grotte di Stiffe (Chiarelli, 1998).

Le forme di versante dovute alla gravità sono riferibili a falde e coni di detrito, oltre che a fenomeni franosi di diversa tipologia e dimensione. I primi coprono vaste aree alla base dei versanti carbonatici e sono in gran parte legati alla degradazione dei versanti durante le fasi fredde pleistoceniche. Forme ancora attive sono nelle aree di alta quota, alla base delle principali scarpate in roccia o in corrispondenza dei versanti impostati su fasce di cataclaste.

I fenomeni franosi presentano una diffusione alquanto eterogenea connessa con le varie condizioni strutturali, geomorfologiche, climatiche e vegetazionali. Sono riferibili a tipologie variabili e presentano un diverso stato di attività, come evidenziato anche dalle analisi e dai censimenti condotti nell'ambito del Progetto IFFI (APAT, 2005; D'Alessandro *et al.*, 2007). Localmente, lungo versanti carbonatici con pendenza da moderata ad alta, sono state individuate forme riconducibili a deformazioni gravitative profonde di versante.

Le forme dovute alle acque correnti superficiali, sia erosive che di accumulo, caratterizzano diffusamente l'area aquilana sia lungo i corsi d'acqua principali e secondari, sia in corrispondenza delle zone di raccordo tra i versanti e le piane. Lungo i corsi d'acqua si individuano gole o forre (per es. T. Raiale, F. Aterno, San Venanzio), soglie o *knick point*, gomiti fluviali, valli a V, ecc.

Le forme di accumulo più diffuse sono le conoidi alluvionali o di origine mista, oggi in gran parte inattive, che si sono sviluppate in più fasi successive allo sbocco dei corsi d'acqua principali nelle diverse piane

o in corrispondenza dei principali versanti di faglia al raccordo con le piane antistanti. Grandi conoidi sono presenti nell'area di Paganica (T. Raiale), di S. Demetrio nei Vestini, di Pettino, sul versante del Monte Marine. Sono costituite da diverse generazioni di depositi prevalentemente conglomeratici, che corrispondono a diverse unità individuate nei depositi quaternari (Cavinato *et al.*, presente volume), relativamente sovrapposte o incassate le une nelle altre in funzione delle relazioni geomorfologiche con i versanti di faglia. Piane alluvionali con aree esondabili di diversa estensione sono presenti in diversi tratti lungo il corso dell'Aterno (PSDA, Regione Abruzzo 2001).

Tra tali forme si individuano, infine, diverse tipologie di indizi di morfotettonica (soglie o *knick point*, gomiti fluviali, valli a V, ecc) relativi al reticolo idrografico la cui analisi evidenzia il ruolo attivo della tettonica nell'evoluzione del drenaggio. Si osservano, su questa base, fenomeni di cattura e deviazione fluviale legati all'attività delle faglie come nel caso dell'area compresa tra il Monte Marine e il Monte Pettino o nella zona della Valle dell'Inferno tra San Demetrio e Barisciano. Più a SE il corso del F. Aterno incide il substrato carbonatico con una serie di gole o forre, fino alle Gole di San Venanzio dove il fiume si immette nella Piana di Sulmona. Tali elementi, caratterizzati da soglie e flessi nell'andamento altimetrico del corso d'acqua registrano l'evoluzione del reticolo idrografico legata all'abbassamento del livello di base locale della Piana di Sulmona e alla conseguente erosione regressiva (Bagnaia *et al.*, 1992; D'Agostino *et al.*, 2001).

Complessivamente la configurazione geomorfologica attuale della conca aquilana è il risultato della combinazione dei processi morfotettonici legati all'attività delle faglie che bordano la conca stessa, e dei processi morfosculturali, erosivi e deposizionali, legati ai diversi ambienti (carsico, di versante fluviale, ecc). La tettonica ha determinato la configurazione del bacino con la formazione delle conche e delle valli tettoniche sviluppatesi per la subsidenza tettonica locale lungo le principali faglie normali. La variazione dei livelli di base e l'incremento dell'energia di rilievo lungo i versanti, connessa a tali fenomeni, d'altro canto, ha determinato la distribuzione e l'intensità dei processi geomorfologici e delle relative forme erosive e deposizionali.

Tali elementi, in sintesi, unitamente alla disposizione dei depositi continentali, indicano un'evoluzione morfostrutturale legata al bilancio tra la subsidenza tettonica locale lungo le faglie e a successive fasi di approfondimento del reticolo idrografico sin dal Pliocene superiore.

Bibliografia

- 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. *Quat. Nova*, n.s.l, 1 23.
- 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
- 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. (Ital.J.Geosci.)*, Vol. 126, No. 2 (2007), pp. 307-322.
- Bertini T., Bosi C. (1993) – La tettonica quaternaria della Conca di Fossa (L'Aquila). *Il Quaternario*, 6, 293-314.

- Burri E, Agostini S., Celico P., Iacovone D., Romano B. (1995) – Unità morfocarsiche della Regione Abruzzo, scala 1:200.000, Regione Abruzzo, Società Geografica Italiana, Società Speleologica Italiana, SELCA, Firenze
- Caramanna G., Ciotoli G., Nisio S. (2008) – A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas. *Nat Hazards* (2008) 45:145–172
- Cavinato G.P., Galli P., Giaccio B. e Messina P. (2010) – Depositi quaternari del bacino di L'Aquila. Presente volume
- Chiarelli B. (1998) – Le grotte di Stiffe: storia naturale dal Pleistocene antico ad oggi. Ed. Progetto Stiffe S.p.A.
- D'Agostino N., Funicello R., Speranza F., Tozzi M. (1994) – Caratteri della tettonica distensiva nell'Appennino Centrale: l'area di S. Stefano Sessanio-Calascio (L'Aquila). *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, 37-53.
- D'Agostino, N., Jackson, J.A., Dramis, F., Funicello, R. (2001) – Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from central Apennines (Italy). *Geophysical Journal International* 141, 475–497.
- D'Alessandro L., Del Sordo L., Buccolini M., Miccadei E., Piacentini T., Urbani A. (2007) – Regione Abruzzo (Cap.18). In: Rapporto sulle frane in Italia. Il Progetto IFFI. Risultati, elaborazioni, e rapporti regionali. Rapporti APAT 78/2007, 464-497.
- D'Alessandro L., Miccadei E., Piacentini T. (2003) – Morphostructural elements of central-eastern Abruzzi: contributions to the study of the role of tectonics on the morphogenesis of the Apennine chain. *Quaternary International*, 101-102, 115-124.
- Demangeot J. (1965) – *Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques*, C. Rech. et Doc. Cart. Mem. Doc., 1-403, Paris
- Farabollini P., Miccadei E., Piacentini T., De Pari P., Scalpella G. (2009) – The contribution of geomorphology and Quaternary geology to the seismic prevention: examples from 2009 Abruzzi earthquake. *Epitome*, 3-2009, 171.
- Galadini F., Messina P., Giaccio B., Sposato A. (2003) – Early uplift history of the Abruzzi Apennines (central Italy): available geomorphological constraints. *Quat. International*, 101-102, 125-135.
- Ge.Mi.Na. (1963) – *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. ILTE Ed. Torino IP. 319.
- ISPRA (2009) – Database Nazionale Sinkhole. <http://sgi.apat.it/sinkhole/>
- 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.
- Marini G. (1967) – Il lago pleistocenico della conca aquilana. Ed. CET, Lanciano.
- 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, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 15(2), 2002, 259-270.
- Regione Abruzzo (2001) – Piano Stralcio Difesa Alluvioni. Direzione Territorio, Urbanistica, Beni Ambientali, Parchi, Politiche Gestione Dei Bacini Idrografici Regione Abruzzo.
- APAT Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici (2005) – Inventario dei fenomeni franosi in Italia, Regione Abruzzo. <http://www.mais.sinanet.apat.it/cartanetiffi/carto3.asp?cat=2&lang=IT>

5 CARATTERI GRAVIMETRICI DELLA MEDIA VALLE DEL FIUME ATERNO

5.1 Introduzione

I Comuni maggiormente colpiti dal sisma del 6/4/2009 sono localizzati in gran parte all'interno della media Valle dell'Aterno, con tasso di risentimento alle onde sismiche molto variabile da zona a zona (Ameri *et al.*, 2009; Bordoni *et al.*, 2009).

Avere un'appropriate conoscenza del substrato geologico è di primaria importanza, ancor di più in quelle zone ad alta pericolosità sismica, dove gli effetti di impedenza locale devono essere noti al fine di attuare un'adeguata prevenzione sismica.

Molto spesso prevenire significa non solo mettere in opera costruzioni adeguate, ma anche conoscere in modo appropriato come i terreni di copertura possano reagire alle sollecitazioni delle onde sismiche generate dai terremoti, sia locali che a lunga distanza. Qualora i terreni sono caratterizzati da bassi valori di densità, come i terreni sciolti o poco coerenti o le formazioni sedimentarie non ancora diagenizzate, a cui corrispondono valori relativamente bassi di Vs e quindi una bassa impedenza, le condizioni geologiche del sottosuolo possono variare repentinamente anche nello spazio di pochi chilometri. Tali differenze sono ancor più complesse da poter apprezzare qualora si abbia una morfologia pianeggiante, costituita da terreni geologicamente giovani dove le eterogeneità dei terreni, sia in senso orizzontale che verticale, sono molto più pronunciate. Tale condizione comporta che i valori del rischio diventino particolarmente elevati e che risulti di conseguenza necessaria la conoscenza dei vari fattori geologici che partecipano alla sua definizione. Proprio questi terreni, che possono avere natura diversa, presentano i maggior problemi per quanto concerne la sollecitazioni alle onde sismiche definendo pertanto una 'Risposta Sismica Locale molto diversa. In un panorama del sottosuolo così articolato, la conoscenza adeguata delle caratteristiche fisiche e geotecniche di un terreno non può essere effettuata solo attraverso delle indagini geognostiche che, se da un lato danno informazioni dirette sulla natura dei terreni, dall'altro risultano però solo puntuali e cioè rappresentativi di un piccolo settore; queste devono essere necessariamente affiancate ed integrate con indagini geofisiche che invece danno una visione indiretta del sottosuolo ma comunque estendibile ad un più ampio settore.

Lavori pregressi relativi a studi geotecnici (Bertini *et al.*, 1992), effettuati in vari settori della valle, assegnano alle formazioni di origine continentale di età plio-pleistocenica, che colmano parzialmente la piana, valori di $1.80 \div 2.10 \text{ g/cm}^3$, sottolineando un certo scadimento delle caratteristiche geotecniche rispetto alle formazioni più antiche. Allo stesso modo i depositi recenti, le alluvioni oloceniche del Fiume Aterno ed i riporti mostrano un significativo scadimento delle proprietà meccaniche rispetto alle formazioni più antiche.

Inoltre le unità alluvionali sono in genere costituite da argille grigio-nerastre caratterizzate da lenti e livelli torbosi di colore nero, che in alcuni settori arrivano anche al metro di spessore, da un alternanza di strati ghiaiosi eterometrici parzialmente clasto-sostenuti e da strati sabbiosi sottilmente stratificati con, intercalati, lenti e livelli limoso-argillosi.

- Cesi C.
ISPRA
- Di Filippo M.
Università "La Sapienza" di Roma
IGAG-CNR, Roma
- Di Nezza M.
Università "La Sapienza", di Roma
- Ferri F.
ISPRA

Dal punto di vista delle caratteristiche geotecniche si tratta di materiali relativamente poco addensati, dotati di modesta resistenza al taglio, e di compressibilità generalmente elevata; la permeabilità per porosità è da considerarsi nell'insieme piuttosto bassa (Bertini *et al.*, 1992).

Questi intervalli, relativamente ampi, denotano una estrema variabilità dei caratteri geotecnici all'interno della medesima litologia ed indicano una sostanziale omogeneità, dal punto di vista geomeccanico, tra questi depositi recenti, complessivamente molto scadenti. Viceversa il substrato geologico roccioso dell'area, costituito dalle formazioni sedimentarie di origine marina delle unità carbonatico-siliceo-marnoso-terrigeno di età Trias-Miocene, presenta le migliori caratteristiche di densità e resistenza, più dense e caratterizzate da valori di V_s mediamente più elevate. Va quindi sottolineato come il contatto tra il substrato meso-cenozoico compatto e i depositi plio-pleistocenici, alluvionali olocenici e riporti sia caratterizzato da un apprezzabile contrasto di densità e di velocità delle onde sismiche, capace di generare fenomeni di amplificazione dell'energia sismica.

La cattiva qualità, dal punto di vista geotecnico, dei materiali più recenti rappresenta inoltre un fattore di estrema rilevanza in ambito ingegneristico; questi terreni, infatti, possono più facilmente degli altri essere soggetti a fenomeni di costipazione, di liquefazione, di cedimento o ad altri episodi di dissesto in genere.

Pertanto stimare gli spessori e l'estensione laterale dei corpi a bassa densità risulta un ottimo indicatore ai fini della microzonazione.

Tra i diversi metodi geofisici la gravimetria consente, attraverso misure effettuate sulla superficie terrestre, di osservare e interpretare anomalie di gravità prodotte da contrasti laterali non noti di densità tra masse sepolte, e quindi di definire le profondità e gli spessori delle rocce presenti nel sottosuolo.

Viene pertanto presentata la carta gravimetrica della media Valle dell'Aterno in modo da caratterizzare ed avere un quadro d'insieme del sottosuolo dell'area interessata dal sisma. La carta delle Anomalie di Bouguer è stata ottenuta integrando le stazioni gravimetriche a disposizione della Banca Dati Geofisica di ISPRA, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geofisica con quelle effettuate dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "Sapienza" di Roma e dall'IGAG-CNR.

La carta che meglio mette in evidenza le strutture geologiche interessanti dal punto di vista della microzonazione è quella delle Anomalie residue di ordine $n-1$ in quanto risulta più attinente al panorama geologico da considerare. Essa aggiunge nuove conoscenze nell'ambito dell'evoluzione recente sia morfologica che tettonica dell'area, mostrando quanto è mascherato dai depositi fluvio-lacustri più recenti.

I risultati ottenuti mostrano che il substrato geologico affiorante ai margini del bacino aquilano, presso Monte Luco ad ovest e Monte Pettino a nord della città de L'Aquila, all'interno della valle si ritrova in profondità, ribassato e disarticolato in diversi blocchi, come appunto messo in evidenza anche da precedenti studi (Blumetti *et al.*, 2002). L'andamento del substrato di età Miocenica-Cretacica presenta profondità e morfologie molto diverse, così come gli spessori dei sedimenti recenti a bassa densità, sovrastanti il substrato, che sono causa del maggior risentimento in sito dell'amplificazione delle onde sismiche, raggiungono entità notevoli nei diversi settori della valle. A ciò si aggiungono le numerose discontinuità gravimetriche che si allineano e ricalcano un tessuto tettonico a grande scala visibile in affioramento nell'area.

5.2 Anomalie di Bouguer e Residue di ordine n-1

È stato utilizzato un dataset costituito da un totale di oltre 1500 stazioni gravimetriche. Le Anomalie di Bouguer sono state calcolate utilizzando per la correzione di Bouguer e per la correzione topografica un valore di densità costante pari a 2.60 g/cm^3 , che rappresenta la densità media delle rocce, che costituiscono il substrato geologico, affioranti nell'area e presenti fino al livello del mare. La carta delle Anomalie di Bouguer viene proposta in formato ridotto nella **figura 5.1**. L'andamento delle isolinee è stato calcolato a partire dai valori delle singole stazioni con il metodo di *kriging*; i parametri di calcolo delle isoanomalie sono stati scelti in modo da rispettare i valori osservati nelle singole stazioni gravimetriche.

La carta delle Anomalie di Bouguer è tracciata con un intervallo delle isoanomalie di 2 mGal, e comprende un campo di valori che va da -58 mGal a -32 mGal (Ferri *et al.*, 2007; Ferri *et al.*, 2008a; Ferri *et al.*, 2008b). Nel settore centrale della Valle dell'Aterno viene a collocarsi una zona di minimo gravimetrico (fino a -58 mGal) che ricalca l'andamento allungato dei valori che caratterizzano la morfologia della piana. Nella parte meridionale e centrale di questa zona di minimo sono presenti altre zone con un andamento subcircolare dei valori gravimetrici.

Per mettere in evidenza l'assetto geologico poco profondo viene proposta la carta delle Anomalie Residue di ordine n-1 (**Fig. 5.1**) che è stata elaborata sottraendo alle Anomalie di Bouguer, il Campo Regionale del 1° ordine, approssimato ad una superficie polinomiale del secondo grado. L'andamento del campo regionale è stato interpretato non solo come una conseguenza della variazione crostale, ma anche come l'effetto dell'andamento delle strutture geologiche profonde comuni a tutta l'area, che si approfondisce procedendo dall'area tirrenica a quella adriatica.

Nella **figura 5.1** sono rappresentate, con un intervallo di 0.4 mGal, le Anomalie Residue di gravità di ordine n-1, che presentano un quadro leggermente diverso da quello delle Anomalie di Bouguer, sottolineando alcune discontinuità ed esaltando e circoscrivendo delle anomalie locali. I valori delle anomalie residue coprono un campo di variazione che va da un minimo di -11 mGal ad un massimo di +8 mGal. Nella carta sono stati riportati anche i limiti degli affioramenti del substrato geologico carbonatico-siliceo-marnoso-terrigeno di età Trias-Miocene.

I valori più alti delle isoanomalie sono localizzate in corrispondenza del settore orientale presso Monte della Selva con direzione NW-SE, mentre presso Monte Pettino – Monte S. Onofrio i valori sono leggermente minori arrivando a +3.5 mGal.

All'interno della media Valle del Fiume Aterno si hanno i valori più bassi, e la vasta zona di minimo ha una lunghezza di 20 km ed una larghezza di 5 km, con asse di allungamento orientato in direzione appenninica interrotto nel settore nordoccidentale in corrispondenza di Coppito.

Nel dettaglio questa grande zona di minimo, che si segue appunto per tutta la valle, risulta in realtà molto più articolata e si possono circoscrivere diverse sottozone con andamento e valori delle isoanomalie differenti da area ad area.

La prima sottozona si osserva nel settore meridionale della media Valle dell'Aterno; questa è circoscritta dai paesi di Casentino – S. Eusanio Forconese – S. Demetrio ne'Vestini – Colle Sinizzo – Castelnuovo – S. Nicandro – Stiffe – Tussillo – Villa S. Angelo. Questo settore può essere suddiviso in due aree una orientale che raggiunge valori di oltre -8 mGal con un andamento delle isoanomalie simmetrico (minimo

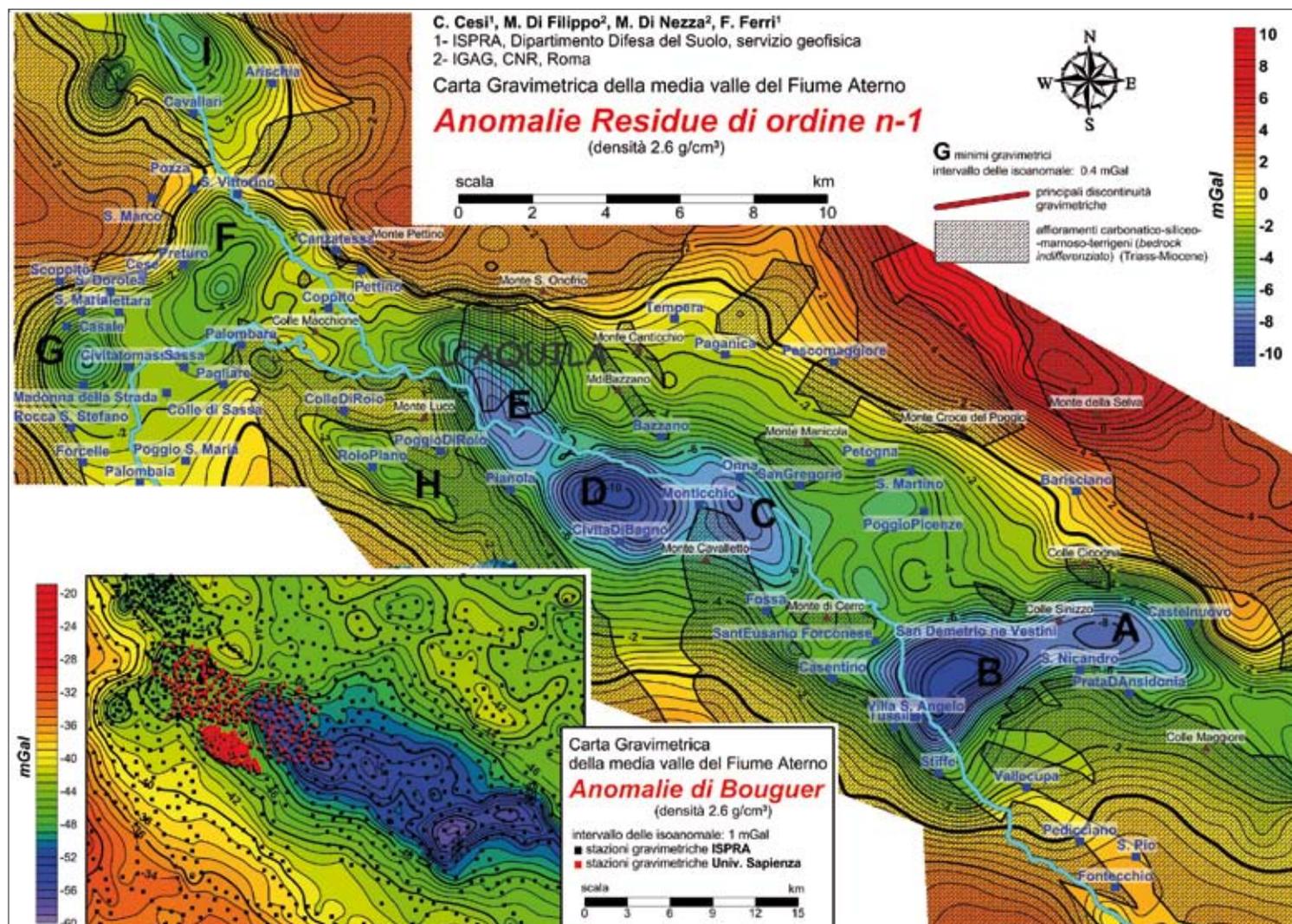


Fig. 5.1 → Carta delle anomalie di Bouguer.

di S. Nicandro, indicato con la lettera *A*), e l'altra quella occidentale dove i valori arrivano a -10.4 mGal con gradiente molto accentuato nel settore meridionale e occidentale, con un asse SW-NE (minimo di S. Demetrio, indicato con la lettera *B*). È da notare che l'abitato di Villa S. Angelo è localizzato in corrispondenza del valore massimo del gradiente orizzontale di gravità, così come per l'abitato di S. Demetrio n'Vestini mentre Tussillo e Stiffe si trovano nei pressi del margine della zona di minimo. Immediatamente a nord dell'abitato di Fossa inizia un'altra zona di minimo con un asse circa NW-SE, arrivando a valori di -8 mGal (minimo di Onna, indicato con la lettera *C*), diviso in corrispondenza di Monticchio tramite una zona di soglia, da un'altra area di minimo le cui isonomalie hanno un andamento simmetrico, arrivando nella parte centrale a -10.2 mGal (minimo di Civita di Bagno, indicato con la lettera *D*).

Risulta interessante osservare un'anomalia negativa localizzata proprio in corrispondenza della città del L'Aquila (minimo de L'Aquila, indicato con la lettera *E*), anch'essa allungata in direzione NW-SE, divisa dalla precedente da una soglia in corrispondenza di Pianola. In realtà i valori raggiunti dal minimo de L'Aquila sono inferiori di quelli osservati dal minimo di Civita di Bagno e il minimo di S. Demetrio. Nel settore settentrionale si identificano altre zone di minimo: una in corrispondenza dell'aeroporto

di Coppito [-5.2 mGal], con direzione NE-SW (minimo di Preturo, indicato con la lettera *F*), un'altro nel settore occidentale della piana di Coppito, ma con andamento simmetrico dell'isoanomale [-6 mGal], delimitati dai paesi di Rocca S. Stefano – Casale – Madonna della Strada (minimo Madonna della Strada, indicato con la lettera *G*); una terza zona ben circoscritta si osserva in corrispondenza della Piana di Roio con andamento NW-SE (minimo di Roio, indicato con la lettera *H*). Infine, a nord di Arischia un altro minimo con valori fino a -5.6 mGal presenta un andamento NW-SE (minimo di Arischia, indicato con la lettera *I*).

C'è da notare che in prossimità di Coppito è presente una vasta area di massimo relativo che delimita il settore settentrionale del bacino della media Valle dell'Aterno, che come visto risulta molto articolato. A nord di questo massimo, l'andamento gravimetrico delle isoanomale assume forme diverse rispetto a quanto già descritto per la parte sud orientale della valle dell'Aterno.

Per identificare lineamenti strutturali, delineare discontinuità laterali, e, ove queste siano verticali, definirne la posizione planimetrica, è stato considerato anche il gradiente orizzontale della gravità (massimi indicati con la linea rossa). Le isoanomale assumono gradienti differenti nei due lati del bacino, facendo registrare in generale valori maggiori in quello sud occidentale dove si raggiunge il massimo di gradiente in corrispondenza dell'abitato di Stiffe. In particolare, l'andamento prevalente è quello NW-SE e diventa quasi E-W ad E dell'abitato di Stiffe. Da Bazzano a Coppito il gradiente gravimetrico presenta un andamento NW-SE mentre nel settore orientale, da L'Aquila fino a Stiffe, l'andamento è prettamente NNE-SSW. I minimi di S. Demetrio e S. Nicandro sono bordati invece da lineamenti gravimetrico ad andamento E-W.

È da notare che in alcune zone i valori massimi di gradiente non si osservano ai limiti degli affioramenti meso-cenozoici, ma si riscontrano all'interno della piana. Alcuni dei lineamenti gravimetrici riconosciuti seguono gli stessi motivi tettonici individuati in affioramento: ai piedi del Monte Pettino, le geometrie e la direzione delle discontinuità, che si segue da S. Vittorino passando per Pizzoli fino a Monte di Bazzano, sono parallele alla faglia di Monte Pettino, morfologicamente identificabile in affioramento (Basili *et al.*, 1997; Blumetti *et al.*, 1997; Blumetti *et al.*, 2002). Un'altra discontinuità con andamento NW-SE si osserva lungo l'allineamento Monte Bazzano – Monticchio – Fossa e ricalca l'andamento di una faglia in superficie.

I lineamenti individuati nel versante sud-occidentale della valle (Pianola-Casentino) risultano paralleli al sovrascorrimento individuato a carattere regionale; questa grande discontinuità gravimetrica muore ai piedi di Monte Luco proprio nel settore orientale della città de L'Aquila ed è interrotta, all'interno della piana, dalla discontinuità Monte Bazzano – Monticchio – Fossa. Le discontinuità individuate in prossimità *del minimo di S. Demetrio*, con andamento SSW-NNE, non presentano nessuna evidenza di superficie. Infine a nord di Coppito si ritrova un'altra discontinuità parallela alla faglia Marana – Arischia ad andamento NW-SE.

5.3 CONSIDERAZIONI

L'applicazioni del metodo gravimetrico allo studio della media Valle del Fiume Aterno ha permesso di ottenere nuove informazioni sull'assetto geologico e strutturale del substrato della piana.

Lo studio gravimetrico mette in evidenza da un lato la complessa struttura geologica della valle e dall'altro la presenza di numerose discontinuità gravimetriche che, in alcuni casi, coincidono o vanno a disporsi parallelamente a faglie note in superficie.

Dai risultati ottenuti si è portati a supporre che il sottosuolo del bacino, **figura 5.2**, sebbene costituito da depositi alluvionali con densità media molto bassa (1.9 g/cm^3), possa presentare delle variazioni laterali costituite da corpi geologici sepolti molto diversi, sia per genesi che per natura. Tali corpi vanno dalle megabrecce (2.45 g/cm^3), come si riscontra per la città de L'Aquila, al substrato geologico, quest'ultimo costituito da Successioni terrigene ascrivibili ai depositi torbiditici (2.4 g/cm^3), dai calcari delle Unità Monte d'Ocre - Monte di Bazzano e alle Unità Gran Sasso, con densità di 2.6 g/cm^3 .

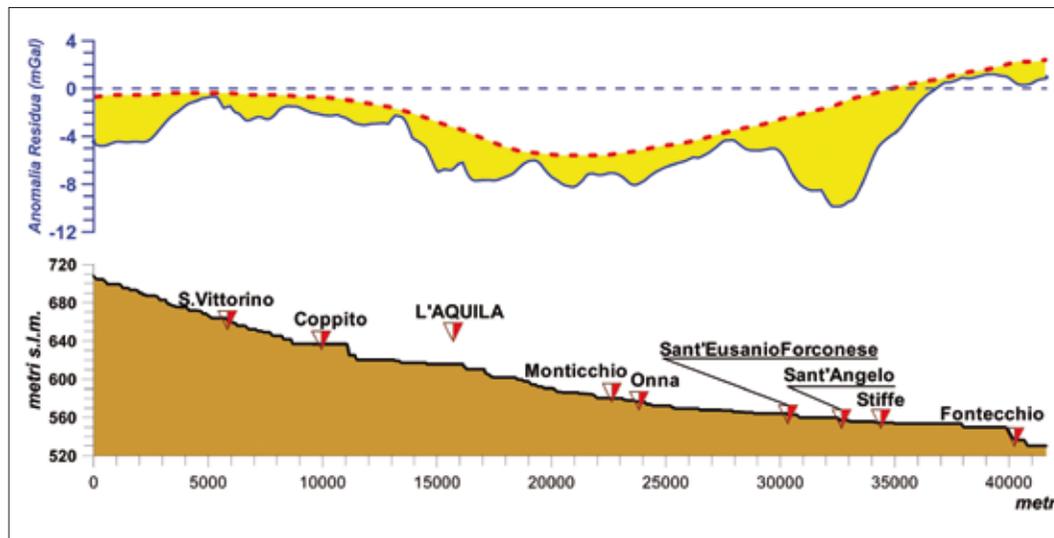


Fig. 5.2 → Anomalie di gravità (residua n-1) e curva ipsografica della media valle del fiume Aterno.

Il substrato a maggior densità di età meso-cenozoica, affiorante sui rilievi circostante la Valle dell'Aterno, quindi si trova ribassato all'interno della piana e risulta coperto e mascherato dai sovrastanti terreni di età plio-pleistocenica. Tali depositi relativamente giovani presentano una bassa densità e pertanto la Risposta Sismica Locale risulta molto più accentuata.

Il substrato geologico risulta ribassato a diverse profondità da numerosi lineamenti tettonici paralleli a quelli affioranti ai margini della valle (Bertini & Bosi, 1993; Bosi & Bertini, 1970); esso è ricoperto da terreni poco densi con estensioni, verticali ed orizzontali, molto diversificate da zona a zona. I maggiori spessori vengono raggiunti presso la zona di S. Demetrio ne'Vestini (minimo gravimetrico di S. Demetrio, *B*) e Civita di Bagno (minimo di Civita di Bagno, *D*), mentre gli spessori dei depositi recenti raggiunti nella zona de L'Aquila (*E*) e di Onna (*C*) sono più o meno gli stessi (massimo 200 m, si veda Macroarea 1, L'Aquila centro).

Nelle zone di Coppito, Poggio Picenze e S. Eusanio Forconese i valori ottenuti portano a posizionare il substrato ad una minore profondità; proprio queste aree sono tettonicamente molto articolate e rappresentano delle soglie, tramite le quali, il bacino della media Valle dell'Aterno viene suddiviso in diversi settori. È possibile seguire la distribuzione dei terreni a bassa densità connessi alla variazione della storia del Fiume Aterno ed

in alcune aree tali depositi poco coerenti raggiungono spessori maggiori in quanto, al normale processo di deposizione fluviale, possono sommarsi anche altri fenomeni. Infatti, se si osserva la soglia che divide il minimo de L'Aquila (*E*) e quello di Civita di Bagno (*D*), l'interpretazione gravimetrica suggerisce valori di densità leggermente inferiori a quelli ascrivibili al substrato geologico ma posti a modesta profondità. Ciò porta ad ipotizzare che tale deposizione sia connessa alla presenza di una paleofrana che ha sbarrato il letto del paleo-Aterno e, pertanto, consentito una maggiore deposizione dei depositi a bassa impedenza in corrispondenza del minimo di Civita di Bagno. Ciò comporta una forte eterogeneità dei depositi a bassa densità, sia in senso orizzontale che verticale, che possono variare repentinamente nei vari settori della piana, connessi alla diversa natura geologica-strutturale che li hanno generati.

Bibliografia

- Ameri G., Augliera P., Azzara R.M., Bergamaschi F., Bordoni P., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., D'alema E., Di Giacomo D., Di Giulio G., Fodarella A., Franceschina G., Gallipoli M.R., Harabaglia P., Ladina C., Lovati S., Luzi L., Marzorati S., Massa M., Milana G., Mucciarelli M., Pacor F., Parolai S., Picozzi M., Pilz M., Puglia R., Pucillo S., Riccio G. (2009) – Valutazione della risposta sismica locale di alcuni siti della Media Valle dell'Aterno. Atti XXVIII Convegno GNGTS, 15-19 Novembre 2009 Trieste, 12-13.
- Basili R., Bosi C., Messina P. (1997) – La tettonica quaternaria dell'Alta Valle del Fiume Aterno (Appennino Centrale) desunta dall'analisi di successioni di superfici relitte. *Il Quaternario* 10 (2), 621-624.
- Bertini T., Bosi C. (1993) – La tettonica quaternaria della conca di Fossa (L'Aquila). *Il Quaternario*, 6(2), 293-314.
- Bertini T., Totani G., Cugusi F., Faraoni A. (1992) – Caratterizzazione geologica e geotecnica dei sedimenti quaternari del settore occidentale della conca aquilana. *Pubbl. DISAT, Università de L'aquila*, 92/7, 27.
- Blumetti A.M., Bagnaia R., Ferrelì L., Giuliani R., Mattone M., Michetti A. M., Salvucci R., Vittori E. (1997) – Fagliazione superficiale e tettonica quaternaria nell'alta Valle dell'Aterno. Riassunti Convegno "Tettonica quaternaria del territorio italiano: conoscenze, problemi ed applicazioni" Parma, 25-27 Febbraio 1997
- Blumetti A.M., Di Filippo M., Zaffiro P., Marsan P., Toro B. (2002) – Seismic hazard characterization of the city of L'Aquila (Abruzzo, Central Italy): new data from geological, morphotectonic and gravity prospecting analysis. *Estatto Numero special 2002, International Workshop, Large-scale vertical movements and related gravitational processes*. Ed Edimond, 7-18.
- Bordoni P., Azzara R.M., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., Di Giulio G., Haines J., Fodarella A., Marcucci S., Milana G., Pucillo S., Riccio G. (2009) – Gli effetti di amplificazione sismica nel centro storico de L'Aquila, confronto tra dati sismici e simulazioni numeriche 2D. Atti XXVIII Convegno GNGTS, 15-19 Novembre 2009 Trieste, 17-18.
- Bosi C., Bertini T. (1970) – Geologia della media Valle dell'Aterno. *Mem. Soc.Geol. It.*, 9, 719-777.
- Di Filippo M., F. D'offizzi, B. Toro (1983): Determinazione della densità di alcune formazioni della Toscana meridionale con metodi gravimetrici. *Atti del II Convegno del GNGTS*, 473-481.
- Ferri F., Porfidia B., Coren F., Zanolla C. (2007): A new gravity mapping project of Italy at 1:250.000 scale, *Epitome, Geoitalia 2007*, vol.2, 474-475.
- Ferri F., Zanolla C., Porfidia B., Coren F., Giori I., Cesi C. (2008a): La Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:250.000. Atti XXVII Convegno GNGTS, 437-438.
- Ferri F., Zanolla C., Porfidia B., Coren F., Cesi C. (2008b): Carta delle Anomalie di Bouguer dell'Italia e mari circostanti, alla scala 1:1.000.000. Atti XXVII Convegno GNGTS, 438-439.

6 LE CAVITÀ DI ORIGINE ANTROPICA NEL SOTTOSUOLO AQUILANO

• Marsan P.
Dipartimento della Protezione Civile

6.1 La storia

La presenza di cavità di origine antropica nel sottosuolo aquilano, rappresenterà per l'estensione ed il numero delle stesse uno degli aspetti più importanti da prendere in considerazione al momento della ricostruzione. Lo scavo di cavità all'interno del tessuto urbano, costituiva nei tempi passati e non troppo remoti, un fenomeno largamente diffuso per molteplici necessità. Da un lato la necessità di dare ricovero ad animali ed armenti particolarmente durante il lungo e freddo periodo invernale, dove questi rappresentavano l'unica ricchezza e risorsa del nucleo familiare spingeva i proprietari di abitazioni a ricoverare gli animali il più vicino possibile all'abitazione. Dall'altro lato la necessità di effettuare rifacimenti, riparazioni, sopraelevazioni e muri di confine rendevano necessario un continuo approvvigionamento di materiale lapideo che, scavato direttamente sotto casa rappresentava un notevole risparmio di tempo e denaro senza dover uscire dalle mura al freddo e nella neve ed incorrere in balzelli o spiacevoli incontri.

Per tale ragione, al di sotto di ogni abitazione e con ogni terreno dotato di una relativa compattezza venivano scavate prima piccole grotte che via via divenivano sempre più ampie e profonde. Nel corso del tempo e con il lavoro incessante di successive generazioni che proseguivano con la continua estrazione di materiale per dare ricovero ad un maggior numero di animali le cavità si estendevano in un gran numero di cunicoli e gallerie alcune delle quali raggiungono ragguardevoli dimensioni; In molti casi le gallerie si incontrano e si intersecano al di sotto delle diverse abitazioni costringendo, in alcuni casi, ad elevare muri divisorii e di sostegno.

Veri e propri dedali sono stati rinvenuti al di sotto di numerosi centri abitati dell'Aquilano, alcuni di questi labirinti sono stati in parte consolidati, ma il maggior numero resta prevalentemente abbandonato e mentre rappresenta per i rispettivi e non solo sovrastanti proprietari oramai solo un problema ed una sorta di deposito di materiali di scarto se non un vero e proprio immondezzaio sotterraneo, per le amministrazioni locali costituiscono un vera propria bomba ad orologeria quando le cavità si estendono al di sotto della viabilità locale con le volte che vengono continuamente sollecitate dal traffico veicolare più o meno pesante e possono essere oggetto di cedimenti e costituire pertanto un serio pericolo per la pubblica incolumità costringendo le Amministrazioni a sobbarcarsi di spese impreviste che, nel quadro generale delle scarse risorse economiche di un piccolo comune possono rappresentare un vero problema.

La necessità di realizzare in ogni caso, questa sorta di stalle o depositi sotterranei, rappresenta dal punto di vista geologico, un aspetto importante in quanto a seconda delle caratteristiche geologiche presenti nel sottosuolo si possono avere maggiori o minori condizioni di instabilità.

Infatti, mentre in alcuni centri abitati fondati su terreni lapidei vuoi calcarei che arenacei i problemi di tenuta delle volte possono essere legati essenzialmente alle caratteristiche di scavo per cui volte realizzate con una conformazione ogivale possono essere in grado di sopportare carichi statici o dinamici anche elevati, nel caso invece di terreni a matrice più o meno coesiva limosa o limo-sabbiosa con a tratti inclusi lapidei le volte se non sufficientemente arcuate e profonde sotto il piano campagna possono indurre crolli sia dal punto di vista statico che dinamico.

6.2 Crolli delle cavità a seguito del terremoto del 6 aprile

Analizzando più dettagliatamente le sezioni delle cavità presenti nel sottosuolo Aquilano il loro comportamento è stato generalmente buono. I crolli sono stati limitati e non hanno quasi mai rappresentato una concausa dei cedimenti. Vero è che nell'ottica di una futura ricostruzione, non sarà solo necessaria una dettagliata mappatura al di sotto di ogni centro urbano, ma occorrerà verificare caso per caso lo stato delle volte ed i nuovi carichi indotti dalle ricostruzioni i cui bulbi di pressione potrebbero aumentare e rendere più instabili le volte avvicinandole al collasso sia per cause statiche che dinamiche. Per tale ragione, è imprescindibile una ricostruzione dettagliata del sottosuolo dei centri storici di tutti gli abitati compresi nell'area epicentrale che comprenda per ciascuno anche le caratteristiche geotecniche e geomeccaniche dei rispettivi terreni sede delle cavità. Andando con ordine, possiamo suddividere i crolli o i cedimenti causati dal terremoto in varie categorie.



Foto 6.1 → Foto aerea della zona occidentale esterna al Convento sede del crollo.

Fig. 6.1 → Atlante delle segnalazioni di cavità presenti nel sottosuolo del comune di L'Aquila.





Foto 6.2 → Estensione della cavità verso monte a Nord che mostra ancora un oggetto fortemente instabile.

Foto 6.3 → Estensione della cavità verso valle a Sud; A sinistra è visibile il secondo ramo non crollato della cavità che è separato dalla parte crollata da un pilastro relativamente instabile.

Foto 6.4 → I tecnici del Soccorso Speleo Alpino misurano le dimensioni della voragine apertasi alle 3.32 del 6 aprile 2009.

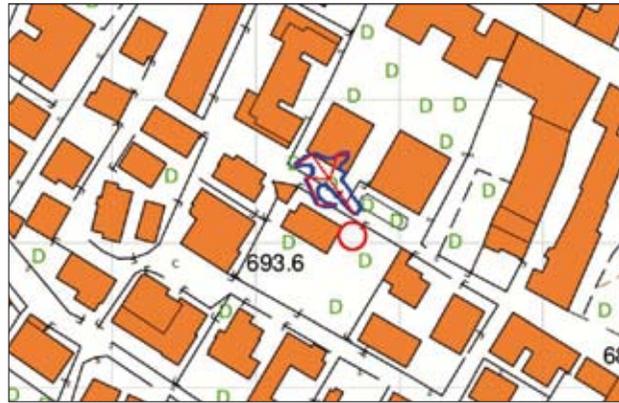
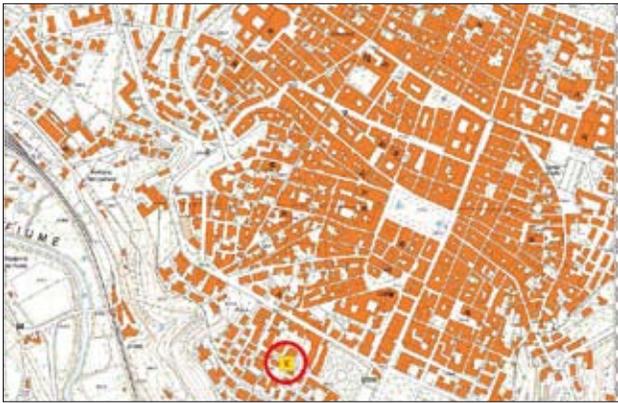
Foto 6.5 → Ingresso della voragine tra i civici 6 e 4 di via De Bartholomeis con i tecnici del CNSAS che si preparano all'ispezione della cavità.

Foto 6.6 → Materiale detritico franato all'interno dell'apertura della voragine di Via De Bartholomeis.

Foto 6.7 → Foto aerea con poligonale e contorno della voragine prodottasi in via De Bartholomeis e dell'estensione di tutta la cavità sotterranea. In basso a sinistra ed in alto a destra sono visibili due tra i collassi totali più gravi del centro storico che hanno causato numerose vittime e feriti e su cui hanno operato gli stessi tecnici del CNSAS. Evidenziata dal cerchio rosso, la cavità che, all'incrocio tra via De Bartholomeis con via Campo di Fossa, ha inghiottito un'autovettura senza conseguenze per gli occupanti. Alla destra della linea blu tratteggiata, il limite occidentale dell'antica cava ora occupata dalla depressione di Piazza Paoli. Le frecce blu indicano gli ingressi della cavità presente alla fine di via Sturzo.

Crolli in prossimità di edifici ma che non coinvolgono direttamente il sottosuolo su cui essi poggiano rappresentando solo un pericolo per la percorribilità viaria circostante.

Un esempio può essere costituito dal crollo parziale di una grande cavità realizzata presso il Convento di San Giuliano a L'Aquila. Qui, una cavità realizzata nel corso dei secoli dai frati che dimoravano nel convento (presso il campetto di calcio interno, **Foto 6.1**) è parzialmente crollata, coinvolgendo il muro di cinta ed una stradina che lo delimita a monte. L'estensione della cavità è notevole ed è stimabile nell'ordine di alcune migliaia di metri cubi; la parte crollata che ha distrutto parte del muro di cinta ed interrotto completamente la stradina che delimita il Convento a Nord, rappresenta circa un terzo della parte che aggetta sulla stessa e presenta un ramo ancora parzialmente intatto sulla destra delimitato da un pilastro nella parte centrale come si può osservare dalle **foto 6.2 e 6.3** prese rispettivamente, verso Nord la prima e verso Sud la seconda.



Crolli nel centro storico dell'Aquila in prossimità di edifici che si diramano del tutto o in parte al di sotto della loro pianta di fondazione o del loro bulbo di pressione.

All'interno di molti centri abitati e dello stesso centro storico dell'Aquila sono presenti numerose cavità di origine antropica che, a seguito del terremoto hanno mostrato segni di cedimento delle volte che, nella maggior parte dei casi hanno interessato solo la sede stradale prospiciente edifici ma che si estendono parzialmente anche sotto di essi.

L'allegata mappa della **figura 6.1**, rappresenta la mappatura più aggiornata delle cavità riscontrate ed effettivamente censite nel sottosuolo della città dell'Aquila; Ciò non esclude la presenza di altre cavità non ancora segnalate ed accertate ma sicuramente presenti.

Fig. 6.2 → Ubicazione della voragine sulla carta CTR.

Fig. 6.3 → Dettaglio con poligonale e contorno della grotta; cerchiati in rosso le aperture delle voragini che si sono aperte nella zona a seguito del terremoto.

Foto 6.8 → Diramazione di destra all'interno della cavità ricavata nelle megabrecce più compatte.

Foto 6.9 → Diramazione centrale nelle megabrecce; notare la matrice meno compatta.

Foto 6.10 → Diramazione di sinistra il cui tratto terminale è ostruito da detriti.

Foto 6.11 → La freccia indica l'ingresso delle cavità.

Foto 6.12 → Planimetria della cavità posta al termine di via Sturzo.

Foto 6.13a → Il grande muro in calcestruzzo al di sotto dell'edificio danneggiato e posizione del secondo ingresso che si estende sotto il muro di una scalinata, non visibile nella foto, sulla sinistra (freccia blu).

Foto 6.13 b → Uno stretto ingresso consente il passaggio nella cavità che si estende al di sotto del muro (freccia rossa); in primo piano è presente una frattura (freccia gialla), che prosegue sino al muro e che testimonia l'instabilità dell'area per il cedimento di parte della volta della cavità.



Tra gli esempi più importanti di cavità censite è quella che è stata esplorata a seguito dell'apertura di una voragine apertasi immediatamente a seguito del terremoto del 6 aprile in via De Bartholomeis tra i civici 4 e 6 e che è stata censita da tecnici del CNSAS (Soccorso Speleo Alpino abruzzese) da cui in parte è tratta la relazione (**Foto 6.4, 6.5 e 6.6**). In corrispondenza della voragine, ha ceduto la volta più prossima alla sede stradale di una grossa e profonda cavità che ha coinvolto anche parte di un giardinetto prospiciente il fabbricato di cui al civico 6 e si estende in parte al di sotto del civico di cui al n. 4.

La voragine, che aveva nei giorni immediatamente successivi al terremoto, una dimensione sul manto stradale di circa 3x4 m si è aperta in corrispondenza della volta di una vecchia cavità artificiale; attualmente, si è relativamente allargata sul lato occidentale di circa un metro oltre a far sprofondare ulteriormente le piante del giardinetto. Sotto il manto stradale, è stato riscontrato uno spessore di circa 2 metri di materiale di riempimento a consistenza detritico terrosa, oltre il quale si incontra uno strato di calcare detritico a matrice a tratti molto compatta (*ss. megabreccce*); In questo strato sono stati scavati gli ambienti sotterranei a cui si accede attraverso la parte franata ma di cui si ignora l'ingresso; Si ricorda che anticamente, un centinaio di metri verso Est era presente all'interno della depressione che costituisce i giardinetti di Piazza Paoli, una cava a cielo aperto di materiale calcareo; È probabile che da essa si diramassero gallerie in tutte le direzioni tra cui verso Ovest in corrispondenza di Via Campo di Fossa dove infatti si è aperta una voragine che il giorno del terremoto ha inghiottito letteralmente un'autovettura e verso la stessa Via de Bartholomeis poco distante (**Foto 6.7**).

Al termine della zona franata che denota uno spessore detritico di circa venti metri, si aprono tre diramazioni delle quali quella di destra e parte di quella di mezzo si sviluppano sotto l'edificio al civico 4. La cavità, di forma irregolare, (**Fig. 6.2 e 6.3**) presenta tre cunicoli principali (**Foto 6.8 e 6.9**).

La diramazione di sinistra, che si sviluppa sotto la sede stradale, è chiusa da detriti (**Foto 6.10**). Sulle pareti della cavità sono visibili ancora i segni lasciati dagli utensili di scavo a mano. Lo sviluppo totale della poligonale è di circa 60 m, la profondità massima rispetto al piano stradale è di circa 14 m. L'altezza interna varia da 2 m della parte terminale della diramazione di destra a 3 m della diramazione di mezzo, mentre alla base del conoide detritico di accesso l'altezza è di circa 6 m. Una seconda cavità con caratteristiche simili a quella del paragrafo precedente, è stata rilevata alla fine di Via Sturzo, poco fuori la cinta delle antiche mura; Ubicata alla base di un grande ed alto muro di sostegno che è stato realizzato per sostenere un piccolo piazzale antistante un edificio che ha subito ingenti danni, (**Foto 6.11**). La planimetria in pianta della cavità e dei suoi due ingressi è riportata in **foto 6.12** dove si può notare la sua estensione sia al di sotto del muro di contenimento che sotto lo spigolo del fabbricato (**Foto 6.13, 6.14, 6.15**).





Foto 6.14 → L'ingresso, visto da dentro, della cavità che si estende sotto il muro indicato dalla freccia rossa della foto precedente.

Foto 6.15 → Diramazione in due cunicoli, della cavità scavata in brecce relativamente compatte; In primo piano si può notare lo sfornellamento di materiale caduto dalla volta a seguito del terremoto del 6 aprile.

Foto 6.16 → Grave crollo di una intera parete tra due edifici contigui.





Foto 6.17 → Porticina di ingresso alla cavità presente al di sotto dell'edificio.

Foto 6.18 → Cunicolo completamente rivestito da pareti ed archi che non ha subito alcun danno apparente.

Foto 6.19 → Parete divisoria tra proprietà confinanti.

Foto 6.20 → Sala con pilastri di sostegno sui lati ed uno nuovo in fase di realizzazione; si notino sulla sinistra gli strati di terreno variamente colorati per l'eterogeneità delle tipologie di deposizione orizzontale.

Foto 6.21 → Pilastro unico sostegno della volta.

Foto 6.22 → Altra tipologia di piastrino di sostegno.

Foto 6.23a → Eteropie laterali nella tipologia deposizionale.

Foto 6.23 b → Variazioni orizzontali e laterali delle diverse modalità di deposizione.

1.1.3. Le cavità di origine antropica all'interno dei centri abitati aquilani

In premessa, si è accennato ai motivi ed alle ragioni che hanno portato alla realizzazione delle cavità che si possono riscontrare all'interno di tutti i centri abitati aquilani ed alla diversità delle condizioni geologiche in cui tali cavità sono state realizzate.

Mentre abbiamo visto, come nel centro storico dell'Aquila, le condizioni di stabilità sono prevalentemente legate al grado di compattezza delle megabrecce in cui sono realizzate le cavità, o anche in altri comuni che egualmente realizzati su formazioni calcaree più o meno fratturate possono presentare i medesimi problemi, nel caso invece di cavità scavate all'interno di terreni spiccatamente di origine sedimentaria recente quali detriti di falda, depositi fluvio-lacustri, si possono incontrare ulteriori problematiche di stabilità.

Molti dei centri abitati aquilani più danneggiati dal terremoto del 6 aprile, in particolar modo quelli collocati nella zona orientale dell'Aquila, presentano situazioni del genere. A partire dalle frazioni di Barisciano come Petogna e Villa Di Mezzo come la stessa Barisciano, presentano una forte concentrazione di cavità al di sotto dei loro seppur limitati centri storici. La frazione di Castelnuovo nel Comune di San Pio delle Camere ha subito gravi danni legati a causa del sisma in presenza di terreni di origine lacustre che ne hanno amplificato gli effetti che, in presenza delle numerose cavità realizzate nel suo



sottosuolo grazie alla facilità di scavo ma conseguenzialmente di bassa resistenza alle sollecitazioni di origine dinamica, hanno dato luogo a maggiori effetti di amplificazione producendo ulteriori danni causando crolli nelle volte più deboli di alcune cavità che hanno coinvolto strade ed abitazioni. Non sono risultati immuni da tali conseguenze anche altri centri abitati quali San Demetrio ne' Vestini e Fossa. Ad esempio tra tutti si citerà il predetto abitato di Barisciano e la sua frazione di Villa di Mezzo; il comune, è collocato alle pendici dei rilievi calcarei delle propaggini meridionali del massiccio del Gran Sasso che, seppur interessato da pochi cedimenti rilevanti che hanno interessato la superficie e gli edifici sovrastanti, rappresenta un caso estremamente significativo sia per la tipologia del sottosuolo costituito da alternanze a varia granulometria di terreni detritici di falda, che per il grande numero ed estensione di cavità di origine antropica presenti al suo interno. A prima vista, tutti i vecchi edifici presenti nel centro storico, hanno subito danni più o meno gravi (Foto 6.16) a seguito del terremoto del 6 aprile, ma basta aprire una delle porte o porticine presenti al piano terra, per entrare in un ambiente sotterraneo completamente diverso (Foto 6.17). All'interno delle cavità, sono state realizzate nel tempo opere di sostegno quali archi e semplici pareti divisorie tra proprietà differenti nel momento che si intersecavano gli scavi tra due edifici confinanti; muretti e pilastri di sostegno nei punti in cui la presenza di depositi a consistenza differente e pertanto caratterizzati da volte e pareti più instabili avevano o avrebbero potuto provocare crolli (Foto 6.18, 6.19, 6.20, 6.21, 6.22 e 6.23). Le tipologie di deposizione possono variare da detriti calcarei debolmente cementati, a sabbie più o meno compatte e terre rosse argillose con frequenti eteropie laterali, (Foto 6.23 a e b).

Foto 6.24 → Lesione su di un muretto di sostegno per cedimento di una cavità alla sua destra.

Foto 6.25 → Crollo della volta di una cavità alla destra del muro di Foto 24 che ha coinvolto parte di un edificio facendolo crollare.

I danni causati da cedimenti delle volte delle cavità sottostanti gli edifici sono rilevabili non solo attraverso l'apertura di vere e proprie voragini, ma anche osservando le tipologie di danno sulle murature degli edifici; Infatti, in presenza di lesioni sub-orizzontali nelle murature è possibile supporre un cedimento del terreno sottostante (Foto 6.24 e 6.25).

6.3 Conclusioni

È evidente come si è visto nella carrellata di alcuni casi, tra le decine esaminati, che la tenuta e la stabilità di tutte le cavità di origine antropica è stata duramente messa alla prova dall'evento sismico del 6 aprile 2009 e dalle principali scosse succedutesi nei giorni successivi.

Appare pertanto necessario che tale situazione sia tenuta in massima considerazione prima di pensare ad un benché minimo recupero dei centri storici già gravemente compromessi e distrutti dal terremoto. Infatti prima di scegliere qualsiasi metodo di adeguamento sismico e ristrutturazione dei singoli edifici o meglio degli aggregati che spesso essi vanno a comporre nell'ambito dei centri storici, occorrerà effettuare un censimento al tappeto di tutte le cavità presenti al di sotto di edifici danneggiati e non. Solo dopo questo accurato lavoro si potrà definire il livello di consolidamento necessario per ciascuna cavità e che potrà variare a seconda dei casi da semplici opere di puntellamento a vere e proprie bonifiche con riempimenti e iniezioni con i metodi e le tecnologie più appropriate. In secondo luogo una volta effettuato tale censimento, si dovrà passare alla fase delle demolizioni e del trasferimento delle relative macerie nelle aree di conferimento che saranno destinate allo scopo. Solo dopo questa fase ed un appropriato strumento urbanistico che tenga conto di ogni necessità e studio di dettaglio si potrà pensare ad una vera e propria ricostruzione che, suddividendo l'abitato in zone omogenee sia dal punto di vista urbanistico che geologico e che a partire dalle zone più esterne converga verso la zona centrale, anche in funzione delle disponibilità economiche ed alle esigenze abitative dei proprietari. La tenuta delle cavità, è evidente, giocherà un ruolo importante nella nuova suddivisione dei nuovi carichi dovuti alle opere di recupero e consolidamento delle strutture in elevazione, che, svincolate dal rischio di improvvisi cedimenti anche se dovuti solo a problemi di carattere statico che eventuali futuri eventi sismici potrebbero invece indurre effetti di amplificazione locale, potranno essere realizzate nella massima sicurezza riconsegnando nuovamente integri al futuro ed alle nuove generazioni gli antichi borghi medievali in tutta la loro semplice bellezza.

Un ringraziamento particolare va al Dr. Marco Lucari, all' Ing. Gianluca Ricciardulli ed a tutti i tecnici del Soccorso Alpino e Speleologico dell'Aquila che hanno effettuato le ricognizioni e le planimetrie di tutte le cavità riportate nel presente lavoro.

7 ASSETTO SISMOTETTONICO E SISMICITÀ

Il contesto sismotettonico dell'area interessata dal terremoto aquilano del 6 aprile 2009 si inquadra nei processi estensionali che hanno caratterizzato la deformazione della crosta appenninica a partire dal Pliocene (p.e., CNR-PFG, 1987) ed in particolare in quelli relativi alla distensione NE-SW di questo settore di catena. Tale estensione – posteriore alla strutturazione compressiva della catena a pieghe e sovrascorrimenti – è valutabile oggi in Abruzzo a circa 3 mm/yr grazie a misurazioni GPS (Mantenuto *et al.*, 2007), venendo accomodata principalmente da faglie normali (od oblique) ad andamento NW-SE ed immersione tirrenica, alle quali va ascritta tutta la maggiore sismicità dell'Appennino centrale (Galadini and Galli, 2000).

Nella regione aquilana, molte di queste faglie sono conosciute (Galadini e Galli, 2000; Boncio *et al.*, 2004) e gran parte di esse sono state studiate in dettaglio anche attraverso l'ausilio di analisi paleosismologiche che ne hanno consentito la parametrizzazione in termini sismogenetici (Fig. 7.1; vedi in Galli *et al.*, 2008, con relativa bibliografia). Le faglie primarie sono organizzate in sistemi di 3-5 segmenti in relazione en-echelon, lunghi tra ~5 e ~20 km. La lunghezza complessiva di ciascun sistema di faglie nell'area in oggetto non supera i 30 km (ad eccezione dei sistemi del Fucino-Magnola e M.te San Franco-Campo Imperatore) e ad essi sono stati attribuiti per via paleosismologica tempi di ritorno di ca. 1000-2000 anni per terremoti con $M_w > 6.5$.

Come anticipato, a queste faglie Galadini e Galli (2000) hanno associato i forti terremoti storici della regione, alcuni tramite l'utilizzo dei dati derivanti dalle analisi paleosismologiche, altri mediante l'associazione della distribuzione delle massime intensità rispetto all'andamento di ogni singolo sistema. In particolare, in relazione alle strutture potenzialmente responsabili di terremoti con $M \geq 6.5$, gli stessi autori hanno descritto due principali set di faglie attive nell'area di interesse. Il primo, nel settore più esterno della catena, caratterizzato da faglie e sistemi di faglia normali "silenti", ovvero con evidenze geologiche, geomorfologiche e paleosismologiche di attività post ultimo massimo glaciale (LGM), ma non associabili – ad oggi – ad alcun terremoto di $M \geq 6.5$ contenuto nei cataloghi (sistemi di faglie della Laga, di Campo Imperatore e del Monte Morrone, rispettivamente LMFS, CIFS e MMFS in Fig. 7.1). Il secondo, nel settore più interno, al quale sono stati associati gli eventi più distruttivi presenti nei repertori sismologici (sistemi di faglie dell'alta valle dell'Aterno, di Campo Felice-Ovindoli e del Fucino, rispettivamente UAFS, CFCFS-OPFS e FFS in Fig. 7.1).

La figura 7.1 mostra schematicamente i due set di faglie ed i terremoti con $M_w \geq 6.3$ generati dal sistema occidentale. In particolare, il terremoto del 1703 (2 febbraio, $M_w = 6.7$; magnitudo da Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) è stato causato dall'attivazione del sistema di faglie dell'alta valle dell'Aterno (UAFS; faglie del M. Marine e del M. Pettino, ma vedi oltre), quello del 1349 – molto dubitativamente – dal sistema di faglie intorno a Campo Felice (OPFS-CFCFS, faglie di Ovindoli-Pezza, Campo Felice e Colle Cerasitto. I.e., mainshock settentrionale, $M_w = 6.5$; per quello più meridionale, vedi Galli e Naso, 2009) e quello catastrofico del 1915 ($M_w = 7$) dal sistema di faglie del Fucino (FFS). Per quanto concerne il terremoto del 1461 ($M_w = 6.5$), Galadini e Galli (2000) evidenziano l'assenza di dati certi, ipotizzando che esso sia stato generato dalla faglia di M.te San Franco-Assergi, una delle strutture incluse nel sistema di Campo Imperatore (Fig. 7.1), oppure da una delle faglie minori nella valle dell'Aterno (che oggi sappiamo essere

- Galli P.
Dipartimento della Protezione Civile
- Giaccio B.
CNR, IGAG, Roma
- Messina P.
CNR, IGAG, Roma
- Molin D.
Dipartimento della Protezione Civile

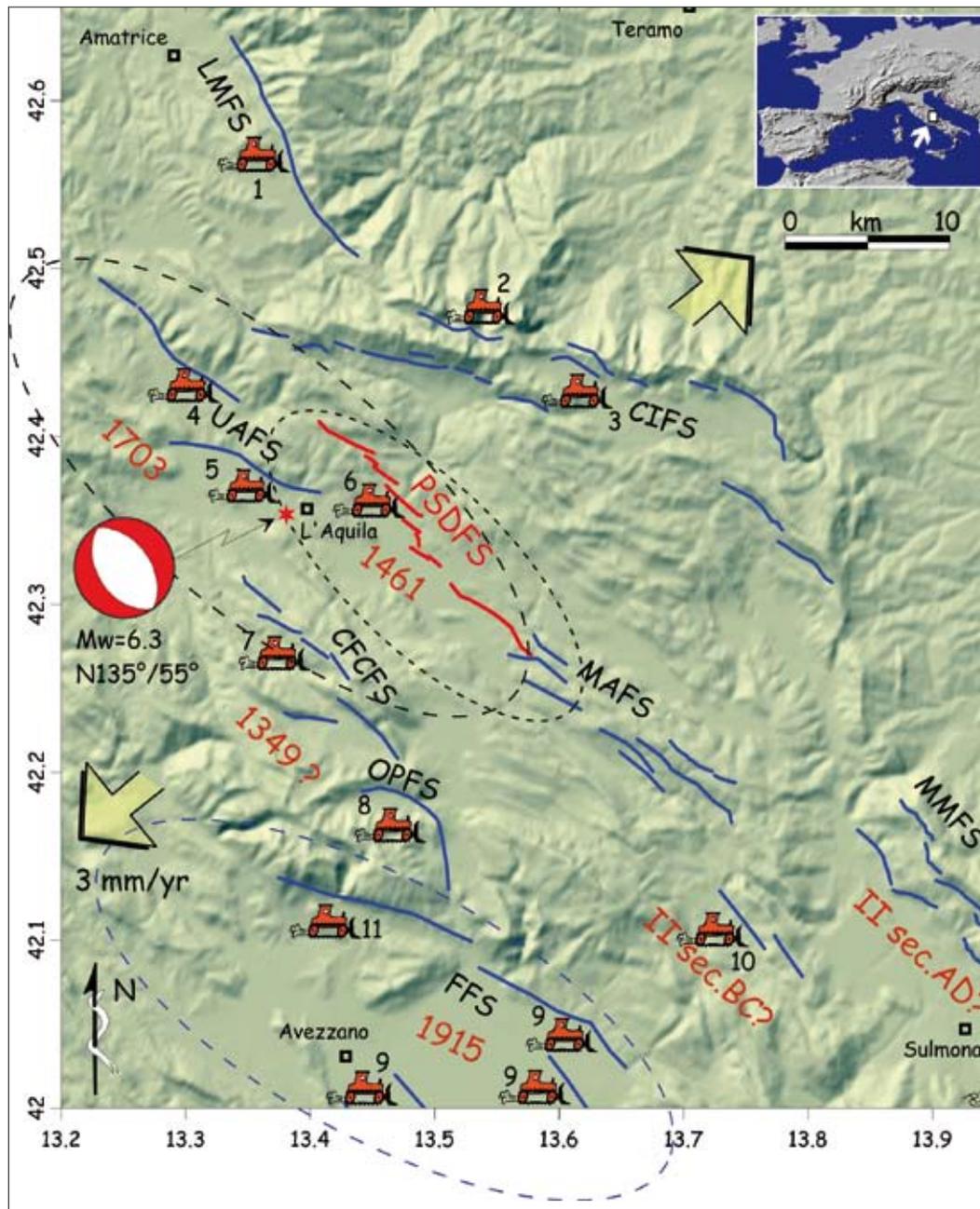


Fig.7.1 → Schema delle faglie attive primarie dell'appennino aquilano (le faglie sono tutte a cinematica prevalente normale ed immergono a ~SW). LMFS, sistema di faglie dei Monti della Laga; CIFS, sistema di faglie del Monte San Franco (ad occidente) e di Campo Imperatore (ad oriente); UAFS, sistema di faglie dell'alta valle dell'Aterno (i.e., faglie del Monte Marine e del Monte Pettino); PSDFS, sistema di faglie di Paganica-San Demetrio (faglie Collebrincioni-San Demetrio); MAFS, sistema di faglie della media valle dell'Aterno; MMFS, sistema di faglie bordiero della piana di Sulmona (faglie del Monte Morrone); CFCFS, sistema di faglie di Campo Felice-Colle Cerasitto; OPFS, faglie di Ovindoli-Piano di Pezza; FFS, sistema di faglie del bacino del Fucino. Le grandi frecce divergenti indicano la direzione di estensione da dati GPS (Mantenuo *et al.*, 2007). La stella rossa indica l'ipocentro strumentale del terremoto del 2009 (rilocalizzazione INGV, 2009). In rosso le date dei terremoti distruttivi associati alle relative strutture tettoniche note (ellissi a tratteggio indica l'area mesosismica). In rosso anche il PSDFS, responsabile del terremoto del 2009. Il simbolo dello scavatore indica le faglie investigate e parametrizzate tramite analisi paleosismologiche (vedi in Galli *et al.*, 2008 gli studi relativi; i siti 5, 6 e 11 sono stati studiati da Galli *et al.* 2009b, a seguito del terremoto ed i risultati sono in corso di elaborazione; il sito 10 è stato analizzato da Falcucci e Gori, in prep.).

quella di Paganica-San Demetrio). Boncio *et al.* (2004) lo associano, invece, ad un presunto sistema che, tramite un segmento E-W, unisce la faglia di Paganica con quella del M.te Pettino.

Attualmente, esiste un diffuso consenso nel considerare i terremoti del 1461 e del 2009 come il risultato dell'attivazione della stessa sorgente sismogenetica, la cui espressione in superficie è rappresentata dal sistema di faglie affioranti tra Collebrincioni e San Demetrio (Galadini *et al.*, 2009; Lavecchia *et al.*, 2010; Messina *et al.*, 2009), denominato Paganica-San Demetrio in Galli *et al.* (2009a).

7.1 Il sistema di faglie Paganica-San Demetrio

Il decorso generale e l'attività di questo sistema di faglie erano fino ad oggi noti in maniera poco chiara, con geometria ed estensione della segmentazione non univoca. Bagnaia *et al.* (1992) tracciano un'unica faglia rettilinea ("Paganica-San Demetrio fault system"), cui riferiscono un'attività successiva a 250ka (data inferita per una paleosuperficie sospesa sul *footwall*, datata però da Messina *et al.* (2009) a ca 550ka; Sd in figura 7.2), ma precedente a 18 ka. Anche in Vezzani e Ghisetti (1998) il sistema è cartografato in maniera sostanzialmente diversa da quanto poi rilevato sul campo, mentre Galadini e Galli (2000), d'altra parte, ne tracciano il solo segmento di San Demetrio, interpretato però come la porzione più settentrionale del sistema di faglie della Media Valle dell'Aterno.

In realtà, prima del terremoto, nessuno degli esperti di tettonica attiva e di geologia del Quaternario aveva avuto l'opportunità di svolgere uno studio di dettaglio sull'attività recente di questa struttura, come avvenuto invece da Aprile in poi quando – seppur con interpretazioni sulla segmentazione leggermente diverse tra i vari autori – è stata riconosciuta, senza eccezioni di rilievo, come l'espressione superficiale

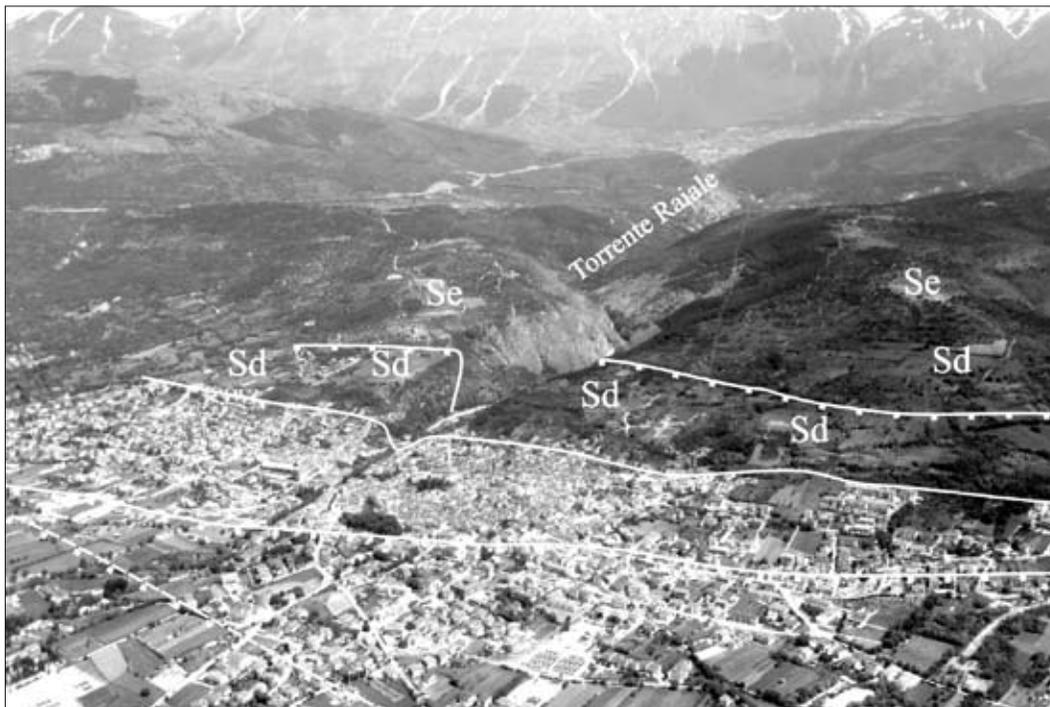
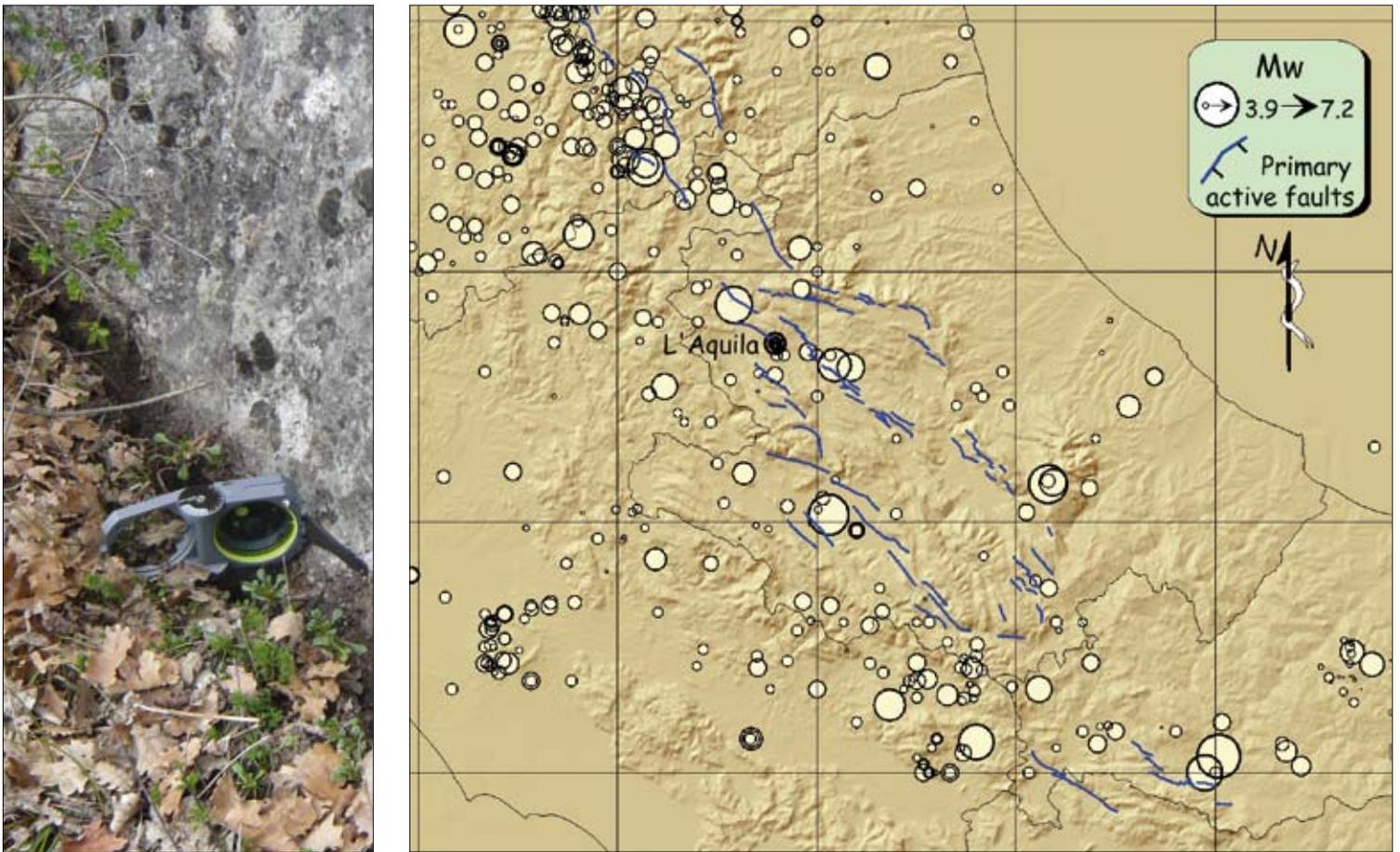


Fig. 7.2 → Veduta aerea dei diversi splays della faglia di Paganica in corrispondenza dell'omonimo paese (Se, superficie di erosione su calcari; Sd, superficie scolpita su depositi; da Messina *et al.*, 2009).

della sorgente sismogenetica responsabile del terremoto del 6 aprile e di altri precedenti (Galadini *et al.*, 2009; Galli *et al.*, 2009a; Messina *et al.*, 2009; Lavecchia *et al.*, 2010).

Il sistema di faglie Paganica-San Demetrio può essere descritto come un elemento strutturale con cinematica normale, direzione appenninica e lunghezza di circa 15-20 chilometri, a seconda che gli vengano o meno associati alcuni segmenti ai tipi nordoccidentale e sudorientale.

In particolare, i rilevamenti effettuati a seguito del terremoto hanno permesso di acquisire molte informazioni sulla geometria e sulle caratteristiche dell'attività recente del sistema in oggetto, principalmente per un tratto che si sviluppa tra Colle Enzano a NW e San Gregorio a SE (Emergeo, 2009; Falcucci *et al.*, 2009; Messina *et al.*, 2009). Ulteriori indizi sono stati raccolti sia verso NW (zona di Col-



lebrincioni, Monte Praticciolo: Galli *et al.*, 2009; Monte Stabiate: Lavecchia *et al.*, 2009), che verso SE (zona di San Demetrio ne' Vestini: Galli *et al.*, 2009a). In molti dei tratti investigati è esposto il piano di faglia, impostato sia nei calcari (Fig. 7.3) che nei depositi quaternari, con pendenza variabile tra 55° e 70°. Nel complesso, la struttura è costituita da sette segmenti principali, ciascuno lungo ca. 1-7 km, tutti in rapporto *en-echelon* destro tra loro. I due segmenti centro-settentrionali (Colle Enzano e Paganica), ovvero i più vicini all'area di enucleazione profonda della rottura (vedi ipocentro in figura 7.1), sono anche quelli che mostrano gli indizi più consistenti di fagliazione di superficie, con rigetti sino a 10-15 cm. Sulla base dei rilievi effettuati nei sei mesi successivi al terremoto, si è constatato che il segmento che più degli altri offre spunti di valutazione sull'attività quaternaria della struttura è quello di Paganica s.s.. Le faglie di cui è composto, infatti, dislocano a gradinata una successione alluvionale datata al Pleistocene Medio (0.55-0.35 Ma; Messina *et al.*, 2009), oltre a depositi di versante di età tardo Pleistocene Superiore-Olocene (Falucci *et al.*, 2009), con valori di *slip rate* stimati sul lungo termine (0.5 Ma) di ~0.5 mm/a. Inoltre, una serie di trincee paleosismologiche (alcune già analizzate: Galli *et al.*, 2009b; Cinti *et al.*, 2009; altre in corso di studio) hanno messo in evidenza la fagliazione di depositi contenenti frammenti di ceramica e datati al radiocarbonio al primo millennio AD.

In queste trincee, l'ultimo deposito fagliato in maniera consistente contiene frammenti di ceramica invetriata databile al XVII-XVIII secolo. Questa circostanza ha permesso di ipotizzare, di conseguenza, l'attivazione della faglia in occasione dell'unico terremoto di epoca moderna capace di rompere in superficie in maniera consistente, ovvero quello del 2 Febbraio 1703 (Mw=6.7).

Fig. 7.3 → Veduta del piano di faglia scolpito nei calcari di Colle Enzano. È visibile la fascia di ringiovanimento di circa 10 cm e la beanza aperta, tra il piano ed il detrito attuale, in occasione del terremoto del 2009.

Fig. 7.4 → Distribuzione degli epicentri dei terremoti avvenuti dopo l'anno mille (Gruppo di Lavoro CPTI, versione parziale "CPTI08aq" dell'aprile 2009; in seguito CPTI08aq).

7.2 Sismicità della valle dell'Aterno

Nell'ultimo millennio la valle dell'Aterno è stata frequentemente interessata da terremoti di elevata energia con origine sia nella valle stessa, che in aree sismogenetiche limitrofe. Tale situazione appare evidente in [figura 7.4](#), nella quale sono visibili i numerosi terremoti, anche di magnitudo molto elevata, con epicentro nella valle dell'Aterno ed in prossimità delle aree della Maiella a SE, del Fucino a S e della Valnerina a NW. Più in particolare, secondo CPTI08aq ([Fig. 7.4](#)), la valle dell'Aterno risulta caratterizzata da alcune decine di epicentri nella porzione situata a S e SE della città di L'Aquila, fra i quali spiccano quelli degli importanti terremoti del 1461 e 1762, da meno di una decina nel tratto a NE di L'Aquila, dove però ricade l'evento più importante di tutta l'area (2 febbraio 1703), e da un solo epicentro di bassa magnitudo nella porzione sudorientale della valle. In realtà, considerando CPTI08aq, ben 14 eventi sui 39 che riguardano complessivamente la valle dell'Aterno mostrano epicentro in corrispondenza di L'Aquila. Di fatto, la storia sismica dell'alta valle dell'Aterno rievoca in buona parte quella del capoluogo che, dalla sua fondazione – avvenuta nel tardo XIII secolo – ha subito per ben 7 volte effetti superiori al VII grado MCS, con massimi di IX grado in occasione dei terremoti del 9 settembre 1349, 27 novembre 1461 e 2 febbraio 1703. Ciò è dovuto non solo al fatto che L'Aquila è fisicamente prossima alle più importanti strutture sismogenetiche dell'Appennino centrale, ma anche alle informazioni macrosismiche disponibili sui terremoti storici che riguardano sovente solo la città, specialmente se relative ad eventi precedenti il XIX secolo.

Con lo scopo di rendere disponibile un insieme di dati sismologici più significativo rispetto a quello derivante dal solo CPTI08aq – p.e. da utilizzare nelle correlazioni tra sismicità e assetto sismotettonico – è stato compilato un catalogo relativo all'area dell'alta e media valle dell'Aterno, oltre che alla zona di Amatrice-Accumoli e del Gran Sasso p.p. ([Tab. 7.2](#)). Le sequenze simiche di queste zone, infatti, sono spesso collegate a quelle della valle dell'Aterno, come riscontrato anche in occasione della crisi sismica del 2009. Il catalogo è stato compilato effettuando le seguenti operazioni:

- estrazione da CPTI08aq di tutti gli eventi con origine nell'area considerata;
- controllo e, eventualmente, revisione dei piani quotati e dei parametri epicentrali dei terremoti estratti, in particolare di quelli derivanti integralmente dal Catalogo dei Terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980 (Postpischl, 1985);
- integrazione con eventi (scosse principali) avvenuti fino a tutto il 2008 e caratterizzati da $I_0 \geq V$ grado MCS o $M_w \geq 4.30$.

Nel catalogo di [tabella 7.1](#) i parametri epicentrali dei terremoti più forti ($I_0 \geq VII-VIII$ MCS) derivano da CPTI08aq, ad eccezione del nuovo evento del 6 aprile 2009 e di quelli del 1349 e 1762.

Mentre quest'ultimo, parametrizzato sulla base delle notizie riportate da Rossi *et al.* (2005), mostra piccole differenze rispetto a CPTI08aq, l'evento medievale risulta alquanto differente, in particolare per quanto riguarda l'origine: nella valle del Salto secondo CPTI08aq, nei pressi de L'Aquila secondo il presente lavoro. Tale differenza deriva da una diversa interpretazione delle informazioni macrosismiche disponibili. Il piano quotato riportato in DBMI08aq (derivato da Guidoboni *et al.*, 2007) è costituito da dieci località con $I_s = IX$ MCS, oltre che da alcune altre con I_s inferiori. Le dieci località, dalle quali dipende la determinazione dei parametri epicentrali, sono costituite da L'Aquila e da nove piccoli centri abitati della valle del Salto. Ma mentre l'intensità MCS di L'Aquila può essere definita sulla base di

Year	dd	mm	Epicentral area	RtM	Rtins	Lat.N	Lon.E	Np	lmx	lo	Mw
1315	12	03	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.356	13.396	1	80	80	5.57
1349	09	09	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq*	-	42.356	13.396	16	90	90	5.99
1398	04	03	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.356	13.396	1	60	60	4.72
1423	11	10	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1461	11	27	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.313	13.544	9	100	100	6.41
1466	12	20	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.356	13.396	2	60	50	4.30
1498	04	10	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.356	13.396	1	55	55	4.51
1501	05	30	Zona L'Aquila-Fagnano	Ant18*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1546	04		Zona L'Aquila-Fagnano	Dgi87*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1627	07		Zona Amatrice-Accumoli	CPT108aq	-	42.694	13.248	1	75	75	5.35
1639	10	07	Zona Amatrice-Accumoli	CPT108aq	-	42.639	13.261	39	100	95	5.93
1646	04	28	Zona Amatrice-Accumoli	Casal09*	-	42.628	13.290	7	75	75	5.35
1672	06	08	Zona Amatrice-Accumoli	Casal09*	-	42.569	13.302	7	75	75	5.35
1703	02	02	Zona Montereale-Pizzoli	CPT108aq	-	42.434	13.292	69	100	100	6.72
1750	02	01	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.356	13.396	1	65	65	4.93
1762	10	06	Zona L'Aquila-Fagnano	Rosal05*	-	42.308	13.585	6	95	90	5.99
1766	07	31	Zona Tornimparte-Lucoli	CPT108aq	-	42.323	13.367	7	70	60	4.94
1791	01		Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.356	13.396	1	75	75	5.35
1803	04	07	Zona del Gran Sasso	Molal08	-	42.470	13.550	3	50	50	4.30
1809	08	14	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.356	13.396	1	60	60	4.72
1825	10	23	Zona L'Aquila-Fagnano	Bar97*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1836	04	25	Zona L'Aquila-Fagnano	Bar97*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1848	06	09	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1850	11	11	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.282	13.592	6	70	70	5.14
1857	10	24	Zona L'Aquila-Fagnano	Bar97*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1859	02	17	Zona Amatrice-Accumoli	Bar97*	-	42.628	13.290	1	50	50	4.30
1874	02	24	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.356	13.396	21	55	55	4.51
1881	03	30	Zona L'Aquila-Fagnano	Dro74-97*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1883	11	07	Zona Amatrice-Accumoli	CPT108aq	-	42.671	13.255	4	70	70	5.14
1884	04	25	Zona L'Aquila-Fagnano	Dro74-97*	-	42.288	13.558	2	50	50	4.30
1885	04	11	Zona L'Aquila-Fagnano	Dro74-97*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1887	01	27	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.339	13.427	30	50	50	4.30
1889	03	09	Zona L'Aquila-Fagnano	UCM89-94*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1889	11	28	Zona Tione-Acciano	UCM89-94*	-	42.205	13.656	1	50	50	4.30
1892	02	08	Zona L'Aquila-Fagnano	UCM89-94*	-	42.340	13.494	8	50	50	4.30
1893	08	02	Zona Montereale-Pizzoli	UCM89-94*	-	42.521	13.273	85	60	55	4.51
1895	06	30	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.320	13.541	10	55	55	4.51
1897	01	08	Zona L'Aquila-Fagnano	Aga97*	-	42.341	13.376	2	50	50	4.30
1901	11	15	Zona L'Aquila-Fagnano	Can02*	-	42.356	13.396	6	50	50	4.30
1903	02	12	Zona L'Aquila-Fagnano	Aga04*	-	42.356	13.396	4	50	50	4.30
1904	07	05	Zona Montereale-Pizzoli	Mon06*	-	42.435	13.303	14	50	50	4.30
1906	02	05	Zona Montereale-Pizzoli	Mar09*	-	42.498	13.361	16	50	50	4.30
1908	01	14	Zona Amatrice-Accumoli	Mar11*	-	42.589	13.232	24	50	50	4.30
1908	01	16	Zona L'Aquila-Fagnano	Mar11*	-	42.356	13.396	14	50	50	4.30
1908	05	16	Zona Montereale-Pizzoli	Mar11*	-	42.522	13.246	19	50	50	4.30
1909	02	07	Zona Montereale-Pizzoli	Mar12*	-	42.522	13.246	20	50	50	4.30
1909	11	04	Zona Montereale-Pizzoli	Mar12*	-	42.501	13.395	69	50	50	4.30
1910	12	26	Zona Amatrice-Accumoli	Molal08	-	42.694	13.248	50	60	60	4.72
1911	05	28	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.387	13.369	9	50	50	4.30
1911	09	09	Zona L'Aquila-Fagnano	Mar14*	-	42.385	13.540	15	50	50	4.30
1916	04	22	Zona Tornimparte-Lucoli	Cav35*(1)	-	42.323	13.348	26	65	65	4.93
1916	11	16	Zona Amatrice-Accumoli	CPT108aq	-	42.646	13.169	40	80	80	5.53
1917	11	05	Zona Montereale-Pizzoli	Inr27a*	-	42.522	13.246	3	50	50	4.30
1919	03	11	Zona L'Aquila-Fagnano	Inr27b*	-	42.356	13.396	1	50	50	4.30
1919	09	14	Zona Amatrice-Accumoli	Inr27b*	-	42.628	13.290	3	50	50	4.30
1920	01	13	Zona Tornimparte-Lucoli	Molal08	-	42.290	13.301	3	55	55	4.51
1928	02	14	Zona Montereale-Pizzoli	Cav29*	-	42.442	13.293	5	50	50	4.30
1929	01	26	Zona L'Aquila-Fagnano	Cav31*	-	42.356	13.396	3	50	50	4.30
1929	05	23	Zona Tornimparte-Lucoli	Cav31*	-	42.290	13.301	2	50	50	4.30
1938	08	12	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	-	42.274	13.313	54	60	55	4.51
1943	01	29	Zona Amatrice-Accumoli	Dif49*	-	42.694	13.235	19	55	55	4.51
1950	03	07	Zona Amatrice-Accumoli	ING46-56*(2)	-	42.779	13.397	19	50	50	4.30
1950	09	05	Zona del Gran Sasso	CPT108aq	-	42.547	13.457	386	80	80	5.68
1951	08	01	Zona Amatrice-Accumoli	-	CPT108aq	42.700	13.200	-	-	-	4.56
1951	08	08	Zona del Gran Sasso	CPT108aq	-	42.466	13.461	94	70	70	5.30
1956	10	07	Zona Montereale-Pizzoli	Molal08	-	42.407	13.314	19	50	50	4.30
1957	01	25	Zona Montereale-Pizzoli	Dpa59*	-	42.459	13.289	30	50	50	4.30
1958	06	24	Zona L'Aquila-Fagnano	CPT108aq	-	42.340	13.478	152	75	75	5.21
1960	03	16	Zona Amatrice-Accumoli	Molal08	-	42.640	13.326	81	50	50	4.30
1961	03	25	Zona Montereale-Pizzoli	UCM48-75*	-	42.435	13.303	11	50	50	4.30
1963	07	21	Zona Amatrice-Accumoli	CPT108aq	-	42.622	13.323	11	70	70	4.87
1967	12	03	Zona L'Aquila-Fagnano	Molal08	CPT108aq	42.280	13.458	32	55	50	4.68
1969	09	26	Zona del Gran Sasso	Molal08*	CPT108aq	42.678	13.548	97	50	50	4.37
1980	06	09	Zona Tione-Acciano	Molal08	CPT108aq	42.173	13.713	28	60	60	4.67
1985	05	20	Zona Tornimparte-Lucoli	ING80-99	CPT108aq	42.265	13.372	29	55	50	4.58
1989	09	14	Zona L'Aquila-Fagnano	CEN89-08*	CSIO6	42.272	13.594	5	50	50	3.66
1991	05	05	Zona L'Aquila-Fagnano	CEN89-08*	CSIO6	42.266	13.685	4	50	50	3.66
1992	08	25	Zona Montereale-Pizzoli	ING80-99	CSIO6	42.525	13.380	63	50	50	4.23
1994	06	02	Zona Montereale-Pizzoli	ING80-99	CSIO6	42.463	13.270	106	50	50	4.31
1996	10	20	Zona Montereale-Pizzoli	ING80-99	CSIO6	42.559	13.263	101	55	50	4.47
2000	11	15	Zona Montereale-Pizzoli	INGV00	CPT108aq	42.441	13.284	8	55	50	3.73
2003	06	30	Zona Tornimparte-Lucoli	CEN89-08*	INGV-BS	42.261	13.224	5	50	50	3.91
2009	04	06	Zona L'Aquila-Fagnano	Gac09	INGV-ISIDe	42.314	13.499	223	95	90	6.30

Tabella 7.1 → Valle dell'Aterno: terremoti (scosse principali) precedenti la sequenza del 2009. L'area dei maggiori effetti si riferisce a sei zone individuate in base all'attività sismica storica; una settima zona (Molina Aterno-Vittorito) non compare perché di fatto asismica. RtM indica il riferimento bibliografico dell'opera dalla quale sono stati ripresi i dati macrosismici sul terremoto (piani quotati e parametri epicentrali); quando seguito da asterisco (*) i parametri epicentrali sono stati valutati, o rivalutati, nell'ambito del presente lavoro, utilizzando le informazioni macrosismiche riportate dall'opera indicata. Rtins; riferimento bibliografico dell'opera dalla quale sono stati ripresi i dati epicentrali strumentali. Lat.N e Lon.E; coordinate epicentrali derivanti da dati macrosismici se in carattere normale, da dati strumentali se in carattere corsivo. Np; numero di osservazioni macrosismiche disponibile. lmx; intensità massima osservata (MCS). lo; intensità epicentrale (MCS). Mw; magnitudo momento, derivante da determinazioni macrosismiche se in carattere normale, derivante da determinazioni strumentali se in carattere corsivo.

Aga97	Agamennone (1897)	Aga04	Agamennone (1904)
Ant18	Antinori (sec. XVIII)	Bar97	Baratta (1897)
Can02	Cancani (1902)	Casal09	Castelli et al. (2009)
Cav29	Cavasino (1929)	Cav31	Cavasino (1931)
Cav35	Cavasino (1935)	CEN89-08	Il Centro (1989-2008)
CSI06	Castello et al. (2006)	Dif49	Di Filippo (1949)
Dgi87	De Giorgi (1887)	Dpa59	De Panfilis (1959)
Dro74-97	De Rossi (1874-1897)	Gac09	Galli e Camassi (2009)
ING (46-56)	ING (1946-1956)	ING80-99	ING (1980-1999)
INGV00	INGV (2000)	INGV-BS	INGV (2002-2005)
INGV-ISIDe	INGV (2005-2008)	Inr27a	Ingrao (1927a)
Inr27b	Ingrao (1927b)	Mar09	Martinelli (1909)
Mar11	Martinelli (1911)	Mar12	Martinelli (1912)
Mar14	Martinelli (1914)	Molal08	Molin et al. (2008)
Mon06	Monti (1906)	Rosal05	Rossi et al. (2005)
UCM89-94	UCMG (1889-1894)	UCM14-16	UCMG (1914-1916)
UCM58-75	UCMEA (1958-1975)		

* piano quotato valutato, o rivalutato, in base alle informazioni riportate nell'opera indicata;
 (1) per la compilazione del piano quotato basilarne anche il contributo di UCMG (1914-1916);
 (2) per la compilazione del piano quotato basilarne anche il contributo di UCMEA (1948-1975) e di Il Tempo dell'8 marzo 1950.

informazioni abbastanza circostanziate, fornite soprattutto da un cronista contemporaneo [Buccio di Ranallo, sec. XIV], quella dei 9 piccoli centri è valutata su un unico documento del 1352 riportato da Bonito (1691; Privilegio concesso ad alcune comunità dell'Abruzzo; traduzione dal latino in Boschi *et al.*, 1997) nel quale, citando una supplica presentata dagli stessi centri abitati, si concedeva di dimezzare "le collette e le sovvenzioni da pagare alla Regia Corte di Napoli". Nella supplica si fa presente che tali centri abitati erano ridotti "all'inedia dell'estrema povertà" a causa di una serie di eventi costituiti dal terremoto, che aveva "precipitato nella rovina" gli edifici, dagli intollerabili oneri delle collette fiscali, dalle divisioni interne (guerre intestine) e dalle "nuove guerre" causate dalla vicinanza dei confini con l'Impero. Si è del parere che tali informazioni a carattere generale non siano idonee ad assegnare alle nove località della valle del Salto il IX grado MCS, ma solo ad indicare la presenza probabile di danni gravi (HD), forse solo in parte dovuti al terremoto. L'Is assegnata a L'Aquila (IX grado MCS), come accennato, è invece suffragata da un quadro generale di grave danneggiamento con numerosi crolli, in particolare di chiese, e da circa ottocento vittime su una popolazione che a quel tempo doveva aggirarsi intorno a 6-7000 abitanti¹.

Relativamente ai terremoti minori ($I_0 \leq VII$ MCS) è da notare, rispetto a CPTI08aq, che sono variati i parametri epicentrali degli eventi del 28 aprile 1646 (L'Aquila) e dell'8 giugno 1672 (Monte Reale), in quanto in uno studio recente (Castelli e Camassi, 2005) si dimostra, sulla base di documenti sincroni, che hanno avuto origine nella zona di Amatrice-Accumoli. Anche il terremoto dell'11 novembre 1850 viene caratterizzato da coordinate epicentrali molto differenti, in quanto ha prodotto danni leggeri a San Nicandro (fr. di Prata d'Ansidonia) e non a Balsorano, come indicato in CPTI08aq (vedi Molin *et al.*, 2008). Inoltre, per alcuni eventi derivanti da Postpischl (1985) l'intensità epicentrale è stata ridimensionata (da VI o V-VI a V grado MCS), quasi sempre sulla base del lavoro di Molin *et al.* (2008). Infine, sono stati aggiunti 34 eventi, tutti con $I_0 = V$ MCS ad eccezione di quelli del 2 agosto 1893 e del 29 gennaio 1943, entrambi con $I_0 = V-VI$ MCS e non presenti in CPTI08aq.

1 Più o meno gli stessi residenti nel centro storico odierno. Secondo Ginatempo e Sandri, (1990), L'Aquila nei primi decenni del '300 contava circa 20.000 abitanti, dei quali, però, circa due terzi morirono per la peste del 1348 (Buccio di Ranallo, sec. XIV).

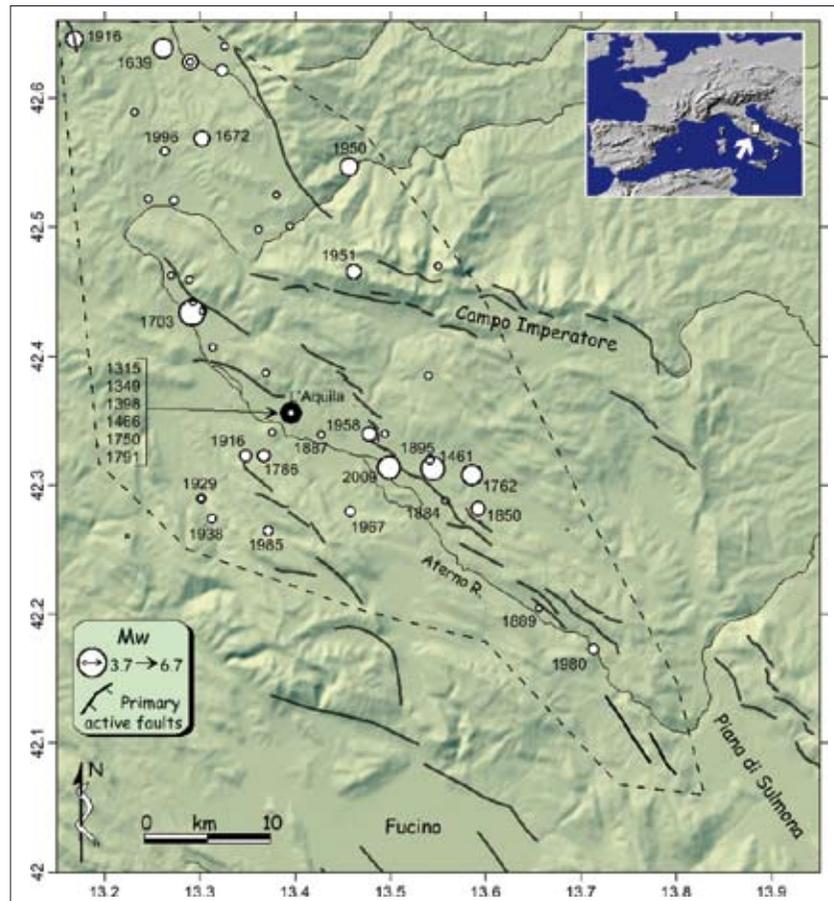


Fig. 4.2.5 → Distribuzione degli epicentri dell'area considerata lungo la valle dell'Aterno (area a tratteggio; Tab. 1). Le linee nere sono le faglie attive della regione (mod. da Galli *et al.*, 2008; 2009a). Notare la concentrazione della sismicità lungo le faglie aquilane (sistema di faglie dell'alta valle dell'Aterno e di Paganica-San Demetrio), a confronto della mancanza di epicentri lungo le restanti strutture "silenti".

Nel complesso, il catalogo comprende 83 eventi, dei quali:

- due (1461 e 1703) caratterizzati da $Io=X$ grado MCS, $M_w=6.41$ e 6.72 rispettivamente, origine nelle zone L'Aquila-Fagnano il primo, di Montereale-Pizzoli il secondo. Da notare che il terremoto del 1461 appare un "gemello" di quello del 2009, sia in termini di intensità che di distribuzione degli effetti. Il suo epicentro, ubicato più ad est di quello del 2009, è fortemente condizionato dall'elevata intensità assegnata a Castelnuovo, sicuramente imputabile ad effetti di sito. D'altra parte, l'evento del 1703 appare invece come un "fratello maggiore" del 2009, condividendone la gravità degli effetti nell'area a SE di L'Aquila, ma presentando un'altrettanto vasta area con effetti distruttivi verso NW;
- uno (1639) caratterizzato da $Io=IX-X$ grado, $M_w=5.93$ ed origine nella zona di Amatrice-Accumoli; presenta un campo macrosismico non molto esteso e costituisce il più importante terremoto storico della zona;
- tre (1349, 1762 e 2009) caratterizzati da $Io=IX$ grado MCS, M_w compresa tra 5.99 e 6.3 ed origine nella zona L'Aquila-Fagnano. Anche il terremoto del 1762 appare di origine simile a quella del terremoto del 2009, seppur con un danneggiamento gravissimo limitato alle sole località di Poggio Picenze, Castenuovo (probabile effetto di amplificazione locale) e Barisciano;
- otto (1315, 1627, 1646, 1672, 1791, 1916, 1950, e 1958) caratterizzati da Io compresa tra l'VIII ed il VII-VIII grado MCS, M_w compresa tra 5.21 e 5.68; mostrano origine in 4 casi (1627, 1646, 1672 e 1916) nella zona di Amatrice-Accumoli, in 3 casi (1315, 1791 e 1958) nella zona de L'Aquila-Fagnano

ed in 1 caso (1950) nella zona del Gran Sasso; da notare che anche l'evento del 1958 mostra una distribuzione simile a quella dei terremoti del 1461 e 2009, seppur scalata di diversi gradi verso il basso;

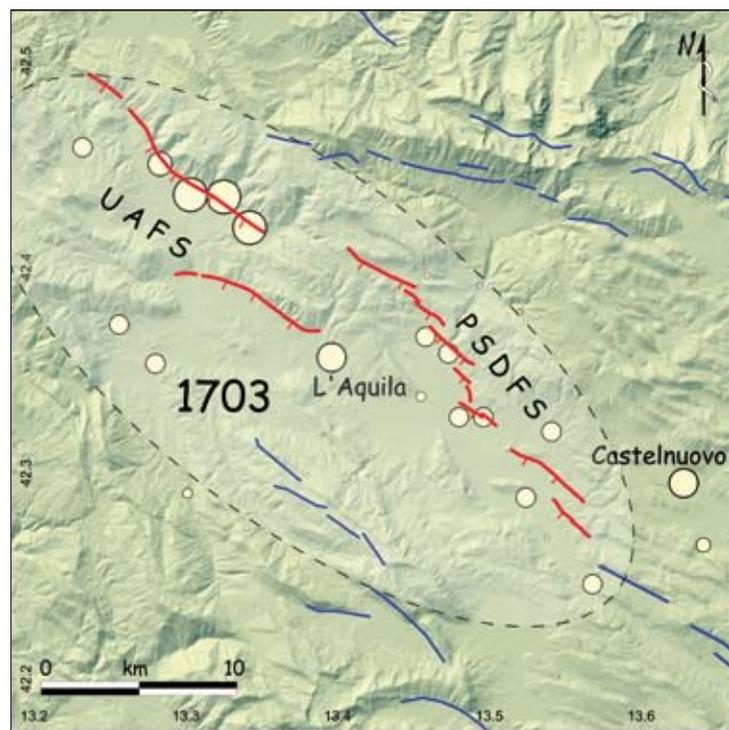
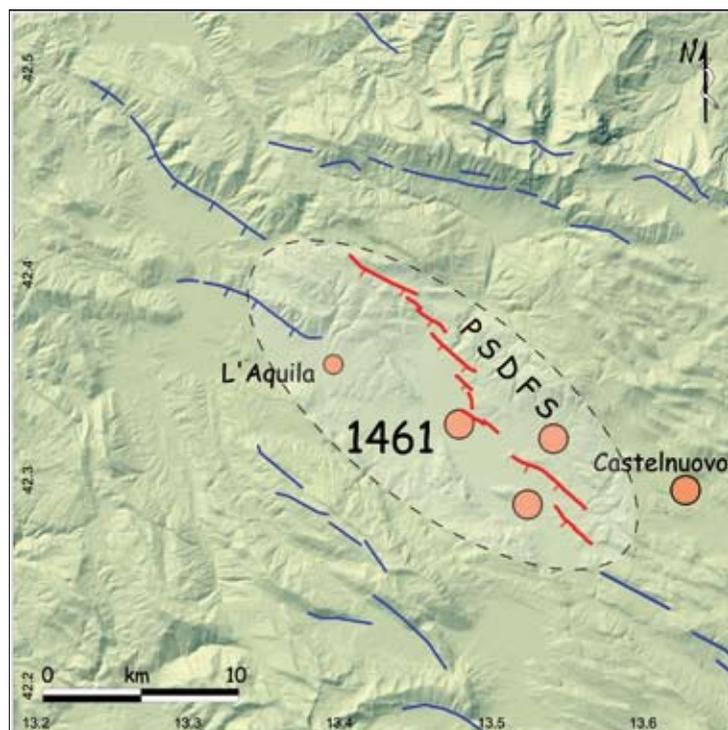
- diciotto, avendo prodotto danni leggeri o molto leggeri, sono caratterizzati da I_0 compresa tra V-VI e VII grado MCS ed M_w compresa tra 4.51 e 5.30; mostrano origine in 8 casi nella zona L'Aquila-San Demetrio, in 4 casi nella zona Amatrice-Accumoli, in 3 casi nella zona di Tornimparte-Lucoli ed, in un caso ciascuno, nelle zone Montereale-Pizzoli, del Gran Sasso e Tione-Acciano;
- cinquanta, non avendo praticamente prodotto danni, sono caratterizzati da I_0 =V grado MCS; questi in 25 casi hanno origine nella zona L'Aquila-Fagnano, in 14 nella zona Montereale-Pizzoli, in 5 casi nella zona Amatrice-Accumoli, in 3 casi nella zona di Tornimparte-Lucoli, in 2 casi nella zona del Gran Sasso ed in 1 caso in quella di Tione-Acciano.

Da quanto sopra esposto, appare evidente l'importanza dell'attività sismica storica della zona c.d. L'Aquila-Fagnano, sia per il gran numero di eventi (40) che vi hanno origine, sia per intensità epicentrali e magnitudo massime raggiunte (I_0 =X MCS, M_w =6.41). Importanti, anche se decisamente in minor misura, le attività delle zone Montereale-Pizzoli ed Amatrice-Accumoli, costituite rispettivamente da 16 e 15 eventi fra i quali spicca però il grande terremoto del 2 febbraio 1703 (zona Montereale-Pizzoli), caratterizzato da I_0 =X MCS e M_w =6.72. Tale valore di M_w risulta il più elevato tra quelli assegnati ai terremoti dell'area considerata. Non rilevante l'attività delle altre zone individuate (Tione-Acciano, del Gran Sasso e Tornimparte-Lucoli), in quanto i relativi terremoti sono poco numerosi (da 2, 4 e 6 eventi rispettivamente) ed in un solo caso raggiungono una intensità epicentrale di rilievo: I_0 =VIII MCS in occasione del terremoto del Gran Sasso del 1950. Da ricordare, infine, che la zona del Gran Sasso, se si considerano anche i terremoti del versante teramano, risulta decisamente più importante di quella che appare nel presente lavoro.

7.3 Considerazioni conclusive

Da un punto di vista generale, quanto riassunto chiarisce che l'implicazione più gravosa in chiave sismo-tettonica e di pericolosità sismica regionale sia l'esistenza di numerosi sistemi di faglie storicamente silenti, ma potenzialmente in grado di generare terremoti distruttivi. È evidente che alle faglie dei Monti della Laga (LMFS; vedi [figura 7.1](#)), di Assergi – Campo Imperatore (CIFS), della media valle dell'Aterno s.s. (MAFS) e del Monte Morrone (MMFS), possono essere associati – in base a relazioni lunghezza/magnitudo – terremoti di energia ben superiore a quella dell'evento del 6 Aprile.

Da questo punto di vista, la rielaborazione del catalogo della regione attraversata dall'Aterno ([Tab. 7.1](#), [Fig. 7.5](#)) ha ribadito come tutta la sismicità, anche quella minore, si concentri prevalentemente lungo le faglie dell'alta valle dell'Aterno, con rare eccezioni di bassissima energia nella media valle (eventi del 1889 e del 1980) e di bassa e media energia nella zona di Montereale-Amatrice. In particolare, in quest'ultima regione, la distribuzione degli epicentri relativi ai terremoti del 1639, 1672, 1996 e della sequenza del Giugno-Settembre 2009, permette di ipotizzare un'attività frammentaria del sistema di faglie dei Monti della Laga, al quale non è escluso possano essere associati anche gli eventi del 1950 e 1951, la cui distribuzione delle massime intensità è da considerarsi assai complessa per quanto



concerne la definizione univoca dell'epicentro. In misura assai maggiore, la menzionata vivacità dei sistemi dell'alto Aterno (compreso quello di Paganica-San Demetrio) nell'accumulare e rilasciare energia sismica dovrebbe destare preoccupazione per quanto attiene il comportamento sismogenetico dei sistemi contigui e silenti.

È difficile credere, infatti, che il sistema della media valle dell'Aterno non sia sottoposto allo stesso campo deformativo regionale che "carica" da migliaia di anni le faglie aquilane e quindi, a meno di ipotizzare un improbabile *creep* totalmente asismico, è lungo questo sistema di faglie che andrebbero concentrate le attenzioni della comunità scientifica e le attività di prevenzione.

A questo va aggiunto che il terremoto del 2009, grazie ai nuovi studi sull'evoluzione tettonica quaternaria della zona ed alle analisi paleosismologiche (Galli *et al.*, 2009b; Messina *et al.*, 2009) ha certamente consentito di migliorare le conoscenze sulla geometria delle sorgenti sismogenetiche in area aquilana. Infatti, considerando l'accennata analogia tra la distribuzione degli effetti di questo terremoto e quelli relativi all'evento di simile magnitudo occorso nel 1461, è possibile ipotizzare per la struttura di Paganica-San Demetrio un tempo di ritorno di ~0.5ka per eventi di questa classe di energia.

Tuttavia, sia i risultati preliminari dello studio dei depositi e delle forme tardo quaternarie dell'area che quelli provenienti dalle nuove trincee paleosismologiche, evidenziano un comportamento complesso di questa struttura, capace di generare non solo terremoti di magnitudo pari a quella degli eventi del 1461 e del 2009, ma anche eventi più energetici, caratterizzati da dislocazioni superficiali molto più consistenti di quelle centimetriche osservate in occasione dell'ultimo evento.

In particolare, relativamente a questa seconda circostanza, è possibile che il sistema di Paganica-San Demetrio si attivi in occasione di un evento generato da più strutture contermini separate

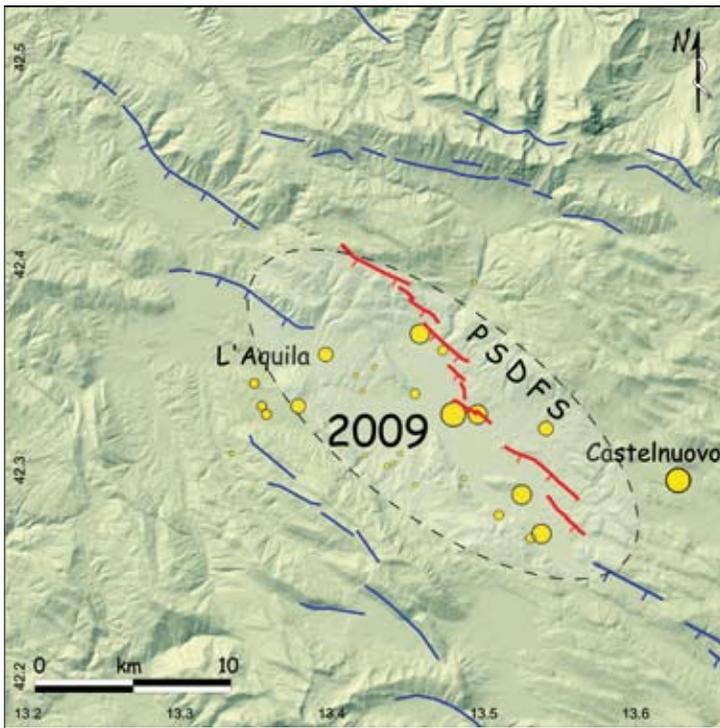


Fig.7.6 → Confronto tra la distribuzione delle intensità dei terremoti del 1461, 1703 e 2009 (Is>VIII MCS). Così come desumibile dai risultati delle analisi paleosismologiche condotte sulle faglie indicate in rosso (da NW: Monte Marine, Monte Pettino e sistema di Paganica-San Demetrio) è possibile che gli eventi “gemelli” del 1461 e del 2009 siano stati generati dalla rottura del solo sistema di faglie Paganica-San Demetrio, mentre nel 1703 (2 Febbraio) l'intero insieme di faglie (sistema dell'alto Aterno e di Paganica-San Demetrio) si sia rotto contemporaneamente, generando un terremoto di Mw=6.7.

verosimilmente da zone di barriere o da asperità (*sensu* Aki, 1979). I candidati più probabili sono, ovviamente, il sistema di faglie della media Valle dell'Aterno, silente storicamente, ma sicuramente attivo nel corso della parte alta del Pleistocene superiore (Galadini e Galli, 2000) e quello dell'alta Valle dell'Aterno (i.e., faglie del M.te Marine e del M.te Pettino), già responsabile in epoca moderna del terremoto del 1703 (Moro *et al.*, 2002). In entrambi i casi, la lunghezza complessiva dell'insieme di strutture che si potrebbero attivare è di circa 30-35 km, cui corrisponde un valore stimabile di Mw~6.7-6.8 (vedi relazioni in Galli *et al.*, 2008). Questo valore è compatibile con i rigetti istantanei osservati nelle trincee summenzionate, è molto simile alla magnitudo del terremoto del 1703 ed è in linea con l'energia messa in gioco in occasione dei più forti eventi dell'Appennino centro-meridionale (p.e., Fucino 1915 ed Irpinia 1980).

È interessante osservare che, nell'ipotesi di una co-attivazione del sistema presente a NW (vedi [figure 7.1/7.6](#); terremoto del 2 Febbraio 1703, come di fatto risulta in base ai risultati paleosismologici accennati), la faglia di Monte Pettino (attiva sicuramente nel tardo Olocene; Galli *et al.*, 2009b) si troverebbe molto avanzata nell'*hangingwall* dell'allineamento di faglie Paganica-Monte Marine, lasciando ipotizzare un suo futuro progressivo “disinnesco” a favore della crescita along-strike delle faglie più orientali, in prospettiva di un loro completo *hard linkage*.

Da tutto quanto esposto appare chiaramente come il terremoto aquilano del 6 Aprile ben si inserisce nel quadro sismotettonico già precedentemente descritto da diversi autori nella regione, con l'attivazione in profondità di una faglia normale appenninica ad alto angolo (55°-60°), corrispondente in superficie a una serie en-echelon di faglie più o meno note e in parte già inserite, seppur con criteri di segmentazione differenti, in lavori di hazard sismico (Galadini e Galli, 2000; Boncio *et al.*, 2004; Pace *et al.*, 2006).

Come dimostrano i precedenti studi di geologia del Quaternario (vedi bibliografia in Messina *et al.*, 2009) e quelli in corso, anche questa faglia, come molte altre dell'Appennino centrale, controlla ampiamente l'assetto topografico, morfologico e sedimentario del suo bacino, rivestendo il ruolo – alla stregua delle contermini strutture dell'alta e media Valle dell'Aterno – di struttura primaria sismogenetica di questo tratto di catena.

Bibliografia

- Agamennone G., 1897. Notizie sui terremoti osservati in Italia durante l'anno 1897. R. Uff. Centr. Meteor. Geod., Suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 3, pp. 259.
- Agamennone G., 1904. Notizie sui terremoti osservati in Italia durante l'anno 1903 [gennaio-giugno]. R. Uff. Centr. Meteor. Geod., Suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 10, pp. 345.
- Aki K., 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault. J. Geophys. Res., 84, 6140-6148.
- Antinori L.A., sec. XVIII. Annali degli Abruzzi. Vv. 17. Bologna, 1971-1973.
- Bagnaia R., D'Epifanio A. & Sylos Labini S., 1992. Aquila and subaequan basins: an example of Quaternary evolution in Central Apennines, Italy. Quaternaria Nova, II, 187-209 (preprint spec. number 1, 1-23 1989)
- Baratta M. 1897. Materiali per un catalogo dei fenomeni sismici avvenuti in Italia (1800-1872). Mem. Soc. Geogr. It., 7, 81-164.
- 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, 8/3, 407-425.
- Bonito M., 1691. Terra tremante o vero continuazione de' terremoti dalla creazione del mondo fino al tempo presente. Pp. 822. Napoli.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valenzise G. & Gasperini P. (a cura di), 1997. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990. Istituto Nazionale di Geofisica e SGA storia geofisica ambiente, pp. 644. Ozzano Emilia.
- Buccio di Ranallo, sec. XIV. Cronaca aquilana (1253c.-1362). In De Bartholomeis (1907).
- Cancani A, 1902. Notizie sui terremoti osservati in Italia durante l'anno 1901. R. Uff. Centr. Meteor. Geod., Suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 8, pp. 575.
- Castelli V., Bernardini F., Camassi R., Caracciolo C.H. ed Ercolani E., 2009. Un cluster sismico seicentesco e alcuni indizi di terremoti "dispersi" nei Monti della Laga. GNGTS, 28° Conv. Naz., Riassunti estesi delle comunicazioni, p. 367.
- Castelli V. and Camassi R., 2005. The shadow-zone of large Italian earthquakes. Early journalistic sources and their perception of 17TH-18TH centuries seismicity. Journal of Earthquake Engineering, 9, n. 3 (2005), 333-348.
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. e Amato A., 2006. CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. INGV-CNT. Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>
- Cavasino A., 1929. Bollettino sismico – Anno 1928 – Macrosismi. R. Uff. Centr. Meteor. e Geof. di Roma.
- Cavasino A., 1931. Bollettino sismico – Anno 1929 – Macrosismi. R. Uff. Centr. Meteor. e Geof. di Roma.
- Cavasino A., 1935. I terremoti d'Italia nel trentacinquennio 1899-1933. Mem. R. Uff. Centr. Meteor. e Geof., Appendice, 4, s. III, pp. 266.
- Centro (Il), quotidiano, L'Aquila, anni 1989-2008.

- Cinti F.R., Civico R., Cucci I., De Martini P.M., Pantosti D., Pierdominici S., Pucci S., Brunori C.A., 2009. Looking for surface faulting ancestors of the L'Aquila april 6, 2009 event: preliminary paleoseismological data and seismic hazard implications. 28° convegno GNGTS, Trieste 16-19 novembre 2009, 27-28.
- CNR-PFG, 1987. Neotectonic Map of Italy. Quaderni de La Ricerca Scientifica, 114.
- De Bartholomeis V. (a cura di), 1907. Cronaca aquilana rimata di Buccio di Ranallo di Popplito di Aquila. Fonti per la storia d'Italia, Ist. Storico It., Scrittori, sec. XIV, pp. LXXI + 346.
- De Giorgi C., 1887. I terremoti aquilani ed il primo congresso geodinamico italiano in Aquila dal 4 all'8 settembre 1887. Pp. 31. Lecce.
- De Panflis M., 1959. Attività sismica in Italia dal 1953 al 1957. Ex. da Ann. Geof., 12, pp. 130.
- De Rossi M.S. (a cura di), 1874-1897. Quadri sinottici dei fenomeni endogeni italiani e Riviste sismiche mensili [anni 1873-1890]. Bull. Vulc. It., 1-20.
- Di Filippo D., 1949. Il terremoto di Teramo del 29 gennaio 1943. Ann. Geof., 1, 243-250.
- Emergeo Working Group, 2009. Rilievi geologici nell'area epicentrale della sequenza sismica dell'aquilano del 6 Aprile 2009. Quaderni di Geofisica, n. 70, [Http://Portale.Ingv.It/Produzione-Scientifica/Quaderni-di-Geofisica/Quaderni-di-Geofisica-2009/2009-06-23.3943171797](http://Portale.Ingv.It/Produzione-Scientifica/Quaderni-di-Geofisica/Quaderni-di-Geofisica-2009/2009-06-23.3943171797).
- Faluccci 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. & Pantosti D., 2009. Surface faulting due to the L'Aquila earthquake of April 6th 2009. Seismological Research Letters, 80, 940-950.
- Galadini F., Pantosti D., Boncio P., Galli P., Messina P., Montone P., Pizzi A., Salvi S., 2009. Il terremoto del 6 aprile e le conoscenze sulle faglie attive dell'Appennino centrale. Progettazione Sismica, 3, 37-48.
- Galadini, F., Galli, P., 2000. Active tectonics in the central Apennines (Italy) – input data for seismic hazard assessment. Nat. Haz. 22, 225–270.
- Galli P. & Naso G., 2009. Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy). Paleoseismological and archaeological indications from the Aquae Iuliae fault. J. Structural Geology, 31, 128-149.
- Galli P., Galadini F. & Pantosti D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. Earth Science Review, 88, 89-117.
- Galli P., Camassi R., Azzaro R., Bernardini F., Castenetto S., Molin D., Peronace E., Rossi A., Vecchi M., Tertulliani A., 2009a. Il terremoto aquilano del 6 aprile 2009: rilievo macrosismico, effetti di superficie ed implicazioni sismotettoniche. Il Quaternario, 22, 235-246.
- Galli P., Giaccio B., Messina P., Peronace E., 2009b. Paleoseismological news from L'Aquila faults. Riassunti del 28° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste 16-19 Novembre 2009, 34-37.
- Ginatempo M. e Sandri L., 1990. L'Italia delle città – Il popolamento urbano tra Medioevo e Rinascimento (secoli XIII-XVI). Pp. 292. Firenze.
- Gruppo di Lavoro CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>
- Gruppo di Lavoro CPTI, 2009. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione parziale “CPTI08aq” dell'aprile 2009. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI08/>
- Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G. e Valenzise G., 2007. Catalogo dei forti terremoti 461 a.C.-1997. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>

- ING, 1946-1956. Bollettino sismico – Osservatorio Sperimentale di Roma. Dss. dell'Istituto Nazionale di Geofisica, anni 1946-1956.
- ING, 1980-1999. Bollettino Macrosismico. Istituto Nazionale di Geofisica, U.O. Geodinamica, Roma.
- Ingrao G., 1927a. Bollettino sismico – Anno 1917 – Macrosismi. R. Uff. Centr. Meteor e Geof., Roma.
- Ingrao G., 1927b. Bollettino sismico – Anno 1919 – Macrosismi. R. Uff. Centr. Meteor e Geof., Roma.
- INGV, 2000. Bollettino Macrosismico. Istituto Nazionale di Geofisica, Servizio Macrosismico, Roma.
- INGV, 2002-2005. Bollettino della sismicità strumentale. <http://bollettino.sismico.rm.ingv.it/>
- INGV, 2005-2008. ISIDe – Database parametrico e strumentale della sismicità italiana. <http://iside.rm.ingv.it/>
- INGV, 2009. Localizzazione del terremoto del 6 aprile 2009 aggiornata con tutti i dati a disposizione. <http://portale.ingv.it/primo-piano/archivio-primo-piano/notizie-2009/terremoto-6-aprile/localizzazione-del-terremoto-del-6-aprile-aggiornata>
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., De Nardis R., Di Naccio D., Ferrarini F., Pizzi A., Pomposo G., 2010. The April 2009 Aquila (central Italy) seismic sequence (Mw6.3): A preliminary seismotectonic picture. In: P. Guarnieri (ed.), Recent Progress on Earthquake Geology, Nova Publisher, in stampa.
- Mantenuto S., Bonci L., Calcaterra S., D'Agostino N., Giuliani R., Mattone M., Merli K., 2007. Analysis of active extension in the Central Apennines (Abruzzo, Italy) using GPS measurements. Geophysical Research Abstracts, EGU2007-A-04341, 9, 04341.
- Martinelli G., 1909. Notizie sui terremoti osservati durante l'anno 1906. R. Uff. Centr. Meteor. e Geod., suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 13, pp. 521.
- Martinelli G., 1911. Notizie sui terremoti osservati durante l'anno 1908. R. Uff. Centr. Meteor. e Geod., suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 15, pp. 644.
- Martinelli G., 1912. Notizie sui terremoti osservati durante l'anno 1909. R. Uff. Centr. Meteor. e Geod., suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 16, pp. 625.
- Martinelli G., 1914. Notizie sui terremoti osservati durante l'anno 1911. R. Uff. Centr. Meteor. e Geod., suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 18, pp. 586.
- Messina P., Galli P., Falcucci E., Galadini F., Giaccio B., Gori S., Peronace E., Sposato A., 2009. Evoluzione geologica e tettonica quaternaria dell'area interessata dal terremoto aquilano del 2009. Geoitalia, 28, 24-29.
- Molin D., Bernardini F., Camassi R., Caracciolo C.H., Castelli V., Ercolani E. e Postpischl L., 2008. Materiali per un catalogo dei terremoti italiani: revisione della sismicità minore del territorio nazionale. Quaderni di Geofisica, n. 57, pp. 75.
- Monti V., 1906. Notizie sui terremoti osservati durante l'anno 1904. R. Uff. Centr. Meteor. e Geod., suppl. al Boll. Soc. Sism. It., 11, pp. 583.
- 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, Italian Journal of Quaternary Sciences, 15(2), 259-270.
- Pace B., Perruzza L., Lavecchia G., Boncio P., 2006. Layered seismogenic source model and probabilistic seismic-hazard analyses in central Italy. Bull. Seism. Soc. Am. 96: 107-132.
- Postpischl D. ed., 1985. Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni de "La Ricerca Scientifica", n. 114 – 2B, pp. 239.

Privilegio concesso ad alcune comunità dell'Abruzzo dalla Regia Zecca di Napoli per il dimezzamento delle collette e sovvenzioni da pagare alla regia Zecca di Napoli a seguito dei danni provocati dal terremoto del 1349, Napoli 28 giugno 1352. In Bonito (1691), pagg. 570-571; traduzione in Boschi et al. (1997).

Rossi A., Tertulliani A. e Vecchi M., 2005. Studio macrosismico del terremoto aquilano del 24 giugno 1958. Il Quaternario, 18(2), 101-112.

UCMEA, 1958-1975. Protocollo delle "Cartoline sismiche" pervenute all'Uff. Centr. Meteor. Ec. Agr. di Roma, anni 1958-1975.

UCMG, 1889-1894. Notizie di terremoti. Supplementi al "Bollettino Meteorico", Uff. Centr. Meteor. e Geod., anni 1889-1894.

UCMG, 1914-1916. Cartoline sismiche [appunti derivanti da una consultazione effettuata dall'ENEA nel 1965]. Mss. dell'Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica di Roma, anni 1914, 1915 e 1916.

Vezzani L., Ghisetti F., 1998. Carta Geologica dell'Abruzzo, scale 1:100,000. S.EL.CA., Firenze.

8 ATTIVITÀ GEODETICHE SATELLITARI (GPS) E LIVELLAZIONE DI ALTA PRECISIONE PER LA DEFINIZIONE DELLA DEFORMAZIONE COSISMICA ASSOCIATA AL TERREMOTO DI L'AQUILA DEL 6.04.2009

- Giuliani R.
Dipartimento della Protezione Civile
- Mattone M.
Dipartimento della Protezione Civile

Le caratteristiche sismologiche della scossa principale del 6.04.2009, quali la magnitudo ($M_w = 6.3$), la profondità (intorno ai 10 km) e la cinematica (normale), sono tali da poter generare un campo di dislocazione permanente del terreno, la cui conoscenza assume rilevanza nella comprensione del fenomeno sismico in atto, della sua evoluzione e del suo esaurimento. La geodesia fornisce gli strumenti più adatti alla definizione della deformazione associata ad un terremoto, a condizione di disporre di misure geodetiche precedenti l'evento sismico. La misura esatta della deformazione cosismica permanente del territorio, è stata realizzata attraverso diversi metodi geodetici: rilievi satellitari con il GPS, livellazione di alta precisione e interferometria SAR. I risultati di questi rilievi contribuiscono a definire la geometria della faglia, la conoscenza della sorgente sismica e il significato sismotettonico del terremoto.

Di seguito sono descritte le attività geodetiche effettuate dal DPC – Ufficio Rischio Sismico, fin dalle prime ore dopo la scossa principale e proseguite per tutto l'anno seguente nell'area epicentrale, in collaborazione con l'INGV e l'ISPRA e con l'IGM per la livellazione, specificando i partecipanti alle singole attività, i risultati ottenuti e il loro significato [Rapporto Tecnico a cura di Giuliani & Mattone, 2010].

8.1 Rilievi con il GPS

Nelle prime ore che seguirono la scossa principale del 6 Aprile 2009 di $M_w = 6.3$, si è attivata presso il DPC, come da procedure standard condivise, l'unità geodetica di monitoraggio della deformazione cosismica attraverso misure GPS (Giuliani R., Mattone M.). È stato quindi stabilito il contatto con l'INGV (D'Agostino N., D'Anastasio E., Cheloni D., Avallone A.) e l'ISPRA (Ufficio Geofisica; Calcaterra S., Gambino P.) per definire le azioni da intraprendere per il rilevamento con il GPS.

La prima fase di attività consiste nel reperimento di tutti i dati GPS esistenti nell'area interessata dal sisma antecedenti il terremoto così da poter pianificare la ri-misurazione con il GPS dei caposalda geodetici selezionati. Nell'area epicentrale dell'Aquila i dati GPS pre-sisma, utilizzati per il confronto di coordinate, derivano da numerose campagne di misura periodiche su vertici geodetici effettuate fin dal 1996 e da dati rilevati sia da stazioni GPS permanenti della rete del Gran Sasso, sia da stazioni GPS monumentate in area epicentrale nei primi giorni dopo la scossa principale.

Per quanto riguarda le campagne di rilevamento, le stazioni geodetiche selezionate nell'area interessata dal sisma appartengono a due reti GPS: la rete GPS nazionale di I ordine "IGM95" dell'Istituto Geografico Militare (IGM) e la rete dell'ex Servizio Sismico Nazionale realizzata nei primi anni '90. Il DPC – Ufficio Rischio Sismico, l'INGV e l'ISPRA hanno effettuato numerose campagne di misura GPS periodiche delle suddette reti per la stima dei tassi di deformazione intersismica e dell'accumulo dell'energia elastica in corrispondenza della strutture tettoniche attive dell'Appennino centrale (D'Agostino *et al.*, 2001). Da circa 3 anni il DPC ha in corso un'attività di monitoraggio geodetico nell'area del Gran Sasso, in colla-

borazione con l'ISPRA, per il controllo dell'accumulo della deformazione elastica attraverso una rete di stazioni GPS permanenti costituita da 4 stazioni del DPC (Assergi, Tossicia, Capestrano e Cermignano) e 2 stazioni dell'ISPRA (Termine e Campotosto). La stazione GPS permanente del DPC di Capestrano è stata installata, presso la stazione accelerometrica della RAN, con la collaborazione del personale INGV di Grottaminarda dopo la scossa principale e ha cominciato ad archiviare e trasmettere i dati in sede a partire dal 06/05/2009.

Dati ed analisi

L'elaborazione dei dati GPS è stata eseguita presso l'INGV con il software Gipsy - Oasis usando la strategia "precise-point-positioning" e risolvendo le ambiguità sulla rete allineando le soluzioni al sistema di riferimento ITRF2005. I siti utilizzati per il calcolo della deformazione cosismica sono: 36 stazioni GPS permanenti collocate

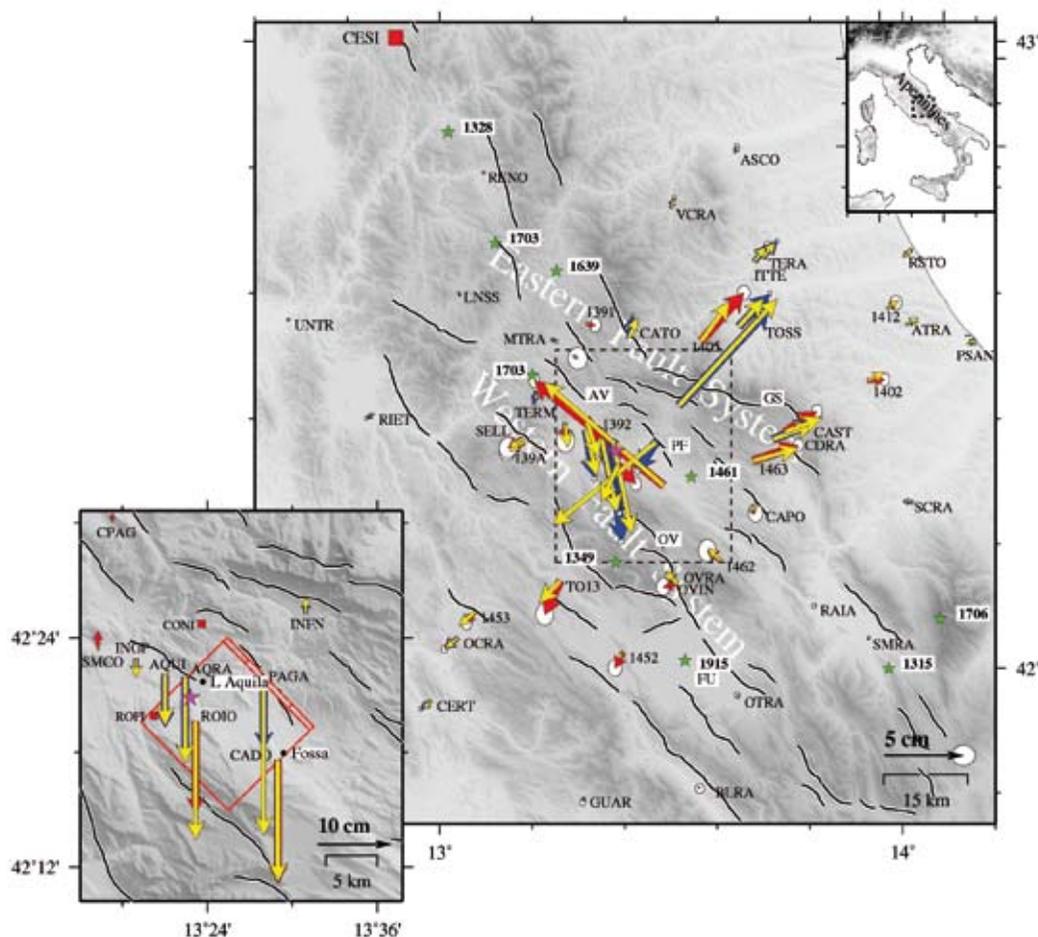


Fig. 8.1 → Dislocazione cosismica da dati GPS (da Cheloni *et al.*, 2010) del terremoto del 6 Aprile 2009 ($M_w = 6.3$) dell'Aquila (stella rosa, epicentro; vettori blu, da dati GPS permanenti; vettori rossi, da dati rilievi GPS, giallo, modello di dislocazione a slip uniforme; ellissi d'errore al 95 per cento C.I.; stelle verdi, $I_{max} \rightarrow X$ terremoti storici etichettati con l'epoca A.D.). Le linee nere sono le faglie attive da Galli *et al.*, 2008, Boncio *et al.*, 2004 e Roberts e Michetti (2004). Il quadrato rosso indica la posizione della stazione CESI. Il riquadro piccolo a sinistra mostra gli spostamenti verticali osservati (blu) e calcolati (gialli). La scatola rossa è la proiezione in superficie del best fitting del modello di faglia a slip uniforme. La linea spessa è l'intersezione in superficie della faglia a slip uniforme. I quadrati rossi sono le stazioni GPS permanente monumentale dopo il sisma. Legenda: AV, High Aterno Valley; GS, Gran Sasso range; PF, Paganica fault; OV, Ovindoli-Pezza fault; FU, Fucino.

entro 90 km dall'epicentro; 3 stazioni permanenti installate subito dopo il sisma; 2 stazioni in acquisizione durante l'evento sismico in prossimità dell'epicentro; 13 caposaldi delle reti GPS misurati in campagne periodiche prima e subito dopo l'evento entro 50 km dall'epicentro. Il confronto tra le coordinate di ciascun sito prima e dopo il terremoto definisce la deformazione cosismica in termini plano-altimetrici. Tra tutti i caposaldi, quelli più vicini all'area epicentrale, sono stati selezionati per descrivere l'andamento della deformazione post sismica.

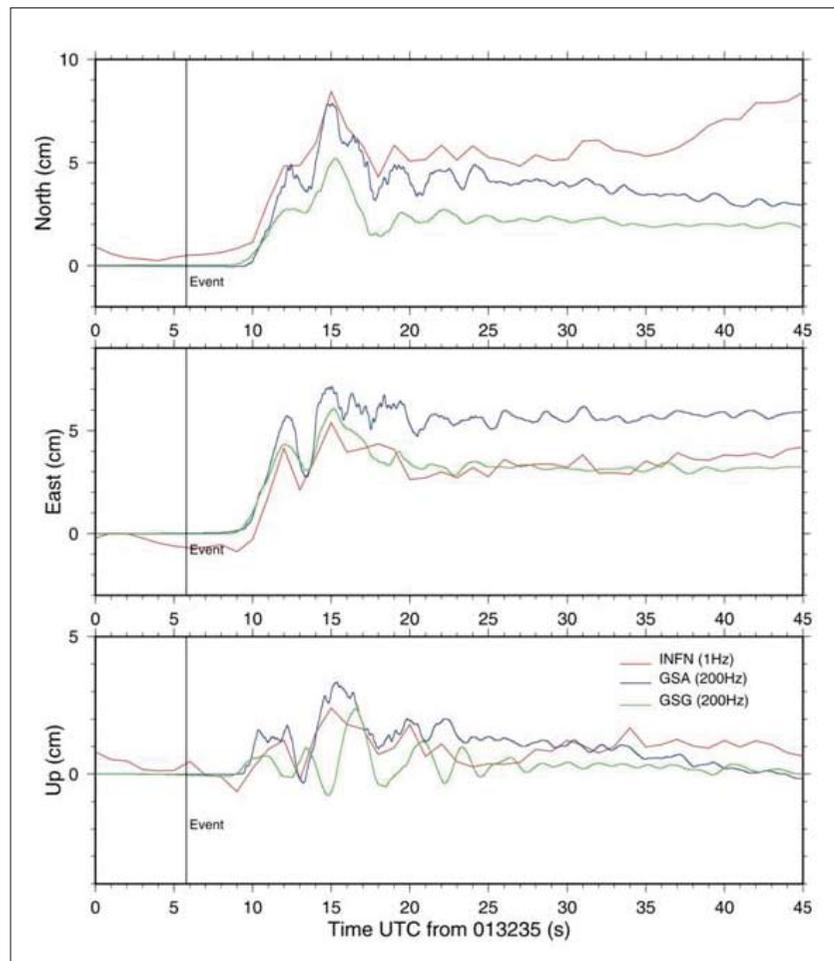


Fig. 8.2 → Confronto tra il dato accelerometrico e GPS ad 1 Hz del sito di INFN ad Assergi sulle componenti orizzontali, scossa del 6 Aprile 2009, ore 3:32 [Avallone *et al.*, in prep.]

Risultati dell'elaborazione dei dati GPS

In figura 8.1 sono riportati i risultati della dislocazione cosismica da dati GPS (da Cheloni *et al.*, 2010): i vettori blu sono relativi ai dati GPS permanenti, quelli rossi da rilievi GPS periodici, quelli gialli rappresentano il modello di dislocazione a slip uniforme. Nel riquadro della figura 8.1 è riportata la componente verticale delle osservazioni GPS, dove è evidente l'area in abbassamento cosismico dell'hangingwall della faglia di Paganica.

La scatola rossa è la proiezione in superficie del best fitting del modello di faglia a slip uniforme. La linea spessa è l'intersezione in superficie della faglia a slip uniforme.

GPS ad alta frequenza e confronto con i dati accelerometrici

Presso i Laboratori esterni dell'INFN del Gran Sasso sono posizionate due differenti stazioni del DPC: una stazione GPS permanente (INFN) installata il 23/08/2006 e una stazione accelerometrica della rete RAN "gsa" Gran Sasso Assergi. La stazione GPS, registra e archivia dati permanenti a 30 secondi e in modalità ring buffer, dati ad alta frequenza ad 1 Hz. L'elaborazione delle osservazioni GPS è stata effettuata in sede con software Bernese 5.0. I risultati ottenuti per le componenti orizzontali dei dati GPS ad 1 Hz sono stati confrontati con l'accelerogramma registrato (Giuliani R., Marcucci S., Mattone M.) nello stesso sito di Assergi riportati in figura 8.2 (Avallone *et al.*, 2009; Avallone *et al.*, in prep.). L'utilizzo



Fig. 8.3 → Caposaldi della livellazione: i colori rappresentano le differenze di quota tra il 2009 e il 2001 espresse in metri come in legenda. I quadratini neri sono i nuovi caposaldi monumentati.

del GPS ad alta frequenza durante un terremoto in Italia è una novità che ha aperto temi di confronto anche con altri istituti che dispongono di questi dati (INGV, e altri enti di ricerca).

8.2 Livellazione di alta precisione

In seguito al terremoto il DPC – Ufficio Rischio Sismico (Giuliani R., Mattone M.) ha commissionato all'Istituto Geografico Militare (IGM: Deninno F., Mattesini G., Stefanelli G.), l'esecuzione di misure di livellazione geometrica di alta precisione lungo un poligono che si sviluppa nell'area epicentrale (Fig. 8.3). Dell'intero tracciato si disponeva di misure di livellazione precedenti il sisma. Lo scopo delle misure è il confronto di quote in corrispondenza di ciascun caposaldo per poter valutare la componente verticale della deformazione cosismica.

Le misure effettuate dall'IGM sono state utilizzate anche per l'aggiornamento delle quote ufficiali della zona modificate dall'evento sismico.

Rilievi

Le operazioni di misura si sono svolte dal 14 Settembre al 20 Novembre 2009, per 68 giorni.

L'IGM si è avvalso del supporto logistico di otto militari del 33° Reg.to A. T. "ACQUI".

Il poligono di Paganica è composto da un percorso circolare che attraversa le località di Passo delle Capanelle, Assergi, Paganica, L'Aquila, Cermone e da tre prolungamenti nelle direzioni di Ortolano (linea 126), Barisciano (linea 9 Est) e Vigliano (linea 9 Ovest) per complessivi Km 110. I dati di livellazione precedenti il 2009 sono stati rilevati dall'IGM nel 1997, 2001 e dal SGN (Servizio Geologico Nazionale) attualmente ufficio dell'ISPRA nel 2001 (Bonci L.). La prima fase del rilievo è consistita nella ricognizione dei caposaldi presenti, nella loro ridefinizione e nella materializzazione per un totale di 170 schede monografiche. Le misure, in andata e ritorno, relative al poligono hanno consentito di chiudere il poligono stesso con uno scarto di 0.08 mm. Si evidenzia che si assume come tolleranza chilometrica tra le misure in andata ed in ritorno di un tratto fra due contrassegni il valore di +/- 2,5 mm e che gli attuali strumenti di misura consentono di contenere gli scarti tra le misure in andata ed in ritorno in pochi decimi di millimetro. I dati acquisiti sono stati elaborati e definiti in veste ufficiale presso la Prima Direzione della Produzione, Servizio Geodetico – Sezione Livellazione -, dell'Istituto Geografico Militare.

Risultati della livellazione

La linea di livellazione più interessante da un punto di vista geologico è la **figura 8.3** nel tratto corrispondente alla SS 17 bis perché attraversa l'espressione superficiale della faglia di Paganica. Si assume che dal 2001 ai giorni precedenti il 6 aprile 2009, la deformazione intersismica abbia componente verticale nulla. Pertanto le differenze di quota rappresentano principalmente la componente cosismica della deformazione e parte di quella post-sismica. Il giorno medio delle misure di livellazione è il 18 ottobre 2009, 6 mesi dopo la scossa principale, includendo, quindi, la quasi totalità della deformazione post-sismica, vale a dire la deformazione che, con un rilascio lento, ha seguito il terremoto. La stessa linea 197 attraversa inoltre, l'area in leggero sollevamento, fino a + 4 cm in corrispondenza del caposaldo su roccia della chiesetta della Madonna d'Appari.

La linea 9, coincidente con la SS 17, attraversa, per l'intera sua lunghezza, l'area di massimo abbassamento cosismico con valori massimi intorno ai - 28 cm tra Bazzano e Onna.

8.3 Discussione dei risultati geodetici

I dati geodetici, sia GPS, sia della livellazione di alta precisione, descrivono un andamento della deformazione cosismica della scossa principale coerente con un modello di faglia normale con la geometria e le caratteristiche sismologiche indicate dagli autori per la faglia di Paganica, riconosciuta come quella che ha generato la scossa principale in profondità e che si manifesta in superficie con piccole dislocazioni di ordine centimetrico.

Anche i dati SAR interferometrici, sia da immagini ENVISAT, sia da dati COSMO SkyMed (Progetto ASI-DPC SIGRIS; Atzori *et al.*, 2009), confermano la stessa geometria di deformazione cosismica.

BIBLIOGRAFIA

- 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). *Geophysical Research Letters*, vol. 36, LXXXXX, doi:10.1029/2009GL039293, 2009.
- Avallone A., M. Marzario, A. Cirella, A. Piatanesi, A. Rovelli, C. Di Alessandro, E. D'Anastasio, N. D'Agostino, R. Giuliani & M. Mattone, "10Hz GPS Seismology for moderate magnitude earthquakes: the case of the Mw 6.3 L'Aquila event", in preparazione.
- Avallone A., M. Marzario, A. Cirella, A. Piatanesi, A. Rovelli, C. Di Alessandro, E. D'Anastasio & N. D'Agostino (2009). 10Hz GPS seismology for moderate magnitude earthquakes: the case of the Mw6.3 L'Aquila event, American Geophysical Union (AGU) – Fall Meeting, San Francisco (California, USA), December 14th-18th, G21A-0673, oral.
- Cheloni D., N. D'Agostino, E. D'Anastasio, A. Avallone, S. Mantenuto, R. Giuliani, M. Mattone, S. Calcaterra, P. Gambino, D. Dominici, F. Radicioni, F. Fastellini (2010). Coseismic and initial postseismic slip of the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements. *Geophys. Journ. Int.*, March 2010. 10.1111/j.1365-246X.2010.04584.x
- D'Agostino, N., Giuliani, R., Mattone, M. & Bonci, L., (2001). Active Crustal Extension in the Central Apennines (Italy) Inferred from GPS Measurements in the Interval 1994–1999, *Geophys. Res. Lett.*, 28(10), 2121–2124.
- Giuliani R., Mattone M, et al. (2010). Risultati delle misure geodetiche satellitari e di livellazione effettuate nell'area del sisma del 06/04/2009 in Abruzzo. Rapporto Tecnico SISM/RT/2010/01, Aprile 2010.

9 EFFETTI DI CAMPO VICINO NEL TERREMOTO DI L'AQUILA

• Iervolino I.
Università di Napoli

9.1 Direttività e azione sismica strutturale

Al verificarsi di un evento sismico, le zone vicine alla sorgente possono essere interessate da fenomeni chiamati dai sismologi di "direttività". Tali effetti sono definiti di campo vicino, o near-source, perché legati alle direzioni prevalenti di propagazione della rottura e dello scorrimento (*slip*) sulla faglia. A causa di essi il moto al suolo di un sito che si trova in determinate condizioni geometriche in prossimità della sorgente può avere delle caratteristiche peculiari. In particolare, la storia di velocità in direzione ortogonale alla faglia

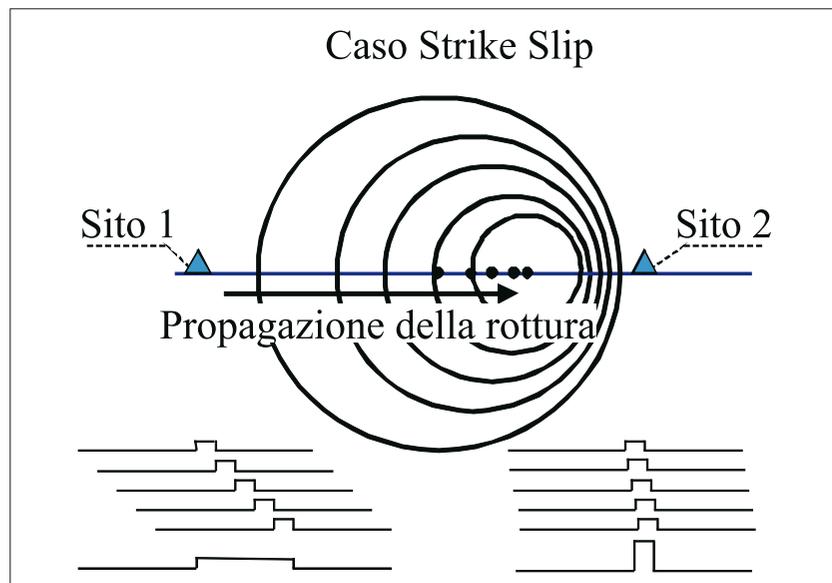


Fig. 9.1 → Rappresentazione schematica dell'interferenza costruttiva nel caso di terremoti strike-slip.

può presentare, nelle prime fasi del segnale, un ciclo a bassa frequenza ("l'impulso") nel quale si concentra gran parte dell'energia (Somerville *et al.* 1997).

Ciò che succede è schematicamente rappresentato in figura 9.1, per semplicità relativa a un terremoto di tipo *strike-slip*. In modo grossolano si può dire che discretizzando la rottura in sorgenti puntiformi di onde meccaniche, la parte iniziale della rottura irradia prima verso il sito mentre quella successiva irradia dopo, ma deve percorrere meno strada, questo può determinare "interferenza costruttiva" delle onde sismiche e quindi la formazione di un impulso a bassa frequenza e alta energia (Sito 2). Lontano dalla sorgente o per siti che vedono allontanarsi da se la rottura questo effetto si perde e l'energia portata in dote dal segnale è distribuita più uniformemente (Sito1).

Nel caso di rottura *strike-slip*, l'impulso si registra sulle componenti orizzontali del segnale e soprattutto in direzione ortogonale allo strike essendo quest'ultima anche la direzione ortogonale alla propagazione della rottura, mentre questo effetto è atteso attenuato in direzione parallela. Nel caso dei terremoti normali o *dip-slip*, la componente impulsiva del segnale è in direzione ortogonale al piano di rottura e di conseguenza ha componenti sia nel piano orizzontale sia nel piano verticale; tuttavia, per quanto riguarda il piano orizzontale, si fa semplicemente riferimento alle direzioni ortogonale (FN) e parallela (FP) allo strike, figura 9.2.

Gli effetti della direttività, visti in questi termini, sono d'interesse per l'ingegneria sismica. Infatti, le strutture che hanno un periodo fondamentale di oscillazione pari a una certa frazione del periodo dell'impulso, andando in campo non lineare ed essendo soggette a "elongazione" del periodo, possono subire una richiesta anomala di prestazione inelastica, dove l'anomalia è intesa rispetto ai terremoti che non presentano l'impulso, detti anche "ordinari".

Sebbene questo fenomeno sia noto da tempo, non è facile una quantificazione del rischio associato alla direttività, sia perché non sempre esso si manifesta chiaramente in tutte le registrazioni di un terremoto dove è atteso, sia perché una corretta valutazione ai fini della progettazione strutturale richiede anche la prevedibilità del periodo e dell'ampiezza dell'impulso. Le correnti leggi di attenuazione e l'analisi probabilistica di pericolosità sismica classica non sono in grado di tenere opportunamente in conto la forma spettrale precipua

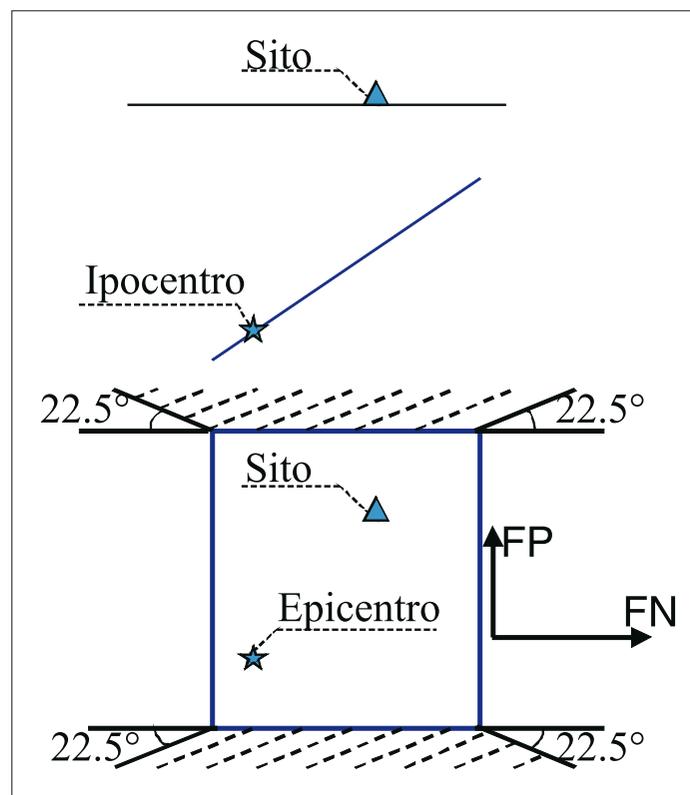


Fig. 9.2 → Direzioni FN e FP orizzontali per i terremoti dip-slip (adattata da Somerville 1997).impulsive de L'Aquila e di terremoti passati (NGA).

di questo tipo di terremoti né, quindi, di stimare la domanda sismica che ne deriva per le strutture.

Nel seguito del lavoro gli aspetti d'interesse strutturale della direttività sono analizzati e discussi in relazione al *mainshock* del terremoto de L'Aquila del 6 aprile 2009. In particolare, si discutono brevemente le analisi che sono state condotte per identificare eventuali impulsi di velocità presumibilmente legati alla direttività nei segnali registrati in prossimità della sorgente e i conseguenti incrementi delle azioni. Per una più estesa e dettagliata discussione si rimanda il lettore a Chioccarelli e Iervolino (2010).

9.2 Identificazione dei segnali impulsivi

I risultati degli studi sismologici condotti hanno mostrato che il terremoto dell'Abruzzo, di magnitudo momento (M_w) 6.3, è stato di tipo normale con superficie di rottura di circa $17 \times 14 \text{ km}^2$ posizionata a una profondità compresa tra 11,8 km e 0,6 km dal piano campagna. Il piano di rottura, inoltre, forma un angolo di 142° con la direzione N-S (*strike*), ha una pendenza di 50° (*dip*) e una direzione di scorrimento di 90° rispetto alla proiezione del piano di rottura in superficie (*rake*).

Semplicemente sulla base della geometria della faglia è possibile valutare la probabilità di occorrenza di segnali impulsivi nel campo vicino alla sorgente (Iervolino e Cornell 2008). In particolare, in **figura 9.3** sono riportate sul piano orizzontale le linee d'isoprobabilità con passo 0.05. Si noti come le probabilità previste dal modello siano maggiori per i siti che hanno visto la rottura venire verso di se e poi decrescono rapidamente

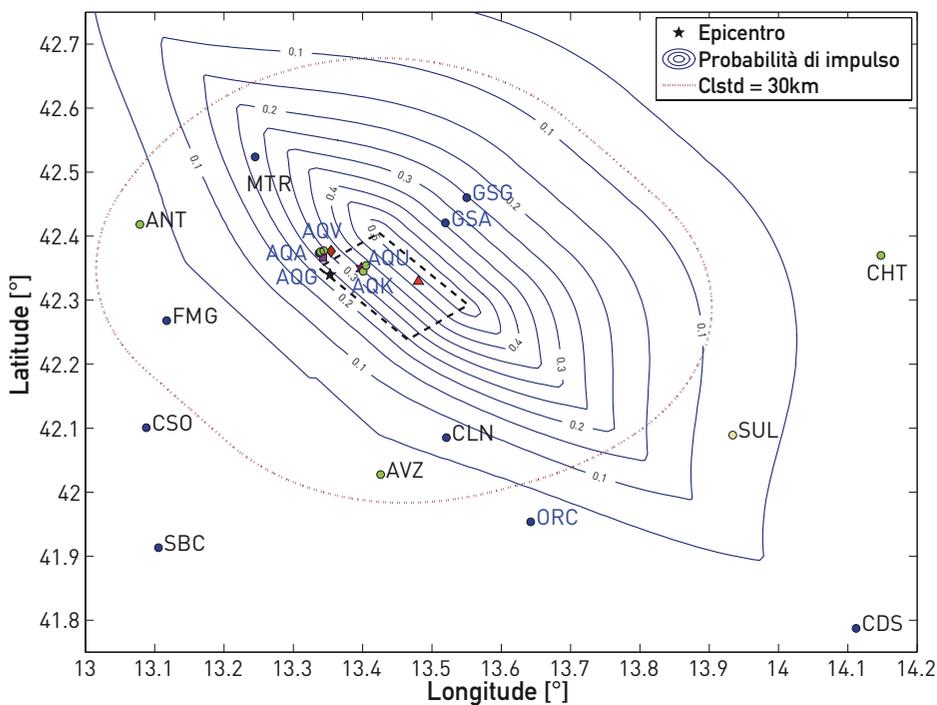


Fig. 9.3 → Distribuzione in pianta della probabilità di osservare segnali impulsivi e impulsi identificati entro 30 km dalla sorgente.

allontanandosi dalla sorgente. Si nota altresì che in generale tali probabilità non sono particolarmente elevate, questo perché le rotture di tipo normale o obliquo, su cui si basa il modello considerato, sono spesso complesse al punto che non è sempre identificabile chiaramente l'effetto direttivo.

Nella stessa figura sono anche indicate le sigle delle stazioni sismiche della RAN (Rete Accelerometrica Nazionale) più una della rete MedNet (AQU) prossime alla faglia. In grassetto sono riportate quelle che entro i 30 km dalla sorgente hanno registrato segnali di velocità impulsivi. L'identificazione di tali segnali è stata eseguita secondo l'algoritmo che Baker (2007) ha sviluppato per riconoscere gli impulsi che verosimilmente derivano da fenomeni di direttività. La procedura è di seguito riassunta nei suoi punti fondamentali:

1. La storia di velocità del segnale analizzato è scomposta tramite *wavelet*, l'impulso è identificato come la *wavelet* che rappresenta la maggior parte dell'energia del segnale analizzato. L'algoritmo è tale da estrarre un impulso da qualsiasi segnale. Per definire quali di questi siano realmente impulsivi, il pro-

gramma associa a ciascun record uno score compreso tra 0 e 1 relativo a quale frazione dell'energia del segnale è portata dall'impulso. Baker suggerisce di considerare impulsivi i record con *score* superiore a 0.85 e non impulsivi i record con score minore dello 0.15 e classifica come ambigui quelli intermedi.

- Due ulteriori condizioni sono aggiunte per escludere segnali impulsivi non derivanti da fenomeni di direttività. La prima esclude tutti i segnali nei quali l'impulso non è nelle prime fasi del segnale e che più probabilmente deriva da effetti di sito o altro, mentre la seconda esclude le registrazioni con *peak ground velocity* (PGV) minore di 30 cm/sec. Nel caso studiato la condizione sulla PGV è stata trascurata.

L'analisi dei dati di L'Aquila registrati entro 30 km mostra che 8 di essi sono ritenuti impulsivi, di questi solo uno è in direzione FP (AQV) mentre gli altri sono in direzione FN (le due componenti del segnale di AQV hanno

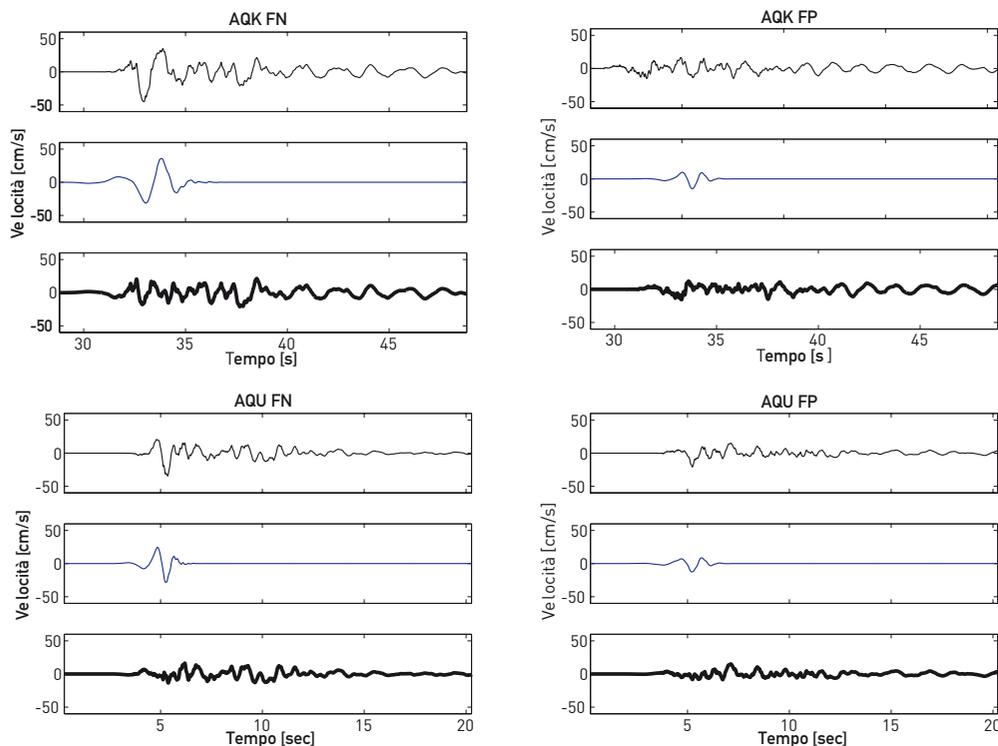


Figure 9.4 → Dall'alto in basso: storia di velocità, impulso estratto e segnale residuo per le componenti FN e FP delle stazioni AQK e AQU.

score molto simili, ma FN è classificato come ambiguo). La maggior parte dei segnali impulsivi identificati si trova in zone di maggiore probabilità nel modello di previsione di [figura 9.3](#).

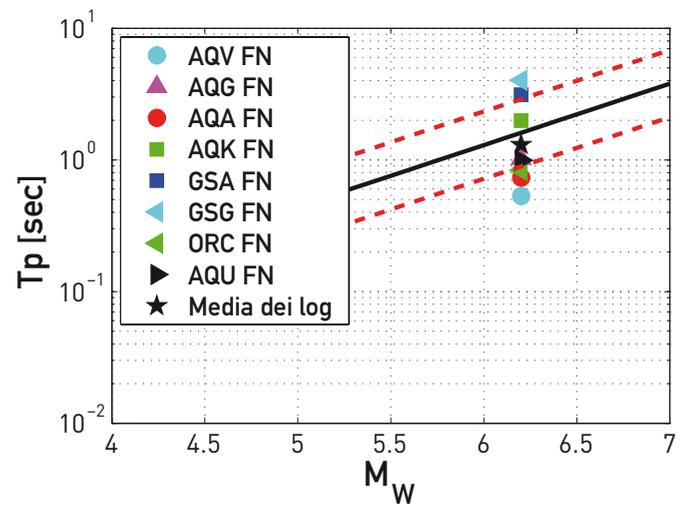
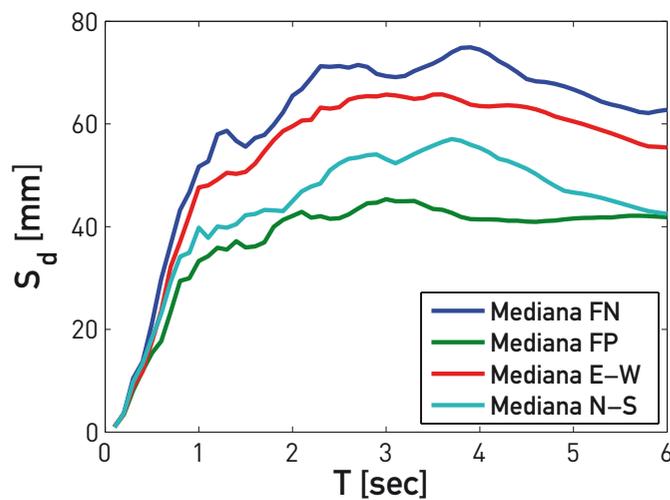
A titolo di esempio, in [figura 9.4](#) si riportano, per i segnali delle stazioni AQK e AQU, le storie di velocità registrate nelle direzioni normale e parallela allo strike. Inoltre si riportano gli impulsi estratti dai segnali e i segnali residui (ovvero depurati dagli impulsi). È particolarmente interessante osservare come, sebbene le due stazioni si trovino su condizioni di geologia locale molto diverse, un impulso sia presente all'inizio del segnale FN di entrambe le stazioni mentre esso è assente o trascurabile in direzione FP, come atteso.

La questione della rotazione in componenti normali e parallele alla faglia è un esercizio utile ad associare le caratteristiche dei segnali alla direttività. Per questo gli spettri di risposta in spostamento elastico delle stazioni impulsive di L'Aquila sono stati calcolati per le componenti così come registrate in direzione nord-

sud (NS) ed est-ovest (EW) e poi ruotate (Fig. 9.5). È evidente come la rotazione indichi le maggiori e minori richieste di spostamento in direzione FN e FP rispettivamente, mentre le direzioni NS ed EW forniscono risultati intermedi. Siccome alcuni studiosi hanno mostrato la dipendenza del periodo di impulso T_p dalla magnitudo dell'evento sismico, in figura 9.6 si mostrano i dati di L'Aquila rispetto a una regressione T_p - M_W sulla base di terremoti passati, in particolare quelli utilizzati nel lavoro di Iervolino e Cornell (2008).

9.3 Effetti sulla risposta strutturale

Come accennato in precedenza, i fenomeni di direttività sono di interesse per l'ingegneria strutturale solo se ne deriva una domanda sismica particolarmente severa o comunque anomala rispetto a quanto prevedibile



con gli strumenti tradizionali. Il fenomeno può essere evidenziato sia in campo lineare sia non lineare. In generale, dalla figura 9.5 si evince che la componente normale alla rottura è anche quella strutturalmente più severa. Per studiare gli effetti della direttività anche in campo non lineare, si sono costruiti gli spettri dei rapporti tra il massimo spostamento inelastico e quello elastico per un sistema ad un grado di libertà (SDoF) con legame costitutivo bilineare caratterizzato dal 3% di incrudimento e da fattori di riduzione della resistenza (R_S , forza massima elastica diviso forza massima inelastica) costanti e pari a 2, 4, 6, 8 e 10. Tali spettri sono stati calcolati in funzione del rapporto T/T_p , in cui T è il periodo di oscillazione dello SDoF. In figura 9.7 sono riportati tali rapporti spettrali medi, per il solo $R_S = 6$, calcolati oltre che per i dati del terremoto de L'Aquila anche per le componenti impulsive di molti terremoti passati.

La figura evidenzia che i segnali impulsivi presentano, generalmente, un andamento delle richieste di spostamento inelastico, rapportate a quelle elastiche, maggiori in direzione FN rispetto a FP. In particolare si noti il picco a $T/T_p = 0.5$ che indica, in accordo con le osservazioni storiche, l'incremento di richiesta inelastica per strutture che hanno un periodo fondamentale circa la metà di quello dell'impulso. Tuttavia, è da notare che le componenti FP delle stazioni impulsive hanno un andamento comunque simile seppur meno intenso. Gli stessi diagrammi, per R_S diversi, presentano andamenti compatibili con quello mostrato con differenze crescenti tra FN e FP all'aumentare di R_S ; si veda Chioccarelli e Iervolino (2010) per ulteriori dettagli.

Fig. 9.5 → Spettri elastici in spostamento delle stazioni impulsive per le componenti ruotate secondo FN e FP, NS ed EW.

Fig. 9.6 → Confronto tra i periodi di impulso calcolati ed i valori attesi da analisi di regressione di dati storici.

9.4 Considerazioni conclusive

Lo studio presentato si riferisce all'individuazione di effetti di interesse per l'ingegneria strutturale legati a fenomeni di direttività durante il *mainshock* della recente sequenza abruzzese. Le analisi fanno riferimento a recenti modelli e algoritmi sviluppati ai fini della previsione e dell'identificazione di impulsi di velocità nei segnali ortogonali alla rottura. Attraverso un modello che prevede gli effetti di direttività nei terremoti di tipo non *strike-slip*, sulla base di parametri geometrici relativi alla configurazione sito-sorgente, è stato possibile individuare preliminarmente le zone in cui con maggiore probabilità si sarebbero trovati segnali impulsivi. Successivamente, attraverso un'apposita procedura di decomposizione delle registrazioni entro circa 30 km dalla rottura, si sono identificate le stazioni che sembrano mostrano caratteristiche impulsive. La posizione di queste ultime è risultata, in generale, coerente con la mappa di probabilità.

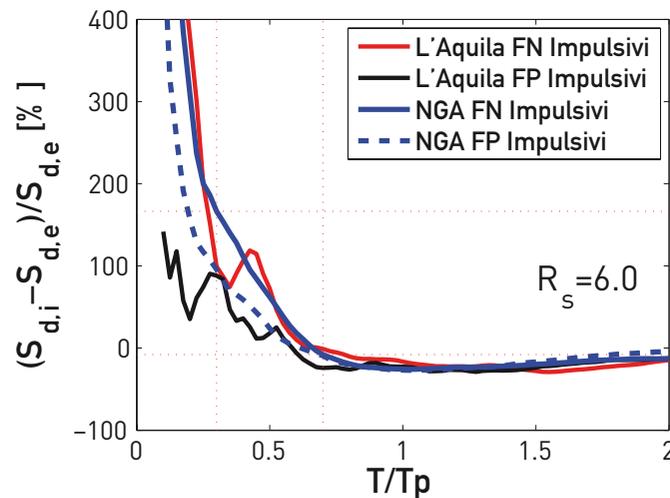


Fig. 9.7 → Medie dei rapporti spettrali calcolati per le componenti FN e FP delle stazioni impulsive de L'Aquila e di terremoti passati (NGA).

Aver eseguito tutte le analisi sulle componenti normali e parallele allo *strike*, ha permesso di verificare che gli impulsi trovati sono principalmente in direzione normale, come atteso se essi fossero dovuti alla direttività e che i periodi degli impulsi sono in buon accordo con quanto atteso per un terremoto di magnitudo momento 6.3.

Attraverso semplici analisi su strutture ad un solo grado di libertà, si è evidenziato che alle registrazioni di tipo direttivo è associata una domanda sismica superiore a quella associata ai segnali ortogonali ad essi e rispetto alle stesse componenti non ruotate in direzione normale alla faglia. Tuttavia, le componenti FP delle stazioni indicate come impulsive mostrano un andamento dei rapporti tra domanda inelastica ed elastica simile a quelli per le componenti FN.

In conclusione, le analisi di dettaglio dei segnali hanno evidenziato che alcuni di questi, quelli più intensi per l'appunto, possono essere stati influenzati da effetti di campo vicino. Questi, sebbene siano noti all'ingegneria sismica e alla sismologia da molto tempo, sono stati solo recentemente approfonditi in modo da poter essere inclusi nelle analisi di pericolosità sismica e quindi nella determinazione delle azioni di progetto, sebbene ciò richieda una conoscenza relativamente dettagliata delle faglie di interesse.

BIBLIOGRAFIA

- Baker, J.W. (2007) Quantitative Classification of Near-Fault Ground Motions Using Wavelet Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(5), 1486-1501.
- Chioccarelli E., Iervolino I. (2010) Near-Source Seismic Demand and Pulse-Like Records: a Discussion for L'Aquila Earthquake. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*. doi: 10.1002/eqe.987 (in stampa)
- Iervolino, I., Cornell, C.A. (2008) Probability of Occurrence of Velocity Pulses in Near-Source Ground Motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(5), 2262-2277.
- Somerville, P.G., Smith, N. F., Graves, R.W., Abrahamson, N.A. (1997) Modification of Empirical Strong Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effect of Rupture Directivity, *Seismological Research Letters*, 68(1), 199-122.

10 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

Per la realizzazione di questo studio gli autori hanno costituito un Gruppo di Lavoro (G.d.L.) con lo scopo di analizzare criticamente gli elementi della pericolosità di base e definire le caratteristiche degli eventi di riferimento da utilizzare come input nelle simulazioni numeriche per la microzonazione sismica dell'area colpita dal terremoto del 6 Aprile 2009. Le conoscenze sulla fagliazione attiva, l'abbondanza di informazioni sismologiche storiche e strumentali, e la nuova disponibilità di registrazioni *strong-motion* in campo vicino, permettono un dettaglio in questo limitato settore della catena appenninica che non ha confronti sul territorio nazionale. Sono stati quindi selezionati quattro siti considerati rappresentativi delle aree oggetto di studio della microzonazione e per i quali sono state sviluppate le analisi (Fig.10. 1):

1) L'Aquila	(Lat. 42.357 N, Lon. 13.396 E)
2) Arischia	(Lat. 42.419 N, Lon. 13.342 E)
3) Sant'Eusanio Forconese	(Lat. 42.289 N, Lon. 13.525 E)
4) Goriano Sicoli	(Lat. 42.081 N, Lon. 13.775 E)

Al fine di ottenere i risultati per le simulazioni numeriche in termini di spettri di risposta elastici e di accelerogrammi simulati, sono stati utilizzati diversi approcci: a) un approccio probabilistico basato su di una valutazione della pericolosità sismica dell'area aquilana, aggiornata con i più recenti sviluppi metodologici che ha portato alla definizione di uno spettro a pericolosità uniforme; b) un approccio deterministico basato sull'individuazione di un terremoto di scenario, ricavato dalla disaggregazione della pericolosità, dalle storie sismiche al sito ricostruite da dati macrosismici e dalle registrazioni acquisite durante la recente sequenza sismica, che ha portato alla definizione di spettri ed accelerogrammi ricavati da relazioni di attenuazione del moto del terreno. Le diverse metodologie utilizzate sono descritte sinteticamente nel seguito.

10.1 Probabilismo sismotettonico con sorgenti individuali e dipendenza temporale

È stata elaborata una valutazione probabilistica di pericolosità per l'area aquilana utilizzando il modello di sorgenti noto con l'acronimo di LASSCI (*LAYERed Seismogenic Source Model for Central Italy*, Pace *et al.*, 2006) recentemente sottoposto a validazione nell'ambito delle iniziative internazionali dell'*earthquake forecasting* (<http://eu.cseptesting.org/>). Tale modello è stato parzialmente revisionato dal gruppo di lavoro, alla luce dei nuovi dati acquisiti con la sequenza sismica del 2009 e prevede 8 sorgenti individuali nell'intorno dell'area aquilana (Fig. 10.1). Le stime di pericolosità sono state effettuate col codice di calcolo SEISRISK-III (Bender e Perkins, 1987; La Forge, 1996), per una zona di circa 50 km intorno alla città de l'Aquila e in particolare per le sedi municipali dei quattro siti considerati rappresentativi.

La valutazione della pericolosità combina tre livelli di sorgenti (Pace *et al.*, 2006), rispettivamente le sorgenti individuali identificate con la proiezione in pianta delle faglie attive ("Box sismogenetiche"), le provincie

- Albarello D.
Università di Siena
- Boncio P.
Università di Chieti
- Galli P.
Dipartimento della Protezione Civile
- Messina P.
CNR-IGAG, Roma
- Pace B.
Università di Chieti
- Peruzza L.
INOGS, Trieste
- Sabetta F.
Dipartimento della Protezione Civile
- Sanò T.
Dipartimento della Protezione Civile
- Visini F.
Università di Chieti

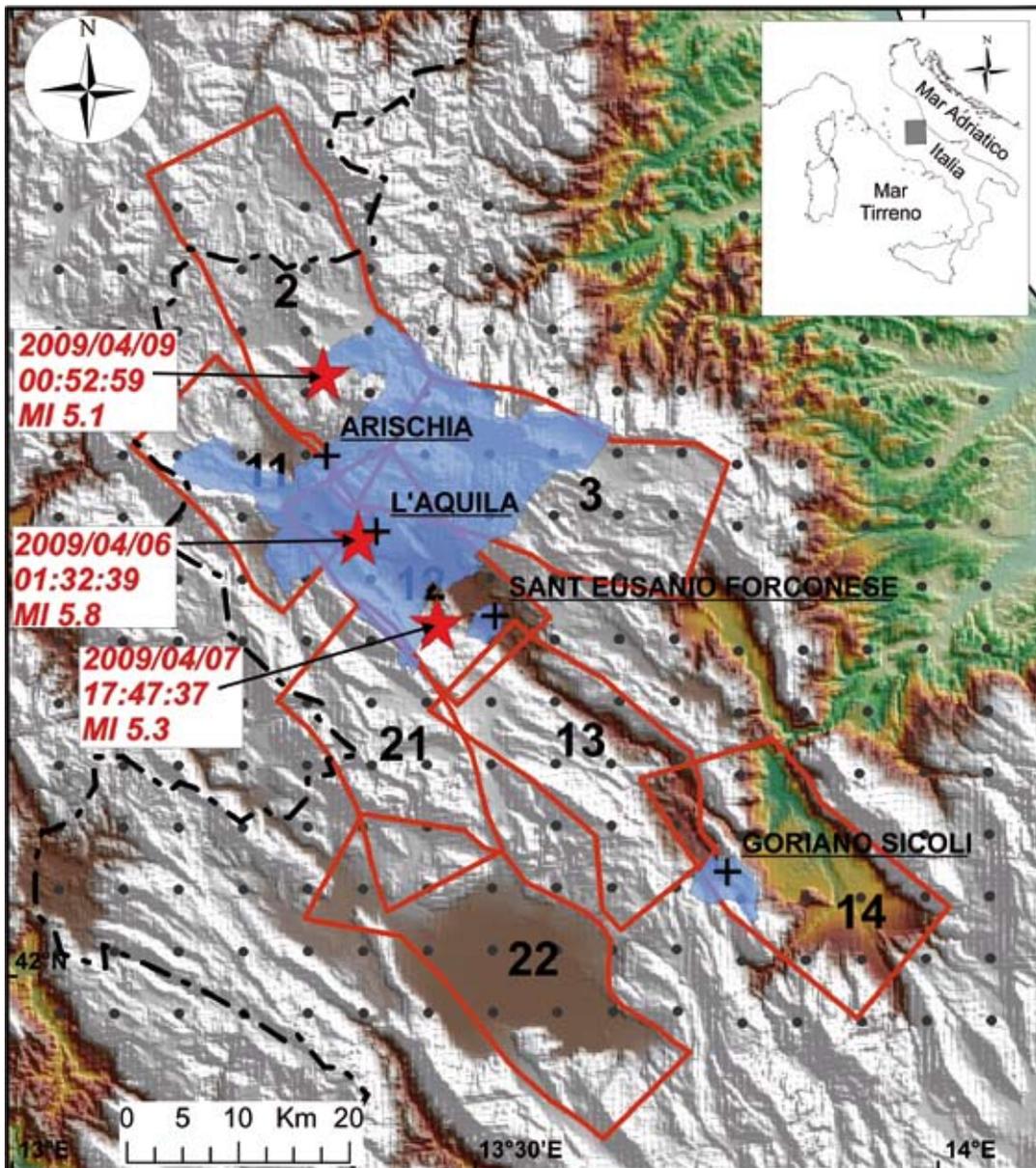
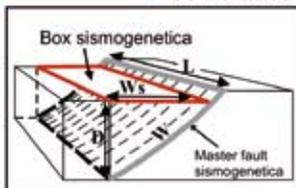


Fig. 10.1 → Località di interesse considerate rappresentative dell'area oggetto di studio e modello di sorgenti sismogenetiche di Pace *et al.* 2006 (geometrie e parametri associati sono stati modificati nell'ambito di questo lavoro).

2 Box sismogenetica con numero identificativo



Box sismogenetiche:

- 2-Gorzano
- 3-Gran Sasso
- 11-Pizzoli-Pettino
- 12-Paganica
- 13-Media V. Aterno
- 14-Sulmona
- 21-Campo Felice-Ovindoli
- 22- Fucino

+ Siti di interesse descritti nella relazione e limiti comunali

--- Limite Regione Abruzzo

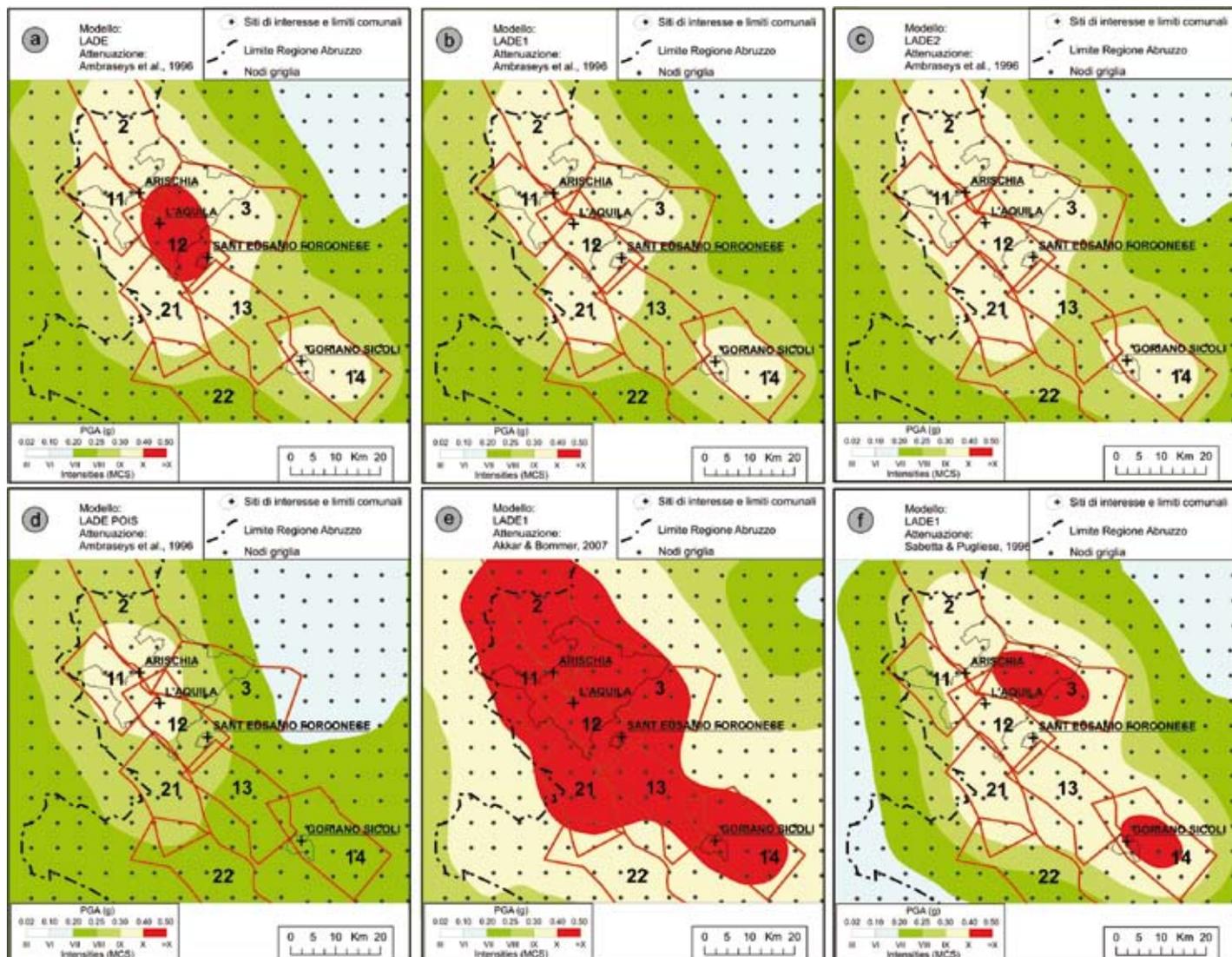
• Nodi griglia

Eventi principali della sequenza aquilana

★ 2009/04/06 anno/mese/giorno
01:32:39 UTC orario
MI 5.8 magnitudo locale

sismotettoniche a sismicità omogeneamente distribuita e stazionaria (nello specifico esse influenzano solo marginalmente i risultati, restando esterne all'area di indagine), e la sismicità di background (trattata mediante celle regolari di dimensione $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, parametrizzate mediante una G-R troncata a $M=5.3$, ottenuta dai dati strumentali entro 20 km dal centro della cella). Le sorgenti individuali sono prevalentemente modellate come sorgenti di tipo caratteristico (in cui il rilascio energetico avviene in un intervallo di magnitudo rappresentato tramite una distribuzione gaussiana), sulla base delle osservazioni storiche e strumentali disponibili, e sulle associazioni terremoti-struttura (vedi [tabella 10.2](#) in Pace *et al.*, 2006). Sono stati esplorati quattro diversi modelli di riferimento che spaziano dall'ipotesi più aderente ai principi della carta di pericolosità sismica a scala nazionale, all'applicazione integrale di un approccio *time-dependent* prima e dopo il terremoto del 6 aprile 2009, fino ad un'ipotesi intermedia cautelativa. In dettaglio i quattro modelli esplorati sono stati:

Fig. 10.2 → Carte di pericolosità sismica, in termini di PGA (g) al 90% di probabilità di non superamento in 50 anni (dal 2009), utilizzando il modello di sorgenti individuali revisionato dal gruppo di lavoro, e livelli di province sismotettoniche e background come in LASSCI (Pace *et al.*, 2006). a-d) sono rappresentate le quattro ipotesi di dipendenza temporale descritte nel testo, con l'utilizzo della relazione di attenuazione di Ambraseys *et al.*, 1996; e-f) modello LADE1 rispettivamente con AMB09 e SP96. La conversione PGA - Intensità macro-sismica riportata nella legenda è puramente orientativa.



1. **POIS:** tutte le sorgenti individuali sono trattate nell'ipotesi stazionaria "poissoniana"; è questa l'ipotesi più vicina ai principi della normativa, pur con la sensibile differenza di considerare sorgenti individuali (box) al posto dell'ampia zonazione proposta da ZS9 (Gruppo di Lavoro MPS, 2004).
2. **LADE (LAYERED DESIGN EARTHQUAKE):** viene introdotta la dipendenza temporale utilizzando un modello renewal, con una distribuzione *Brownian Passage Time* (BPT) condizionata al tempo trascorso dall'ultimo evento caratteristico; il modello è retrospettivamente applicato alla data del 30 marzo 2009, rappresentando pertanto la sorgente 12-Paganica prima dell'evento del 6 Aprile 2009.
3. **LADE1:** le assunzioni sono le medesime di LADE, ma viene azzerato il tempo trascorso dall'ultimo evento sulla sorgente 12-Paganica per l'accadimento dell'evento del 6 Aprile; la sorgente 12-Paganica risulta pertanto "spenta".
4. **LADE2:** ipotesi cautelativa, con le sorgenti attivate storicamente in tempi relativamente brevi (11-Pizzoli-Pettino, 12-Paganica e 22-Fucino) trattate come "poissoniane" e le altre trattate come *time-dependent*.

In **figura 10.2** sono riportati i valori di PGA (g) attesi (90% di probabilità di non superamento in 50 anni), ottenuti con i diversi modelli e varie relazioni di attenuazione (in **figura 10.2a-d** tutti i modelli, con Ambraseys *et al.*, 1996 per un più immediato confronto con l'elaborato della normativa del Gruppo di Lavoro MPS, 2004; **figura 10.2e-f** modello LADE1, rispettivamente con Akkar e Bommer, 2007 e Sabetta e Pugliese, 1996). I valori ottenuti ai 4 siti sono, per tutti i modelli, sensibilmente maggiori di quelli che si ricavano dalla mappa di pericolosità sismica a scala nazionale e più prossimi a quelli registrati per il terremoto dell'Aquila: variano fra 0.3 e 0.5 g per un periodo di ritorno di 475 anni. Il modello LADE1 è stato consensualmente individuato dal G.d.L. come riferimento per la definizione del moto sismico per fini di microzonazione.

Spettri a pericolosità uniforme (UHS). Sono stati realizzati utilizzando l'impianto complessivo dello studio di pericolosità e valutando l'effetto sulla forma spettrale della componente a basse magnitudo e distanze rappresentata dal livello di sorgenti di background. Gli spettri sono stati calcolati per un periodo di ritorno di 475 anni e con diverse relazioni di attenuazione. Dopo analisi di sensibilità e un esame accurato delle più recenti relazioni applicabili al caso aquilano (Douglas, 2008) si sono selezionate:

1. Sabetta e Pugliese, 1996 (SP96): basata sull'analisi di 95 accelerogrammi italiani relativi a 17 eventi con $4.6 \leq M \leq 6.8$ in funzione della distanza epicentrale (R_{epi}), fornisce il massimo delle due componenti orizzontali del moto ed è stata leggermente corretta per riportarla a condizioni di meccanismo di faglia normale secondo la metodologia di Bommer *et al.* (2003). Va sottolineato che tale relazione costituisce la base per della metodologia selezionata dal G.d.L. per la simulazione di accelerogrammi sintetici in funzione di M e R (Sabetta e Pugliese, 1996).
2. Akkar e Bommer, 2007 (AB07): basata sull'analisi di 532 accelerogrammi relativi a 132 eventi europei (più della metà italiani) con $5.0 \leq M_w \leq 7.6$. Utilizza la distanza "Joyner-Boore" (R_{jb}) corrispondente alla distanza dal punto più vicino della proiezione in superficie della faglia e fornisce valori riferiti alla media geometrica delle componenti orizzontali. Per applicare le opportune trasformazioni tra R_{jb} e R_{epi} e tra media geometrica e massimo delle due componenti orizzontali sono state utilizzate le metodologie descritte in Scherbaum *et al.* (2004) e Sabetta *et al.* (2005). La relazione applicata è riferita a condizioni di faglia normale e sito rigido.

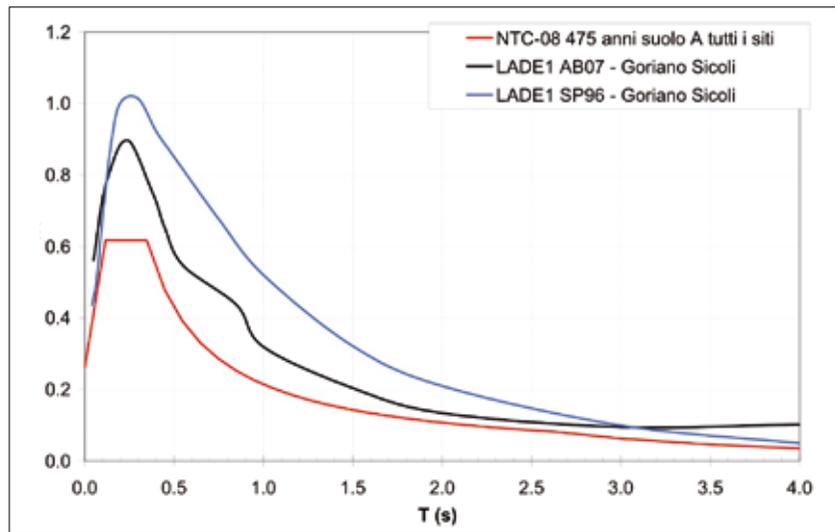


Fig. 10.3 → Spettri a pericolosità uniforme, ottenuti per il sito di Goriano Sicoli con due relazioni di attenuazione, a confronto con lo spettro previsto dalla normativa (praticamente identico nei 4 siti selezionati) per un periodo di ritorno di 475 anni.

Gli spettri UHS che si ottengono per i quattro siti selezionati sono quasi identici e vengono confrontati in [figura 10.3](#), per il sito di Goriano Sicoli, con lo spettro UHS della normativa NTC-08 (Decreto, 2008) calcolato in base ai parametri a_g , F_0 , T^*_c ottenuti dalle elaborazioni di pericolosità sismica del Gruppo di Lavoro MPS (<http://esse1.mi.ingv.it/d3.html>), anch'essi praticamente identici per i diversi siti. Si nota come, con entrambe le relazioni di attenuazione, gli spettri ricavati dal nuovo studio di pericolosità siano notevolmente superiori a quello previsto dalla normativa. Questo è essenzialmente dovuto all'uso di sorgenti più dettagliate e di dimensioni minori rispetto all'unica sorgente [923] della zonazione ZS9 e all'utilizzo di modelli dipendenti dal tempo non poissoniani.

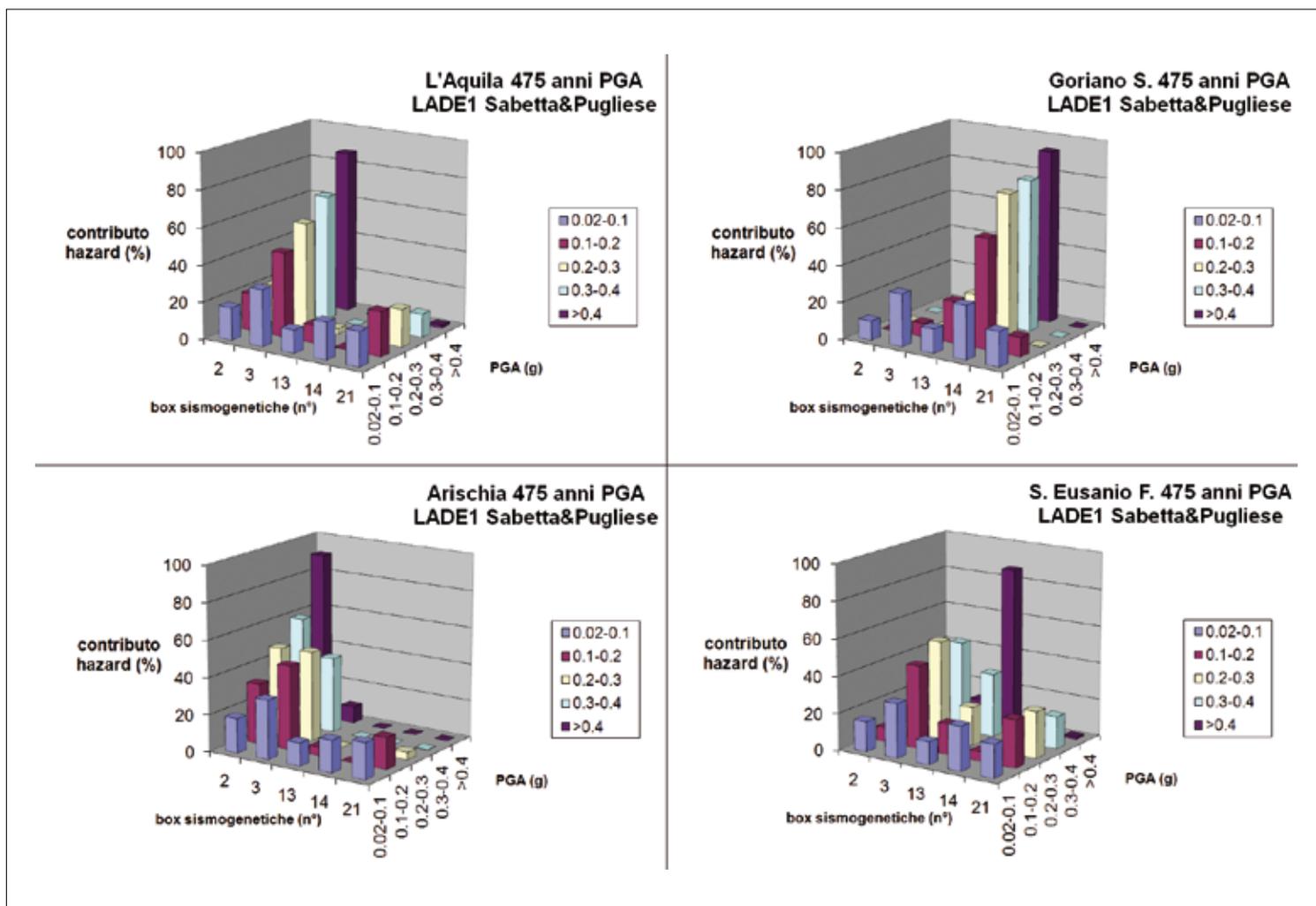
Effetto delle relazioni di attenuazione. Uno dei principali problemi legati alla scelta di una relazione di attenuazione è trovare l'accordo fra la definizione della distanza sito-sorgente specificata nella relazione e le distanze utilizzate dal codice di calcolo della pericolosità. La definizione geometrica delle sorgenti (2D o 3D), e il corretto utilizzo di una metrica comune sono di gran lunga i fattori che maggiormente influenzano i risultati di pericolosità in campo vicino. In particolare SEISRISKIII utilizza sorgenti estese bidimensionali o faglie rappresentate dalla traccia in superficie. Per le faglie normali in Appennino si è adottata la rappresentazione mediante la proiezione in superficie del piano di faglia presumibilmente attivo. Questa formulazione è in accordo con una distanza "geometrica" in buona approssimazione pari a quella epicentrale. In AB07 viene utilizzata, come già detto la distanza "Joyner-Boore" mentre in SP96 viene utilizzata la distanza epicentrale e non vi è necessità di alcuna correzione.

Un altro elemento cruciale è l'incertezza associata alla relazione di attenuazione: i modelli più recenti, come AB07, hanno introdotto una deviazione standard (SD) dipendente dalla magnitudo. L'applicazione di modelli così sofisticati non è peraltro di facile applicazione nell'impianto di calcolo di SEISRISKIII ed inoltre esistono in letteratura opinioni discordanti, sull'utilizzo di $SD=f(M)$. Le oscillazioni visibili in [figura 10.3](#) nella curva riferita ad AB07, sono appunto dovute all'effetto suddetto. Inoltre si nota come AB07 presenti dei problemi a periodi maggiori di 3 secondi, dove i valori spettrali si mantengono costanti invece di continuare a decrescere come $1/T^2$.

In conclusione, per i motivi suddetti, si è optato, sia nell'approccio probabilistico che in quello deterministico, per la scelta di SP96 come relazione di attenuazione.

Disaggregazione. Le analisi di disaggregazione sono state effettuate solo sul livello di sorgenti delle box (faglie individuali). Le sorgenti che dominano la pericolosità dei vari siti sono molto diversificate nelle quattro ipotesi modellistiche precedentemente descritte; la scelta della relazione di attenuazione risulta di relativo impatto nel peso delle sorgenti, mentre controlla invece i valori assoluti di scuotimento atteso. Le sorgenti che forniscono il contributo principale alla pericolosità dei quattro siti selezionati, relativamente al modello LADE1 e alle classi di PGA più elevate, sono: per il sito de L'Aquila la sorgente 3-Gran Sasso; per il sito Arischia la sorgente 2-Gorzano; per Goriano Sicoli la sorgente 14-Sulmona; per Sant'Eusanio Forconese la sorgente 13-Media Valle dell'Aterno. Sono tutte sorgenti il cui terremoto caratteristico è stimato di $M \sim 6.6-6.7$. Stimare la distanza sito-sorgente significa anche implicitamente definire una posizione di nucleazione della rottura sul piano di faglia: è questo un elemento particolarmente importante qualora la dimensione areale della sorgente sia dello stesso ordine di grandezza della distanza dal sito in analisi. In **figura 10.4** sono rappresentati risultati della disaggregazione in termini di contributo percentuale delle sorgenti mentre in **Tabella 10.1** sono riportate le coppie magnitudo/distanza epicentrale dei terremoti con più alto contributo percentuale alla pericolosità dei 4 siti oggetto di studio.

Fig. 10.4 → Disaggregazione con modello LADE1 per i 4 siti. Percentuale di partecipazione all'hazard per classi di PGA delle diverse sorgenti individuali modellate con la relazione di attenuazione proposta in Sabetta e Pugliese (1996).



SITO	CLASSI DI PGA	SORGENTI	CONTRIBUTO HAZARD (%)	MW	RJB(KM)	RJB-IPO (KM)	RCF (KM)	RCF-IPO (KM)	REPI* (KM)
L'AQUILA	0.30-0.38	Gran sasso	> 65	6.7	2	15.1	12.6	19.6	9.1
L'AQUILA	0.40-0.60	Gran sasso	> 85	6.7	2	15.1	12.6	19.6	9.1
ARISCHIA	0.30-0.38	Gorzano	> 55	6.7	0	15.0	12.5	19.5	4.9
ARISCHIA	0.40-0.60	Gorzano	> 90	6.7	0	15.0	12.5	19.5	4.9
SANT'EUSANIO FORCONESE	0.30-0.38	Gran Sasso	> 45	6.7	1.6	1.8	17.5	23.0	8.7
SANT'EUSANIO FORCONESE	0.40-0.60	M.V.Aterno	> 85	6.7	1.6	1.8	17.5	23.0	8.7
GORIANO SICOLI	0.30-0.38	Sulmona	> 80	6.6	0	12.4	3.5	15.4	6.3
GORIANO SICOLI	0.40-0.60	Sulmona	> 90	6.6	0	12.4	3.5	15.4	6.3

10.2 Analisi statistico-probabilistica delle storie sismiche al sito da dati macrosismici

A partire da una analisi di tipo statistico dei dati macrosismici disponibili per le località di interesse, sono state identificate le coppie magnitudo distanza più rappresentative per la pericolosità sismica delle quattro località selezionate. Nella prima fase dell'indagine, per ciascuna località è stato determinato il valore I_{ref} di intensità macrosismica (MCS) caratterizzato da una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni. A tale scopo, è stato utilizzato un approccio statistico/probabilistico basato sull'assunzione che il processo sismogenetico possa essere considerato stazionario alla scala dei tempi di interesse e che la storia sismica passata sia rappresentativa di quella attesa nel prossimo futuro (Albarello e Mucciarelli, 2002; D'Amico e Albarello, 2008). Sono state impiegate tutte le informazioni macrosismiche disponibili relativamente alle località di interesse, combinate con dati epicentrali, tenendo conto del diverso livello di incertezza e completezza del catalogo considerato. Applicando questo approccio ai dati di intensità documentati nei siti scelti (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>) e ai dati epicentrali ad essi associati (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>) relativi all'intervallo 1000-2002, sono stati valutati i valori di I_{ref} per le quattro località sopra considerate (IX MCS per Arischia, L'Aquila e S.Eusanio Forconese e VIII MCS per Goriano Sicoli). A partire da questi risultati, è stato possibile associare a ciascun evento documentato un fattore "peso" proporzionale al ruolo svolto nella determinazione della pericolosità sismica locale. Questi pesi sono stati riassetati per ciascuna località in funzione dei valori di distanza epicentrale e magnitudo dedotti dal catalogo di riferimento CPTI04. Sono state quindi costruite delle tabelle di disaggregazione per ciascuna località ed individuate le coppie magnitudo/distanza più rilevanti per la determinazione della pericolosità locale. I dati ottenuti sono del tutto analoghi a quelli ricavati dallo studio di pericolosità descritto nel paragrafo precedente e identificano come più rappresentativi eventi di magnitudo compresa fra 6 e 7 con distanze epicentrali che variano da qualche km a qualche decina di km. In particolare le coppie magnitudo-distanza epicentrale ottenute cautelativamente considerando per ogni località il limite inferiore della classe di distanza e il limite superiore della classe di magnitudo sono riportate in **tabella 10.2**.

Tabella 10.1 → Coppie magnitudo distanza, per il modello LADE 1, dei terremoti con più alto contributo percentuale alla pericolosità dei 4 siti di indagine per 2 differenti classi di PGA, corrispondenti ad intensità MCS maggiori del IX grado (conversione indicativa tratta da letteratura). Legenda: Mw= magnitudo momento calcolata in base alla geometria della sorgente e ai terremoti osservati; Rjb= Distanza Joiner & Boore, dal sito al punto più vicino della proiezione in pianta della faglia; Rjb-ipo= distanza dal sito all'ipocentro più vicino; Rcf= distanza dal sito alla proiezione in superficie del centro della parte più profonda della faglia; Rcf-ipo= distanza dal sito al centro della parte più profonda della faglia; Repi*= distanza calcolata utilizzando conversioni geometriche (Scherbaum *et al.*, 2004).

Tabella 10.2 → Coppie magnitudo distanza epicentrale ottenute dall'analisi delle storie sismiche al sito ricostruite da dati macrosismici.

	MW	REPI (KM)
ARISCHIA	7.0	10
L'AQUILA	6.5	10
SANT'EUSANIO FORCONESE	6.5	5
GORIANO SICOLI	6.5	10

10.3 Registrosioni della scossa principale del 6 aprile e definizione di un moto sismico compatibile

È stato fatto uno studio per determinare il moto sismico di riferimento su roccia affiorante compatibile con le registrosioni della scossa principale all'Aquila del 6-4-2009. È stata utilizzata la registrosione della stazione 'Centro valle', denominata AQV, perché è l'unica stazione su un terreno di cui si conosce sia il profilo stratigrafico, sia quello delle velocità delle onde di taglio (V_s). Su di essa è stato registrato un picco di accelerazione pari a 0.6 g. L'analisi di deconvoluzione per passare dal moto in superficie a quello sulla roccia rigida affiorante è stata effettuata con uno schema 1D mediante il programma di calcolo SHAKE (Schnabel, 1972). I risultati sono riportati in [figura 10.5](#) e mostrano che, a bassi periodi, il moto non solo non è stato amplificato dal terreno più soffice ma è stato leggermente de-amplificato (confrontando la curva in colore viola con quella in rosso si passa, a 0.1 secondi dove è il picco massimo, da circa 1900 gal a circa 1770). A periodi più lunghi invece si rileva l'amplificazione del terreno soffice. Tale risultato è la conseguenza di due effetti contrastanti: il primo di amplificazione dovuta alla presenza del terreno soffice ed il secondo alla deamplificazione per effetto della non linearità evidenziata dall'alto livello di eccitazione.

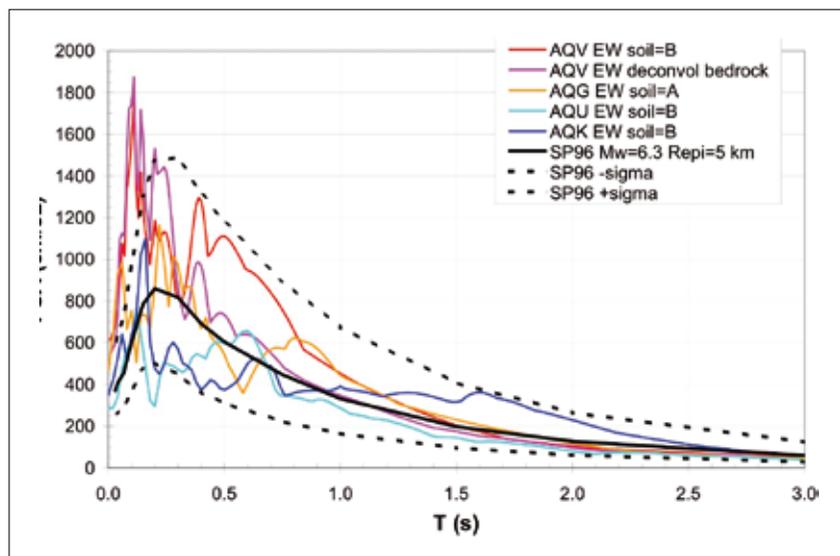


Fig. 10.5 → Spettri di pseudo-accelerazione al 5% di smorzamento registrati nelle stazioni più vicine all'epicentro. In figura è riportato anche lo spettro (curva viola) "deconvolto al bedrock" della stazione AQV e lo spettro che si ottiene, per magnitudo e distanze equivalenti, dalla relazione di attenuazione Sabetta e Pugliese 1996, insieme ai limiti di confidenza di ± 1 deviazione standard (curve tratteggiate).

Il risultato dell'analisi di deconvoluzione è stato confermato da successive analisi di amplificazione locale, effettuate con indicazioni di prima approssimazione sulle caratteristiche delle stazioni AQK ed AQU nel centro della città, che sono su uno strato di "megabrecce" dello spessore di qualche decina di metri, che sovrasta dei sedimenti lacustri, limosi e sabbiosi di 100-150 metri circa. Utilizzando come input il moto deconvolto precedentemente calcolato, i risultati mostrano una drastica riduzione del moto per l'evidente l'effetto filtrante dello strato profondo di limi, approssimando e giustificando in tal maniera i relativamente bassi valori registrati in tali stazioni. In [figura 10.5](#) sono riportati anche gli spettri delle altre stazioni più vicine all'epicentro, situate all'interno della proiezione in superficie della geometria della faglia (distanza $R_{jb}=0$), che mostrano tutte valori di accelerazione particolarmente elevati a brevi periodi (nel caso di AQV si arriva a un picco di circa 1.8 g che è superiore anche allo spettro della normativa NTC-08 per suolo B a 2475 anni). Da rilevare anche come lo

spettro ottenuto, per $M_w=6.3$ e $Repi=5$ km, dalla relazione di attenuazione SP99 inclusa all'interno dei limiti di confidenza di ± 1 deviazione standard gli spettri registrati, ad eccezione dei brevissimi periodi. In merito all'utilizzo delle registrazioni della scossa principale del 6 aprile vanno tuttavia fatte le seguenti considerazioni:

- è più appropriato basarsi su statistiche più ampie, quali quelle ricavabili da valutazioni probabilistiche della pericolosità o da relazioni di attenuazione mediate su centinaia di registrazioni, che non su di un singolo terremoto;
- le registrazioni in *near-field* e in particolare quelle della valle dell'Aterno risentono pesantemente di effetti di sorgente che invece non si rilevano negli *aftershocks* successivi della sequenza aquilana;
- gli accelerogrammi sono caratterizzati da valori di accelerazione molto elevati solo ad alta frequenza e da una durata della "fase forte" molto breve (2-4 secondi) che ha evitato un danneggiamento più grave, quale quello che si sarebbe avuto se livelli di accelerazione superiori a 0,4-0,6 g si fossero mantenuti per molti cicli.

10.4 Selezione del moto input da utilizzare nelle simulazioni numeriche per la microzonazione sismica

In base alle considerazioni esposte in precedenza, il G.d.L. ha consensualmente individuato, come input da utilizzare nelle simulazioni numeriche per la microzonazione sismica, tre diversi spettri riportati in **figura 10.6**:

1. Spettro UHS della normativa NTC-08 (Decreto, 2008) calcolato in base ai parametri a_g , F_0 , T_c^* che risultano uguali per i 4 siti considerati rappresentativi delle aree oggetto di studio.
2. Spettro deterministico ottenuto dalla relazione di attenuazione SP96, per una coppia di magnitudo e distanza ($M_w=6.7$, $Repi=10$ km) ricavata dalle analisi di disaggregazione descritte ai paragrafi 1 e 2. Anche in questo caso (Tabelle 1 e 2) non si rilevano differenze significative per i siti oggetto di studio.
3. Spettro UHS ottenuto in base all'analisi di pericolosità descritta al paragrafo 1, con il modello LADE1 e l'attenuazione SP96, per il sito di Goriano Sicoli (ancora una volta non si rilevano differenze significative negli spettri probabilistici ottenuti per i 4 siti oggetto di studio).

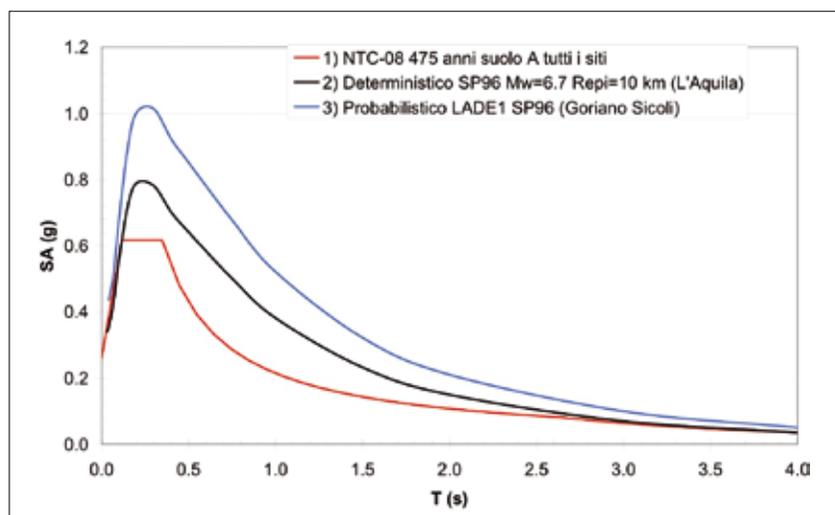


Fig. 10.6 → Spettri selezionati per l'input sismico ai fini della microzonazione nell'area aquilana.

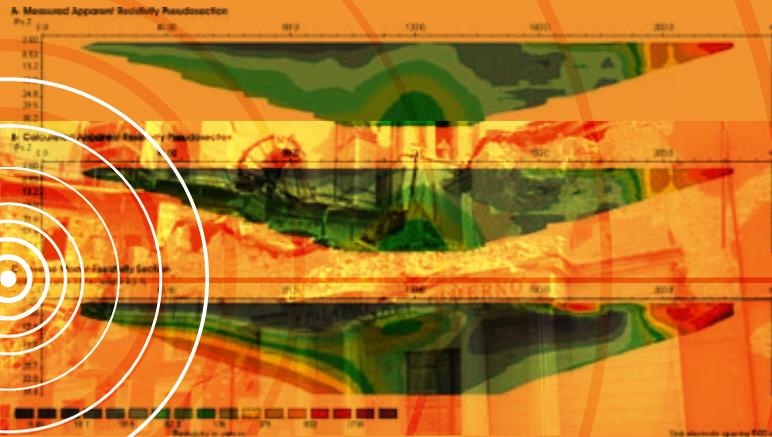
Bibliografia

- Albarello D. e M. Mucciarelli (2002). Seismic hazard estimates using ill-defined macroseismic data at site, *Pure Appl. Geophys.* 159, 1289-1304.
- Akkar S. and J.J. Bommer (2007). Prediction of elastic displacement response spectra in Europe and the Middle East, *Earthq. Eng. Struct.Dyn.* 36, 1275–1301
- Ambraseys, N.N., K.A. Simpson & J.J. Bommer (1996). The prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics* 25, 371-400.
- Bender B. and D.M. Perkins (1987) – Seisrisk III: A computer program for seismic hazard estimation. U.S. Geological Survey Bulletin, n.1772, 48
- Bommer JJ, Douglas J, Strasser F. (2003) Style-of-faulting in ground-motion prediction equations. *Bulletin of Earthquake Engineering*; 1(2): 171-203.
- Campbell K. W. and Y. Bozorgnia (2008). NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s. *Earthquake Spectra* Volume 24, Issue 1, pp. 139-171
- D'Amico V., and D. Albarello (2008) – SASHA: a computer program to assess seismic hazard from intensity data. *Seism. Res. Lett.*, 79, 5, 633-671
- Decreto (2008). “Approvazione delle norme tecniche per le costruzioni”, *Gazzetta Ufficiale*, n. 29 del 4.2.2008.
- Douglas, J. (2008). Further errata of and additions to ‘Ground motion estimation equations 1964–2003’. Research report BRGM/RP-56187-FR (Grenoble June 2008)
- Gruppo di Lavoro MPS (2004): Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall’Ordinanza PCM 3274 del 30 marzo 2003, Rapporto conclusivo per il Dipartimento di Protezione Civile, INGV, Editor,Milano-Roma.
- LaForge R. (1996): Implementation of SEISRISK III, USGS, Colorado, Boulder, Open File.
- Mucciarelli M., Spinelli A., Pacor F. (2004). Un programma per la generazione di accelerogrammi sintetici “fisici” adeguati alla nuova normativa. 11° Congresso Nazionale l’Ingegneria Sismica in Italia, Genova 25-29 gennaio 2004.
- Pace B., Boncio P, Brozzetti F., Lavecchia G. and Visini F. (2008) – From regional seismic hazard to scenario earthquake for seismic microzoning. A new methodological approach for the Celano project. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 28, 866-874
- Pace B., Peruzza L., Lavecchia G. and Boncio P. (2006) – Layered Seismogenic Source Model and Probabilistic Seismic-Hazard Analyses in Central Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 107-132
- Sabetta F., Lucantoni A., Bommer J. and H. Bungum (2005) – Sensitivity of PSHA results to ground motion prediction relations and logic-tree weights, *Soil Dyn. & Earthquake Engineering* Vol.25/4, 317-329
- Sabetta, F. and A. Pugliese (1996). Estimation of response spectra and simulation of non-stationary earthquake ground motions. *Bulletin of Seismological Society of America*, 86(2), 337-352
- Schnabel B., Lysmer J. and H.B. Seed (1972) – SHAKE- A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. EERC Report No 72-12 .
- Scherbaum F, Schmedes J, Cotton F. (2004). On the conversion of source-to-site distance measures for extended earthquake source models. *Bull. Seism. Soc. Am.*; 94 (3): 1053-1069.

MODO SUPERIORE

MODO FONDAMENTALE

ALIASING SPAZIALE



$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

$$\phi_{ij}(\nu, r_{ij}) = \sum_{n=1}^M \frac{P_n(\nu)}{P(\nu)} J_0 \left(\frac{2\pi\nu}{c_n(\nu)} r_{ij} \right)$$

$$\phi_{ij}(\nu) = \frac{\text{Re}[F_i(\nu)F_j^*(\nu)]}{\sqrt{[F_i(\nu)F_i^*(\nu)][F_j(\nu)F_j^*(\nu)]}}$$

$$\phi_{ij}(\nu) = \frac{\int_0^T u_i(\nu, t)u_j(\nu, t)dt}{\sqrt{\left[\int_0^T u_i^2(\nu, t)dt \right] \left[\int_0^T u_j^2(\nu, t)dt \right]}}$$

$$\phi_{ij}(\nu, r_{ij}) = J_0 \left(\frac{2\pi\nu}{c(\nu)} r_{ij} \right) \sqrt{\left[\int_0^T u_i^2(\nu, t)dt \right] \left[\int_0^T u_j^2(\nu, t)dt \right]}$$

GLI STUDI
DI MICROZONAZIONE
SISMICA

PARTE II

1 GENERALITÀ

- Naso G.
Dipartimento della Protezione Civile

Gli studi di MS sono uno strumento conoscitivo dalle diverse potenzialità, che ha costi differenti in funzione del livello di approfondimento che si vuole raggiungere:

- il livello 1 è un livello propedeutico ai veri e propri studi di MS, in quanto consiste in una raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee
- il livello 2 introduce l'elemento quantitativo associato alle zone omogenee, utilizzando ulteriori e mirate indagini, ove necessarie, e definisce una vera carta di MS
- il livello 3 restituisce una carta di MS con le zone omogenee caratterizzate da parametri numerici e con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Come già scritto nel capitolo introduttivo, le modalità tecniche di esecuzione e di applicazione della MS sul territorio italiano sono definite dagli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica" (Gruppo di lavoro MS, 2008).

Molto sinteticamente la metodologia operativa per raggiungere gli obiettivi del livello 3 (livello di approfondimento della MS della conca aquilana) prevede tre fasi di lavoro:

- 1) definizione di un modello del sottosuolo
- 2) definizione di eventi di riferimento per simulazioni numeriche
- 3) simulazioni numeriche attraverso codici dedicati

1.1 Il modello del sottosuolo

Il modello del sottosuolo è una rappresentazione tridimensionale approssimata di una porzione di sottosuolo, nella quale devono essere distinguibili gli elementi qualitativi e quantitativi necessari per il suo impiego nelle valutazioni funzionali alla specifica applicazione. Metodologicamente è il risultato di un processo interattivo e iterativo di trattamento di dati provenienti da diverse fonti informative, riconducibili a specifiche aree disciplinari: geologia, geofisica e geotecnica. L'interazione delle competenze nell'analisi delle problematiche, nell'interpretazione dei dati e nell'identificazione del modello, unitamente all'iterazione delle procedure selezionate per la verifica della sua coerenza e per la stima dei suoi parametri, sono aspetti metodologici fondamentali per la costruzione di un oggetto, nel quale le diverse conoscenze risultino integrate in maniera funzionale all'applicazione. A un oggetto così concepito, che è cosa ben diversa da un modello ottenuto sommando o semplicemente sovrapponendo, a posteriori, i singoli modelli tematici, è attribuito il significato di modello integrato del sottosuolo.

Il processo di integrazione per realizzare il modello del sottosuolo deve iniziare dalla definizione chiara dei prodotti attesi, passare per l'individuazione delle informazioni che devono costituire la banca dati, e continuare con le elaborazioni, coinvolgendo progressivamente tutte le competenze necessarie. In questo senso, l'integrazione è da considerare un'attività iterativa, che continua fino alla realizzazione del prodotto atteso.

L'iterazione del processo di costruzione del modello consiste nel partire da una ricostruzione geologica preliminare per la ricostruzione dell'andamento nello spazio e l'evoluzione nel tempo di corpi geologici omogenei, nella quale progressivamente si inseriscono dati provenienti da altri tipi d'indagine, con il conseguente aggiornamento, in termini sia di informazioni, sia di geometria dei corpi omogenei del modello iniziale.

Le finalità degli studi condizionano la scelta delle indagini per l'acquisizione dei dati di base (fonti informative), le metodologie di analisi, il tipo dei risultati attesi e in definitiva le scelte per la costruzione del modello del sottosuolo.

In estrema sintesi, il processo è indirizzato e finalizzato alla definizione del minimo numero di parametri necessari a fornire una ricostruzione di Unità Omogenee (UO). Si denominano UO le unità caratterizzate da valori simili dei parametri rilevanti ai fini dello studio. Il processo prevede di passare da unità strettamente litologiche a unità caratterizzate da parametri geotecnici e geofisici (UO).

In particolare, si devono definire per le diverse UO:

- le geometrie e i limiti superiori, laterali e inferiori; in particolare, è importante stabilire il rapporto stratigrafico tra le UO dei terreni di copertura e quelle del *bedrock*, per definire l'andamento morfologico del tetto del *bedrock* sepolto;
- l'assetto strutturale (descrizione quantitativa della distribuzione spaziale delle discontinuità) degli ammassi rocciosi ed eventualmente delle formazioni argillose fortemente sovraconsolidate;
- le proprietà fisiche e meccaniche a cui vengono associate leggi di variazione e valutazioni di incertezza;
- la posizione delle falde acquifere e le loro eventuali oscillazioni, con definizione delle condizioni idrodinamiche e di pressione interstiziale (Cavinato *et al.*, 2008).

I dati geologici

Il processo di costruzione del modello del sottosuolo deve necessariamente partire dalla ricostruzione dell'assetto geologico-geomorfologico e strutturale dell'area indagata. I processi elaborativi che generano i modelli del sottosuolo, infatti, fanno uso dell'informazione geologica di base, che per tale motivo deve essere resa fruibile nella maniera più completa e parametrica possibile. A tal fine, l'informazione geologica deve essere necessariamente tradotta in un modello geologico, i cui contenuti non sono in assoluto dipendenti dalla problematica affrontata.

L'insieme dei dati geologici finalizzati a definire modelli del sottosuolo, in particolare quelli inerenti alla MS, devono consentire di:

- distinguere il *bedrock* dai terreni di copertura;
- definire le loro geometrie (spessori dei terreni di copertura/profondità *bedrock*);
- caratterizzare lo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi;
- individuare le aree suscettibili di cedimenti differenziali (terreni a contatto con diversa deformabilità)
- individuare le aree suscettibili di liquefazione sismoindotta;
- individuare, nei terreni di copertura, le aree soggette a fenomeni di instabilità dei versanti;
- individuare le criticità geomorfologiche.

Ai dati di superficie si devono aggiungere i dati prelevati in profondità con le indagini geognostiche:

- successioni litostratigrafiche;
- contatto *bedrock-terreni* di copertura;
- frequenza e giacitura delle discontinuità.

I dati geotecnici

Un passo fondamentale nel processo di costruzione del modello di sottosuolo è la caratterizzazione geotecnica che porta all'individuazione delle unità geotecniche. Con questo nome si intende una porzione di sottosuolo all'interno della quale le variazioni delle proprietà geotecniche siano contenute in ambiti relativamente ristretti nei riguardi del problema in esame o siano semplicemente derivanti dallo stato tensionale originario.

Le proprietà geotecniche possono suddividersi convenzionalmente in due categorie: proprietà indice e stato tensionale (caratteristiche fisiche, granulometriche e di plasticità) e proprietà meccaniche.

Le proprietà indice identificano le caratteristiche intrinseche del terreno/roccia, mentre i parametri fisici caratterizzano lo stato del terreno in condizioni originarie e dopo variazioni indotte da azioni esterne. La loro determinazione è di notevole interesse nella definizione delle unità geotecniche, ad esempio attraverso la costruzione di log delle proprietà indice con la profondità. Inoltre, poiché esistono correlazioni tra proprietà indice e meccaniche, le proprietà indice possono essere utilizzate per dedurre valori di primo tentativo dei parametri meccanici in mancanza di determinazioni dirette (ad esempio coefficiente di compressibilità, resistenza al taglio residua, angolo di resistenza al taglio).

Le proprietà meccaniche governano la risposta dei terreni e delle rocce alle azioni ad essi applicate. Esse vengono ricavate per via sperimentale, tramite indagini in sito ed in laboratorio, misurando la risposta meccanica del terreno e della roccia in condizioni generalmente semplificate. A loro volta, in dipendenza della frequenza della sollecitazione, le proprietà meccaniche possono essere suddivise convenzionalmente in "statiche" (risposta a carichi applicati lentamente nel tempo) e "dinamiche" (risposta ad azioni cicliche e dinamiche). I parametri meccanici da valutare dipendono dal legame costitutivo adottato per descrivere il comportamento meccanico dei terreni e delle rocce.

I dati geofisici

Occorre innanzi tutto operare una distinzione tra i dati geofisici di base, ovvero quelli che costituiscono la misura di campo, diretta o indiretta (forme d'onda e/o spettri corrispondenti, primi arrivi, profili di resistività apparente, ecc.) e i dati geofisici di modello, ovvero l'insieme dei parametri geofisici di modello che costituiscono il contributo della geofisica alla costruzione del modello del sottosuolo. Si sottolinea ancora che tali parametri sono ottenuti per via diretta o con un processo d'inversione dei dati geofisici di base acquisiti in campo.

Il contributo della geofisica risulta essere indispensabile allo studio e valutazione dei seguenti effetti:

- amplificazioni locali
- instabilità di versante
- cedimenti differenziali
- valutazione delle faglie attive e capaci.

Tra tutti i parametri la velocità delle onde S risulta essere il più importante in quanto costituisce il parametro sensibile rispetto agli effetti di amplificazione sismica locale. La sua conoscenza, infatti, consente stime di prima approssimazione dell'amplificazione mediante approcci semplificati oltre che valutazioni più rigorose mediante approcci numerici. Il diverso grado di risoluzione della stima di tale parametro può corrispondere a un diverso grado di approfondimento dello studio di MS.

1.2 Eventi di riferimento

Nella modellazione degli effetti locali il moto di riferimento è in genere riferito a condizioni di suolo rigido affiorante e in assenza di effetti topografici, come è ad esempio, nel caso dei risultati degli studi di pericolosità di base. Alcuni algoritmi sono in grado di utilizzare questo moto direttamente, mentre altri hanno bisogno che tale moto sia riportato alla base del modello, ossia all'interfaccia *bedrock*-terreni di copertura. Con il termine moto di riferimento si intenderà il moto in superficie (di riferimento), dando per scontato che esso sia propriamente utilizzato nel modello di analisi.

L'ampiezza e il contenuto in frequenza del moto di riferimento dipendono da:

- caratteristiche del meccanismo della sorgente sismica (es. tipo e lunghezza della faglia);
- magnitudo;
- caratteristiche fisico-meccaniche della traiettoria sorgente-sito percorsa dalle onde sismiche.

In generale i periodi fondamentali e la durata del moto aumentano all'aumentare del contenuto energetico e della distanza epicentrale, mentre l'ampiezza massima diminuisce allontanandosi dalla sorgente per effetto dell'attenuazione geometrica (espansione del fronte d'onda) e di quella anelastica (energia dispersa per smorzamento interno del mezzo di propagazione).

Il moto di input che si utilizza nelle analisi numeriche può essere espresso sia sotto forma di accelerogramma, sia di spettro di risposta elastico (per ulteriori dettagli PARTE I, CAP. 10).

1.3 Simulazioni numeriche

Negli studi di MS l'impiego di modelli di calcolo ha lo scopo di simulare il processo di propagazione delle onde sismiche attraverso il substrato ed i depositi superficiali. La formulazione di modelli fisico-matematici intesi a rappresentare l'effettiva complessità del fenomeno e la loro risoluzione presenta notevoli difficoltà. Ad eccezione di un numero molto limitato di situazioni semplici l'approccio fisico-matematico non conduce a soluzioni in forma chiusa, cioè per via integralmente analitica, pertanto in generale è necessario fare ricorso a procedimenti numerici più o meno complessi, spesso con approcci basati su processi di discretizzazione del continuo.

Sono disponibili molti codici di calcolo per eseguire modellazioni numeriche ai fini della valutazione della risposta sismica locale. L'analisi che simula la propagazione delle onde sismiche nei terreni dalla sottostante formazione rocciosa di base fino alla superficie, ha il vantaggio di considerare il vero fenomeno fisico e, quindi, di aumentare il grado di accuratezza nella previsione dell'amplificazione. Tali codici di calcolo differiscono per l'algoritmo di calcolo utilizzato e per le condizioni e le ipotesi semplificative considerate.

È di fondamentale importanza la scelta del codice di calcolo da utilizzare, in funzione della tipologia del sito da analizzare e delle conoscenze a disposizione (struttura e rapporti geometrici, proprietà dei materiali ed input sismico). Un giusto equilibrio tra il grado di approfondimento delle analisi di pericolosità e delle indagini geologiche e geologico-tecniche e il tipo di modellazione utilizzata è fondamentale per ottenere una giusta e coerente affidabilità dei risultati della valutazione della risposta sismica locale.

I codici di calcolo possono operare in tensioni totali o tensioni efficaci, utilizzando modelli lineari equivalenti o non lineari e si distinguono in monodimensionali, bidimensionali e tridimensionali (per ulteriori dettagli vedi PARTE I, CAP. 4).

2 INDAGINI GEOFISICHE: METODOLOGIE UTILIZZATE NELL'AREA AQUILANA

2.1 Accelerometria e velocimetria

(Milana G.)

I dati sismologici relativi a registrazioni di eventi sismici possono essere utilizzati per la valutazione della risposta sismica locale in siti ubicati su terreni alluvionali. La tecnica più utilizzata per questo scopo è la tecnica dei rapporti spettrali rispetto ad un sito di riferimento (SSR). Tale approccio si basa sulla ipotesi che lo spettro di un segnale sismico sia formato dal contributo di un termine di sorgente $G(f)$, uno di propagazione $P(f)$ ed uno di sito $S(f)$:

$$A(f) = G(f) \cdot P(f) \cdot S(f)$$

Valutare gli effetti di sito a partire da una registrazione significa calcolare il termine di sito $S(f)$ separandolo dagli altri termini. Visto che la radiazione della sorgente sismica dipende dall'angolo sorgente-ricevitore e da come si evolve la rottura lungo un piano di faglia esteso, per avere lo stesso contributo di sorgente $G(f)$ a due siti diversi di registrazione sarà necessario che entrambi i siti vedano la sorgente sotto lo stesso angolo. Analogamente per gli effetti di propagazione $P(f)$, vista la loro dipendenza dal percorso sorgente-stazione, è necessario che due siti diversi di registrazione siano posti ad una distanza molto minore rispetto alla distanza sorgente-stazione.

Fatte salve le ipotesi sopra descritte, i termini relativi alla sorgente ed al percorso possono essere considerati uguali per due siti di registrazione ed il rapporto spettrale $A(f)_1/A(f)_2$ dipende solo dai termini relativi alla risposta di sito. Individuato quindi un sito di "riferimento" non amplificativo, il rapporto spettrale tra le registrazioni ottenute nel sito in esame e le corrispondenti registrazioni dello stesso evento sismico ottenute nel sito di riferimento fornirà direttamente una stima della funzione di amplificazione cercata. Tale procedura può essere applicata separatamente sia per le componenti orizzontali che per la componente verticale del moto sismico. Nei casi reali l'individuazione di siti di riferimento su roccia a piccola distanza dai siti alluvionali da investigare può essere problematica. Ciò è tanto più vero per i terremoti della sequenza Aquilana in cui le distanze ipocentrali possono essere così limitate da rendere non applicabile l'ipotesi di uguaglianza del percorso sorgente-stazione. In tal caso si possono calcolare i rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e la componente verticale del moto (HVSr) che possono fornire utili indicazioni sulle frequenze di amplificazione di un sito. Anche in questo caso comunque, lavorare con eventi in campo vicino, in particolare con eventi localizzati sulla verticale della stazione da analizzare, può portare ad interpretazioni ambigue dei dati visto che le caratteristiche dei rapporti spettrali possono dipendere fortemente dalla sorgente invece che dal sito.

Le indagini sismologiche effettuate nell'ambito delle attività di micro zonazione sismica dell'area aquilana sono state inserite nel Task 5 e sono state svolte in tutte le 10 macroaree identificate.

La prima fase delle attività è consistita nell'individuazione dei siti da monitorare. La scelta di tali siti è stata motivata dall'esigenza di selezionare un numero di siti sufficienti a rappresentare le eventuali differenze nelle caratteristiche geologiche, geotecniche e geometriche dei terreni in affioramento nella macroarea in studio.

- Albarello D.
Università di Siena
- Foti S.
Politecnico di Torino
- Franceschini A.
Provincia Autonoma di Trento
- Marchetti D.
Università di L'Aquila
- Marchetti S.
INAV, Roma
- Milana G.
INAV, Roma
- Monaco P.
Università di L'Aquila
- Mucciarelli M.
Università della Basilicata
- Piscitelli S.
CNR, IMAA, Potenza
- Totani G.
Università di L'Aquila

L'uso della cartografia disponibile e appositi sopralluoghi in situ hanno consentito il posizionamento delle stazioni secondo i criteri descritti. Per ognuna delle aree si è effettuata la ricerca del sito di riferimento su roccia che consentisse l'applicazione della tecnica SSR. Per la scelta dei siti di riferimento ci si è basati sia su considerazioni di natura geologica sia su misure preliminari di rumore sismico su cui applicare la tecnica dei rapporti spettrali delle componenti orizzontali su verticale (HVNSR). Infatti un sito ubicato su un affioramento roccioso che non presenta picchi di amplificazione nei rapporti spettrali H/V ed in cui tale rapporto si mantiene al di sotto del valore 2 su tutta la banda di frequenza di interesse (0.5-15 Hz) può essere ragionevolmente considerato un buon sito di riferimento. Per aree particolarmente estese sono stati utilizzati più siti di riferimento.

Visto l'elevato tasso di sismicità riscontrato durante la fase di raccolta dati, che si è protratta tra la fine di maggio e l'inizio di luglio 2009, alcune unità di ricerca sono state in grado di riposizionare più volte la strumentazione utilizzata per aumentare il numero di siti monitorati.

La strumentazione impiegata dalle varie unità di ricerca coinvolte nelle attività del Task 5, pur non omogenea, è basata tutta su acquisitori sismici digitali ad elevata sensibilità. Gli strumenti erano provvisti di sistemi di memorizzazione in locale dei dati. Le stazioni sono state alimentate a batteria e pannelli solari e dotate di sistemi di temporizzazione assoluta GPS che hanno consentito un confronto preciso dei dati acquisiti anche per quanto riguarda i tempi di arrivo delle fasi sismiche. Le ampie dotazioni di memoria di massa delle stazioni hanno consentito la memorizzazione in continuo dei dati per lunghi periodi di tempo, tipicamente alcune settimane, minimizzandone il rischio di perdita.

L'installazione tipica è stata effettuata in *free field* con sensori se possibile interrati, o comunque protetti, in modo da eliminare gli effetti legati agli eventuali edifici circostanti ed alla presenza di terreni arenati in superficie.

I dati sono stati campionati con frequenze elevate (tipicamente comprese tra 100 e 200 campioni al secondo) per consentirne un'analisi corretta in tutta la banda di interesse. Gli acquisitori disponevano di digitalizzatori a 3 o 6 canali. Nel primo caso è stato possibile installare soltanto un sensore triassiale, velocimetrico o accelerometrico; nel secondo caso sono state accoppiate una terna velocimetrica ed una accelerometrica. Gli strumenti a sei canali hanno consentito di coprire senza saturazione strumentale un ampio range di magnitudo per gli eventi registrati. Viste comunque le magnitudo massime registrate durante la fase di acquisizione dati, le saturazioni sui velocimetri sono comunque risultate episodiche se non completamente assenti.

Viste le modalità di registrazione, i dati raccolti dagli strumenti equipaggiati con velocimetri hanno reso possibile l'analisi di dati di rumore con le tecniche HVNSR che sono discusse in un paragrafo successivo.

Gli eventi da utilizzare per il calcolo dei rapporti spettrali sono stati selezionati sulla base dei dati di localizzazione forniti dall'INGV sul sito <http://iside.rm.ingv.it>. Una volta selezionati gli eventi, le forme d'onda relative ai terremoti sono state estratte dal continuo dei dati. Ad ogni forma d'onda sono associate le coordinate della stazione, le coordinate ed il tempo origine dell'evento, la magnitudo dell'evento, la distanza epicentrale, l'azimuth evento-stazione, il tempo del primo arrivo delle onde P e delle onde S. Sulla base dei tempi di arrivo sono state tagliate delle finestre temporali che contenessero le parti di segnale sulle quali calcolare gli spettri di Fourier per tutte le registrazioni con un buon rapporto (>3 su tutta la banda) segnale/rumore.

Una volta calcolati, gli spettri sono stati regolarizzati (operazione di *smoothing* con tecniche standard) per ridurre le fluttuazioni prima di calcolare i rapporti spettrali. Tali rapporti sono stati valutati per tutte le componenti del moto rispetto alle componenti omologhe al sito di riferimento (caso della tecnica SSR) oppure per

le componenti orizzontali rispetto alla componente verticale per lo stesso sito (caso della tecnica HVSR). Il procedimento seguito è illustrato sinteticamente in **figura 2.1**.

Dai rapporti spettrali per tutti gli eventi selezionati è stata infine calcolata, per ogni stazione, la media logaritmica degli spettri al fine valutare il rapporto spettrale medio con la sua deviazione standard. Per quanto riguarda le componenti orizzontali del moto tale operazione può essere effettuata sia sulle componenti separate che sulla loro media geometrica.

La possibilità di poter disporre di un numero elevato di eventi su cui effettuare le elaborazioni consente di eli-

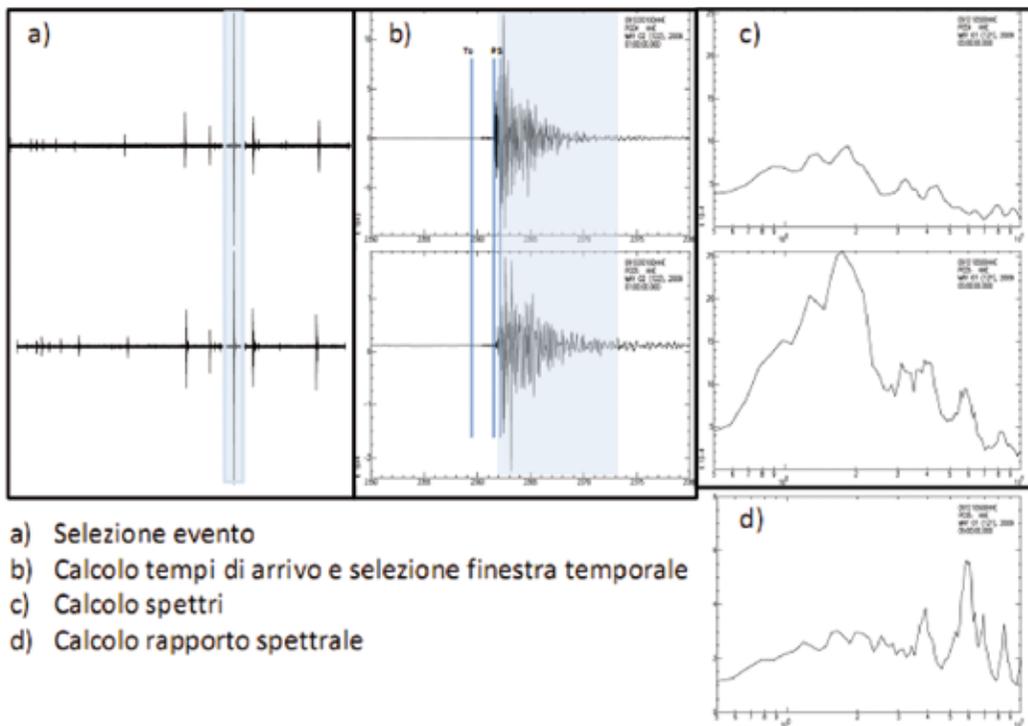


Fig. 2.1 → Calcolo dei rapporti spettrali per un evento. a) Selezione dell'evento per il sito e per la stazione di riferimento. b) Inserimento del tempo origine e dei tempi di arrivo P ed S e scelta della finestra su cui calcolare gli spettri. c) Calcolo degli spettri e loro smoothing per le due stazioni. d) calcolo dei rapporti spettrali.

minare le fluttuazioni nei rapporti spettrali legate alle instabilità insite nella tecnica. Una ulteriore possibilità offerta da un numero elevato di eventi da analizzare è quella di ripetere le analisi su gruppi parziali di eventi, separati sia in funzione della distanza epicentrale che dell'azimuth in modo da verificare una eventuale dipendenza degli effetti di amplificazione da tali parametri.

Vista la piccola magnitudo degli eventi registrati durante il periodo di acquisizione i dati raccolti non consentono lo studio della presenza di effetti non lineari nel comportamento dei terreni.

2.2 Microtremori

(Mucciarelli M.)

Il metodo dei rapporti spettrali ("metodo di Nakamura" o metodo HVSR da *Horizontal to Vertical Spectral Ratios* o semplicemente H/V) è basato sullo studio dei valori medi del rapporto di ampiezza fra le componenti spettrali del rumore sismico misurate sul piano orizzontale e verticale. L'oggetto di analisi è la cosiddetta "funzione H/V" che rappresenta i rapporti spettrali medi in funzione della frequenza di vibrazione. L'idea di base è quella

secondo cui il rapporto H/V consente in media di eliminare il ruolo delle variazioni di intensità delle sorgenti nel corso della registrazione mettendo in evidenza il ruolo della struttura.

In presenza di forti variazioni nel profilo di velocità delle onde S nel sottosuolo (legate per esempio alla transizione fra sedimenti soffici e basamento rigido), la funzione H/V mostra dei massimi marcati in corrispondenza della frequenza di risonanza f_0 relativa a quella configurazione strutturale (con f_0 circa uguale al rapporto fra la velocità media delle onde S fino alla profondità del salto di velocità e il quadruplo di questa profondità). Si osserva anche una certa relazione (monotona ma non lineare) fra l'entità della variazione di velocità responsabile del fenomeno di risonanza e l'ampiezza del massimo della funzione H/V (maggiore è il contrasto di impedenza sismica, maggiore è l'entità del massimo). Questa tecnica è ampiamente descritta nella Parte III degli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008), cui si rimanda per ulteriori dettagli.

Nello specifico della microzonazione a seguito del terremoto dell'Aquila, le misure HVSR sono state importanti per due motivi: il fatto di poter essere eseguite immediatamente dopo l'evento ed in moltissimi siti. La assenza di limitazioni logistiche ed il basso costo per misura hanno permesso di eseguire centinaia di misure sin dal 6 Aprile. È stato così possibile avere un quadro generale delle aree dove era prioritario effettuare ulteriori misure per la caratterizzazione del suolo. Inoltre, una volta verificato come le misure HVSR di rumore riproducessero in maniera soddisfacente le curve HVSR da terremoti nonché i modelli 1d (ove questi fossero un valido modello del sottosuolo) si è potuto studiare la continuità areale delle risposte di sito. Le misure HVSR sono così state utilizzate in una fase iniziale o addirittura preliminare con un ruolo di indirizzo degli approfondimenti, ed in una fase più prossima alla conclusione delle attività per verificare se le zone definite omogenee dal rilievo geologico fossero effettivamente tali. In alcuni limitati casi, le variazioni della frequenza lungo profili sono servite ai geologi per calibrare l'andamento di strati altrimenti non raggiungibili, o mediante procedure di inversione tarate su dati di stratigrafia per ricavare profili di velocità delle onde di taglio.

Vanno infine menzionate due specificità della applicazione della tecnica HVSR in questo progetto di microzonazione.

Come è noto, le funzioni H/V possono essere fortemente influenzate dalla correttezza o meno delle procedure di misura e necessitano di una validazione statistica. Una significativa riduzione della possibile variazione dei risultati forniti dai vari gruppi impegnati si è ottenuta grazie ad un protocollo comune di indagine ed elaborazione. La durata minima della misura è stata fissata in almeno 15 minuti per tutti. La strumentazione di campagna era solo di due tipi: tromometri digitali (*Micromed Tromino*) per i gruppi di Università, CNR e DPC e sismometri Lennartz con acquisitori a 24 bit per INGV. I primi hanno elaborato i dati con il software fornito a corredo dello strumento, i secondi con un software predisposto da INGV. Sono poi stati eseguiti i test statistici raccomandati dal progetto SESAME, integrati secondo una proposta di classificazione del Prof. Dario Albarello. Lo scopo fornire una indicazione immediata circa la qualità della singola misura HVSR, con lo scopo di aiutare gli operatori nella fase interpretativa e nel confronto con altri osservabili. I criteri proposti sono più rigidi di quelli di SESAME in quanto includono altri elementi di giudizio:

- Durata complessiva della registrazione
- Stazionarietà temporale dei rapporti spettrali
- Isotropia del segnale in termini dei rapporti spettrali
- Assenza di rumore elettromagnetico
- Andamento complessivo della curva HVSR

Si confrontano misure ottenute con spettri lisciati con una finestra triangolare al 5% della frequenza centrale. Valori maggiori dell'ampiezza della finestra di lisciamento possono essere utilizzati per migliorare la leggibilità della curva in fase di interpretazione. Vengono proposte tre classi di qualità:

Classe A: HVSR affidabile e interpretabile: può essere utilizzata anche da sola

- la forma dell'HVSR nell'intervallo di frequenze di interesse rimane stazionaria per almeno il 30% circa della durata della misura (Stazionarietà)
- le variazioni azimuthali di ampiezza non superano il 30% del massimo (Isotropia)
- non ci sono indizi di rumore elettromagnetico nella banda di frequenza di interesse (Assenza di disturbi)
- i massimi sono caratterizzati da una diminuzione localizzata di ampiezza dello spettro verticale (Plausibilità fisica)
- i criteri di SESAME per una curva HVSR chiara e attendibile (Robustezza statistica)
- la misura è durata almeno 15 minuti (Durata)

Classe B: curva HVSR sospetta (da "interpretare"): va utilizzata con cautela e solo se coerente con altre misure ottenute nelle vicinanze

- Almeno una delle condizioni della classe A non è soddisfatta

Classe C: curva HVSR scadente e di difficile interpretazione: non va utilizzata

- misura di tipo B nella quale la curva HVSR mostra una deriva decrescente dalle basse alle alte frequenze, indice di un movimento dello strumento durante la misura
- misura di tipo B nella quale si evidenzia la presenza di rumore elettromagnetico in corrispondenza di diverse frequenze nell'intervallo di interesse

2.3 Il metodo ESAC

(Albarelo D.)

Si tratta di una procedura sperimentale per la determinazione del profilo di velocità delle onde S nel sottosuolo a partire da misure di vibrazioni ambientali condotte con gruppi di sensori sismici distribuiti alla superficie del volume crostale da indagare (antenna sismica o seismic array). In particolare, la procedura è finalizzata alla determinazione delle velocità di propagazione delle onde superficiali presenti nel campo delle vibrazioni ambientali alle varie frequenze di vibrazione ("curve di dispersione"). Questa informazione verrà poi utilizzata all'interno di una procedura di inversione per dedurre il profilo di velocità delle onde S nel sottosuolo nell'ipotesi che questo sia costituito da una pila di strati orizzontali sovrapposti ed omogenei al loro interno. È importante pertanto distinguere fra la procedura ESAC in senso stretto, ovvero la parte della procedura finalizzata alla determinazione delle curve di dispersione rappresentative delle modalità di propagazione delle onde superficiali nell'area di interesse, dalle procedure di inversione per dedurre il profilo di velocità. Queste ultime, infatti, sono comuni ad altre procedure indirette per la stima del profilo di velocità delle onde S a partire dalle velocità di propagazione delle onde Superficiali siano queste generate artificialmente (tecnica *SASW* ovvero *Surface Waves Spectral Analysis* o tecnica *MASW* ovvero *Multichannel Analysis of Surface Waves*) o già presenti nel campo di rumore (p.es., Re.Mi. ovvero *Refraction Microtremor*).

Il metodo ESAC (*Extended Spectral AutoCorrelation method*) è frutto di una idea sviluppata inizialmente da Aki (1957). Secondo Aki, il campo d'onda delle vibrazioni ambientali possa essere rappresentato come la com-

binazione lineare di onde piane di diverse frequenze e con fase ed ampiezza casuale che si muovono sul piano orizzontale e che provengono da direzioni differenti. Aki dimostrò che, sebbene ogni serie temporale dedotta dalla registrazione di questo campo d'onde in un punto abbia un carattere stocastico, due registrazioni effettuate in punti diversi mostrino delle "somiglianze" (in senso statistico) e che da queste sia possibile dedurre informazioni sulle velocità di fase delle diverse onde misurate nelle due posizioni. Queste "somiglianze" sono rivelate dall'andamento della funzione di correlazione $\phi_{ij}(\nu)$ definita dalla relazione

$$[1] \quad \phi_{ij}(\nu) = \frac{\int_0^T u_i(\nu, t) u_j(\nu, t) dt}{\sqrt{\left[\int_0^T u_i^2(\nu, t) dt \right] \left[\int_0^T u_j^2(\nu, t) dt \right]}}$$

dove $u_i(\nu, t)$ è l'ampiezza della vibrazione ambientale misurata nel punto i -mo alla frequenza ν nell'istante t e T è la durata della registrazione. Dato che la stima della correlazione fra le due serie di registrazioni è effettuata senza tenere conto di alcuno sfasamento temporale, la funzione ϕ è detta di autocorrelazione. Aki dimostrò che sotto condizioni molto generali (in particolare che le onde siano tutte fra loro indipendenti e che le direzioni di provenienza siano distribuite con probabilità uniforme attorno ai due sensori) la funzione di autocorrelazione relativa alla componente verticale delle vibrazioni misurate in due posizioni dipende sola dalla loro distanza relativa r_{ij} e può essere espressa nella forma

$$[2] \quad \phi_{ij}(\nu, r_{ij}) = J_0\left(\frac{2\pi\nu}{c(\nu)} r_{ij}\right)$$

dove $c(\nu)$ è la velocità di fase delle onde piane che hanno investito i due sensori alla frequenza di vibrazione ν e J_0 è la funzione ϕ Bessel di ordine zero. Dato che questa funzione ha una forma nota, la relazione [2] può essere utilizzata per risalire dalla funzione di autocorrelazione ϕ alle velocità di fase c , una volta nota la distanza r fra i sensori.

L'elemento di base della procedura è quindi il calcolo della funzione di autocorrelazione $\phi(\nu, \Delta\rho)$. Nella sua forma originale, questa richiedeva il filtraggio "passa banda" delle registrazioni attorno alla frequenza ν e il calcolo numerico degli integrali [1] a partire dalle serie filtrate. In modo assai più efficiente, la funzione di autocorrelazione alle diverse frequenze può essere stimata dagli spettri di ampiezza (o velocità) dei segnali registrati ai due sensori posti alla distanza relativa r_{ij} . Infatti si dimostra (p.es., Båth, 1974) l'esistenza di una corrispondenza diretta fra la funzione di correlazione [1] e gli spettri complessi $F_i(\nu)$ ed $F_j(\nu)$ dei segnali registrati alle posizioni i -ma e j -ma. Si ha, infatti che

$$[3] \quad \phi_{ij}(\nu) = \frac{\text{Re}[F_i(\nu) F_j^*(\nu)]}{\sqrt{[F_i(\nu) F_i^*(\nu)] [F_j(\nu) F_j^*(\nu)]}}$$

dove l'asterisco indica il complesso coniugato e Re indica la parte reale. In pratica, la formulazione [3] mette in evidenza che la funzione di autocorrelazione, in quanto espressione del cosiddetto cross-spettro (al numeratore della [3]) è proporzionale alle differenze di fase fra i segnali registrati nelle due posizioni. Quindi, come peraltro atteso, l'informazione di base utilizzata per la stima della velocità di fase è (indirettamente tramite la funzione di autocorrelazione ϕ) la misura dello sfasamento medio osservato fra le registrazioni nelle due posizioni i -ma e j -ma. La risoluzione del metodo in termini di precisione nella determinazione della velocità $c(\nu)$, sarà tanto maggiore quanto maggiore sarà la sua capacità di risolvere le differenze di fase fra le registrazioni.

Si dimostra (Zhang *et al.*, 2004) che l'incertezza la precisione δc con cui è possibile definire la velocità di fase c a partire dalla [2] è

$$[4] \quad \delta c \approx \frac{1}{\tau} \frac{c^2}{\Delta r}$$

dove τ è la frequenza di campionamento del segnale nelle due posizioni che distano fra loro di Δr . In pratica, per garantire una buona accuratezza delle misure per un certo intervallo di velocità, è necessario, a parità di modalità di campionamento, scegliere una opportuna distanza fra i sensori. Maggiore è la velocità attesa, maggiore sarà la distanza tra i sensori necessaria a determinarla.

La relazione [3] può essere utilizzata in due modi. Nel primo (metodo SPAC), si dispongono di più sensori in varie direzioni ad una distanza Δr da un sensore centrale. L'uso di più sensori posti alla stessa distanza permette di effettuare diverse stime della stessa funzione di autocorrelazione. La media di queste ultime viene poi utilizzata nella [2]. Il principale problema della procedura SPAC è la necessità di condurre misure di rumore variando le distanza Δr (e quindi spostando i sensori) allo scopo di ottenere misure soddisfacenti per le diverse possibili velocità di fase (eq. [2]).

Nel secondo metodo (ESAC), i sensori vengono distribuiti sul terreno a varie distanze gli uni dagli altri in configurazioni più o meno ordinate (p.es., Ohori *et al.*, 2002). Per una data frequenza, vengono calcolate le diverse funzioni di autocorrelazione per tutte le distanze relative alle diverse coppie di sensori. La velocità di fase, in questo caso, viene determinata utilizzando la [2] in modo da riprodurre al meglio l'andamento osservato della funzione di correlazione in funzione della distanza Δr (Fig. 2.2). La ricerca della velocità ottimale ad ogni frequenza viene effettuata mediante una ricerca griglia (Parolai *et al.*, 2006). Il metodo ESAC richiede quindi la

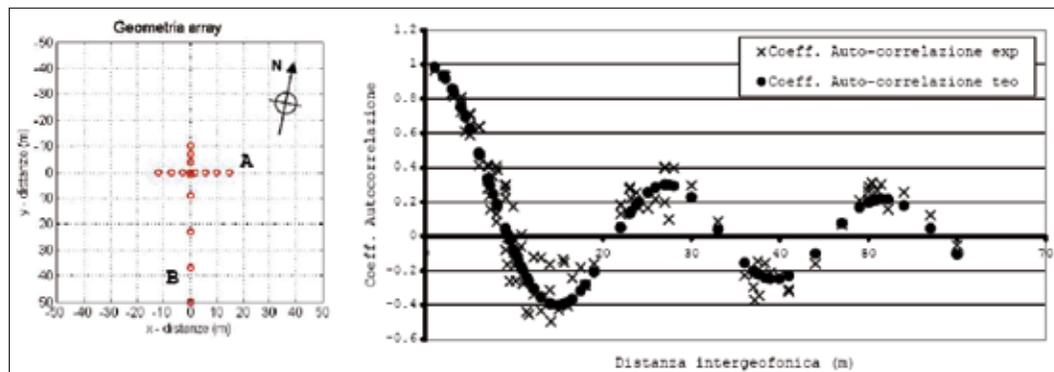


Fig. 2.2 → Applicazione del metodo ESAC. A sinistra, la distribuzione dei sensori sul terreno mentre a sinistra è riportata la distribuzione dei valori della funzione di correlazione in funzione della distanza fra i sensori ad una frequenza fissata. I cerchi pieni indicano i valori teorici, mentre le croci indicano i valori osservati

misura sincronizzata di un numero relativamente elevato di sensori (16 o più) che però devono essere dislocati sul terreno una sola volta. Questo metodo risulta quindi di più agevole applicazione rispetto allo SPAC, quando si dispone di strumentazione multicanale e quando le distanze massime coperte sono dell'ordine del centinaio di metri al massimo. La procedura SPAC risulta invece efficace quando, per l'entità delle distanze di interesse, è necessario ricorrere a misure condotte su strumenti separati (sismografi). Queste distanze sono funzione della lunghezza d'onda $\lambda = c(\nu)/\nu$ da utilizzare che a sua volta dipende dalle profondità di esplorazione richieste. In generale, si ha che le lunghezze d'onda massime esplorabili sono dell'ordine di $2\Delta r$ cui corrispondono profondità di esplorazione dell'ordine di Δr .

L'esito finale di questo tipo di misura è una curva che rappresenta l'andamento delle velocità di fase c in funzione della frequenza di vibrazione ν . Se si assume che il campo d'onde delle vibrazioni ambientali sia dominato dalle onde superficiali, la curva $c(\nu)$ dedotta da misure della componente verticale del moto del suolo, corrisponde alla curva di dispersione delle onde di Rayleigh relative al moto fondamentale. In presenza di modi di vibrazione differenti, la relazione [2] va modificata nella forma

$$\phi_{ij}(\nu, r_{ij}) = \sum_{n=1}^M \frac{P_n(\nu)}{P(\nu)} J_0\left(\frac{2\pi\nu}{c_n(\nu)} r_{ij}\right) \tag{5}$$

$c_n(\nu)$ è la velocità di fase del modo n -mo che alla frequenza ν ha una potenza spettrale $P_n(\nu)$ e $P(\nu)$ è la potenza spettrale complessiva alla stessa frequenza. A partire dalla [5] è possibile definire una velocità di fase "effettiva" come la velocità di fase equivalente ad un'onda piana che si propaga lungo la direzione che congiunge i due sensori posti nelle posizioni i -ma e j -ma (Arai e Tokimatsu, 2004). In quest'ultimo caso, infatti, la [2] assume la semplice forma

$$\phi_{ij}(\nu, r_{ij}) = \cos\left(\frac{2\pi\nu}{c(\nu)} r_{ij}\right) \tag{6}$$

Uguagliando la [5] e la [6] è possibile ricavare una velocità "effettiva" $c_e(\nu)$, dalla relazione

$$c_e(\nu, r_{ij}) = \frac{2\pi\nu r_{ij}}{\cos^{-1}\left[\sum_{n=1}^M \frac{P_n(\nu)}{P(\nu)} J_0\left(\frac{2\pi\nu}{c_n(\nu)} r_{ij}\right)\right]} \tag{7}$$

che rappresenta una sorta di media delle velocità di propagazione associate ai diversi modi di vibrazione, pesate in modo proporzionale alle relative potenze spettrali. Questo implica che il metodo ESAC permette la determinazione della velocità di fase effettiva delle onde di Rayleigh che coincide con la velocità di fase del modo fondamentale solo se i modi superiori hanno potenze trascurabili alle frequenze di interesse.

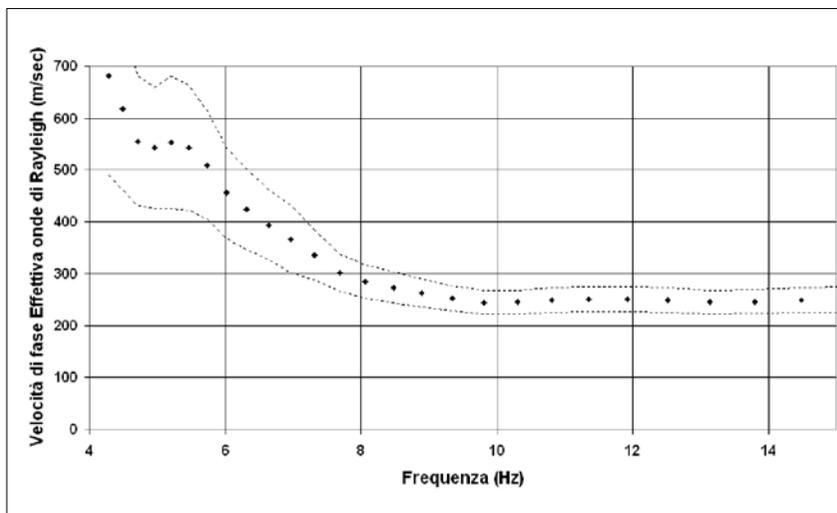


Fig. 2.3 → Velocità di fase Effettiva dedotta con la metodologia ESAC. I punti indicano i valori stimati mentre le curve tratteggiate rappresentano l'intervallo di confidenza al 95% per queste stime DOVE

Un codice di calcolo per la determinazione della curva di dispersione effettiva con il metodo ESAC a partire da misure di rumore condotte su un insieme di sensori verticali (*array*) può essere scaricata liberamente dal sito WEB "http\\:\nato.gfz.hr" (Fig. 2.3).

La curva di dispersione effettiva ottenuta dalla procedura ESAC può quindi essere invertita per la stima del profilo di velocità delle onde S. Come si è detto, queste procedure non si differenziano da quelle richieste per la determinazione del profilo di velocità delle onde S dal misure di onde di superficie (SASW, MASW, Re.Mi.). L'unica differenza riguarda la procedura necessaria alla modellazione diretta della curva dispersione. Infatti, nel caso di tecniche attive è necessario calcolare le curve modali, mentre nel caso dell'ESAC è necessario determinare la curva effettiva corrispondente. Una procedura utile in quest'ultimo caso è stata per esempio sviluppata da Arai e Tokimatsu (2004) e generalizzata da Lunedei e Albarello (2009). L'uso della curva effettiva invece di quella modale può risultare meno vincolante per il profilo di velocità in quanto non distingue fra le diverse modalità di propagazione. Tuttavia fornisce risultati più robusti in quanto meno sensibili a possibili errori di interpretazione spesso presenti nella attribuzione delle velocità di fase ai vari modi di propagazione (p.es., Zhang e Chan, 2003).

Non esistono invece differenze sostanziali per quanto riguarda la procedura di inversione vera e propria, ovvero il metodo per l'adattamento della curva teorica a quella osservata variando opportunamente il profilo di velocità del sottosuolo. A questo scopo sono stati proposti varie procedure più o meno generali (p.es., Xia *et al.*, 1999; Arai e Tokimatsu, 2005; Parolai *et al.*, 2005, 2006; Picozzi e Albarello, 2007) che sono utilizzate anche nell'ambito delle più comuni analisi MASW e SASW.

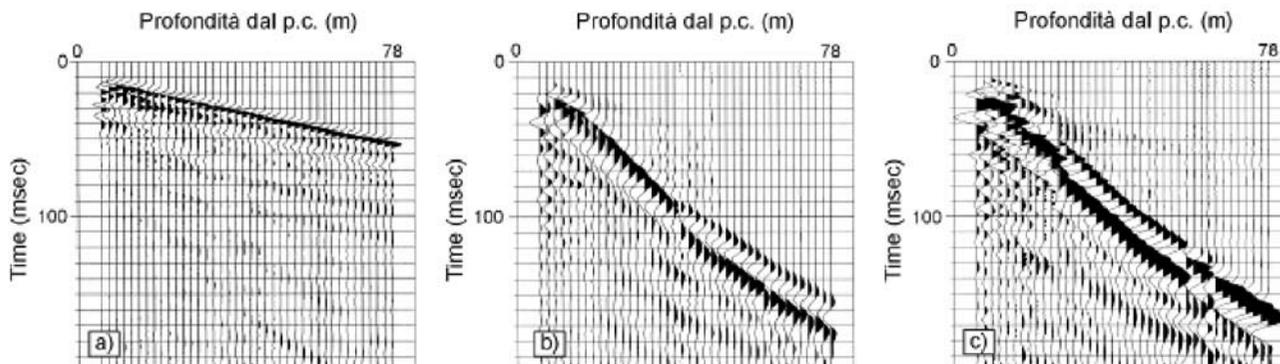
2.4 Prova Down-Hole (DH)

(Gruppo di Lavoro MS, 2008)

Il metodo Down-Hole rappresenta una delle più accurate misure sismiche per la determinazione delle proprietà fisico-meccaniche dinamiche dei terreni.

Lo scopo della prova consiste nel determinare la velocità di propagazione delle onde di volume, di compressione (onde P) e di taglio (onde S), misurando il tempo che esse impiegano nel tragitto tra la sorgente, posta in superficie, ed i ricevitori, (Fig. 2.4) posti all'interno di fori di sondaggi, considerando nota la distanza sorgente-ricevitori

Fig. 2.4 → Sismogrammi relativi a prova Down-Hole profonda 78 metri: a) componente Z dell'indagine in onde P; b) componente X e c) componente Y della prova in onde SH.



La prova Down-Hole dovrebbe essere effettuata quando la profondità delle coperture da esplorare sono superiori a qualche metro e si rende necessaria quando si richiedano dei risultati di qualità e precisione da media a buona. È opportuno spingere la prova fino ad incontrare il *bedrock* sismico attraversandolo per uno spessore significativo, es. almeno 5 metri, tenendo comunque presente che in taluni contesti geologici l'affidabilità della prova con tecniche di interpretazione convenzionali oltre i 40 m di profondità è generalmente scarsa, l'energia generata dalla sorgente potrebbe non essere sufficiente all'univoca individuazione dei primi arrivi. In altri contesti, invece, si è verificata la fattibilità di indagini Down-Hole fino ed oltre la profondità di 80 m dal piano campagna. Si suppone che il volume di terreno, interessato dalle indagini sia stratificato orizzontalmente e che all'interno di ogni strato il comportamento del terreno si possa considerare elastico, omogeneo ed isotropo. Qualora queste caratteristiche non siano verificate è necessario operare con più punti di energizzazione.

Schema esecutivo della prova

La prova (Fig. 2.5) consiste nel produrre, sulla superficie del terreno, sollecitazioni verticali (per la generazione di onde di compressione P) ed orizzontali (per onde di taglio polarizzate orizzontalmente SH) mediante una sorgente meccanica, e nel registrare l'istante di primo arrivo del treno d'onde ad un sistema composto almeno da una coppia di geofoni tridimensionali, alloggiati a profondità note nel foro di sondaggio appositamente strumentato. Conosciuta la distanza tra sorgente e ricevitori e determinato il tempo di propagazione, è possibile stimare in maniera accurata la distribuzione delle velocità sismiche (P ed SH) in corrispondenza della verticale di misura.

L'esecuzione della prova Down-Hole deve essere preceduta da una fase preparatoria durante la quale viene realizzato il foro in cui alloggiare i ricevitori e vengono preparati gli strumenti di energizzazione e di registrazione. Per quanto riguarda la realizzazione del foro di sondaggio, durante la fase di perforazione, ogni cura deve essere posta per ridurre al minimo il disturbo sulle pareti e nelle zone di terreno circostanti il foro. La perforazione deve essere eseguita a rotazione ed è opportuno sostenere le pareti con fango bentonitico. Successivamente il foro deve essere rivestito con una tubazione in materiale ad alta impedenza alle vibrazioni. Si devono utilizzare tubi a sezione circolare preferibilmente in ABS o PVC, possibilmente muniti di guide inclinometriche per facilitare l'orientazione dei geofoni in foro, di spessore maggiore o uguale a 3.0 mm, lunghezza minima degli spezzoni di 3 metri, assemblati mediante filettatura a vite ed eventuali manicotti di giunzione e muniti di tappi di testa e fondo foro. Infine il foro deve essere cementato in corrispondenza dello spazio anulare compreso tra le pareti e il tubo di rivestimento.

La cementazione deve essere eseguita dal basso, ed in modo da garantire la continuità del contatto terreno tubazione. È possibile, prima ancora di collocare il rivestimento, chiudere il fondo del foro con un cappello (*packer*) dotato di valvola di controllo sferica *one-way*, in grado di accogliere un tubo del diametro di 38 mm; dopodiché, una volta posizionata la tubazione di rivestimento e centrata rispetto alle pareti del foro con l'ausilio di appositi distanziatori montati sul fondo, viene calato all'interno del foro, fino a raggiungere la valvola, un tubo in ABS o PVC del diametro di 38 mm, collegato in superficie ad una pompa convenzionale per mezzo della quale viene iniettata la miscela cementizia, che, una volta raggiunto il fondo del foro, inizia a riempire dal basso verso l'alto in maniera uniforme l'intercapedine tra foro e rivestimento, spazzando via il fango e i detriti eventualmente presenti (normativa ASTM).

È possibile, altresì, calare direttamente il tubo per l'iniezione nell'intercapedine fino al fondo del foro e quindi procedere alla cementazione dal basso verso l'alto, con tutti quegli accorgimenti necessari, in modo da potere garantire la continuità del contatto terreno-tubazione. La miscela da utilizzare per la cementazione, in linea di massima, è costituita da una malta a ritiro controllato (acqua + cemento + bentonite), in particolare per la parte del foro che penetra nella roccia si consiglia il cemento di Portland convenzionale di densità pari a 2.2. mg/m³, mentre per la parte a contatto con terreni, sabbie e ghiaie si sceglie una miscela con una densità prossima a quella del terreno circostante (da 1.8 mg/m³ a 1.9 mg/m³), ottenuta mescolando 450 g di cemento di Portland, 450 g di bentonite a 2.8 kg di acqua. La pressione di iniezione non deve essere superiore a 2 atm (normativa ASTM).

L'apparecchiatura utilizzata per questo tipo di prove si deve comporre delle seguenti parti:

- sistema energizzante;
- sistema di ricezione;
- trigger;
- sistema di acquisizione dati.

I sistemi energizzanti (sia per la generazione delle onde P sia delle onde SH) devono essere in grado di generare onde elastiche ad alta frequenza ricche di energia, con forme d'onda ripetibili e direzionali, ovvero con la possibilità di ottenere prevalentemente onde di compressione e/o di taglio polarizzate su piani orizzontali (ed eventualmente anche verticali).

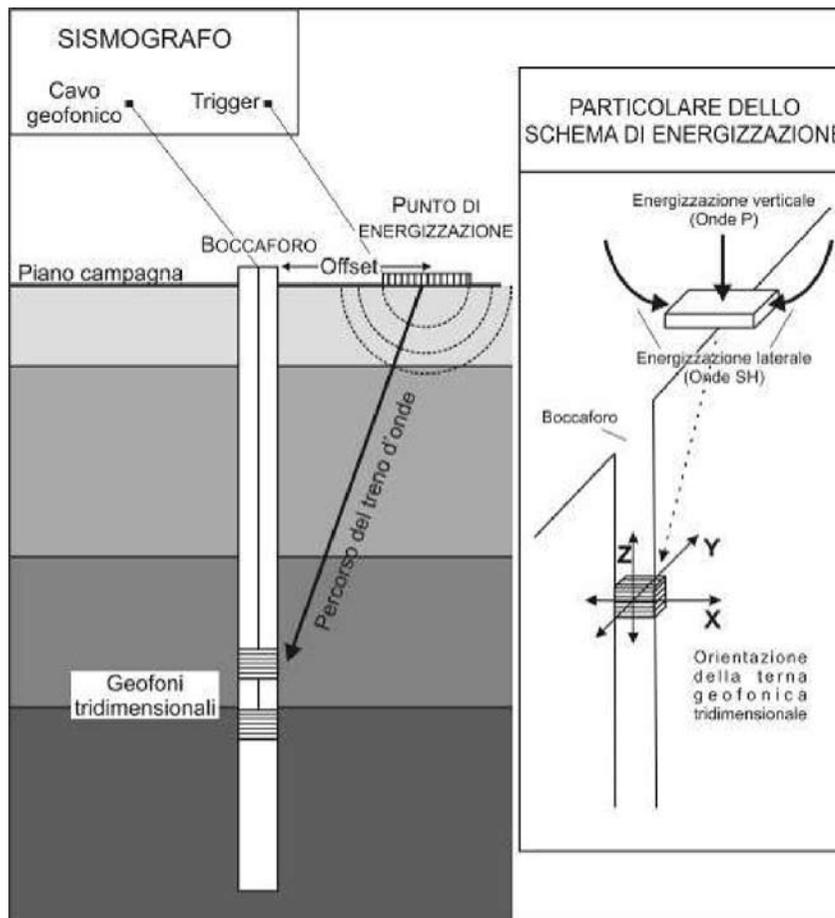


Fig. 2.5 → Schema semplificato di un'indagine Down-Hole.

Il punto di energizzazione verrà posto ad una distanza dal foro tale da poter considerare rettilinei i raggi sismici dal punto stesso alle varie posizioni del geofono e contemporaneamente minimizzare la generazione delle onde di tubo o di Stonely nel tubo. Tale distanza, in genere compresa tra i 3 m e i 5 m, andrà misurata accuratamente.

Il punto di energizzazione deve essere mantenuto fisso durante tutta la prova in un foro.

Per generare le onde di compressione P, si utilizzeranno i metodi classici quali caduta di un grave, cannoncino, mazza, ecc. Dovranno comunque essere evitati sistemi in grado di generare vibrazioni e/o rimbalzi durante la generazione del segnale, in grado di inficiare la lettura del segnale per l'intero sismogramma richiesto.

Per generare le onde SH la sorgente è generalmente costituita da un parallelepipedo di legno, molto pesante in modo che sia garantita la migliore aderenza al suolo, e di forma tale da potere essere colpito lateralmente ad entrambe le estremità con una massa. In genere viene vincolato al terreno dalle ruote di un automezzo e posto ortogonalmente alla congiungente foro- centro dell'asse e si colpiranno le sue estremità per generare le onde SH nei due versi.

La zona tra il foro e la posizione delle sorgenti per onde P ed S deve essere priva di coperture o collegamenti rigidi, es. pavimentazioni, cordoli, muri, ecc.

È importante che il parallelepipedo venga gravato di un carico statico addizionale in modo che possa rimanere aderente al terreno sia al momento in cui viene colpita sia successivamente, affinché l'energia prodotta non venga in parte dispersa. Devono essere generate delle onde elastiche di taglio polarizzate orizzontalmente, con uniformità nella polarizzazione e con una generazione di onde P anch'esso trascurabile.

È necessario un buon accoppiamento fra parallelepipedo e terreno che deve risultare privo dell'eventuale copertura vegetale. Tale aderenza si ottiene facilmente in terreni a granulometria fine, nel caso viceversa di presenza di terreni a granulometria più grossolana sarà necessario approntare delle piazzole realizzando uno strato di materiale fine al contatto con il parallelepipedo energizzante. Sono da evitare, per quanto possibile, come punti di energizzazione zone in cui affiorano rocce compatte e superfici bitumate.

Va tenuto conto che minore è la superficie di accoppiamento parallelepipedo-terreno, più pulito e ricco in alte frequenze sarà il segnale, d'altra parte soprattutto con superfici di contatto ridotte è necessario verificare che il parallelepipedo non si infossi nel terreno poiché in tal caso si produrrebbero onde di compressione.

Il sistema di ricezione si deve comporre di due (o più) ricevitori, ciascuno dei quali è costituito da un trasduttore di velocità orientato secondo le componenti di una terna cartesiana ortonormale e collocati all'interno di un unico contenitore (preferibilmente di forma cilindrica) di lunghezza non superiore ai 450 mm, in modo che uno dei tre trasduttori sia orientato secondo la lunghezza del contenitore (trasduttore verticale) e gli altri ad esso perpendicolari (trasduttori orizzontali). È essenziale che uno dei due sensori orizzontali di ogni ricevitore venga orientato parallelamente alla direzione di generazione delle onde SH. I trasduttori devono possedere appropriate caratteristiche di frequenza e sensibilità tali da potere ricevere in maniera adeguata il treno d'onde prodotto dalla sorgente. La risposta in frequenza dei trasduttori non deve variare più del 5% su un campo di frequenze compreso tra metà e due volte la frequenza predominante del treno d'onde che si propaga all'interno del mezzo.

I ricevitori devono essere collegati, secondo la loro lunghezza, in modo di mantenere costante la distanza verticale (compresa tra 1 e 3 m) e l'orientazione relativa (in modo che i trasduttori orizzontali siano paralleli e concordi a due a due) e in modo tale da potere anche controllare dalla superficie l'orientazione assoluta.

Bisogna porre particolare attenzione al fatto che i sistemi previsti per mantenere costanti le distanze e per garantire l'isorientazione dei geofoni non trasportino vibrazioni e non producano interazione sismica tra i due sensori.

È necessario adottare un adeguato sistema di ancoraggio per garantire un buon accoppiamento in foro tra i ricevitori e le pareti di rivestimento.

Il trigger consiste preferibilmente in un circuito elettrico che viene chiuso nell'istante in cui la sorgente viene attivata, consentendo a un condensatore di scaricare la carica precedentemente immagazzinata e di produrre un impulso che viene inviato ad un sensore collegato al sistema di acquisizione dati; in questo modo è possibile individuare e visualizzare l'esatto istante in cui la sorgente viene attivata e parte la sollecitazione dinamica.

L'attivazione del circuito per individuare l'istante di energizzazione deve, all'atto delle sollecitazioni ripetute, consentire una differenza di chiusura non superiore a 0.5 ms.

Il sistema di acquisizione dati deve essere di tipo multicanale in grado di registrare su ciascun canale in forma digitale le forme d'onda e di conservarle su memoria di massa dinamica minima a 16 bit. Esso è collegato a ciascuno dei geofoni tridimensionali in foro ed al sensore del trigger e consente quindi di registrare in forma numerica e visualizzare come tracce su un apposito monitor le vibrazioni a partire dall'impulso inviato dal trigger. Poiché è necessario eseguire la differenza tra traccia relativa alla battuta destra e quella alla battuta sinistra, è necessaria una strumentazione che preveda la funzione "inversione di polarità".

Ai canali in registrazione, oltre ai sensori nel sondaggio va aggiunto un canale costituito da un geofono (o più, es. un verticale e un orizzontale) collocato a testa pozzo. La registrazione di questo canale, per ogni battuta effettuata, ha la funzione essenziale di controllare la costanza dell'istante di trigger per tutte le energizzazioni, parametro molto importante per via delle differenze molto piccole dei tempi di arrivo per le varie profondità.

Questo tipo di prova è poco sensibile alla deviazione dell'asse del foro dalla verticale, per cui non si rendono necessari controlli di verticalità. Una volta terminata le operazioni di rivestimento e cementazione l'interno dei tubi deve essere lavato con acqua pulita e lasciato pieno d'acqua.

La prova si sviluppa secondo le seguenti fasi:

1. Dopo avere predisposto un opportuno piano d'appoggio la sorgente viene collocata sulla superficie in prossimità del foro ad una distanza dal centro in genere compresa tra 3 m e 7 m, da concordare con la direzione lavori (*offset* in [figura 2.5](#)) e orientata perpendicolarmente al raggio uscente dal foro. Per la produzione di onde P si energizza con massa battente ed impatto verticale; per la produzione di onde SH la sorgente (parallelepipedo, trave) viene fissata al terreno applicando sulla sua superficie un carico statico.
2. Il sistema, costituito da un sensore a testa pozzo più almeno due ricevitori (geofoni tridimensionali) a distanza costante e con costante orientamento relativo viene calato alla profondità desiderata (1 m) collegandolo alla superficie mediante un sistema che ne consente l'orientamento assoluto dalla superficie.
3. Il sistema dei ricevitori viene orientato dalla superficie in modo tale che uno dei trasduttori orizzontali di ciascun ricevitore sia orientato parallelamente all'asse della sorgente e quindi alla direzione di polarizzazione delle onde S in modo da massimizzarne l'ampiezza di ricezione ai ricevitori. Quindi i ricevitori vengono fissati alle pareti del tubo.
4. Viene attivata la sorgente, producendo una sollecitazione che, attivando il trigger, si propaga dalla sorgente verso i ricevitori con vibrazioni di tipo P; in seguito (con energizzazione separata e distinta) si generano vibrazioni di tipo SH, dirette perpendicolarmente alla direzione di percussione e polarizzate sul piano orizzontale.

Poichè si debbono ricavare onde SH, per l'ottenimento di una buona qualità dei dati, si debbono produrre alla sorgente due onde di polarità opposta energizzando in opposte direzioni e sommare le registrazioni di ogni singolo ricevitore, in modo da individuare meglio l'istante di primo arrivo (metodo *cross-over*). Detta operazione deve essere eseguita in campagna, in fase di acquisizione, se lo strumento prevede l'inversione di polarità. Può essere eseguita registrando separatamente i file battuta destra – battuta sinistra, ma in questo caso sarà necessario un bilanciamento spettrale prima di procedere alla differenza delle tracce.

5. Il tempo di registrazione deve essere almeno pari a 0.5 s. Si consiglia tuttavia di estenderlo ad 1 s. Tale esigenza deriva dalla possibilità di utilizzare i dataset sismici acquisiti in assetto Down-Hole per estensioni delle indagini attraverso differenti modalità interpretative, come la tecnica sperimentale VSP (*Vertical Seismic Profiling*).
6. Viene riprodotta la sollecitazione e quindi ripetuta la prova ad una profondità inferiore (o superiore se si procede dal basso verso l'alto) di non più di 1 m e comunque non meno di 40-50 cm, abbassando (o sollevando) i ricevitori; la scelta del numero e posizione delle misure deve tenere comunque conto della stratigrafia rilevata durante l'esecuzione del sondaggio, per ottimizzare la caratterizzazione in velocità delle formazioni presenti.
7. Raggiunto il fondo (o la sommità) del foro, la prova viene ripetuta questa volta procedendo nel verso opposto ad intervalli di 5-10 m.

Elaborazione dati

Per determinare il tempo di arrivo delle onde P ed SH ai ricevitori, va in ogni caso utilizzata un'analisi visuale delle registrazioni delle vibrazioni rilevate dai trasduttori del ricevitore confrontate con il segnale di trigger (t_0) o inizio registrazione. Per facilitare il riconoscimento delle fasi, oltre ad un'analisi per singola profondità va costruita una sezione film complessiva, con il montaggio delle registrazioni P ed SH alle varie profondità.

In linea di massima, il criterio di elaborazione dati si articola nelle seguenti fasi:

- *picking* dei primi arrivi;
- misura dei tempi di ricezione dei primi impulsi rilevati (t);
- calcolo dei tempi verticali (t^*).

Il percorso delle onde sismiche dovrebbe essere verticale dalla sorgente al ricevitore, per cui l'energizzazione dovrebbe essere fatta il più vicino possibile al pozzo; questa necessità si scontra, comunque, con l'esigenza di allontanare la sorgente dal boccaforo per far in modo che i primi arrivi registrati nel sismogramma non siano dovuti al percorso fatto lungo la cementazione del foro alla velocità del cemento (rifrazione sul *casing*). La distanza sorgente-boccaforo va valutata caso per caso anche in relazione alla quantità di cemento utilizzata. Se, infatti, la quantità di boiaccia è più del doppio dell'interspazio foro-tubo, essa va aumentata. In genere tale distanza non è maggiore di tre metri, considerando anche il fatto che all'aumentare di questa aumenta la possibilità di avere primi arrivi rifratti e non diretti. I dati possono essere attendibili quando la profondità del geofono z è maggiore della distanza boccaforo-punto energizzante R .

Poiché le onde sismiche prodotte dalla sorgente non si propagano esattamente in direzione verticale rispetto ai ricevitori, data la posizione della sorgente, è necessario correggere i tempi di arrivo stimati per tenere conto dell'inclinazione del percorso effettivo.

Indicata con z la profondità del ricevitore, con d la distanza effettiva tra sorgente e ricevitore e con R la distanza superficiale tra sorgente e centro del foro (Fig. 2.6), con t il tempo determinato dalle tracce di registrazione, il tempo corretto risulta:

$$t^* = \frac{z}{d} t = \frac{z}{\sqrt{z^2 + R^2}} t$$

Dividendo la profondità a cui viene collocato il ricevitore per il tempo corretto si ricavano i valori di velocità per ciascuno dei ricevitori, in corrispondenza di ciascuna delle profondità considerate.

È anche possibile ricavare le velocità (limitando quest'operazione alla definizione di intervalli caratterizzati da basse velocità di propagazione delle onde sismiche e spessori limitati a qualche metro e quindi difficilmente identificabili nel diagramma spazio-tempo) dividendo la differenza tra due profondità corrispondenti a due ricevitori collegati rigidamente e i tempi di arrivo rilevati per una singola battuta (non c'è possibilità di errore di trigger: in questo caso le velocità si definiscono velocità d'intervallo).

Va rilevato che non sempre i tracciati registrati dai ricevitori sono chiari e univocamente interpretabili sia per l'eventuale presenza di rifratte di ampiezze non trascurabili che precedendo quelle dirette ingannano sui reali tempi d'arrivo indicando velocità intervallari anomale.

Talora, in profondità, l'istante di primo arrivo delle onde non è facilmente individuabile; sfruttando il fatto di disporre di più ricevitori, si può far riferimento ai tracciati registrati da ciascuno di essi ricercando dei punti

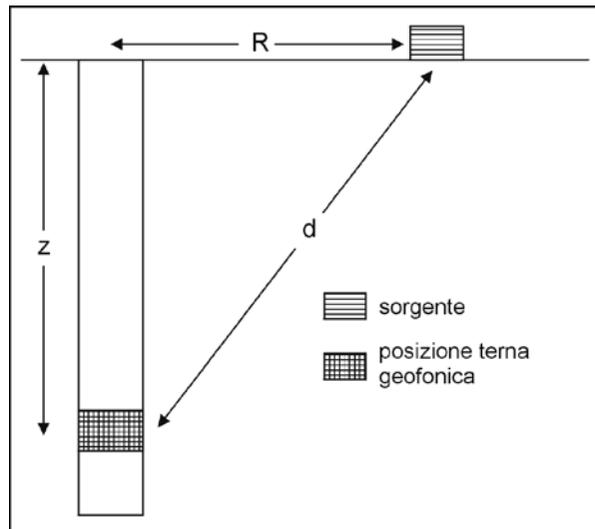


Fig. 2.6 → Primi arrivi in un sismogramma relativo ad una prova Down-Hole.

caratteristici (picchi o valli) successivi al primo arrivo ritrovabili in entrambi i segnali e stimandone il ritardo e quindi ricavando la velocità d'intervallo (in tal caso affinché ad ogni picco dell'una registrazione corrispondano rispettivamente i picchi o le valli dell'altra è necessario che sia stata precedentemente stimato l'effetto dell'orientazione dei trasduttori rispetto alla direzione di propagazione delle onde e che sia noto se i trasduttori siano orientati in maniera concorde o discorde).

2.5 Prove mediante dilatometro sismico (SDMT)

(Marchetti D., Marchetti S., Monaco P., Totani G.)

Il dilatometro sismico (SDMT) è una combinazione della lama DMT standard con un modulo sismico per la misura della velocità di propagazione delle onde di taglio V_s . Il modulo sismico (Fig. 2.7) è costituito da un corpo cilindrico posto sopra la lama DMT, munito di due ricevitori distanti 0.5 m. Il segnale è amplificato e digitalizzato in profondità. La configurazione *true-interval* a due ricevitori evita possibili inesattezze nella determinazione dello zero dei tempi dall'impatto, talora riscontrate nella configurazione *pseudo-interval* con un solo ricevitore. Inoltre la coppia di sismogrammi registrata dai due ricevitori ad una data profondità di prova corrisponde allo stesso colpo, anziché a colpi successivi non necessariamente identici, con sensibile miglioramento della ripetibilità delle misure di V_s (ripetibilità osservata ≈ 1 m/s). V_s è ottenuta come rapporto tra la differenza di distanza tra la sorgente e i due ricevitori ($S_2 - S_1$) e il ritardo dell'arrivo dell'impulso dal primo al secondo ricevitore (Δt). Le misure di V_s sono effettuate ogni 0.5 m di profondità. L'energizzazione avviene in superficie mediante un martello a pendolo (≈ 10 kg) che percuote orizzontalmente una base di ferro parallelepipedica pressata verticalmente contro il terreno (grazie al peso del camion) ed orientata con asse longitudinale parallelo all'asse dei ricevitori, in modo che essi offrano la massima sensibilità all'onda di taglio generata. La figura 2.8 mostra un esempio di sismogrammi ottenuti da SDMT a varie profondità di prova nel sito del Fucino (è buona pratica riportare affiancati i sismogrammi registrati e rifsati secondo il ritardo calcolato).

I risultati SDMT sono generalmente elaborati in forma grafica come mostrato nell'esempio in figura 2.9 (Fiumicino-Le Vignole). Il profilo di V_s è riportato a fianco di quattro profili DMT base I_D (tipo di terreno), modulo di deformazione confinato M , resistenza al taglio non drenata c_u e indice di spinta orizzontale K_D (correlato a OCR) ottenuti da correlazioni DMT usuali. Dalla figura 2.9 si evince la elevata ripetibilità delle misure di V_s , oltre che degli altri profili.

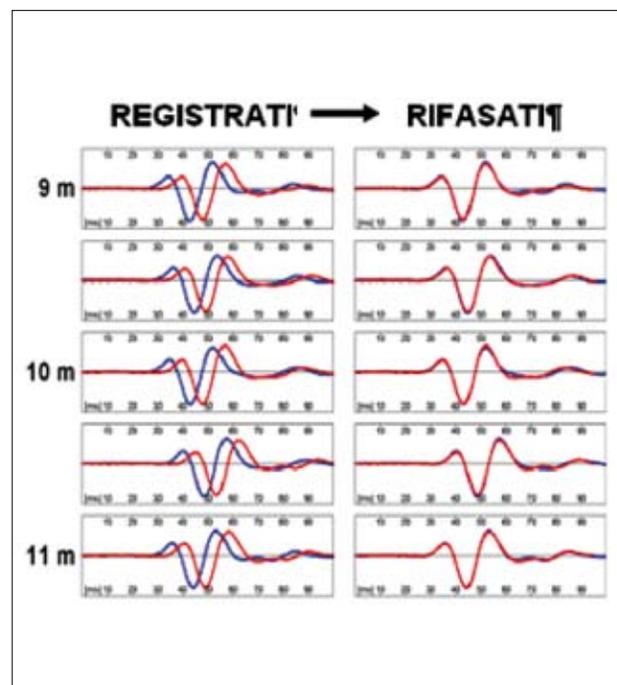
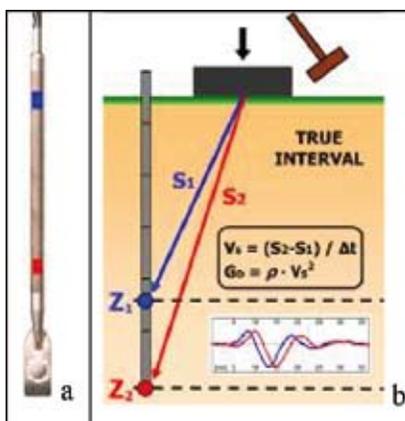


Fig. 2.7 → (a) Lama DMT e modulo sismico. (b) Schema della prova con SDMT.

Fig. 2.8 → Esempio di sismogrammi ottenuti da SDMT a varie profondità di prova nel sito del Fucino (Telespazio) e registrati e rifsati secondo il ritardo calcolato.

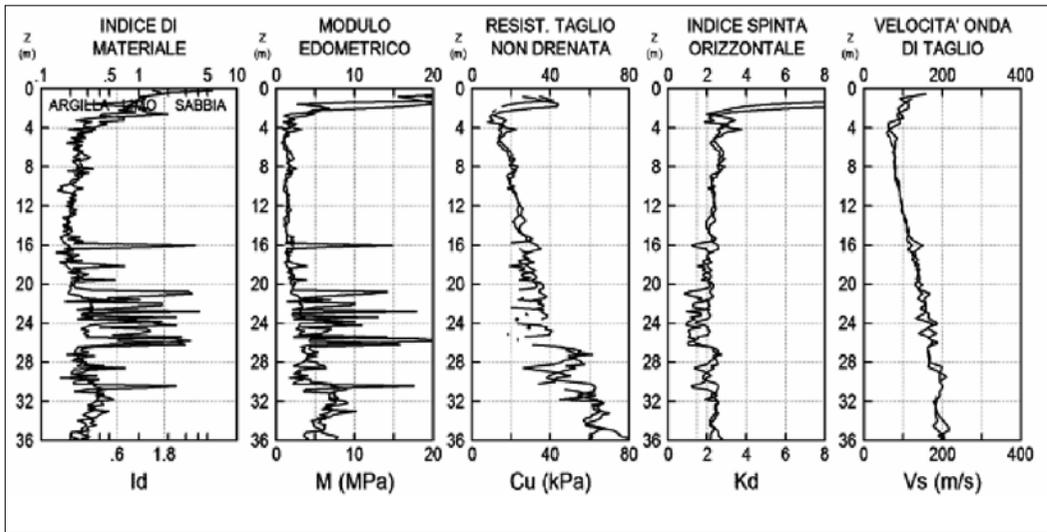


Fig. 2.9 → Profili SDMT nel sito di Fiumicino (Le Vignote), ottenuti in due verticali vicine.

In casi in cui il terreno è troppo duro per essere penetrato (o in roccia) è possibile eseguire la prova SDMT (solo misure di V_s , senza DMT) all'interno di un foro di sondaggio preventivamente riempito di sabbia. L'ottimo accordo osservato tra i profili di V_s ottenuti da prove SDMT parallele eseguite, nello stesso sito, nel terreno naturale e in un foro riempito di sabbia indica l'affidabilità delle misure di V_s ottenute in questo modo.

In conclusione, il dilatometro sismico (SDMT) fornisce misure accurate e altamente riproducibili della velocità delle onde di taglio V_s - parametro di input fondamentale per analisi sismiche. In aggiunta, SDMT fornisce i risultati DMT usuali (es. modulo di deformazione confinato MDMT) per applicazioni di progetto correnti.

L'esperienza recente documenta la possibilità di eseguire prove SDMT con buoni risultati anche in condizioni non usuali, ad es. offshore o in terreni non penetrabili (misure di V_s in fori riempiti di sabbia).

Ricerche in corso indagano il possibile uso di SDMT per la determinazione "in situ" di curve di decadimento del modulo all'aumentare della deformazione, mediante *fitting* di "curve G- γ di riferimento" attraverso due moduli forniti da SDMT a diversi livelli di deformazione: il modulo di taglio a piccole deformazioni G_0 (da V_s) e un modulo a "deformazioni operative" corrispondente a M_{DMT} .

SDMT permette di ottenere due valutazioni parallele indipendenti della resistenza alla liquefazione CRR da V_s e da KD (indice di spinta orizzontale) per mezzo di correlazioni CRR- V_s e CRR- K_D da utilizzare secondo la "procedura semplificata" di Seed e Idriss [1971]. La valutazione basata su KD e quella basata su V_s possono fornire, nello stesso sito, stime di CRR anche apprezzabilmente diverse. Vari elementi, in primo luogo la maggiore sensibilità di KD a stress history e aging, lasciano presumere una maggiore affidabilità di CRR da K_D , specialmente per terremoti di considerevole intensità.

2.6 Prove MASW

(Foti S.)

Le prove non invasive basate sulla propagazione di onde di superficie per la stima del profilo di V_s hanno trovato negli ultimi anni grande diffusione grazie ai ridotti tempi di acquisizione in sito. Il numero di acronimi utilizzati per individuare le prove basate sulla propagazione di onde superficiali (SASW, MASW, SWM, Re.Mi.,

SSRM, CSW, etc.) porta talvolta confusione nel settore, nonostante i principi di base siano sostanzialmente gli stessi ed i vari metodi si differenzino solo per le modalità di acquisizione e le tecniche di elaborazione dei dati sperimentali. Correntemente, le prove attive vengono effettuate utilizzando prevalentemente approcci multistazione, che risultano robusti ed efficienti (Foti, 2005).

In un mezzo eterogeneo avente rigidità variabile con la profondità si manifesta il fenomeno della dispersione geometrica, per cui la velocità di fase con cui si propagano le onde superficiali è funzione della frequenza. Da un punto di vista fisico questo fenomeno può essere spiegato considerando che onde armoniche di diversa frequenza sono caratterizzate da una diversa lunghezza d'onda e conseguentemente interessano strati superficiali di diversa profondità e pertanto volumi di terreno aventi diverse caratteristiche meccaniche e, dunque, diversa velocità di propagazione (Fig. 2.10). La relazione che lega la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_R) alla frequenza f (Fig. 2.10) viene usualmente definita curva di dispersione e rappresenta l'elemento centrale nell'utilizzo delle onde di Rayleigh ai fini della caratterizzazione dei terreni. Infatti la curva di dispersione è funzione delle proprietà fisico-meccaniche e geometriche del mezzo e, posto di riuscire a stimarla sperimentalmente, può essere utilizzata per la soluzione di un problema inverso avente come obiettivo la stima dei parametri di modello per il terreno. Nelle applicazioni è però necessario tenere in conto che, da un punto di vista matematico, la propagazione può essere rappresentata come un fenomeno multimodale e quindi si avranno in generale diverse curve di dispersione.

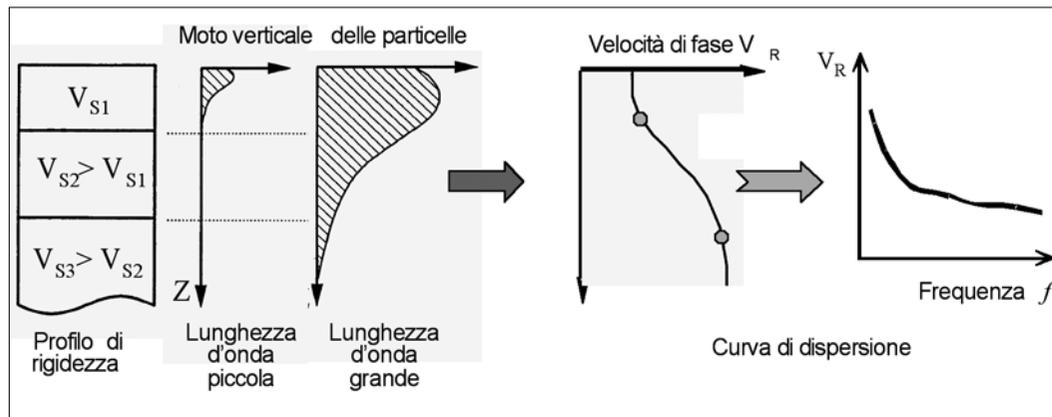


Fig. 2.10 → Dispersione geometrica delle onde di Rayleigh in mezzi verticalmente eterogenei (Foti, 2008).

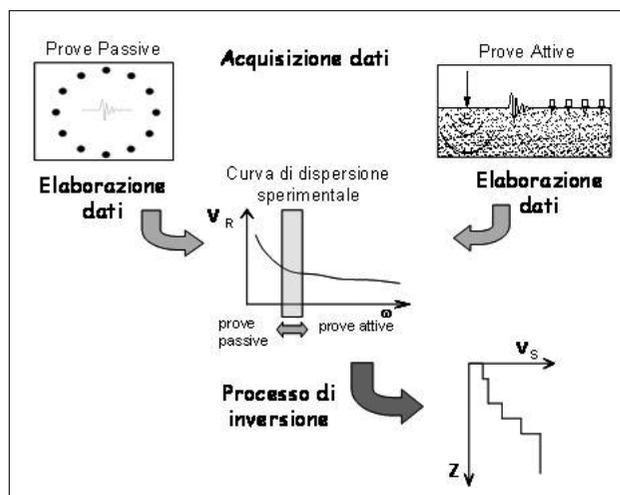
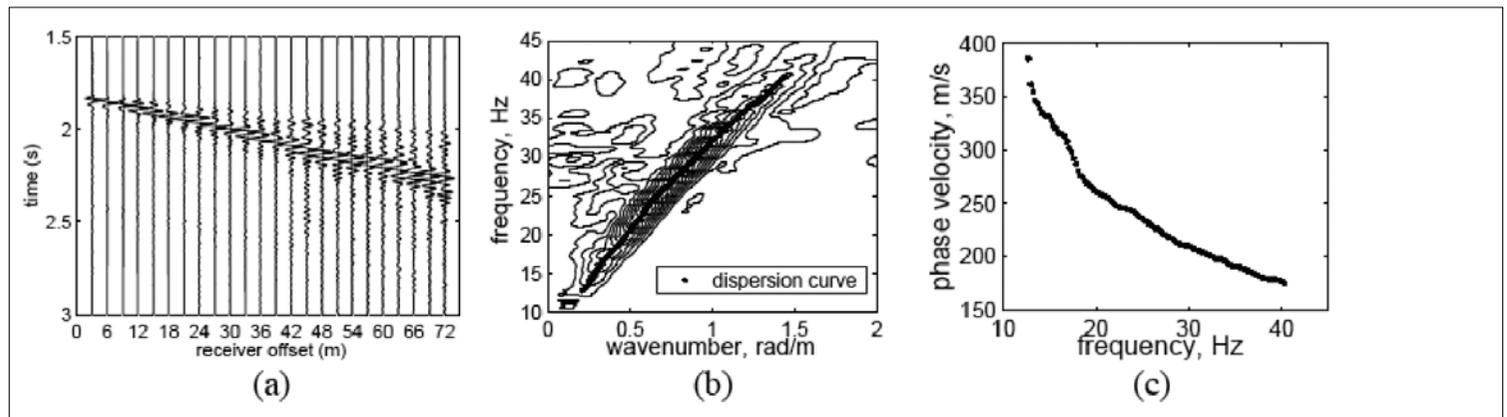


Fig. 2.11 → Diagramma di flusso delle prove basate sulla propagazione di onde superficiali (Foti, 2008).

Il processo di caratterizzazione può essere schematicamente sintetizzato nel diagramma di flusso riportato in [figura 2.11](#). Utilizzando un insieme di ricevitori posti sul piano campagna vengono acquisiti dei segnali sismici relativi ad una perturbazione che si propaga lungo la superficie libera. L'analisi dei segnali acquisiti consente una stima della curva di dispersione caratteristica del sito in oggetto, che viene successivamente utilizzata per un processo di inversione fornendo come risultato finale il profilo verticale della velocità delle onde di taglio nel terreno e quindi una stima del modulo di taglio a piccole deformazioni in funzione della profondità.

La curva di dispersione sperimentale può essere ottenuta utilizzando diversi approcci che si differenziano per modalità di acquisizione del dato sperimentale e per tecniche di analisi dello stesso. Per quanto riguarda le prove attive, l'utilizzo di tecniche basate sull'analisi di più segnali relativi ad una stesa di ricevitori allineati con la sorgente (Nolet e Panza, 1976; McMechan e Yedlin, 1981; Gabriels *et al.*, 1987; Park *et al.*, 1999), consente una stima rapida e robusta della curva di dispersione. Questa rappresenta attualmente la modalità di prova più diffusa e viene spesso indicata con l'acronimo MASW (*Multistation Analysis of Surface Waves*; Park *et al.*, 1999). La perturbazione, generata a mezzo di una sorgente impulsiva o armonica con frequenza variabile, viene rilevata secondo uno schema di acquisizione a più ricevitori. L'analisi viene effettuata trasformando i segnali dal dominio spazio-tempo in cui sono stati acquisiti in un dominio alternativo, in cui sia possibile ottenere informazioni

Fig. 2.12 → Esempio di elaborazione di prove MASW: a) sismogramma; b) spettro fk ; c) curva di dispersione (Foti, 2005)



riguardanti la natura dispersiva del deposito in oggetto. Due metodologie, differenti da un punto di vista formale, ma equivalenti ai fini del risultato finale, possono essere utilizzate: una nel dominio frequenza-numero d'onda (Nolet e Panza, 1976; Gabriels *et al.*, 1987; Zywicki, 1999), l'altra nel dominio frequenza-lentezza o frequenza velocità di fase (McMechan e Yedlin, 1981; Park *et al.*, 1999). In entrambi i casi è possibile dimostrare che le curve di dispersione sono associate ai massimi degli spettri nei rispettivi domini ([Fig. 2.12](#)).

In virtù della presenza di diversi modi di propagazione, le informazioni ottenute dall'analisi spettrale sono differenti a seconda dei parametri meccanici e geometrici del deposito. Per determinate condizioni stratigrafiche (es. rigidità crescente con la profondità in assenza di forti contrasti) si ha il predominio del modo fondamentale e quindi le informazioni ottenute riguardano proprio tale modo. In generale però le informazioni ottenute sono invece relative sia al modo fondamentale sia ai modi superiori. Inoltre nelle condizioni di prova usuali, la risoluzione spettrale non è sufficiente per una chiara identificazione dei singoli modi di propagazione ed è pertanto necessario fare riferimento ad una curva di dispersione apparente (Foti, 2005).

Le informazioni sperimentali riguardanti la curva di dispersione sono infine utilizzate per la caratterizzazione del terreno, risolvendo un problema matematico inverso. Il modello usualmente considerato è quello di mezzo elastico lineare a strati omogenei ed isotropi. I parametri necessari a descrivere pienamente tale modello sono: due costanti elastiche, lo spessore e la densità di ciascuno strato. La natura monodimensionale del modello in oggetto rende implicita l'ipotesi che gli strati siano piani e tra loro paralleli, ipotesi che deve pertanto essere in linea di massima soddisfatta dal deposito di terreno per garantire la significatività del risultato finale.

Nella soluzione del problema inverso usualmente vengono adottate alcune semplificazioni, al fine di ridurre il numero di incognite presenti ed alleviare i problemi di non unicità della soluzione. Sulla base di una serie di analisi parametriche (Nazarian, 1984) è stato dimostrato che il numero di Poisson e la densità dei singoli strati rivestono un ruolo marginale. Pertanto il processo di inversione viene effettuato considerando come incognite solo la velocità delle onde di taglio e lo spessore di ciascuno strato ed assegnando a priori i valori di densità e numero di Poisson. Nella scelta di tali valori è però necessario tenere in debito conto la presenza della falda, che comporta una brusca variazione nel valore del numero di Poisson (Foti e Strobbia, 2002).

Il processo di inversione può essere affrontato con approcci deterministici o stocastici. Nel primo caso si utilizzano tipicamente processi iterativi: a partire da un profilo di primo tentativo, costruito sulla base di metodi semplificati, ed eventualmente delle informazioni a priori riguardo la stratigrafia, il problema diretto viene risolto diverse volte variando i parametri che definiscono il modello fino al raggiungimento del miglior accordo tra la curva di dispersione simulata e quella sperimentale. Usualmente algoritmi di minimizzazione ai minimi quadrati vengono utilizzati per automatizzare la procedura.

Con l'utilizzo di metodi di inversione stocastici, quale ad esempio il metodo Monte Carlo, è possibile limitare il rischio di convergenza del processo su minimi locali della funzione di misfit.

Infine è importante ricordare che la caratterizzazione basata sulla propagazione delle onde superficiali richiede la soluzione di un problema matematico inverso, pertanto la soluzione non è univoca in quanto possono presentarsi diverse combinazioni dei parametri di modello (spessori e velocità di taglio degli strati) che sono associati a curve di dispersione numeriche simili tra loro e sostanzialmente equidistanti dalla curva di dispersione sperimentale. Questa problematica, detta equivalenza, si presenta per tutti i metodi che richiedono la soluzione di problemi inversi. Nel caso delle prove MASW utilizzate per studi di risposta sismica locale, le conseguenze della non unicità della soluzione sono relativamente modeste (Foti *et al.*, 2009).

2.7 Indagini ReMi

(Franceschini A.)

La tecnica di analisi del sottosuolo mediante l'uso dei microtremori prende origine dagli studi e dalle sperimentazioni condotte da J.Louie presso la Nevada University e si basa sull'analisi delle onde di superficie ed in particolare delle onde di Rayleigh. Si basa su due concetti fondamentali; il primo è che una comune attrezzatura adatta ad effettuare sismica a rifrazione può campionare onde di superficie con frequenza anche inferiore ai 2 Hz e il secondo che una trasformata bidimensionale *slowness-frequency*(p-f) consente di individuare e separare le onde di Rayleigh da altri tipi di onde e consentire quindi la determinazione della loro velocità di fase.

Di queste onde (Rayleigh), che hanno carattere dispersivo, viene analizzata la velocità di propagazione lungo stendimenti sismici e valutata la relativa lunghezza d'onda e *slowness* (o inverso di velocità). Il loro carattere

dispersivo determina il fatto che le onde con maggiore frequenza attraversano i livelli di terreno più superficiali mentre quelle con frequenza inferiore attraversano i livelli inferiori e ciò consente di determinare un profilo di velocità 1-D che mostra l'andamento delle velocità V_s con la profondità

L'analisi dei microtremori viene effettuata utilizzando la strumentazione classica per la prospezione sismica a rifrazione (a geofono singolo) disposta sul terreno con array lineare, da 12 a 48 geofoni; per ottenere una buona risoluzione in termine di frequenza, oltre ad utilizzare geofoni con bassa frequenza di risonanza (4 -14 Hz raccomandati), è indispensabile allungare il tempo di registrazione (15 – 30 s) rispetto alla sismica a rifrazione tradizionale. L'uso di un sismografo digitale con elevata dinamica consente di dimezzare la frequenza utile campionabile rispetto a quella nominale dei geofoni impiegati.

Si possono così registrare onde di superficie il cui contenuto in frequenza copre un range da 25 – 30 Hz fino a 2 Hz che, in condizioni ottimali, offre una dettagliata ricostruzione dell'andamento delle V_s relativamente ai primi cento metri di profondità.

L'elaborazione del segnale consiste nell'operare una trasformata bidimensionale *slowness-frequency*(p-f) che analizza l'energia di propagazione del rumore in entrambe le direzioni della linea sismica e nel rappresentarne lo spettro di potenza su un grafico p-f (Fig.2.13).

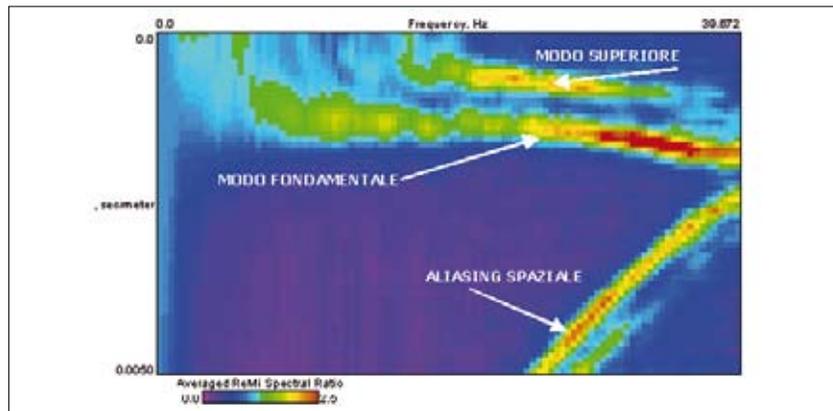


Fig. 2.13 → Esempio di spettro di potenza p-f.

Nell'immagine di figura 2.13 risaltano gli andamenti che possiedono sia una spiccata coerenza di fase che una potenza significativa, ed è possibile un riconoscimento visivo delle onde di Rayleigh, che avendo carattere dispersivo mostrano un caratteristico andamento (*slope*), distinguibile da quelli riconducibili ad altri modi e tipi di onde (onde di Rayleigh di ordine superiore, onde di pressione, suono e rumore incoerente).

Picking

A questo punto l'operatore, in maniera arbitraria ed in base all'esperienza, esegue un *picking* attribuendo ad un certo numero di punti una o più *slowness* (p o 1/velocità di fase) per alcune frequenze.

La scelta del *picking* è condizionata da alcune regole che possono essere riassunte nei seguenti punti:

- è consigliabile selezionare esclusivamente le situazioni contraddistinte da una buona definizione dello spettro di potenza, e cioè quello che è contraddistinto da elevata coerenza e intensità di segnale;
- a parità di frequenza la velocità scelta non deve essere quella coincidente con il picco massimo di intensità del segnale, come accade nel MASW dove la sorgente energetica è in linea con lo stendimento, bensì

quella più bassa prossima al confine tra incoerenza propria del rumore e segnale; questo accorgimento è motivato dal fatto che i microtremori, per definizione, non provengono da un'unica sorgente definita e fissa e che l'energia del rumore che attraversa obliquamente lo stendimento appare nell'immagine p-f con una velocità apparente (V_a) più elevata di quella reale (V_r) osservabile in linea. Supponendo che l'energia dei microtremori provenga da tutte le direzioni in maniera uguale, più del 40% presenterà una V_a di poco inferiore a $125\%V_r$ e sarà inglobata nel picco massimo di intensità, mentre l'energia restante copre progressivamente l'intervallo tra V_a e V_r fino a che non viene raggiunta l'eguaglianza lungo l'inviluppo che delimita velocità inferiori situato tra la zona a massima potenza ed il rumore. Inoltre eseguire il picking lungo l'inviluppo a velocità più bassa fornisce maggiori garanzie di campionare velocità che appartengono al modo fondamentale delle onde di Rayleigh.

- È buona norma evitare le inversioni di velocità di fase, a meno che non siano palesi, per intervalli di frequenza relativamente elevati: gli ordini superiori (modi) delle onde di Rayleigh possono presentare un'intensità dello spettro paragonabile a quella del modo primario e indurre in errore sovrastimando la velocità degli orizzonti più superficiali (Fig.2.13)

Modellazione delle onde di taglio

Tali valori vengono in seguito plottati su un diagramma periodo-velocità di fase per l'analisi della curva di dispersione e l'ottimizzazione di un modello diretto, che è modificabile dall'interprete. Variando il numero di strati, la loro velocità e la densità la curva di dispersione calcolata viene adattata fino a farla aderire il più possibile a quella sperimentale ottenuta con il *picking*.

Si tratta di una modellazione diretta, monodimensionale, che può accettare inversioni di velocità con la profondità ed in cui conta molto il peso che deriva dall'abilità e dall'esperienza del geofisico.

I profili di V_s ricavati con questa metodologia non presentano una soluzione univoca e cioè più di un modello può fornire curve di dispersione simili tra loro e con il medesimo RMS (Fig. 2.14).

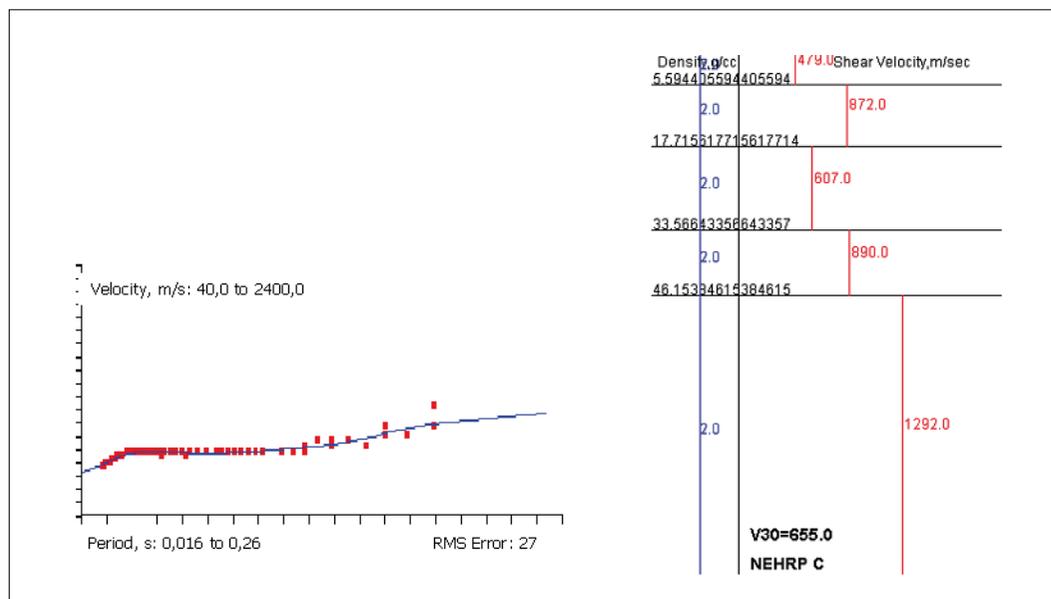


Fig. 2.14 → Modellazione diretta interattiva: curva di dispersione calcolata (blu) e picking (puntinato rosso) a sinistra e modello del profilo V_s /profondità a destra.

2.8 Tomografia Di Resistività Elettrica (ERT)

(Piscitelli S.)

È ben noto che la Geofisica Applicata può fornire un contributo nello studio di un'ampia gamma di problematiche geologiche. Attualmente, vi è un ampio spettro di metodologie e tecniche di prospezione geofisica (sismica, gravimetria, magnetometria, geoelettrica, ecc.), ognuna delle quali misura ed è sensibile alle variazioni di vari parametri fisici del sottosuolo (velocità delle onde sismiche, densità, suscettività magnetica, resistività, ecc). In particolare, lo studio della distribuzione nel sottosuolo della resistività elettrica, essendo un parametro fortemente influenzato dalla porosità delle rocce, dal contenuto e salinità dei fluidi contenuti nelle rocce, dalla temperatura e dalla presenza di minerali argillosi, può contribuire in maniera significativa alla risoluzione di svariate problematiche geologiche (Fig. 2.15).

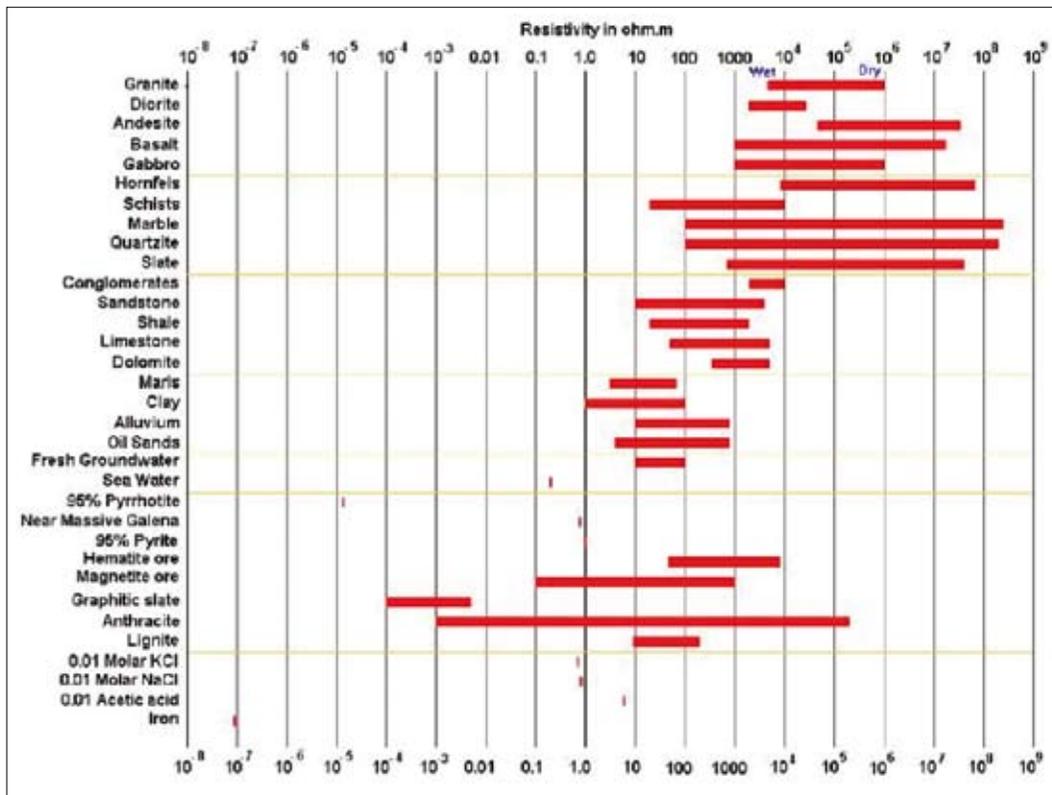


Fig. 2.15 → Valori di resistività per diverse tipologie di rocce, suoli, acqua, minerali, etc.

Come si può constatare, la resistività presenta un ampio intervallo di variazione, inoltre, visto che la resistività è funzione di un gran numero di parametri, essa è variabile anche per una data tipologia d'acqua o roccia.

La prospezione geoelettrica consiste nella determinazione sperimentale del parametro della resistività apparente (ρ_a), attraverso misure congiunte di intensità di corrente elettrica (I), inviata nel sottosuolo mediante una coppia di elettrodi infissi nel terreno, e di tensione (ΔV) ai capi di una seconda coppia di elettrodi, anch'essi in contatto diretto col suolo. I valori di resistività apparente (ρ_a) si ottengono mediante la seguente relazione:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\Omega m).$$

dove K è il coefficiente geometrico che dipende dal dispositivo elettrodico, ovvero dalla disposizione dei due dipoli di corrente e di potenziale.

Nel tempo, sono state usate varie modalità operative per l'acquisizione dei dati di resistività: Sondaggi Elettrici Verticali (SEV), per la determinazione della variazione verticale della resistività escludendo variazioni laterali, e Sondaggi Elettrici Orizzontali (SEO) o Profili di resistività, per la determinazione delle variazioni laterali della resistività estesa fino ad una profondità d'indagine prefissata. In entrambi i casi, si ottengono informazioni 1D sulla stratificazione del sottosuolo. Negli ultimi anni, grazie all'avvento di nuovi sistemi di acquisizione multi-canale (sistemi multielettrodi), che hanno ridotto notevolmente i tempi di acquisizione dati, e lo sviluppo di nuovi e più sofisticati algoritmi di inversione dei dati sperimentali, è stata sviluppata una tecnica di sondaggio, la

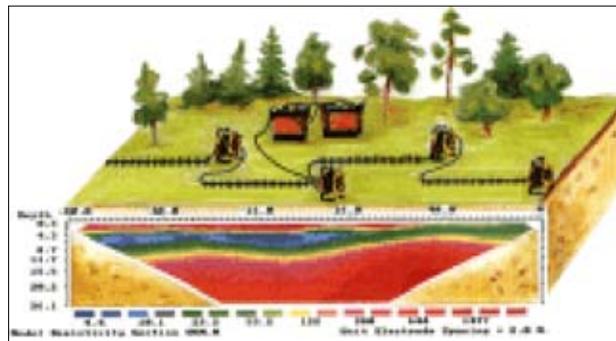


Fig. 2.16 → Esempio di tomografia di resistività elettrica effettuata mediante sistema multielettrodo.

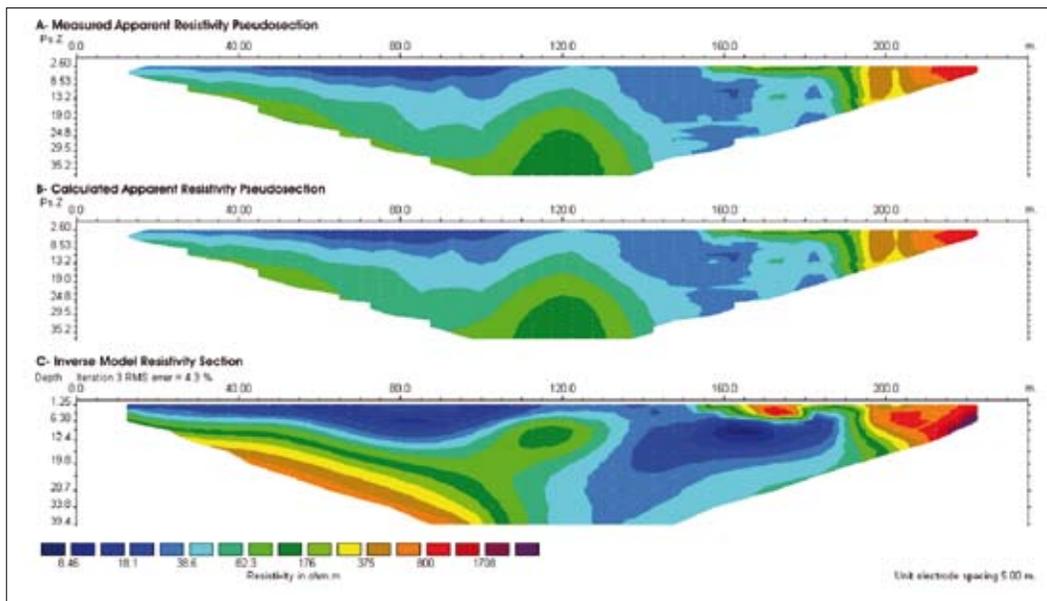


Fig. 2.17 → Esempio del risultato del processo di inversione di dati di resistività apparente mediante il programma Res2Dinv. A) pseudosezione di resistività apparente misurata; B) pseudosezione di resistività apparente calcolata; C) modello di inversione o tomografia di resistività elettrica.

Tomografia di Resistività Elettrica (ERT) che contempla ambedue le modalità operative. In particolare, la tecnica della tomografia di resistività elettrica di superficie lungo un profilo consiste nella realizzazione di un'immagine 2D di estremo dettaglio del comportamento areale della resistività elettrica lungo il piano della sezione verticale passante per il profilo scelto (Griffiths and Barker, 1993; Dahlin, 1996; Sharma, 1997) (Fig. 2.16).

Tale metodo di prospezione è stato utilizzato con successo nella risoluzione di svariate problematiche applicative: nella delineazione dell'assetto strutturale in aree sismicamente attive (Caputo *et al.*, 2003; Galli *et al.* 2006), in aree vulcaniche (Di Maio *et al.*, 1998), nella caratterizzazione geometrica di sistemi franosi (Lapenna *et al.*, 2003, 2005; Perrone *et al.* 2004) e bacini sedimentari (Giano *et al.*, 2000; Rizzo *et al.*, 2004).

I dati di resistività possono essere acquisiti mediante diversi dispositivi elettrodi (Wenner, Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Polo-Polo, etc.), aventi differenti configurazioni elettrodiche. La scelta del dispositivo elettrodi viene fatta in base a varie considerazioni: sensibilità dell'array a variazioni di resistività verticali e/o orizzontali, profondità di investigazione, copertura orizzontale dei dati, problemi logistici.

Se si assume che la struttura del sottosuolo sia essenzialmente bidimensionale ed il profilo di misure sia perpendicolare alla direzione di strike, la distribuzione areale dei valori di resistività apparente (pseudo-sezione) riflette qualitativamente la distribuzione della resistività reale nella sezione del sottosuolo sottesa dal profilo. I dati di resistività apparente vengono, quindi, successivamente invertiti in termini di resistività reali e profondità reali (tomografia elettrica) mediante software ad hoc che utilizzano modellizzazioni alle differenze finite, agli elementi finiti, etc. (Loke and Barker, 1996).

Nell'ambito del progetto di microzonazione sismica eseguito a seguito dell'evento del 6 Aprile 2009, l'IMAA-CNR ha effettuato numerose ERT che hanno fornito utili informazioni alla caratterizzazione geofisica del sottosuolo in diversi siti del territorio della Provincia de l'Aquila. Le ERT sono state eseguite con varie spaziatore interelettrodiche (5, 10 e 20 m), profondità d'investigazione (da 35 a circa 160 m) e dispositivi elettrodi (Dipolo-Dipolo, Wenner, Wenner-Schlumberger), impiegando un sistema energizzante/ricevente che consta di gruppo elettrogeno, raddrizzatore (AC/DC), georesistivimetro Syscal R2 della IRIS INSTRUMENTS, Switch Plus a 48 canali e cavi multielettrodo.

I dati di resistività apparente sono stati invertiti mediante il software RES2DINV (Loke and Barker, 1996), che utilizza una routine d'inversione ai minimi quadrati *smoothness-constrained* (Sasaki, 1992) implementata da una tecnica di ottimizzazione quasi-Newton, che permette di determinare automaticamente un modello bidimensionale di resistività per il sottosuolo, partendo dai dati misurati in superficie mediante varie tecniche geoelettriche. Il metodo d'ottimizzazione modifica il modello 2D di resistività reali tentando di ridurre iterativamente la differenza tra i valori di resistività apparenti misurati e quelli calcolati dal modello. Lo scarto quadratico medio (RMS) dà una misura di tale differenza (Fig. 2.17).

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 dare la stessa anomalia in superficie) o di soppressione (strati sottili in profondità non sono rilevabili in superficie).

Bibliografia

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456.
- Arai, H. and K. Tokimatsu 2005. S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum. Bull. Seism. Soc. Am. 95, 1766-1778.
- Arai, H., and K. Tokimatsu 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, Bull. Seism. Soc. Am. 94, 53-63.
- Bâth M., 1974. Spectral analysis in Geophysics. Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 533.
- Caputo R., S. Piscitelli, A. Oliveto, E. Rizzo and V. Lapenna (2003): The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece, Journal of Geodynamics, 36, 19-35.

- Dahlin T (1996): 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, *First Break*, 14 (7), 275-283.
- Di Maio R., Mauriello P., Patella D., Petrillo Z., Piscitelli S. and A. Siniscalchi (1998): Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma-Vesuvius structural setting, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 82 (1-4), 219-238.
- Foti S. 2005. Surface Wave Testing for Geotechnical Characterization, in *Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks*, Lai C.G. and Wilmanski K. eds, Springer-Verlag, Wien. 47-71
- Foti S. 2008. La caratterizzazione geotecnica per la progettazione in zona sismica. In *Opere geotecniche in condizioni sismiche*, a cura di G. Barla e M. Barla. Atti MIR2008. Politecnico di Torino. Patron Ed., Bologna, 71-100.
- Foti S., Comina C., Boiero D., Socco L.V. 2009. Non uniqueness in surface wave inversion and consequences on seismic site response analyses. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29, 982-993
- Foti S., Strobbia C. 2002. Some notes on model parameters for surface wave data inversion. *Proc. of SAGEEP 2002*, Las Vegas, USA, February 10-14, CD-Rom.
- Gabriels P., Snieder R., Nolet G. 1987. In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophys. Prospect.*, 35, 187-196
- Galli P., V. Bosi, S. Piscitelli, A. Giocoli and V. Scionti (2006): Late Holocene earthquakes in southern Apennines: paleoseismology of the Caggiano fault, *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 95 (5), 855-870, DOI 10.1007/s00531-005-0066-2.
- Giano S. I., Lapenna V., Piscitelli S. and M. Schiattarella (2000): Electrical imaging and self-potential surveys to study the geological setting of the Quaternary slope deposits in the Agri high valley (Southern Italy), *Ann. Geofis.* 43, 409-419.
- Griffiths D:H. and R.D. Barker (1993): Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, *J. Appl. Geophys.*, 29, 211-226.
- Gruppo di lavoro MS, 2008. Indizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento delle Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Cd-rom.
- Lapenna V., Lorenzo P., Perrone A., Piscitelli S., Rizzo E. and F. Sdao (2003): High-resolution geoelectrical tomographies in the study of the Giarrossa landslide (Potenza, Basilicata), *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 62, 259–268.
- Lapenna, V., Lorenzo P., Perrone A., Piscitelli S., Sdao F. and E. Rizzo (2005): 2D Electrical Resistivity Imaging of some Landslides in Lucanian Apennine (Southern Italy), *Geophysics*, 70, 3.
- Loke M.H. (2001): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. I: Course notes for USGS workshop “2-D and 3-D inversion and modeling of surface and borehole resistivity data”, Storrs, CT, 13-16 March 2001.
- Loke M.H., and R.D. Barker (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-newton method, *Geophys. Prospect.*, 44, 131-152.
- Lunedei E., Albarello D., 2009. On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered Earth. *Geophys.J.Int.*, 177, 3, 1001-1014, DOI: 10.1111/j.1365 246X.2008.04062.x (Erratum doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04344.x)
- McMechan G.A., Yedlin M.J. 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.
- Nazarian S. 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement systems by Spectral-Analysis-of-Surface waves method. PhD Diss., Un. of Texas at Austin.
- Nolet G. and Panza G.F. 1976. Array analysis of seismic surface waves: limits and possibilities. *Pure and Applied Geophysics*, 114, 776–790.

- Ohori, M., Nobata, A., and Wakamatsu, K., 2002. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2323-2332.
- Park C.B., Miller R.D., Xia J. 1999. Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, 64, 800-808.
- Parolai, S., Picozzi, M., Richwalski, S.M., and Milkereit C., 2005. Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes, *Geoph. Res. Lett.*, 32, doi: 10.1029/2004GL021115.
- Parolai, S., Richwalski, S.M., Milkereit, C. & Faeh, D., 2006. S-wave velocity profile for earthquake engineering purposes for the Cologne area (Germany), *Bull. Earthq. Eng.*, 65-94, doi:10.1007/s10518-005-5758-2.
- Perrone A., Iannuzzi A., Lapenna V., Lorenzo P., Piscitelli S., Rizzo E. and F. Sdao (2004): High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (Southern Italy). *Journal of Applied Geophysics* 56, 17-29.
- Picozzi M., Albarello D., 2007. Combining Genetic and Linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave dispersion and H/V spectral ratio curves. *Geophys.J.Int.*, 169, 189-200
- Rizzo E., A. Colella, V. Lapenna and S. Piscitelli (2004): High-resolution images of the fault-controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies, *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 321-327.
- Sasaki Y. (1992): Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, *Geophysical Prospecting*, 40, 453-463.
- Sharma P.V. (1997): *Environmental and engineering geophysics*, Cambridge University Press.
- Xia, J., Miller, R.D., and Park, C.B., 1999, Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh waves: *Geophysics*, 64, 733-741
- Zhang, S.H., Chan, L.S. and Xia, J., 2004. The selection of field acquisition parameters for dispersion images from multichannel surface wave data. *Pure and Applied Geophysics* 161, 185-201.
- Zhang, S.X. and L.S. Chan, 2003. Possible effects of misidentified mode number on Rayleigh wave inversion. *Journal of Applied Geophysics* 53, 17-29.

3 PROVE DI LABORATORIO

- Silvestri F.
Università di Napoli

3.1 Programma sperimentale

Nell'ambito della campagna di indagini condotta nei siti del progetto C.A.S.E. sono stati prelevati 18 campioni indisturbati in 8 dei 20 siti interessati dal progetto. Questi sono stati distribuiti ad una rete di laboratori di dinamica dei terreni, coordinata dall'AGI (Associazione Geotecnica Italiana) e costituita da: ISMGEO (Seriata, BG), Politecnico di Torino, Università di Catania, Università di Firenze, Università di Napoli Federico II e Università di Roma La Sapienza (Facoltà di Architettura), per l'esecuzione di prove cicliche e dinamiche.

Il programma sperimentale (cfr. Tabella 3.1) ha previsto per tutti i campioni la classificazione dei terreni mediante analisi granulometriche (AA) e determinazioni dei limiti di Atterberg (LL), eseguite in conformità con gli standard ASTM D422/90 e D4318, rispettivamente. Per alcuni campioni, sono state valutate anche le caratteristiche di compressibilità attraverso prove edometriche (Ed), eseguite in conformità con gli standard ASTM D 2435/96 e con le Raccomandazioni AGI (1994). A seconda delle risorse sperimentali specifiche di ciascun laboratorio, sono quindi state eseguite prove di taglio torsionale dinamico (o di "colonna risonante", RC) ed eventualmente anche di taglio torsionale ciclico (CTS), o prove di taglio semplice ciclico su doppio provino (DSDSS).

Le prove RC sono state condotte presso i laboratori dell'ISMGEO di Bergamo, delle Università di Catania, Firenze, Napoli Federico II, e del Politecnico di Torino; in questi due ultimi laboratori, sugli stessi campioni sono state anche eseguite prove CTS, mentre presso il laboratorio di Roma La Sapienza sono state eseguite prove DSDSS.

Tabella 3.1 → Programma sperimentale delle prove eseguite dalla rete dei laboratori AGI sui campioni prelevati nei siti del progetto C.A.S.E. (in parentesi le macroree di MS pertinenti).

SITO	SONDAGGIO	CAMPIONE	PROF. (M)	PROVA	Σ'C (KPA)	ALTRE	LABORATORIO
CESE DI PRETURO (AREA 2)	S3	C1	4.0-4.8	RC-CTS	100	AA, LL, Ed	UniNa/AMRA
	C2	8.5-8.8	RC-CTS	150	AA, LL, Ed	UniNa/AMRA	
	C3	17.5-18.0	RC-CTS	300	AA, LL, Ed	UniNa/AMRA	
SASSA (AREA 2)	S1	C1	7.5-8.1	RC	130	AA, LL, Ed	ISMGEO
	C2	15.0-15.5	RC	300	AA, LL, Ed	ISMGEO	
PAGLIARE DI SASSA (AREA 2)	S2	C1	2.8-3.4	RC	100	AA, LL, Ed	ISMGEO
	C2	22.0-22.5	RC	280	AA, LL, Ed	ISMGEO	
MONTECCHIO	S1	C1	15.0-15.3	RC-CTS	280	AA, LL, Ed	UniNa/AMRA
TEMPERA (AREA 3)	S1	C1	1.5-1.8	Non eseguibile	AA		ISMGEO
	C2	5.5-6.0	RC	130	AA, LL		UniFi
	C3	12.0-12.5	DSDSS	220-500-750	AA, LL, Ed		UniRoma1
ROIO PIANO (AREA 8)	S3	C1	4.0-4.5	RC	90	AA, LL	UniCt
	C2	7.0-7.5	DSDSS	120-250	AA, LL, Ed		UniRoma1
	C3	12.0-12.5	RC	150	AA, LL		UniFi
	C4	15.0-15.4	RC-CTS	200	AA, LL		PoliTo
	C5	18.0-18.5	Non eseguibile	UniCt			
	C6	23.7-24.0	Non eseguibile	UniRc			
	C7	33.0-33.4	DSDSS	380-800	AA, LL, Ed		UniRoma1
	C8	49.6-50.0	RC-CTS	500	AA, LL, Ed		UniNa/AMRA
PIANOLA (AREA 9)	S1	C1	6.0-6.5	DSDSS	90-200-400	AA, Ed	UniRoma1
CAMARDA (AREA 10)	S1	C1	4.5-5.0	RC-CTS	75	AA, LL	PoliTo

Le prove suddette, eseguite in gran parte entro la fine di luglio 2009, hanno avuto lo scopo di caratterizzare il comportamento non-lineare e dissipativo dei terreni, non solo ai fini della valutazione della risposta sismica dei siti individuati dal DPC per la costruzione degli insediamenti temporanei, ma anche per i successivi studi di microzonazione sismica dell'intera area. A tal fine, queste prove sono state integrate da ulteriori prove di colonna risonante (RC) commissionate al laboratorio CGG di Bologna, eseguite sui campioni estratti dai sondaggi specificamente eseguiti nelle diverse Macroaree.

3.2 Apparecchiature e procedure sperimentali

Le apparecchiature utilizzate per le prove di taglio torsionale (RC-CTS) sono del tipo fixed-free, nelle differenti versioni disponibili presso i vari laboratori coinvolti nel progetto (cfr. Cavallaro *et al.*, 2000). Le prove di taglio semplice ciclico (DSDSS) sono state condotte utilizzando l'apparecchiatura originariamente progettata all'UCLA (Doroudian e Vucetic, 1995) e modificata da d'Elia *et al.* (2003). Le procedure sperimentali e di interpretazione sono descritte nei sottoparagrafi successivi.

Tutti i provini sono stati preliminarmente consolidati alla tensione efficace in sito stimata alla profondità di prelievo (cfr. Tabella 3.1). Le prove RC-CTS sono state condotte in condizioni di compressione isotropa, mentre in quelle DSDSS il provino, confinato entro pareti rigide, è sottoposto a compressione unidimensionale; queste ultime prove sono state eseguite a due-tre livelli di tensione di consolidazione. Al termine di ciascuna fase di consolidazione, i provini sono stati sottoposti ad una sequenza di prove a deformazioni tangenziali crescenti; le prove cicliche hanno indagato un ampio campo di frequenze, variabile tra 0.1 Hz (Politecnico di Torino), 0.25 Hz (Università di Roma), 0.5-1-2 Hz (Università di Napoli). Le prove RC sono relative a frequenze di sollecitazione superiori in genere ai 10 Hz, con valori variabili in relazioni a dimensioni e rigidezza del provino e del sistema di carico.

3.2.1 Prove di colonna risonante

In una prova di colonna risonante (Fig. 3.1), il provino è sottoposto ad una sollecitazione torsionale di ampiezza M costante e frequenza f variabile nel tempo:

$$M(t) = M \sin[2\pi ft]$$

Nelle attrezzature utilizzate, in genere l'estremità superiore del provino è libera, mentre la base è rigidamente vincolata al piedistallo fisso; in tal modo lo schema dinamico di riferimento è del tipo "a base fissa" o *fixed-free* (Woods, 1978).

Durante la prova, viene registrata la vibrazione della testa del provino in termini di rotazione, θ , rilevata a seconda dei casi da un accelerometro o da sensori non a contatto con il sistema (p.es. coppie di trasduttori di prossimità o di sensori laser). Tale misura viene convertita in deformazioni tangenziali, γ , mediante le opportune costanti di taratura. La risposta del provino risulta in ogni istante isofrequenziale con la sollecitazione, mentre l'ampiezza γ_{\max} (ricavata da θ_0) varia in relazione alla frequenza, ed attinge il valore massimo quando vengono raggiunte le cosiddette "condizioni di risonanza" ($f = f_R$).

Il modulo tangenziale G viene dedotto dalla misura della velocità delle onde di taglio, V_s , ottenuta analizzando la risposta del sistema composto da provino e dispositivo di carico torsionale, sulla base di classici modelli teorici di vibrazione torsionale di solidi cilindrici (Richart *et al*, 1970). Dalla conoscenza delle caratteristiche fisico-geometriche del sistema, V_s e G si ricavano applicando le espressioni:

$$[1] \quad V_s = \frac{2\pi f_r L}{\beta}$$

$$G = \rho V_s^2$$

dove L indica l'altezza del provino e ρ la densità del terreno. La costante adimensionale β è funzione dell'inerzia polare di massa del provino, I , e di quella del sistema di eccitazione, I_0 , secondo l'equazione:

$$[2] \quad \frac{I}{I_0} = \beta \tan \beta$$

Dalla curva di risposta è possibile anche ricavare il fattore di smorzamento D , individuando i valori di frequenza (f_1, f_2) corrispondenti ad un'ampiezza di vibrazione pari a $\gamma_{\max}/\sqrt{2}$ (metodo della "semibanda di potenza"):

$$[3] \quad D_{hp} = \frac{f_2 - f_1}{2 f_R}$$

A causa della non linearità e della degradazione ciclica, questo criterio non sempre fornisce una valutazione attendibile del fattore di smorzamento D . In casi del genere si può, in alternativa, ricorrere al metodo basato sull'espressione analitica del fattore di risonanza (metodo del fattore di risonanza), cioè il rapporto tra il valore di picco, γ_{\max} , della curva di risposta $A(f)$ e la rotazione statica corrispondente ad una coppia di eguale ampiezza M . Da esso si ricava D , una volta noti le ampiezze M e γ_{\max} , ed il valore di G già calcolato, con l'espressione seguente:

$$[4] \quad D_{rf} = \frac{M\bar{R}}{2G\gamma_{\max}}$$

dove \bar{R} è un raggio medio di riferimento del provino. Questo metodo appare in genere più attendibile di quello precedente, perché meno sensibile agli effetti della non linearità e della degradazione ciclica del terreno.

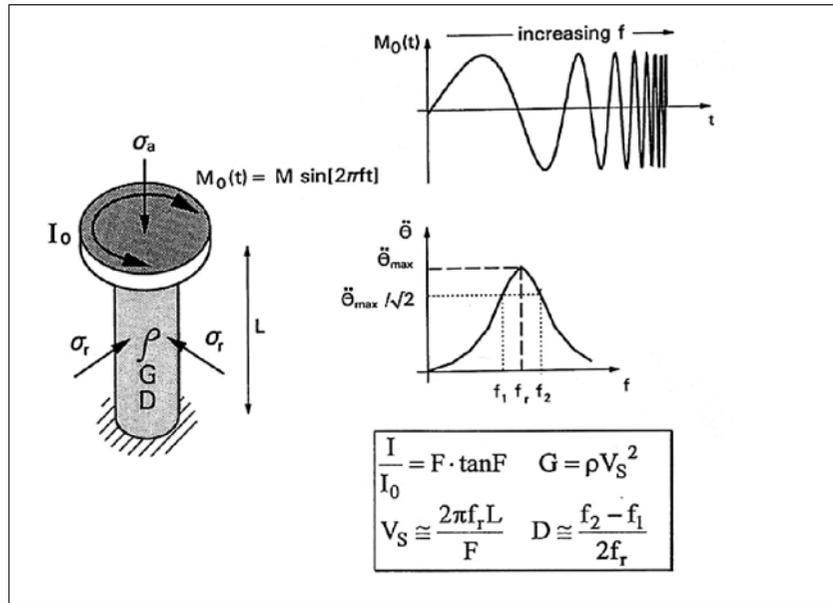


Fig. 3.1 → Prove di colonna risonante.

Prova di torsione ciclica

Durante una prova di torsione ciclica (Fig. 3.2), il provino viene sottoposto ad un momento torcente $M(t)$ variabile nel tempo con legge sinusoidale (di ampiezza e frequenza costanti) e si misura la rotazione della testa $\theta(t)$.

Le tracce temporali rappresentative di momenti e rotazioni vengono tradotte in termini di andamenti $\alpha(t)$ e $\theta(t)$, mediante le opportune costanti di taratura ed assumendo alcune ipotesi semplificative sulla distribuzione dello stato tensio-deformativo all'interno del provino.

Per ciascun ciclo di carico si individuano quindi i valori picco-picco della tensione e della deformazione tangenziali (τ_{pp} e γ_{pp}), e l'andamento del ciclo di isteresi risultante dall'accoppiamento di $\alpha(t)$ e $\chi(t)$.

I valori di G e D vengono calcolati utilizzando le relazioni:

$$[5] \quad G = \frac{\tau_{pp}}{\gamma_{pp}} \frac{W_s}{W_d}$$

dove W_d e W_s rappresentano rispettivamente l'energia dissipata nell'intero ciclo d'isteresi (cioè l'area racchiusa da esso) e quella immagazzinata nel primo quarto di ciclo (cioè l'area del triangolo tratteggiato in figura).

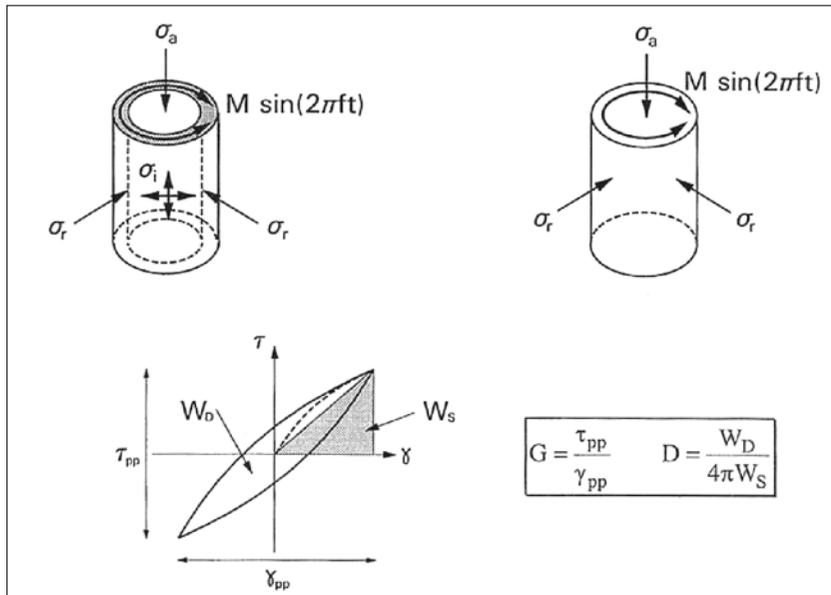


Fig. 3.2 → Prove di torsione ciclica.

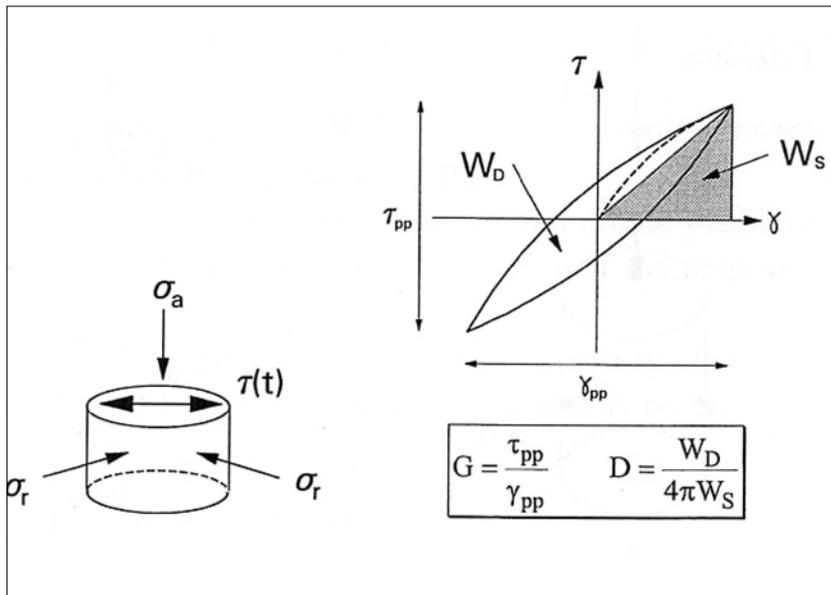


Fig. 3.3 → Prove di taglio semplice ciclico.

Prova di taglio ciclico

Le prove di taglio ciclico (Fig. 3.3) consistono di una fase statica in cui il provino di terreno è lasciato consolidare sotto un carico verticale ed una successiva fase ciclica, nella quale si applica una sollecitazione di taglio, variabile con legge periodica. La misura diretta delle tensioni τ e deformazioni tangenziali γ durante la prova consente la costruzione dei cicli τ - γ e quindi la misura della rigidezza a taglio G e dello smorzamento D con le espressioni [5]. Le prove sono generalmente condotte secondo differenti step, nei quali il provino è sottoposto a deformazioni tangenziali crescenti così da costruire le curve di variazione dei parametri dinamici (G e D) con il livello di deformazione tangenziale (curve G/G_0 - γ e D - γ).

Nelle apparecchiature a telaio rigido, la deformazione tangenziale è applicata mantenendo fissa l'altezza dei provini, garantendo così l'applicabilità delle condizioni necessarie per effettuare prove a volume costante equivalenti a prove non drenate. Nella versione "a doppio provino" (DSDSS), è possibile misurare le proprietà di rigidità e smorzamento in un ampio campo di deformazioni di taglio ($\gamma = 0.0004\% \div 10\%$), grazie alla particolare configurazione, che consente di eliminare i problemi di attrito presenti nei tradizionali apparecchi di taglio semplice ciclico.

Bibliografia

- AGI (1994) – Raccomandazioni sulle prove geotecniche di laboratorio
- ASTM D422/90 – Standard Test Method for particle-size analysis of soils.
- ASTM D4318 – Standard Test Methods for liquid limit, plastic limit, and plasticity index of Soils.
- ASTM D2435/96 – Standard Test Methods for one-dimensional consolidation properties of soils using incremental loading.
- ASTM D4015/92 – Standard Test Methods for modulus and damping of soils by Resonant-Column method.
- Cavallaro A., Fioravante V., Lanzo G., Rampello S., Lo Presti D. C.F., Pallara O., d'Onofrio A., Santucci de Magistris F., Silvestri F. (2000). Report regarding the current situation of laboratory stress-strain testing of geomaterials in Italy and its use in practice. In 'Advanced Laboratory stress-Strain Testing of Geomaterials', Tatsuoka F., Shibuya S., Kuwano R. Editors, pag. 15-44. Balkema, Lisse.
- D'Elia B., Lanzo G., Pagliaroli A. (2003). Small strain stiffness and damping of soils in a direct simple shear device. Pacific Conference on Earthquake Engineering 2003, Christchurch, New Zealand.
- Doroudian M. & Vucetic M. (1995). A direct simple shear device for measuring small-strain behavior. Geotechnical Testing Journal. 18 (1). 69-85.
- Richart F.E., Hall J.R., Woods R.D. (1970) Vibrations of soils and foundations – Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Woods R.D. (1978) Measurement of dynamic soil properties Proc. "Geotechnical Engineering Division Specialty Conference on Earthquake Engineering and Soil Dynamics", ASCE, Pasadena (California).

4 METODOLOGIE E CODICI PER LE ANALISI NUMERICHE

4.1 Introduzione

Esistono numerosi codici di calcolo per l'esecuzione di analisi numeriche di risposta sismica locale, alcuni di impiego oramai consolidato altri, in particolare quelli commerciali più recenti, che ancora necessitano di una adeguata fase di calibrazione.

I codici di calcolo disponibili differiscono principalmente per la geometria del problema, le ipotesi semplificative adottate per la schematizzazione del comportamento dei materiali, le modalità di applicazione dell'input sismico, l'algoritmo di calcolo e le condizioni al contorno. La scelta di un adeguato codice di calcolo non è operazione semplice essendo funzione, oltre che della affidabilità del programma, delle caratteristiche del sito in studio e delle conoscenze a disposizione (geologiche, geofisiche, geotecniche e sismiche). Un impiego acritico dei codici, senza una piena comprensione dei fenomeni fisici coinvolti e dei limiti delle schematizzazioni adottate, una conoscenza appropriata delle tecniche numeriche e soprattutto un adeguato livello di precisione nella determinazione dei parametri in ingresso, commisurato al livello di complessità dell'analisi che si intende effettuare, può risultare quantomai rischioso. Ad esempio utilizzare un codice di calcolo troppo semplificato per modellare una situazione reale complessa ovvero utilizzare un codice di calcolo raffinato per modellare una situazione poco conosciuta, ipotizzando quindi buona parte dei parametri di ingresso, può condurre a valutazioni del tutto imprecise della risposta locale. Pertanto un giusto equilibrio tra il grado di approfondimento delle analisi di risposta sismica locale e delle indagini geologiche, geotecniche e geofisiche, e il tipo di codice utilizzato è fondamentale per ottenere risultati realistici e affidabili.

Una delle operazioni più delicate di un'analisi numerica di risposta locale, in quanto influenza in maniera significativa la scelta del codice di calcolo e conseguentemente i risultati ottenuti, è la costruzione del modello del sottosuolo. Questo è il risultato di un processo interattivo e iterativo di trattamento di dati provenienti da diverse fonti informative, riconducibili a specifiche aree disciplinari: geologia, idrogeologia, geofisica e ingegneria geotecnica (Cavinato *et al.*, 2008). Il processo di costruzione del modello del sottosuolo deve necessariamente partire dalla ricostruzione dell'assetto geologico-geomorfologico e strutturale dell'area indagata. L'insieme dei dati geologici devono consentire principalmente di distinguere il *bedrock* dai terreni di copertura e di definire le loro geometrie (spessori delle formazioni e andamento morfologico del *bedrock*).

Per giungere alla definizione del modello del sottosuolo occorre poi definire, per ciascuna formazione, i parametri geotecnici e geofisici rilevanti ai fini della risposta sismica locale. Un aspetto di fondamentale importanza per la costruzione del modello numerico è la scelta della schematizzazione della geometria ovvero della dimensionalità del modello. È possibile distinguere modelli mono-dimensionali (1D), bi-dimensionali (2D) e tri-dimensionali (3D). Il modello mono-dimensionale si basa sull'ipotesi che la superficie del piano campagna, le stratificazioni del deposito e il basamento roccioso siano orizzontali di estensione indefinita. Dal punto di vista applicativo, il modello 1D è applicabile anche in condizioni meno restrittive, purché ci si mantenga sufficientemente lontani dall'interfaccia non orizzontale roccia-terreno (e.g., aree centrali di estese valli alluvionali). Per le situazioni riconducibili ad uno schema mono-dimensionale, le principali cause di amplificazione del moto sismico sono il fenomeno dell'intrappolamento di onde di taglio all'interno del deposito, favorito dal contrasto di impedenza fra terreno e basamento roccioso e la risonanza, determinata dalla prossimità tra le frequenze del moto al substrato e quelle naturali di vibrazione del deposito.

- Lanzo G.
Univeristà di Roma "La Sapienza"
- Martino S.
Univeristà di Roma "La Sapienza"
- Pergalani F.
Politecnico di Milano
- Pugliese A.
ISPRA
- Sanò T.
Consulente Dipartimento
della Protezione Civile

Se la superficie libera, ovvero le stratificazioni e/o il basamento roccioso presentano un andamento non riconducibile all'orizzontale (e.g., aree di bordo di valli alluvionali, creste, rilievi, etc.), l'assunzione di un modello 1-D è poco realistica in quanto, alle amplificazioni 1D, si sommano altri effetti connessi alla geometria del problema. Tali effetti sono determinati dalla focalizzazione delle onde sismiche per fenomeni di interferenza costruttiva tra il campo d'onda riflesso e quello rifratto, dall'incidenza delle onde sismiche in corrispondenza dell'interfaccia non orizzontale roccia-terreno e dalla generazione di onde di superficie. In generale, rispetto al caso 1D, questi effetti determinano una maggiore amplificazione ed una più lunga durata del moto sismico. Quando le condizioni al contorno del problema o le caratteristiche del moto sismico variano significativamente nelle tre direzioni, sono teoricamente necessari modelli tri-dimensionali. Tuttavia questi modelli sono poco diffusi in campo applicativo in quanto richiedono conoscenze estremamente dettagliate della geometria delle formazioni geologiche e della variabilità spaziale dei parametri geotecnici e geofisici nonché lunghi tempi computazionali. Un altro aspetto di primaria importanza per la scelta del codice di calcolo riguarda il modello costitutivo adottato per i materiali. I modelli costitutivi generalmente implementati nei codici più diffusi sono del tipo lineare equivalente o propriamente non lineare. Il modello lineare equivalente opera in tensioni totali mentre quello non lineare può operare in termini di tensioni totali o efficaci. Rispetto ad un'analisi lineare equivalente, l'analisi non lineare consente una modellazione più accurata e aderente alla realtà del comportamento sforzi-deformazioni del terreno. Tuttavia, necessita la definizione di molti parametri da determinarsi attraverso una specifica e complessa indagine di laboratorio.

La scelta tra l'analisi lineare equivalente e quella non lineare deve essere adeguatamente ponderata in funzione dell'obiettivo dell'analisi e del costo necessario per determinare valori rappresentativi dei parametri di input richiesti dall'analisi. In prima approssimazione, questa scelta può essere effettuata sulla base del livello di deformazione di taglio indotto nel terreno. In particolare, l'analisi lineare equivalente fornisce risultati soddisfacenti per deformazioni di taglio inferiori a circa 1-2% generalmente corrispondenti ad accelerazioni di input inferiori a 0,3-0,4g. Tutti i programmi di calcolo richiedono come moto di input uno spettro di risposta o un accelerogramma, considerato come un'onda piana nell'ipotesi di sorgente molto lontana rispetto al sito di analisi (condizioni *far-field*). La metodologia per la definizione dell'input sismico è trattata nel capitolo 10 della parte I del presente volume.

Una volta che sono state predisposte le varie fasi preliminari alle analisi di risposta locale (cioè definizione del modello di sottosuolo, definizione dell'input sismico e scelta del codice di calcolo) è opportuno, ove possibile, validare il modello di sottosuolo mediante il confronto tra i risultati calcolati mediante analisi numerica e quelli sperimentali ottenute da misure sismometriche, disponibili o effettuate *ad hoc* nell'area di studio.

I programmi di calcolo utilizzati in questo progetto sono stati sia monodimensionali che bidimensionali e sono di seguito brevemente descritti.

4.2 Codici di calcolo monodimensionali

Fra i codici di calcolo 1D sono stati utilizzati SHAKE e sue successive modificazioni (Idriss e Sun, 1992; Edupro Civil System, Inc., 1998) e derivazioni (Sanò e Pugliese, 1991, Bardet *et al.*, 2000). Considerata la loro diffusione, nel seguito sono solamente richiamate le principali assunzioni.

Il programma fa riferimento ad un deposito di terreno costituito da n strati piani e paralleli di estensione orizzontale infinita poggianti su un semispazio corrispondente al *bedrock* e calcola la risposta sismica

associata alla propagazione di onde di taglio incidenti verticalmente al basamento, specificate sotto forma di storia temporale di accelerazioni. Il modello del deposito è quello continuo, in cui ogni strato è considerato omogeneo ed isotropo a comportamento viscoelastico lineare ed è caratterizzato dallo spessore h , dalla densità ρ dal modulo di taglio iniziale G_0 , dal rapporto di smorzamento D , dalle leggi di variazione di G e D con la deformazione tangenziale γ . La frontiera inferiore può essere considerata elastica o rigida a seconda se si voglia o meno modellare la perdita di energia dal deposito verso il semispazio sottostante (smorzamento di radiazione). Il codice opera nel dominio della frequenza con il metodo della funzione di trasferimento. Il comportamento non lineare del terreno è modellato con un procedimento iterativo (analisi lineare equivalente) durante il quale le caratteristiche di rigidità e smorzamento sono progressivamente aggiornate in funzione di un valore caratteristico della deformazione di taglio calcolata (deformazione "efficace"). Per la prima iterazione si assegnano valori iniziali di tentativo al modulo di taglio G e al fattore di smorzamento D e si esegue un'analisi elastica lineare. Si valuta quindi la deformazione "efficace", corrispondente ad una frazione della deformazione di taglio massima raggiunta in ogni strato, e si ricavano, tramite le curve di decadimento $G/G_0 - \gamma$ e di variazione del fattore di smorzamento $D - \gamma$, nuovi valori di G e di D con i quali si esegue una seconda iterazione. Il procedimento prosegue sino a che, in due iterazioni successive, i valori di G e D coincidono a meno di un valore di tolleranza prefissato.

Il programma PSHAKE (Sanò e Pugliese, 1991), derivato da SHAKE, si differenzia dal codice originale perchè permette di usare direttamente come input uno spettro di risposta invece di una storia temporale. Esso utilizza la teoria della dinamica aleatoria e fa l'ipotesi che il moto sismico sia parte di un processo stocastico stazionario definito da una densità spettrale di potenza. Quest'ultima può essere facilmente ricavata per iterazione dallo spettro di input. Pertanto il codice fornisce risultati più generali che non sono strettamente legati alla particolare storia temporale presa in considerazione come input.

4.3 Codici di calcolo bidimensionali

I modelli bidimensionali utilizzati nel progetto si basano su diversi metodi matematici, tra i quali: il metodo alle differenze finite (FDM), il metodo degli elementi finiti (FEM), il metodo degli elementi al contorno (BEM).

Il metodo FDM discretizza il dominio del continuo in una serie di punti discreti, costituenti un reticolo (*mesh*); l'equazione che governa il fenomeno e le relative condizioni al contorno nel dominio sono sostituite da equazioni alle differenze finite calcolate per ogni punto della mesh, ottenendo un sistema algebrico lineare nel quale le incognite sono costituite dai valori che le variabili di campo (tensioni, spostamenti) assumono nei nodi. Il metodo FEM discretizza il continuo dividendolo in un insieme di elementi (triangolari o quadrangolari), all'interno dei quali vengono definite delle funzioni di forma che descrivono la variazione delle grandezze di interesse (tensioni, deformazioni). Il metodo BEM discretizza il solo contorno reale del continuo, permettendo un notevole risparmio computazionale, e richiede l'uso di soluzioni fondamentali, quali le funzioni di Green, per la soluzione del problema differenziale.

Tra i modelli alle differenze finite il codice di calcolo adottato è stato FLAC (Itasca, 2005). Il codice risolve nel dominio del tempo le equazioni di equilibrio dinamico di un mezzo continuo. Ad ogni passo

di calcolo (*step*), sono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente dalla velocità di deformazione, attraverso le equazioni costitutive adottate, si giunge a valori aggiornati delle tensioni.

Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della *mesh* in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per garantire un'adeguata modellazione è consigliata un'altezza degli elementi almeno pari ad un valore compreso tra un decimo ed un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse.

Al fine di modellare correttamente lo smorzamento di radiazione, FLAC consente di imporre sui contorni della *mesh* condizioni di campo libero (*free field boundaries*) che impediscono la riflessione ai bordi delle onde diffratte verso l'esterno. Alla base della *mesh* è invece possibile applicare contorni assorbenti di tipo viscoso (*quiet boundaries*).

L'input può essere applicato al modello sia alla base che internamente sotto forma di storie temporali di accelerazione (o velocità o spostamento) che come storia temporale di sollecitazione di taglio. Nel presente progetto è stata scelta quest'ultima soluzione la quale consente di modellare correttamente i contorni assorbenti di tipo viscoso.

La non linearità e le proprietà dissipative dei terreni possono essere modellate in FLAC secondo differenti modalità: attraverso l'adozione di un legame costitutivo non lineare o tramite semplici modelli di smorzamento isteretico. Le proprietà dissipative possono altresì essere modellate attraverso la formulazione di Rayleigh (smorzamento dipendente dalla frequenza) utilizzando una singola frequenza di controllo. L'adozione di una legge sforzi-deformazione non lineare rappresenta, teoricamente, il modo più efficace per tenere conto del decadimento di rigidezza al procedere della deformazione e della dissipazione di energia per isteresi. Questi modelli possono essere accoppiati con modelli di filtrazione per simulare la generazione e dissipazione di eccessi di pressioni neutre e/o fenomeni di liquefazione e consentono inoltre la valutazione delle deformazioni permanenti. Dal punto di vista pratico però spesso i modelli non lineari sono complessi e richiedono la definizione di molti parametri e lunghi processi di calibrazione. Nei modelli isteretici invece è possibile un utilizzo diretto delle curve $G/G_0 - \gamma$ e $D - \gamma$. Durante ciascun step di calcolo, in funzione del valore medio della velocità di deformazione, viene restituito un fattore moltiplicativo da usarsi nel legame costitutivo in modo da correggere il valore del modulo tangente di taglio associato a ciascun elemento.

Tra i modelli ad elementi finiti il codice di calcolo adottato è stato QUAD4M (Hudson *et al.*, 1994). Il metodo opera nel dominio del tempo con legame costitutivo dei materiali di tipo lineare equivalente. Come detto, la procedura numerica richiede la discretizzazione del dominio in una *mesh* di elementi triangolari e/o quadrilateri, le cui dimensioni devono soddisfare precise relazioni; in particolare l'altezza dell'elemento deve essere minore o uguale al rapporto tra il valore minimo della V_s presente nel modello e 5 volte la massima frequenza che si vuole analizzare; generalmente la larghezza degli elementi non deve superare 5 volte l'altezza degli stessi. Il moto di input considera sia la componente verticale sia quella orizzontale ed è applicato simultaneamente a tutti i nodi della frontiera. Il substrato risulta deformabile (*compliant base*) a seguito dell'introduzione di smorzatori viscosi al contorno inferiore della *mesh*. Ai lati della *mesh*, al contrario, è possibile solo imporre condizioni di tipo elementare (cerniere

o carrelli) e quindi lo smorzamento di radiazione può essere simulato soltanto attraverso un adeguato allontanamento dei confini laterali. Il codice risolve il sistema discretizzato, descritto con le equazioni del moto, mediante integrazione passo-passo nel dominio del tempo; al termine di ogni iterazione le matrici di rigidezza e di smorzamento vengono aggiornate secondo l'approccio lineare equivalente. I parametri richiesti sono la geometria, la densità, il coefficiente di Poisson, il modulo di taglio iniziale G_0 , lo smorzamento iniziale e le curve che descrivono il comportamento non lineare dei materiali; la matrice degli smorzamenti è ricavata dalla combinazione lineare delle matrici delle masse e delle rigidezze (smorzamento proporzionale alla Rayleigh). Come detto, la modellazione di Rayleigh comporta uno smorzamento dipendente dalla frequenza. Per limitare tale variazione nel campo di frequenza di interesse, il codice utilizza due frequenze di controllo, scegliendo i coefficienti di Rayleigh in funzione sia della frequenza fondamentale del deposito sia di quella predominante dell'input sismico. Questa scelta consente di ottenere risultati in buon accordo con quelli calcolati da modelli a smorzamento indipendente dalla frequenza [Lanzo *et al.*, 2004].

Tra i modelli ad elementi al contorno il codice di calcolo usato è BESOIL (Sanò, 1996). Il codice, a differenza dei programmi precedentemente illustrati, consente di considerare come input onde di qualsiasi tipo, di volume o di superficie con qualsiasi angolo di incidenza. Il metodo, a differenza di quello agli elementi finiti, non richiede la schematizzazione di tutto lo spazio in cui si ricerca la soluzione, ma solo del contorno e, nel caso particolare, solo la superficie del terreno e i contorni delle zone a proprietà meccaniche uniformi. I contorni sono discretizzati in segmenti rettilinei, per ciascuno dei quali viene assunta una funzione di forma ad andamento costante o lineare, il cui valore medio è riferito al centro. In tal maniera si riduce il numero delle equazioni da risolvere e quindi la complessità del problema.

Il codice utilizza la formulazione del metodo indiretto della tecnica degli elementi di contorno. Sebbene questo metodo sia indicato in letteratura come metodo indiretto, esso permette di capire meglio il fenomeno fisico rispetto al metodo diretto [Sanchez-Sesma e Campillo, 1991; Sanchez-Sesma *et al.*, 1993]. Il metodo si serve della conoscenza della soluzione della risposta di un spazio elastico indefinito al carico concentrato in un punto (sorgenti puntiformi) per poter trasformare le equazioni differenziali del moto in equazioni integrali e quindi in un sistema di equazioni algebriche. Il dominio piano viene diviso in zone dove le caratteristiche meccaniche sono omogenee. Onde elastiche vengono generate dalle discontinuità del terreno e dall'interfaccia con l'aria (contorni di domini omogenei) mediante sorgenti puntiformi distribuite sui contorni stessi. Quindi le onde diffratte vengono costruite proprio sulle discontinuità dove esse sono fisicamente generate. Il moto nel terreno viene considerato come somma del moto incidente generato dalla sorgente sismica e quello generato dalle sorgenti puntiformi distribuite lungo i contorni.

Imponendo le condizioni al contorno di continuità sia sulla superficie libera, sia all'interfaccia tra le zone e usando uno schema di discretizzazione degli integrali, si ottiene un sistema di equazioni algebriche che, una volta risolte, permette di ottenere l'intensità delle sorgenti e quindi i valori di spostamento, velocità ed accelerazione, nonché le trazioni in ogni punto. Il calcolo è effettuato nel dominio delle frequenze cioè eliminando la variabile tempo ed applicando la trasformata di Fourier alle equazioni del moto; perciò tutte le grandezze sono espresse come trasformate, ma alla fine sono riportate nel campo del tempo.

4.4 Risultati

I codici di calcolo sopra descritti sono stati applicati ai modelli di sottosuolo individuati per le varie macroaree, considerando come input sismico l'accelerogramma derivante dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC-08), descritto in dettaglio al capitolo 10 della parte I.

I risultati sono stati espressi in termini di coefficienti di amplificazione F_a e F_v , così come definiti dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (Gruppo di Lavoro, 2008). Questi coefficienti sono stati quindi utilizzati per la costruzione delle carte di Microzonazione sismica di livello 3.

Bibliografia

- Bardet J. P., Ichii K., Lin C.H. (2000) – A computer Program for Equivalent-linear Earthquake Site Response Analyses of Layered Soil Deposits (EERA) – University of Southern California, Department of Civil Engineering.
- Cavinato G. P., Parotto M., De Franco R., Lanzo G., Messina P., Petitta M., Pagliaroli A., Mancini M., Giaccio B., Lacchini A., Spadoni M., Raspa G., Caielli G., Tommasi P. (2008) – Modello del sottosuolo per la microzonazione sismica. Report 4.3a (area b2), Relazione tecnico-scientifica I anno di attività WP4, Progetto UrbiSIT, Sistema informativo territoriale per la pianificazione di protezione civile nelle aree urbane, IGAG-CNR, Dipartimento della Protezione Civile (DPC).
- Edupro Civil System, Inc. (1998) – ProShake – Ground Response Analysis Program – EduPro Civil System, Inc., Redmond, Washington.
- Gruppo di Lavoro MS (2008) – Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Provincie autonome, Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Cd-rom.
- Hudson M.B., Idriss I.M., Beikae M. (1994) – QUAD4M: a computer program for evaluating the seismic response of soil structure by variable damping finite element procedures, Report of Dip. of Civil & Environmental Eng., University of California, Davis.
- Idriss J., Sun J.I. (1992) – SHAKE91: a computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soils deposits, University of California, Davis.
- Itasca 2005 – FLAC: Fast Lagrangian Analysis of Continua, Version 5.0. User's Guide, Itasca Consulting Group, Minneapolis, USA.
- Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2004) – Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta locale. 11° Convegno Nazionale di Ingegneria Sismica, Genova, 25-29 gennaio 2004, Articolo A1-02, CD Rom.
- Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC-08) – DM LL. PP. 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).
- Sánchez-Sesma F.J., Campillo M. (1991) – Diffraction of P, SV and Rayleigh waves by topographical features : a boundary integral formulation. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 81, pp. 2234-2253.
- Sánchez-Sesma F.J., Ramos-Martinez J., Campillo M. (1993) – An indirect boundary element method applied to simulate the seismic response of alluvial valleys for incident P,S and Rayleigh waves. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. 22, pp. 279-295.
- Sanò T.(1996) – BESOIL: un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche, Rapporto tecnico SSN/RT/96/9.
- Sanò T., Pugliese A. (1991) – PSHAKE: Analisi probabilistica della propagazione delle onde sismiche, ENEA, RT/ DISP/91/03.

