



**Istituto Nazionale di  
Geofisica e Vulcanologia**

***RAPPORTO DI SINTESI SUL TERREMOTO IN  
CENTRO ITALIA  $M_w$  6.5 DEL 30 OTTOBRE 2016***

*Gruppo di Lavoro INGV sul Terremoto in centro Italia*

*10 novembre 2016*

## INDICE

<b>Introduzione</b>	<b>3</b>
<b>1. Inquadramento</b>	<b>5</b>
1.1 Sismicità storica	5
1.2 Sismicità strumentale	7
1.3 Faglie attive	8
1.4 Reti Sismiche	10
<b>2. Evento principale</b>	<b>12</b>
2.1 Meccanismi focali	12
2.2 Dati Accelerometrici	13
2.3 ShakeMap	18
2.4 Hai sentito il terremoto?	19
2.5 Modelli di sorgente da dati Strong Motion	22
2.6 Propagazione delle onde sismiche in un modello di velocità 3D	24
2.7 Modelli di sorgente da dati GPS	25
2.8 Modelli di sorgente da dati SAR	28
2.9 Fagliazione Superficiale	33
<b>3. Sequenza sismica</b>	<b>38</b>
3.1 Andamento Spazio-temporale della sequenza	38
3.2 Il sistema di faglie attivato come viene visto attraverso la distribuzione degli ipocentri: localizzazioni di precisione	39
3.3 Short-term earthquake forecast (OEF) per la sequenza di Amatrice-Norcia (9 novembre 2016)	42
<b>Bibliografia</b>	<b>44</b>

## Introduzione

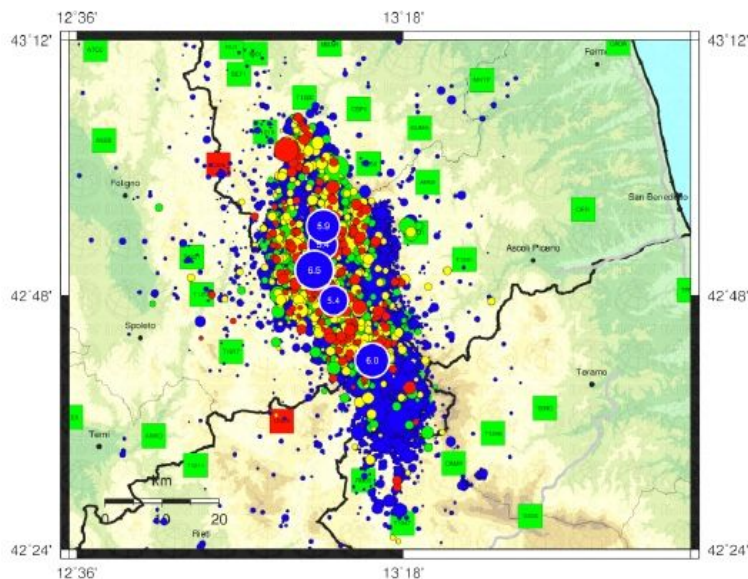
Il terremoto del 30 ottobre 2016 delle 06:40:17 UTC (07:40:17 ora italiana) è stato l'evento italiano più forte avvenuto in Italia dopo quello 6.9  $M_W$  del 1980 dell'Irpinia. Le coordinate ipocentrali sono: 42.84 latitudine nord, 13.11 longitudine est, la profondità 9 km. La magnitudo calcolata nella sala di monitoraggio INGV è 6.1  $M_L$  e 6.5  $M_W$ .

Il terremoto ha interessato le province di Perugia, Macerata e Rieti ed è stato fortemente risentito in tutto il centro Italia; l'epicentro è ubicato a 5 km da Norcia, 7 da Castelsantangelo sul Nera e Preci, 10 da Visso. Si ricorda che in caso di un terremoto di magnitudo 6.5 la faglia attivata ha una superficie di qualche centinaio di chilometri quadrati e quindi l'intera zona sopra e attorno alla faglia viene interessata da forte scuotimento.

Fino a questo momento il terremoto del 30 ottobre risulta l'evento più forte della sequenza iniziata con il terremoto del 24 agosto di magnitudo 6.0 che conta anche una scossa di magnitudo 5.9  $M_W$  del 26 Ottobre.

L'area interessata dagli aftershocks comprende un settore che si estende per circa 40 km, da Accumoli a sud fino a Visso a nord, riprendendo quindi la parte settentrionale del sistema di faglie che si era attivato con il terremoto del 24 agosto e interessando anche la parte meridionale della struttura attivata il 26 ottobre.

Mappa Epicentrale della Sequenza Sismica  
per il periodo 23-08-2016 : 03-11-2016

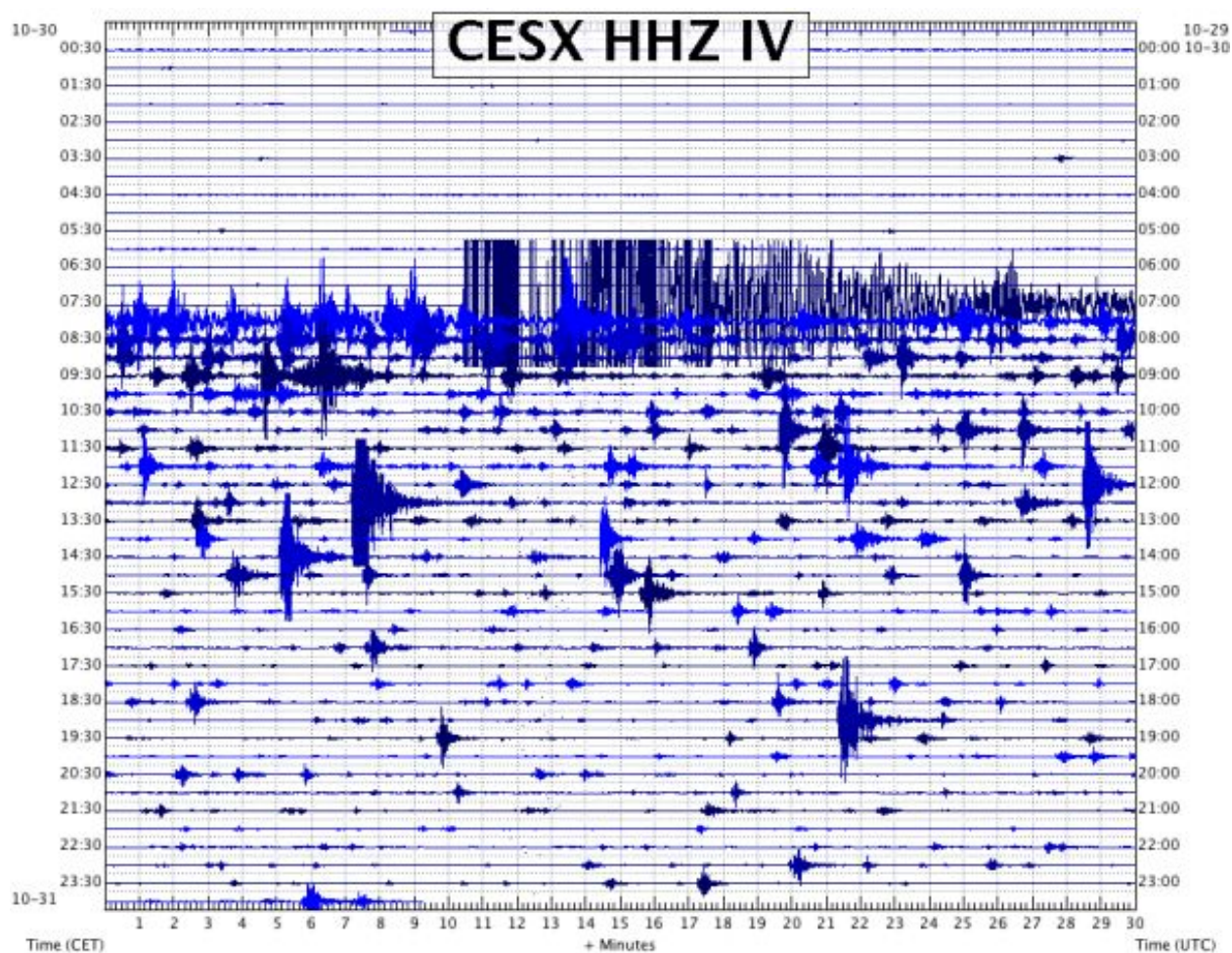


Aggiornata al 2016-11-03, 12:01:05 UTC, numero di eventi 22264

	Oggi	Ieri	2gg fa	Precedenti
MI < 3.0	258	557	406	20261
3.0 <= MI < 4.0	6	20	35	573
4.0 <= MI < 5.0	1	0	1	39
MI >= 5.0	0	0	0	5

Figura 1 - Sequenza sismica al 3-11-2016.

Sotto riportiamo il sismogramma della stazione sismica CESX (ubicata a CESI, comune di Terni) della Rete Sismica Nazionale dell'INGV del 30 ottobre 2016 in cui è possibile distinguere l'arrivo delle onde sismiche intorno alle 6.40 UTC (7.40 ora italiana) del terremoto di magnitudo 6.5  $M_w$ . È ben visibile la serie di eventi che hanno seguito la scossa principale.



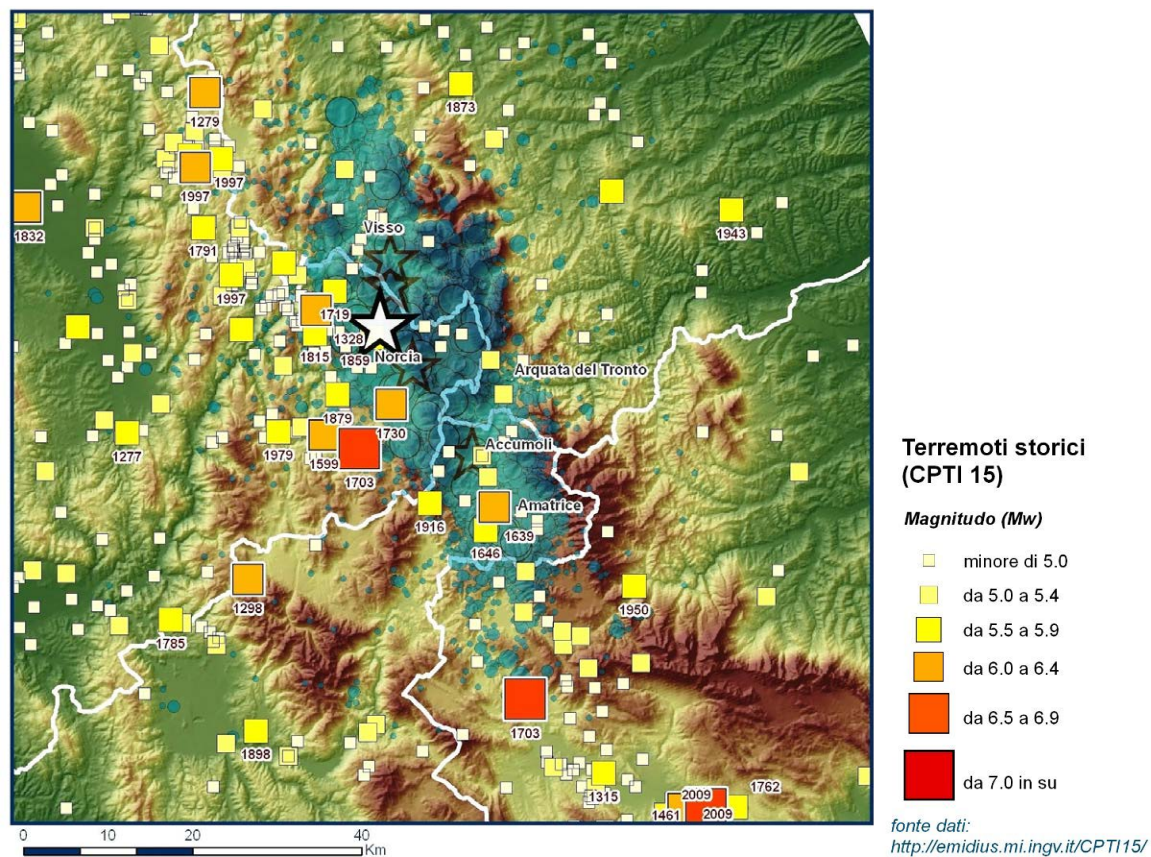
**Figura 2** - Sismogramma giornaliero del sismografo CESX a Cesi, Terni, ogni riga rappresenta 30 minuti; è ben visibile il terremoto principale delle 6:40 UTC.

# 1. Inquadramento

## 1.1 La sismicità storica

Gli eventi principali della sequenza ancora in corso, fra i Monti della Laga e la Valnerina, hanno interessato un territorio che storicamente è caratterizzato da numerosi terremoti molto forti, alcuni dei quali sono avvenuti all'interno di sequenze complesse. Nessuna delle sequenze sismiche storiche presenta però somiglianze con quella in corso.

Nel suo complesso la storia sismica dell'area è relativamente ben conosciuta ma i livelli di completezza delle conoscenze variano molto nei diversi settori dell'area e le caratteristiche della sismicità in ciascun settore sono sensibilmente diverse.



**Figura 1.1.1** - Mappa dei terremoti storici della regione. Le stelle rappresentano gli eventi più forti della sequenza sismica in atto.

Il settore di Amatrice - dove si sono verificati gli effetti maggiori del terremoto del 24 agosto 2016 – ha come caratteristica principale la presenza di un cluster di quattro terremoti, verificatisi rispettivamente nel luglio 1627 (Accumoli, lo 7-8 MCS,  $M_w$  5.3); il 7 ottobre 1639 (Amatrice, lo

9-10 MCS,  $M_w$  6.2) – terremoto che devastò il centro urbano di Amatrice e diverse località circostanti; nel 1646 (Monti della Laga, lo 9 MCS,  $M_w$  5.9) e nel 1672 (Amatrice, lo 7-8 MCS,  $M_w$  5.3).

Nella Valnerina i terremoti storici del 1 dicembre 1328 (Valnerina, lo 10 MCS,  $M_w$  6.5); del 27 giugno 1719 (Valnerina, lo 8 MCS,  $M_w$  5.6); del 12 maggio 1730 (Valnerina, lo 9 MCS,  $M_w$  6) e del 22 agosto 1859 (Valnerina, lo 8-9 MCS,  $M_w$  5.7) hanno localizzazioni prossime a quella dell'evento principale del 30 ottobre.

Nell'area di Visso, Ussita e Castelsantangelo sul Nera le intensità raggiunte dalle scosse del 26 ottobre, ancorché in fase di valutazione, potrebbero rappresentare i massimi storici per questi comuni, almeno allo stato attuale delle conoscenze.

La sequenza in corso non è confrontabile con la lunga e complessa sequenza del 1703 (14 gennaio, Valnerina, lo 11,  $M_w$  6.9; 2 febbraio, Aquilano, lo 10,  $M_w$  6.7) il cui impatto sul territorio fu sensibilmente più grave di quello che sta emergendo per la sequenza attuale.

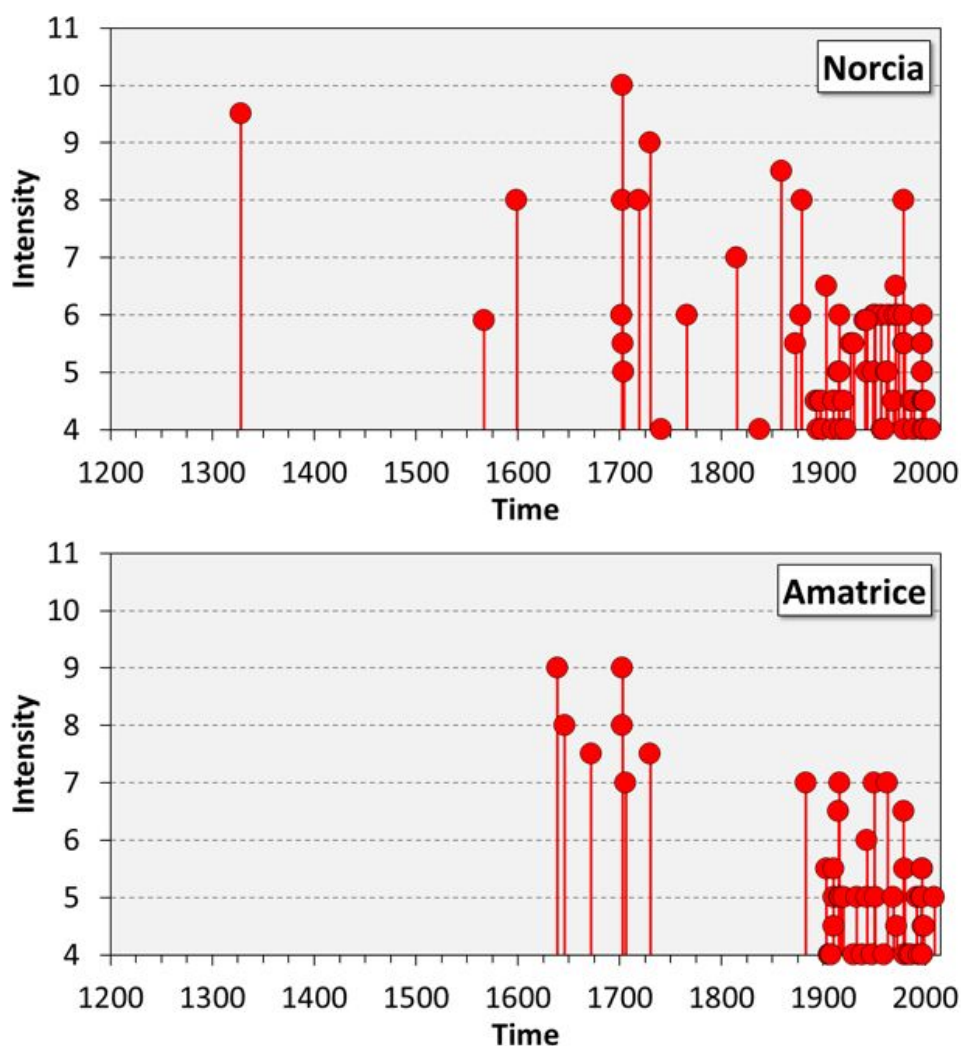
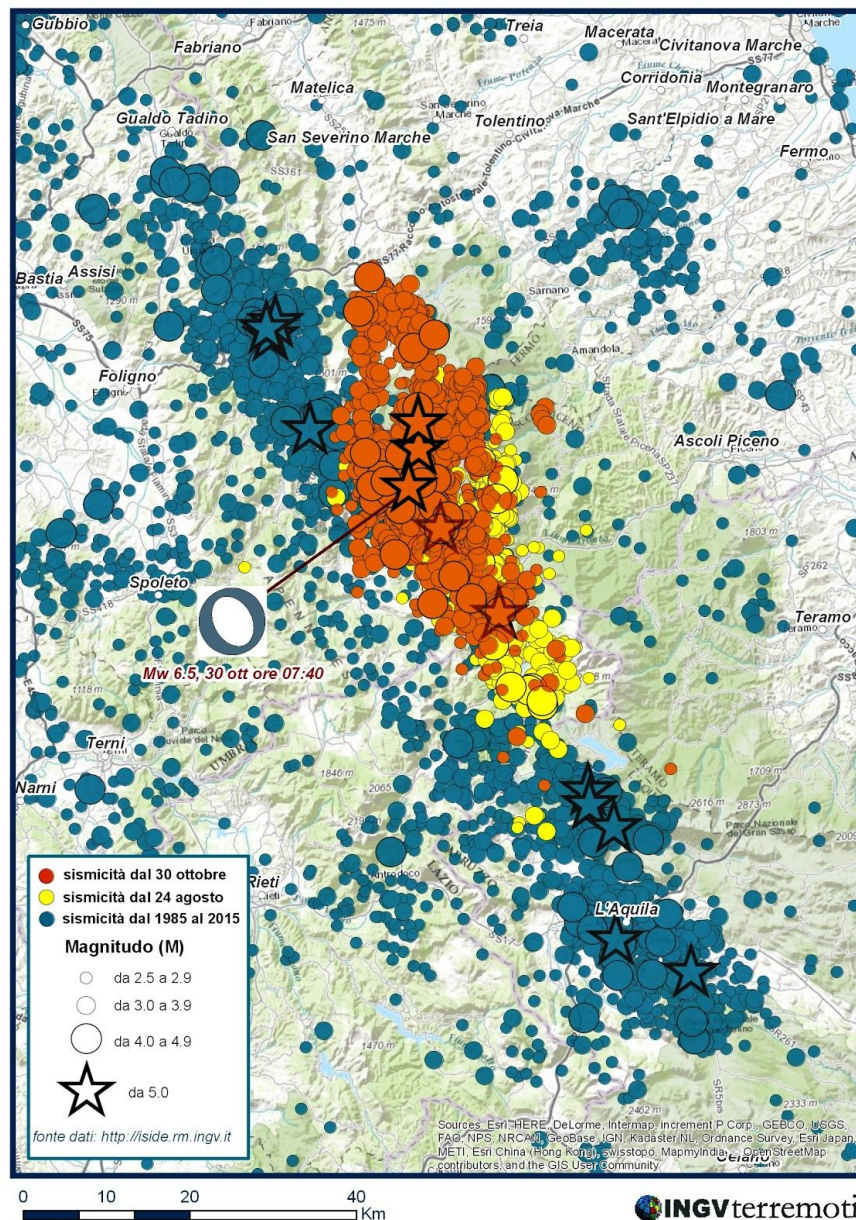


Figura 1.1.2 - Storie sismiche di Norcia e Amatrice a confronto, [<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>].

## 1.2 La sismicità strumentale

La sequenza sismica iniziata il 24 agosto 2016 si sviluppa in un'area dell'Appennino settentrionale compresa tra la sequenza del 2009 di L'Aquila a sud e quella del 1997 dell'Umbria-Marche a nord. La zona di Norcia (vicina all'epicentro del mainshock 6.5  $M_w$ ) era stata interessata da una sequenza sismica anche nel 1979 (non riportata in figura perchè precedente al 1985).



**Figura 1.2.1** - Mappa della sismicità della regione dal 1985 ad oggi: blu epicentri 1985-2016 (luglio), giallo epicentri 24 agosto-25 ottobre 2016, rosso 26 ottobre 2016 - 3 novembre. Le stelle sono gli eventi con magnitudo sopra a 5.0.

### 1.3 Faglie attive

L'area colpita dalla sequenza sismica è caratterizzata da sistemi di faglia attivi, già descritti nella letteratura geologica pubblicata a partire dagli anni '90 del XX secolo.

In particolare, il settore appenninico compreso tra l'area di Campotosto a sud e Colfiorito a nord è interessato da sistemi di faglie con direzione da NW-SE a NNW-SSE, con espressioni superficiali di lunghezza complessiva nell'ordine di 20-30 km, costituiti da segmenti minori di lunghezza pari a 5-10 km. Si ritiene che queste faglie normali costituiscano l'espressione superficiale di sorgenti sismogenetiche potenzialmente in grado di generare terremoti con magnitudo compresa tra 5.5 e 7.0.

L'evidenza dell'attività recente - tranne che nel caso del sistema di faglia di Colfiorito - è riferibile alla dislocazione di depositi e forme attribuiti al Pleistocene superiore (post-LGM)-Olocene (da circa 125.000 anni) e in molti casi è corroborata dai risultati di indagini paleosismologiche.

Di seguito vengono fornite sintetiche informazioni sui sistemi di faglia (Fig. 1.3.1), come desumibili dalla ricca bibliografia disponibile.

**1) Sistema di faglie del M. Vettore**, fra il versante settentrionale della valle del Tronto e la zona di Ussita. Comprende segmenti identificati lungo i versanti occidentali del M. Vettore, M. Argentella, Palazzo Borghese, M. Porche e M. Bove (Calamita e Pizzi, 1992; Coltorti e Farabollini, 1995; Cello et al., 1997; Pizzi et al., 2002; Galadini e Galli, 2003; Pizzi e Galadini, 2009). La sismicità che ha interessato questa zona a partire dal 24 agosto è stata attribuita all'attivazione dell'intero sistema di faglia. Considerando le evidenze di attività olocenica e la mancanza di terremoti storici ad essa associati, la faglia è stata in passato considerata "silente", intendendo che a essa era presumibilmente legato un *gap* sismico (Galadini e Galli, 2000). È da notare che in corrispondenza di un segmento minore al margine del Piano di Castelluccio – oggetto di indagini paleosismologiche mediante la realizzazione di trincee paleosismologiche nel 1999 (Galadini e Galli, 2003) – è stata osservata fagliazione di superficie (vedi oltre) a seguito del terremoto del 30 ottobre.

**2) Sistema di faglie di Colfiorito**, caratterizzato da tre segmenti distribuiti lungo i bacini di Colfiorito (nord) e Cesi-San Martino e in corrispondenza della zona di Mevale (sud). Si ritiene che questo sistema di faglia costituisca l'espressione superficiale delle sorgenti sismogenetiche che hanno generato la sequenza sismica del 1997 (Cinti et al., 1999; Pantosti et al., 1999; Cello et al., 2000; Calamita et al., 2000; Vittori et al., 2000; Messina et al., 2002; Chiaraluce et al., 2005; Barchi and Mirabella, 2009). In riferimento all'attività quaternaria, la dislocazione complessiva è stata stimata nell'ordine di alcune centinaia di metri. Tuttavia, sembrerebbe che essa sia prevalentemente il risultato di movimenti attribuibili al Pleistocene inferiore, mentre l'attività dal Pleistocene medio in poi, legata a movimenti in superficie lungo la faglia, sarebbe trascurabile (Messina et al., 2002). Pertanto l'attuale attività della faglia è stata considerata compatibile con il comportamento sismogenetico osservato nel corso della sequenza del 1997, caratterizzata da terremoti con  $M$  non superiore a 6 (Messina et al., 2002).

**3) Sistema di faglie di Norcia**, tra gli abitati di Cittareale a sud e Preci a nord, costituita da quattro segmenti, di cui tre al margine di depressioni che hanno ospitato sedimentazione nel corso del Quaternario (Norcia, Campi, Preci) e uno (Cittareale-Castel Santa Maria) in un settore di catena privo di bacino intermontano e caratterizzato da evidenze geomorfologiche di



deformazioni gravitative profonde di versante (Calamita e Pizzi, 1992; Calamita et al., 1982; 1995; 1999; 2000; Blumetti et al., 1990; Blumetti, 1995; Brozzetti e Lavecchia, 1994; Cello et al., 1998; Galadini e Galli, 2000; Pizzi e Scisciani, 2000; Pizzi et al., 2002; Galadini, 2006; Gori et al., 2007). Questo sistema di faglia è generalmente considerato come l'espressione della sorgente che ha generato il terremoto del 14 gennaio 1703 (es. Galadini e Galli, 2000; Boncio et al., 2004a), come peraltro evidenziato dai risultati delle indagini paleosismologiche (Galli et al., 2005).

Da notare che al sistema di Norcia sono stati anche associati terremoti di più piccola magnitudo (1328, 1730, 1859, 1979) (Galadini et al., 1999).

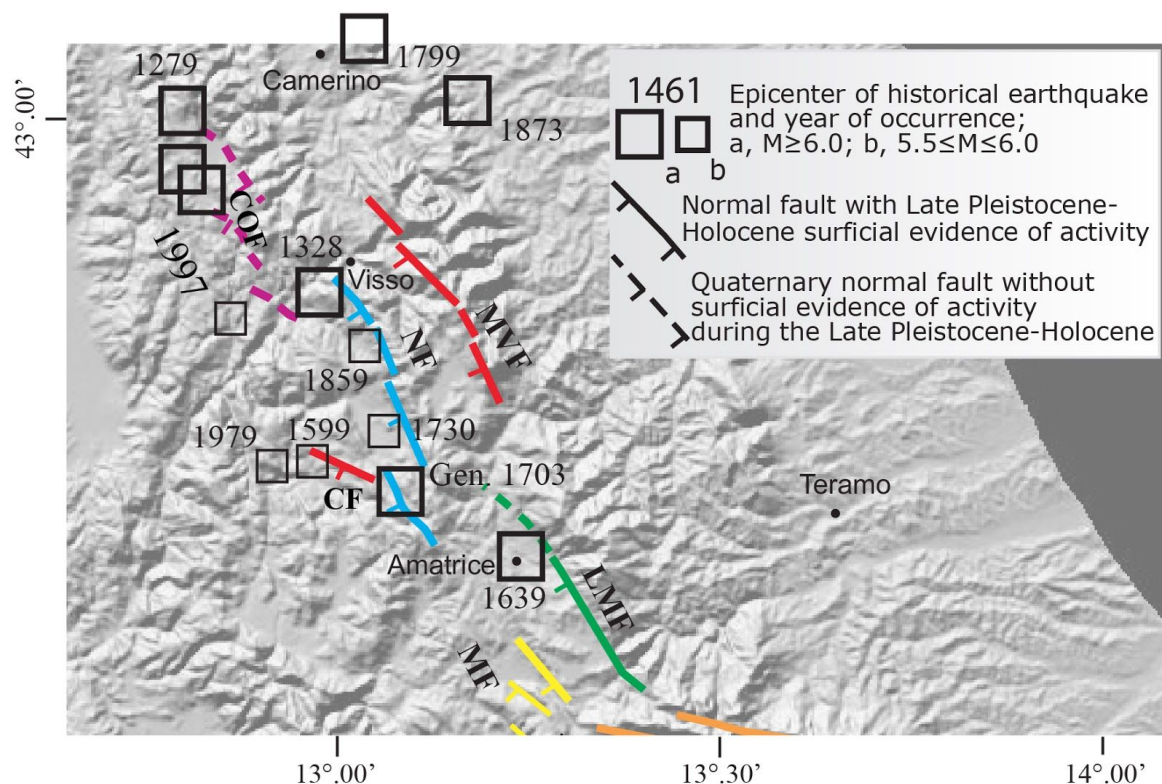
A est di Norcia, la depressione di Cascia è bordata da una faglia caratterizzata da attività quaternaria (Calamita et al., 1982; Cello et al., 1997), cui è stato attribuito il terremoto del 1599 (es. Galadini et al., 1999). Tuttavia, la relazione tra questa e il sistema di Norcia non è chiara.

**4) Sistema di Faglie della Laga**, tra la valle del Vomano (sud) e la valle del Tronto (nord). Lungo l'espressione in superficie delle faglie si identificano due diversi domini geomorfologici, vale a dire il bacino di Amatrice e l'altopiano di Campotosto (Cacciuni et al., 1995; Galadini e Messina, 2001; Boncio et al., 2004b). Mentre l'attività tardo-quaternaria lungo l'emergenza della faglia nel settore di Amatrice è trascurabile, nell'area di Campotosto si hanno invece chiare evidenze di dislocazione nel corso del Pleistocene superiore-Olocene. Per questa ragione sono stati in passato distinti due diversi segmenti (Galadini e Messina, 2001). Da notare anche che le indagini paleosismologiche effettuate nel 1998 lungo il segmento di Campotosto evidenziarono movimenti ripetuti nel corso dell'Olocene (Galadini e Galli, 2003).

La segmentazione proposta sembra compatibile con le indicazioni sismologiche. In effetti, al segmento di Amatrice potrebbe essere associato il terremoto del 1639. Lo stesso avrebbe in parte contribuito a generare il terremoto del 24 agosto. Al contrario, non sono stati identificati terremoti storici attribuibili al segmento di Campotosto, per cui in passato, similmente al caso del Vettore, è stato ipotizzato un *gap sismico* (Galadini e Galli, 2003).

**5) Sistema di faglie di Montereale**, lungo il bordo orientale del bacino e sul fianco occidentale della dorsale carbonatica NW-SE di San Giovanni. L'attività quaternaria è stata ipotizzata in alcuni articoli sulla base di dati geologici e geomorfologici (Blumetti, 1995; Cacciuni et al., 1995; Galadini e Messina, 2001; Chiarini et al., 2014; Civico et al., 2016).

La relazione tra queste faglie e le altre che interessano l'area dell'Aquila (M. Marine, Pettino), associate al terremoto del 2 febbraio 1703, è tuttora non chiara. È possibile che uno dei terremoti della sequenza del 1703 (16 gennaio) sia stato originato da queste faglie o da una di esse (nel qual caso, forse, quella che borda il bacino, a ridosso dell'abitato di Capitignano).



**Figura 1.3.1** - Schema delle faglie quaternarie e/o attive nell'area compresa tra il bacino di Montereale (sud) e l'area di Colfiorito (nord): COF, faglia di Colfiorito; MVF, faglia del M. Vettore; NF, faglia di Norcia; CF, faglia di Cascia; LMF, faglia dei Monti della Laga; MF, faglie del bacino di Montereale.

## 1.4 Reti Sismiche temporanee

### *Situazione rete sismica mobile al 25 ottobre 2016*

A seguito del forte terremoto di magnitudo  $M_w$  6.0 che il 24 agosto 2016 alle ore 01:36 UTC aveva colpito il settore dell'Appennino centrale [Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice, 2016a; 2016b], il coordinamento delle reti sismiche mobili INGV SISMICO aveva predisposto un intervento per l'installazione di una rete sismica temporanea ad integrazione delle stazioni permanenti già presenti sul territorio. Durante la settimana di fine agosto, all'inizio dell'emergenza, SISMICO aveva installato 17 stazioni di cui di cui 12 a 6 componenti, ovvero equipaggiate sia con sensore velocimetro che accelerometro. A queste si sono aggiunte altre 2 stazioni temporanee entrambe trasmesse in tempo reale, una installata dal gruppo EMERSITO (AM05 [EMERSITO working group, 2016]) e l'altra (T1299) dal Laboratorio di Reti Sismiche di Roma che generalmente si occupa della Rete Sismica Nazionale (RSN). Quindi a fine settembre, la rete sismica temporanea era costituita da 19 stazioni di cui 15 erano acquisite in tempo reale al centro operativo dell'INGV di Roma, tutte contestualmente archiviate nell'archivio EIDA <http://www.orfeus-eu.org/data/eida/index.html>, alcune inserite nel sistema di sorveglianza sismica contribuendo agli elaborati [maggiori dettagli in: SISMICO working group, 2016], e 4 in acquisizione locale. I dati acquisiti solamente in locale, sono stati frequentemente recuperati,

convertiti nel formato internazionale SEED e archiviati anch'essi in EIDA. In registrazione locale è stata installata anche una rete di 20 stazioni del British Geological Survey. I dati SISMOKO si integrano con i dati della Rete Sismica Nazionale dell'INGV.

### Sviluppo della rete sismica temporanea dal 27 ottobre al 6 novembre 2016

Nella serata del 26 ottobre due forti scosse di ML 5.4 e 5.9 hanno interessato la zona a nord della sequenza, al confine Marche-Umbria tra i Comuni di Castelsantangelo Sul Nera, Norcia e Arquata del Tronto. La zona attivata il 26 ottobre è adiacente a quella attiva dal 24 agosto, ed estende l'area attiva dalla zona di Visso, in provincia di Macerata, verso nord di circa 10 km, fino al centro di Pieve Torina. Per questo motivo si è disposto di densificare la rete sismica verso nord con l'installazione di 3 stazioni temporanee di cui una (T1256) in trasmissione dati in tempo reale è anche stata inserita nel sistema di sorveglianza sismica, ed altre due (T1219 e T1220) in locale. Il 30 ottobre, dopo il terremoto di  $M_w$  6.5, la valutazione dell'evoluzione della sequenza e del funzionamento della rete sismica sul territorio, si è predisposto una ulteriore installazione nella zona ad ovest della sequenza, nei pressi di Campello del Clitunno in provincia di Perugia. La stazione è in tempo reale; inoltre è stata equipaggiata con un router UMTS anche una delle stazioni (T1220) installate il 27 settembre.

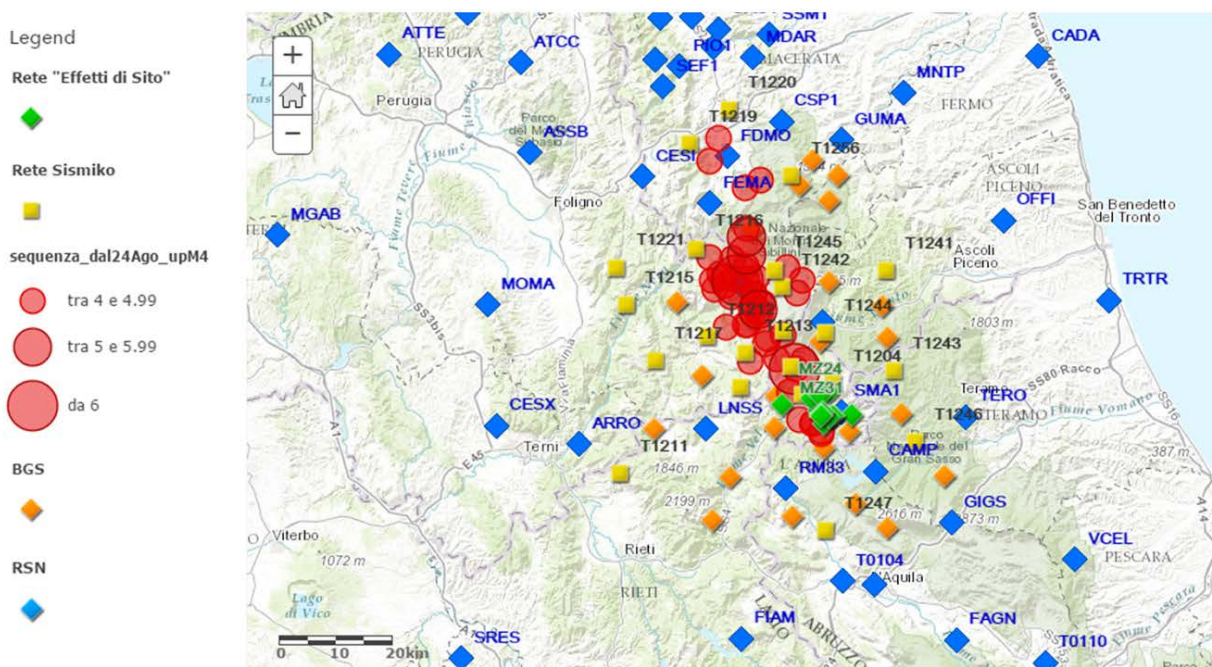
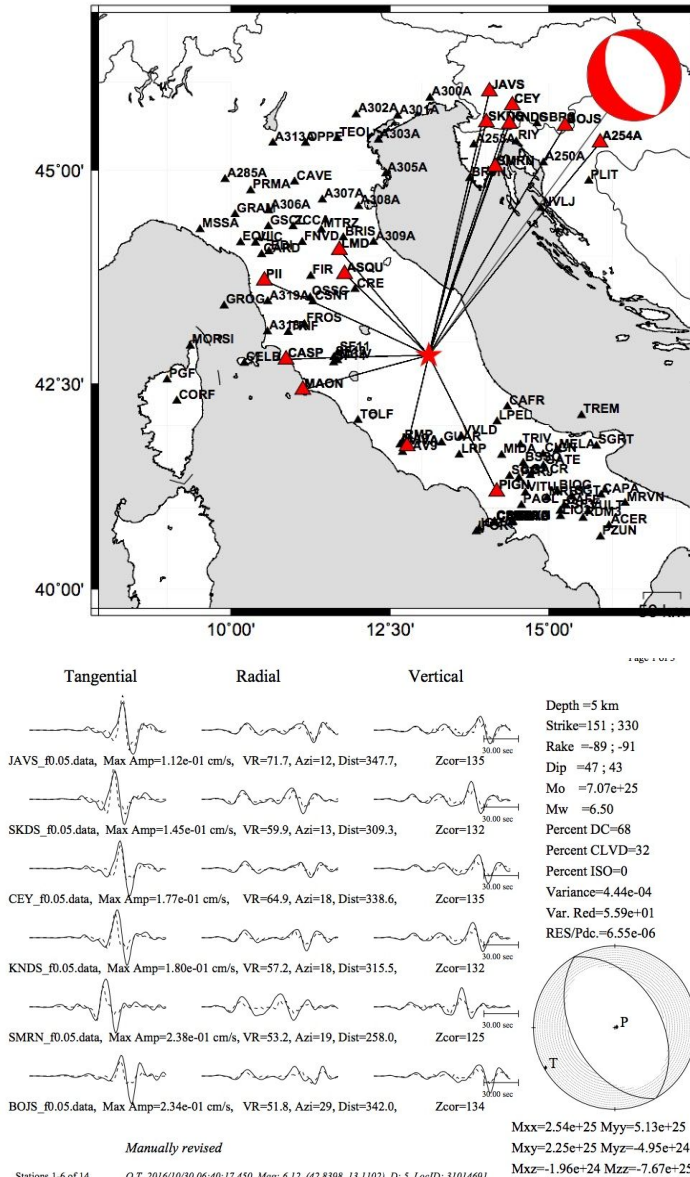


Figura 1.4.1 - Mappa delle reti di monitoraggio sismico installate nell'area colpita dalla sequenza sismica.

## 2. Evento principale

### 2.1 Meccanismo focale

Il meccanismo focale (TDMT) del terremoto del 30 ottobre è del tutto simile a quelli dei terremoti precedenti della sequenza, che mostrano delle faglie distensive orientate in senso SSE-NNW. La presenza di una componente di non doppia coppia (CLVD) non trascurabile può essere un'indicazione della complessità della geometria della rottura.

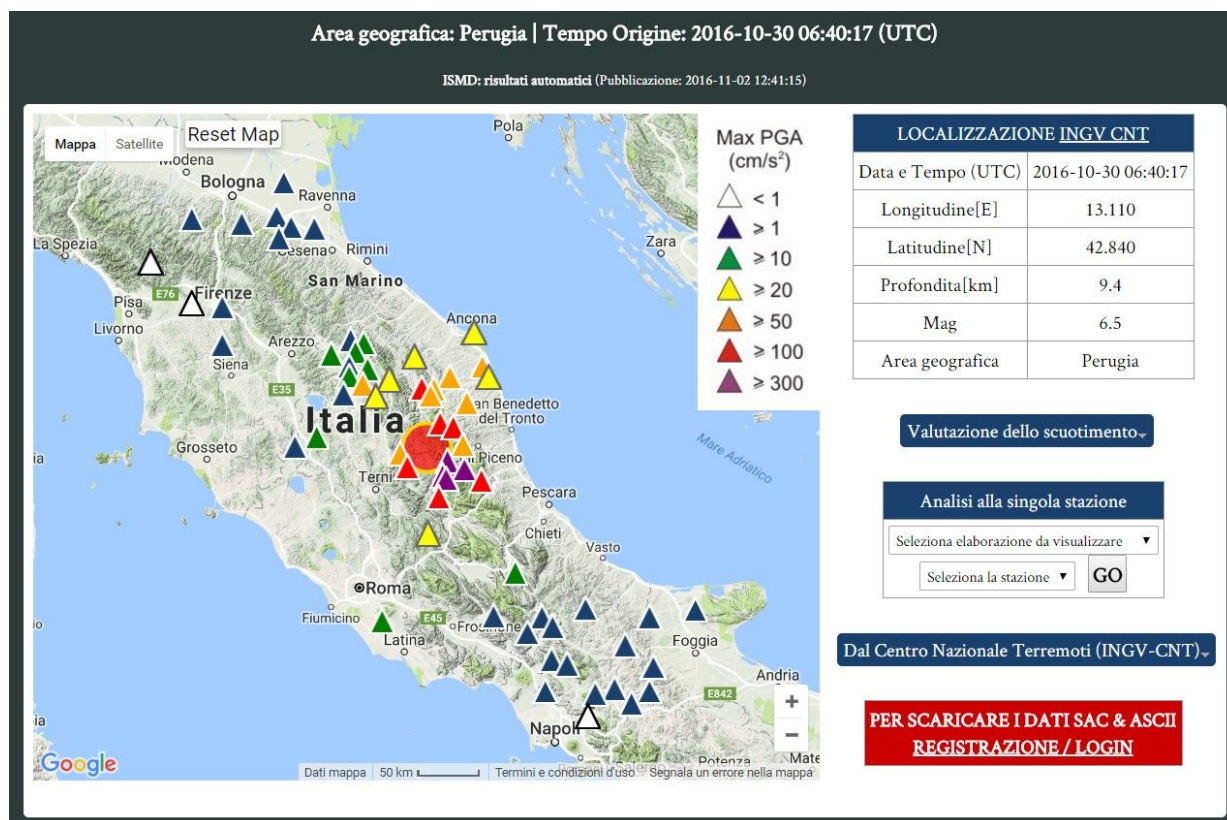


**Figura 2.1.1** - TDMT dell'evento principale. (<http://cnt.rm.ingv.it/tdmt>). Nella stessa pagina si trovano TDMT di altri eventi della sequenza. Altri momenti tensori calcolati con una tecnica diversa sono disponibili nel Quick Regional CMT Catalogue (<http://autorcmt.bo.ingv.it/quicks.html>).

## 2.2 Dati Accelerometrici

### 2.2.1 ISMD: analisi in tempo reale

Poche ore dopo l'evento di  $M_w$  6.5 del 30 ottobre 2016 sono stati pubblicati sul portale accelerometrico ISMD (INGV Strong Motion Data, <http://ismd.mi.ingv.it>) le forme d'onda accelerometriche ed i relativi parametri di scuotimento per tutte le stazioni RSN (permanenti e di emergenza SISMICO ed EMERSITO) con distanza epicentrale massima di 250 km. In totale sono state pubblicate 195 forme d'onda accelerometriche relative a 65 stazioni. Altre 16, installate nello stesso intervallo di distanza, sono state scartate perché considerate di bassa qualità. In particolare, entro i primi 50 km, 4 stazioni hanno registrato valori di accelerazione > 300 gal e 6 stazioni valori compresi tra 100 gal e 300 gal. La massima accelerazione è stata osservata alla stazione Sismiko T1201 (474 gal sulla componente NS). Per tutte le stazioni analizzate la banca dati presenta una caratterizzazione dei siti su base geologica, morfologica e geofisica volta al corretto utilizzo del dato accelerometrico. Tutte le forme d'onda accelerometriche (e convertite in velocità e spostamento) ed i relativi metadati sono scaricabili al link sopra indicato.



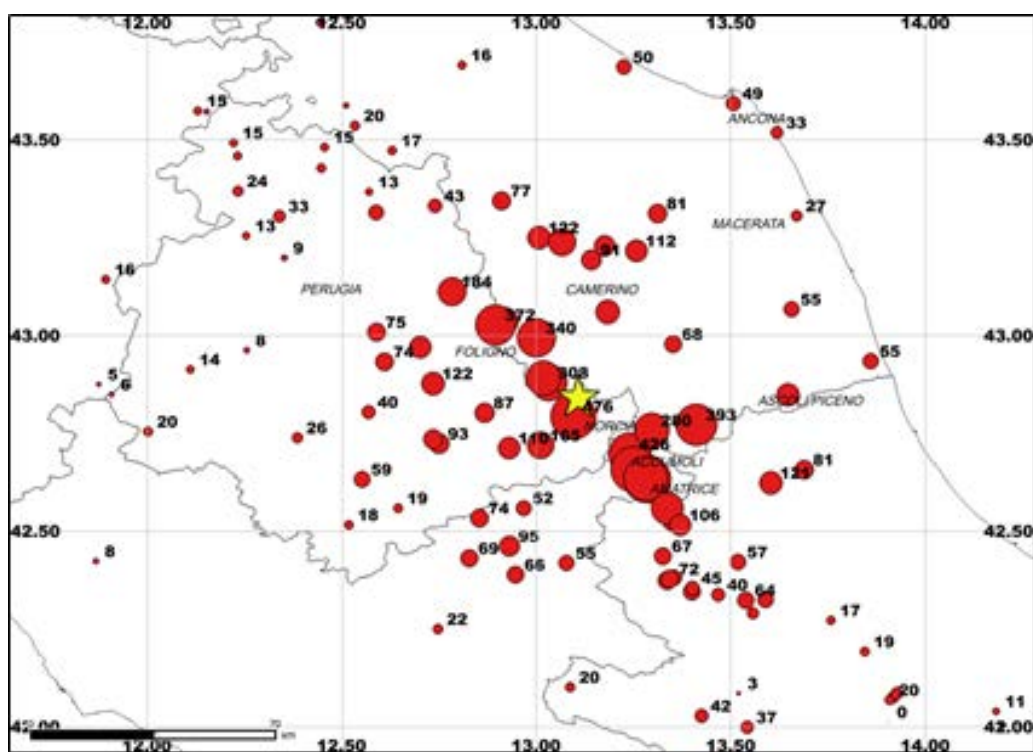
**Figura 2.2.1** - Massime accelerazioni registrate dalle stazioni INGV durante il mainshock del 30 Ottobre 2016 (06:40:17).

### 2.2.2 ESM (Engineering Strong Motion database)

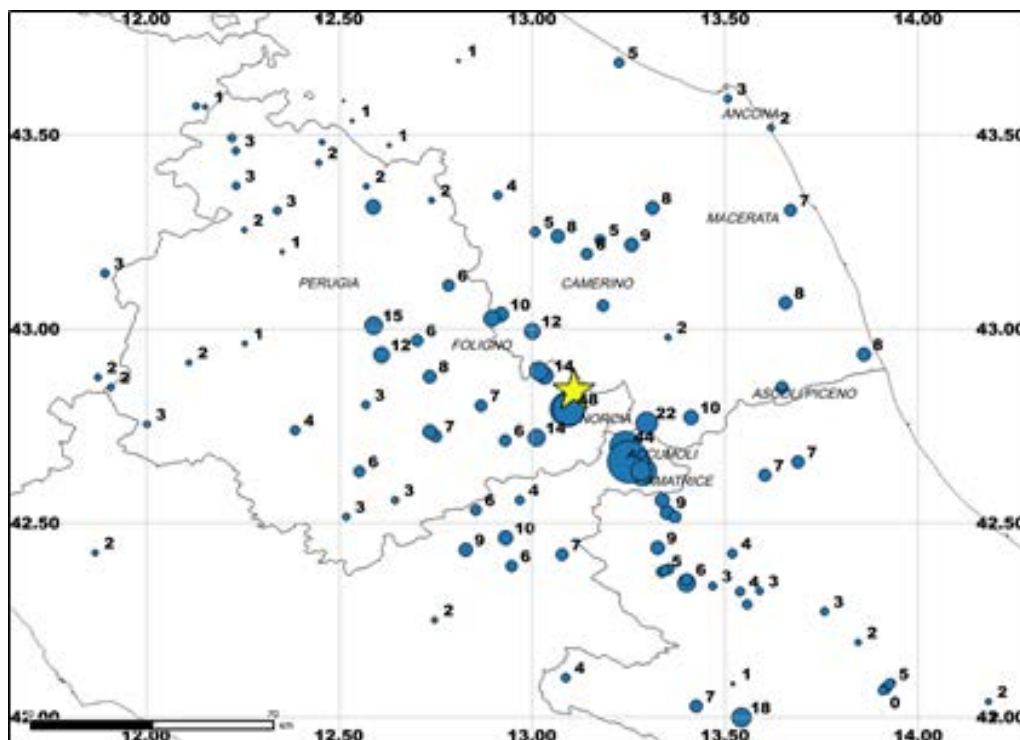
Circa 220 registrazioni accelerometriche relative all'evento del 30 ottobre 2016 sono state manualmente processate utilizzando la procedura proposta da Paolucci et al. (2011) e sono state utilizzate per valutare i valori di picco del moto del suolo e gli spettri di risposta in accelerazione e spostamento. I dati processati sono disponibili nella banca dati europea Engineering Strong-Motion database (<http://esm.mi.ingv.it>).

Più di 12 stazioni hanno registrato valori di accelerazione maggiori di 300 gal entro 30 km dall'epicentro. La massima accelerazione è stata osservata alla stazione di Accumuli (IT.ACC, 547 gal, componente Z).

La Figura 2.2.2a mostra la distribuzione spaziale dei picchi di accelerazione (massimo tra le componenti orizzontali), mentre la Figura 2.2.2b mostra la distribuzione dei picchi di velocità.



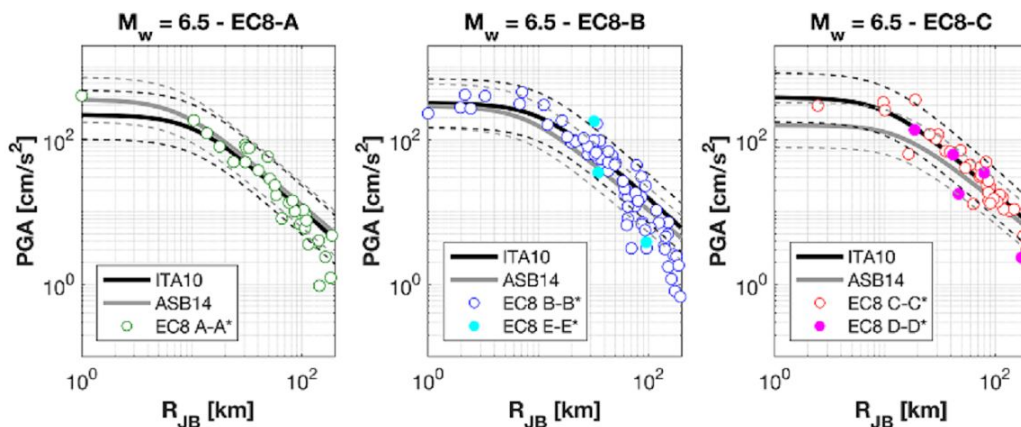
**Figura 2.2.2a** - Mappa dei valori di picco di accelerazione (massimo tra le componenti orizzontali). La dimensioni dei simboli scalano proporzionalmente ai valori rappresentati. La stella gialla indica la posizione dell'epicentro.



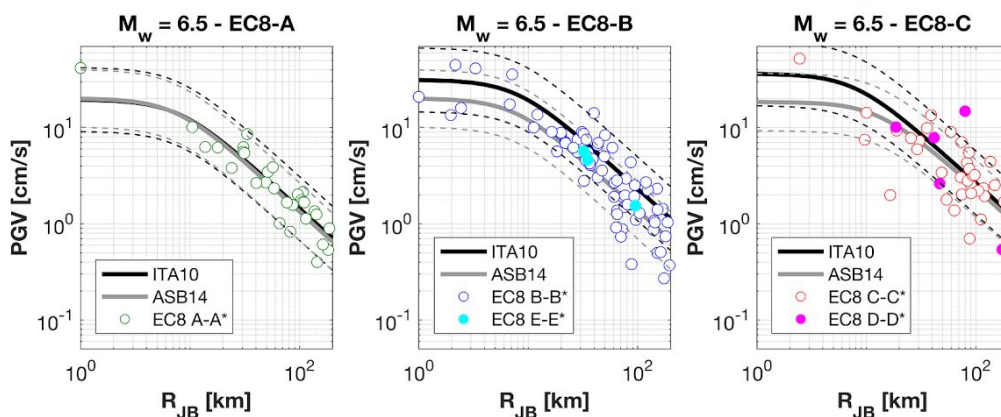
**Figura 2.2.2b** - Mappa dei valori di picco di velocità (massimo tra le componenti orizzontali). Le dimensioni dei simboli scalano proporzionalmente ai valori rappresentati. La stella gialla indica la posizione dell'epicentro.

Allo scopo di analizzare gli andamenti dei valori di picco osservati, i dati processati sono stati confrontati alle predizioni derivate da un'equazione predittiva del moto del suolo per l'Italia (Bindi et al., 2011) e da una per l'Europa (Akkar et al., 2014). Il confronto è stato svolto per la media geometrica delle componenti orizzontali e considerando le distanze dalla proiezione in superficie del modello preliminare di faglia proposto in questo report.

Le Figure 2.2.2c e 2.2.2d mostrano gli andamenti in funzione della distanza dei picchi di accelerazione e velocità messi a confronto con i valori predetti, suddividendoli per le categorie di sito dell'Eurocodice8 (EC8, CEN 2003) (classe A:  $V_{s30} > 800$  m/s; classe B:  $V_{s30} = 360 - 800$  m/s; classe C:  $V_{s30} = 180 - 360$  m/s; classe D:  $V_{s30} < 180$  m/s; classe E: 5 to 20 m di suoli di tipo C- or D-poggianti su materiali più rigidi con  $V_{s30} > 800$  m/s; dove  $V_{s30}$  è la velocità media delle onde di taglio nei primi 30 m di terreno). Tranne alcune eccezioni per i suoli più soffici ((classi EC8-C/D), le osservazioni ricadono nell'intervallo definito dal valore mediano predetto più/meno una deviazione standard.



**Figura 2.2.2c** - Valori di picco di accelerazione: confronto tra le equazioni predittive del moto del suolo (Bindi et al., 2011, ITA10; Akkar et al., 2014, ASB14) e le osservazioni (media geometrica delle componenti orizzontali).



**Figure 2.2.2d** - Valori di picco di velocità: confronto tra le equazioni predittive del moto del suolo (Bindi et al., 2011, ITA10; Akkar et al., 2014, ASB14) e le osservazioni (media geometrica delle componenti orizzontali).

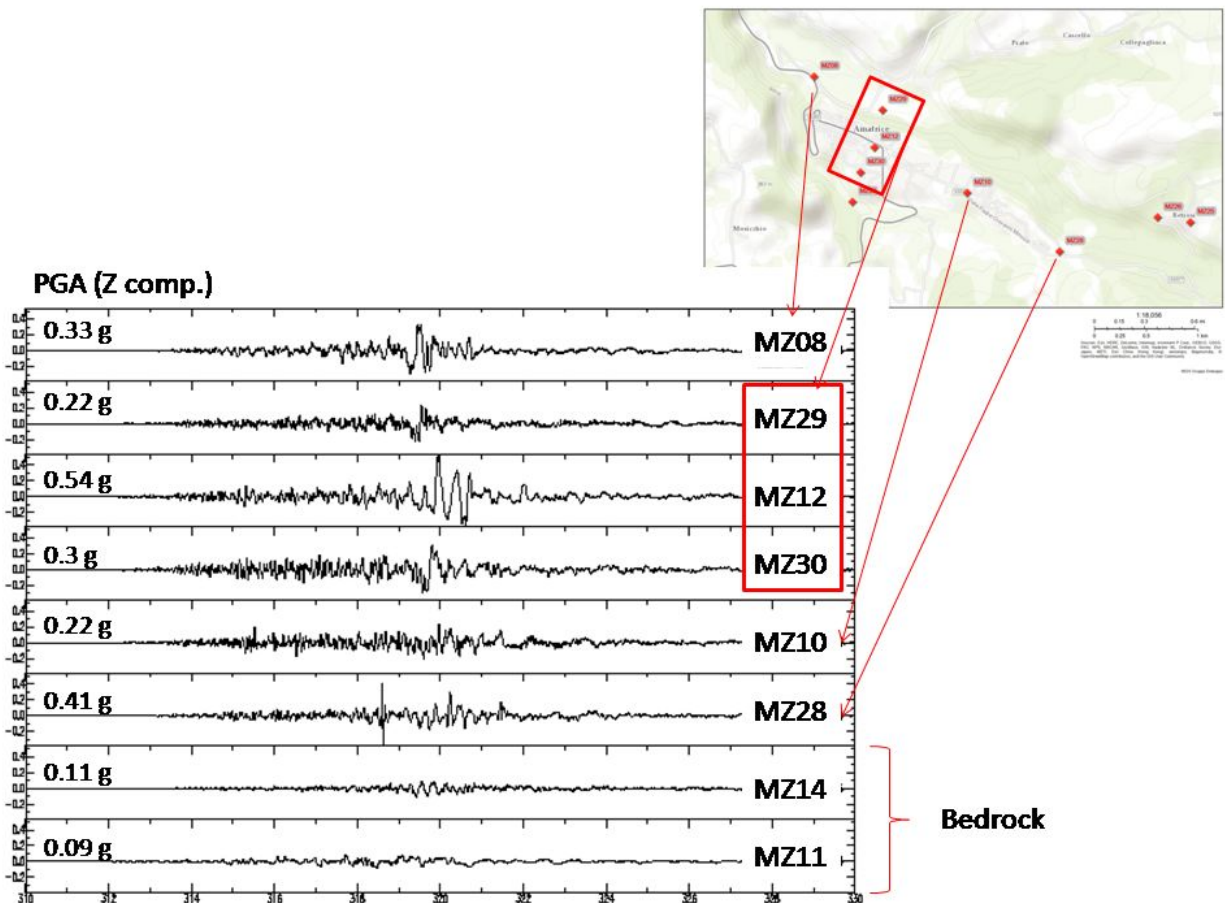
### 2.2.3 Variabilità ed effetti di sito

A seguito del terremoto di Amatrice del 24/08/2016 ( $M_w$  6.0), è stata installata nel Comune di Amatrice una rete sismica temporanea per effettuare indagini propedeutiche alle attività di microzonazione sismica e rilevamenti di tipo geofisico, geomorfologico, geologico e geotecnico (Ordinanza PCM n.394 del 19/09/2016). Gli studi sono portati avanti in collaborazione con altri istituti di ricerca e università facenti parte del Centro per la Microzonazione Sismica (<http://www.centromicrozonazione.sismica.it/it/>).

Al 30 ottobre erano funzionanti 14 stazioni, di cui 7 installate nel paese di Amatrice e 2 scelte come siti di riferimento al bedrock (5-8 km di distanza). La Figura 2.2.3a mostra la componente Z delle accelerazioni registrate per l'evento  $M_w$  6.5 del 30/10/2016, con i relativi PGA verticale; il valore massimo è stato registrato alla stazione MZ12, vicino alla chiesa di Sant'Agostino, mentre la componente EW ha registrato un PGA che ha superato i 0.65 g. Le forme d'onda



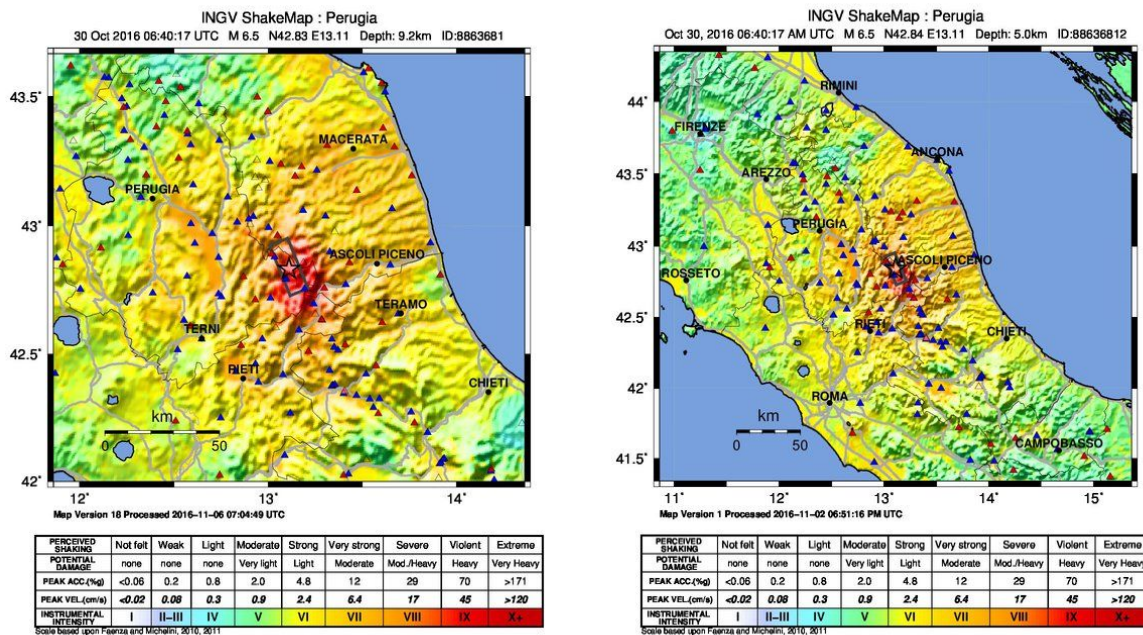
mostrate in Figura 2.2.3a evidenziano una forte variabilità all'interno dell'abitato di Amatrice e valori di PGA elevati. Una fase successiva alle onde S dirette (a circa 6-7 s dal primo arrivo P) è visibile su tutte le stazioni, inclusi i due bedrock di riferimento; questo pacchetto ha una frequenza di 2-3 Hz ed è notevolmente amplificato per le stazioni MZ08 (vicino la stazione Ran AMT) e in vicinanza del centro storico (MZ12 e MZ30). Sono anche visibili spike e segnali spuri probabilmente legati a cadute di oggetti o crolli nelle vicinanze.



**Figura 2.2.3.a** - Componente Z delle accelerazioni registrate nel paese di Amatrice - San Cipriano durante il terremoto  $M_w$  6.5 del 30/10/2016; per ogni stazione sono anche indicati i valori di PGA verticale.

## 2.3 ShakeMap

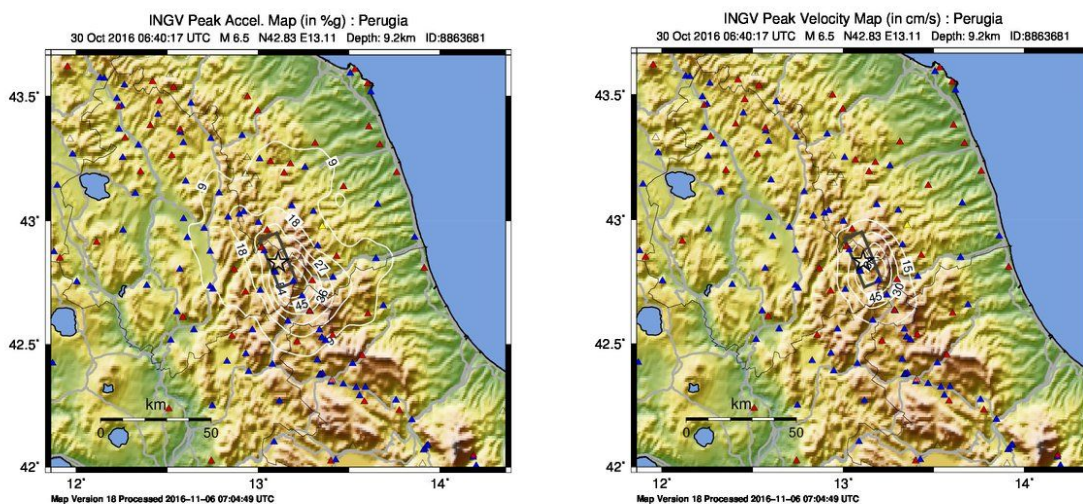
Le mappe di scuotimento (shakemap) relative al terremoto  $M_w$  6.5 del 30 ottobre sono mostrate nelle figure 2.3.1-2.3.2 in intensità MCS a scala locale e regionale e PGA e PGV a scala locale (<http://shakemap.rm.ingv.it/shake/8863681/products.html>).



**Figura 2.3.1** – Mappe di scuotimento in intensità MCS del  $M_w$  6.5 del 30/10/2016. Le due mappe sono state realizzate con lo stesso data set e la mappa di sinistra è un ingrandimento di quella di destra. È evidente che lo scuotimento fino al VI grado ha interessato un'area della penisola che all'incirca va da Campobasso a SE fino ad Arezzo a NW lungo l'asse appenninico con risentimento anche nell'area Padana. I triangoli rossi indicano stazioni della Rete Sismica Nazionale dell'INGV, mentre quelli blu della Rete Accelerometrica Nazionale del Dipartimento per la Protezione Civile.

Le mappe per PGA indicano valori molto elevati dell'accelerazione di picco orizzontale immediatamente a SE dell'epicentro. La stazione FCC indica valori prossimi a quasi 1 g mentre stazioni le NRC e ACC hanno registrato valori superiori al 40%g e prossimi per la seconda a 50%g. In ogni caso è evidente un accentuamento delle accelerazioni verso SE. Valori prossimi a 10%g sono stati registrati su un'area di 100x50 km lungo NW e SE rispettivamente.

La mappa in PGV mostra velocità di picco orizzontali che raggiungono 77 cm/s a FCC e oltre i 40 cm/s alle stazioni ACC e NRC.



**Figura 2.3.2** – Mappe di scuotimento espresse in PGA (sinistra) e PGV (destra).

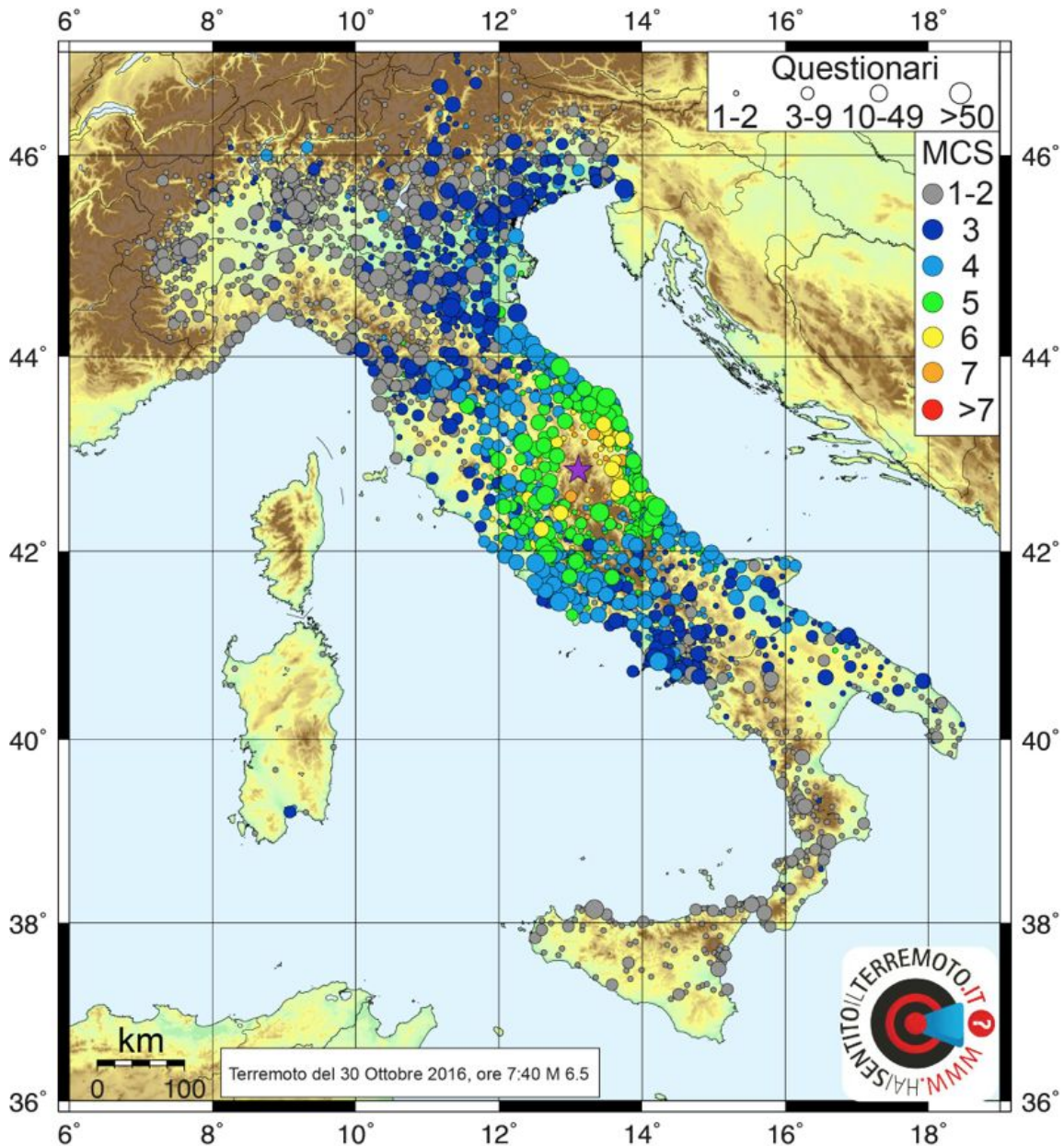
Le mappe sono state tutte generate utilizzando i parametri PGM (peak ground motion) calcolati in base ai dati memorizzati nel Engineering Strong Motion DB (<http://esm.mi.ingv.it>), e processati da personale esperto. In particolare, è stata sviluppata una procedura che controlla e aggiorna le ShakeMaps tre volte al giorno utilizzando i dati elaborati inseriti nel ESM DB. L'utilizzo dei dati rivisti manualmente consente un controllo di qualità delle mappe generate.

## 2.4 Hai sentito il terremoto?

La mappa in Figura 2.4a mostra la distribuzione degli effetti del terremoto del 30 ottobre 2016 di magnitudo 6.5 in scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg). La mappa è il risultato dell'elaborazione di 12930 questionari macrosismici compilati dalla popolazione, in 2680 comuni, tramite il sito [www.haisentitoilterremoto.it](http://www.haisentitoilterremoto.it). Il calcolo delle intensità è effettuato utilizzando la metodologia descritta in Tosi et al., 2015. Con la stella in colore viola è indicato l'epicentro strumentale del terremoto, i cerchi colorati si riferiscono alle intensità associate ad ogni comune. La dimensione dei cerchi è proporzionale al numero delle segnalazioni (questionari compilati) pervenute per ogni comune. I dati raccolti sono sottoposti ad un filtro automatico di tipo statistico (Sbarra et al., 2010; Tosi et al., 2015), ma non sono verificati singolarmente. Poiché le intensità più elevate della scala Mercalli necessitano della verifica sul posto da parte di personale specializzato, le intensità dall'VIII al XII MCS, sono raggruppate in un'unica classe seguendo la metodologia che utilizza anche l'European-Mediterranean Seismological Centre (Musson, 2007). Inoltre poiché il II MCS è percepito solo dal 5% della popolazione, una percentuale troppo bassa per essere statisticamente apprezzata, i gradi I e II MCS sono stati accorpati.

La mancanza di segnalazioni nella zona epicentrale, dovuta alle evidenti difficoltà della popolazione colpita, indica l'area dove l'impatto sismico è stato maggiore.

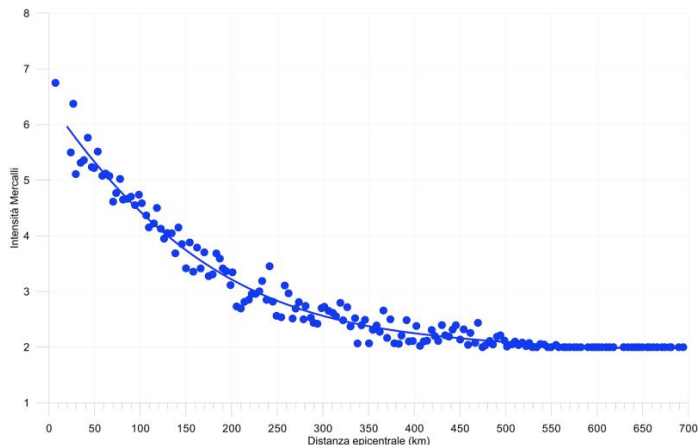
In generale la distribuzione delle intensità mostra un andamento di minore attenuazione, con la distanza dall'epicentro, sul versante adriatico rispetto al versante tirrenico. Tale anomalia conferma quella evidenziata nel terremoto del 24 Agosto scorso di magnitudo  $M=6.0$ .



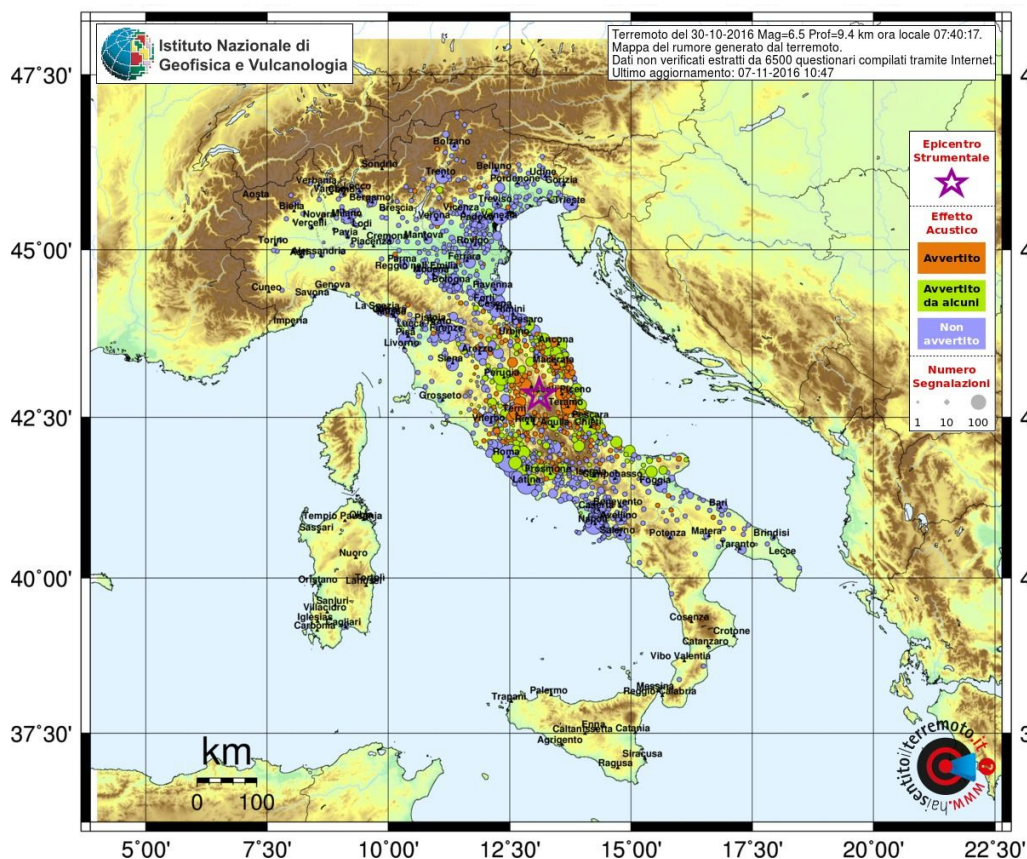
**Figura 2.4a** - Mappa del risentimento macrosismico del terremoto del 30 Ottobre (7:40 ora locale) elaborata utilizzando 12930 questionari macrosismici compilati dalla popolazione, in 2680 comuni, tramite il sito [www.haisentitoilterremoto.it](http://www.haisentitoilterremoto.it).

Il grafico dell'attenuazione (Fig. 2.4b) mostra l'andamento delle intensità macrosismiche filtrate statisticamente riferite ai comuni, rispetto alla distanza dall'epicentro (cerchietti blu). Mediamente si osserva che a 75 km dall'epicentro è stato percepito un V MCS, a 130 km il IV e

a 230 km il III MCS. La mappa del risentimento macrosismico a scala regionale (Fig. 2.4a), mostra anche una certa anisotropia del campo macrosismico rispetto all'attenuazione media.



**Figura 2.4b** - Grafico dell'attenuazione dell'intensità in funzione della distanza epicentrale del terremoto del 30 Ottobre (7:40 ora locale).



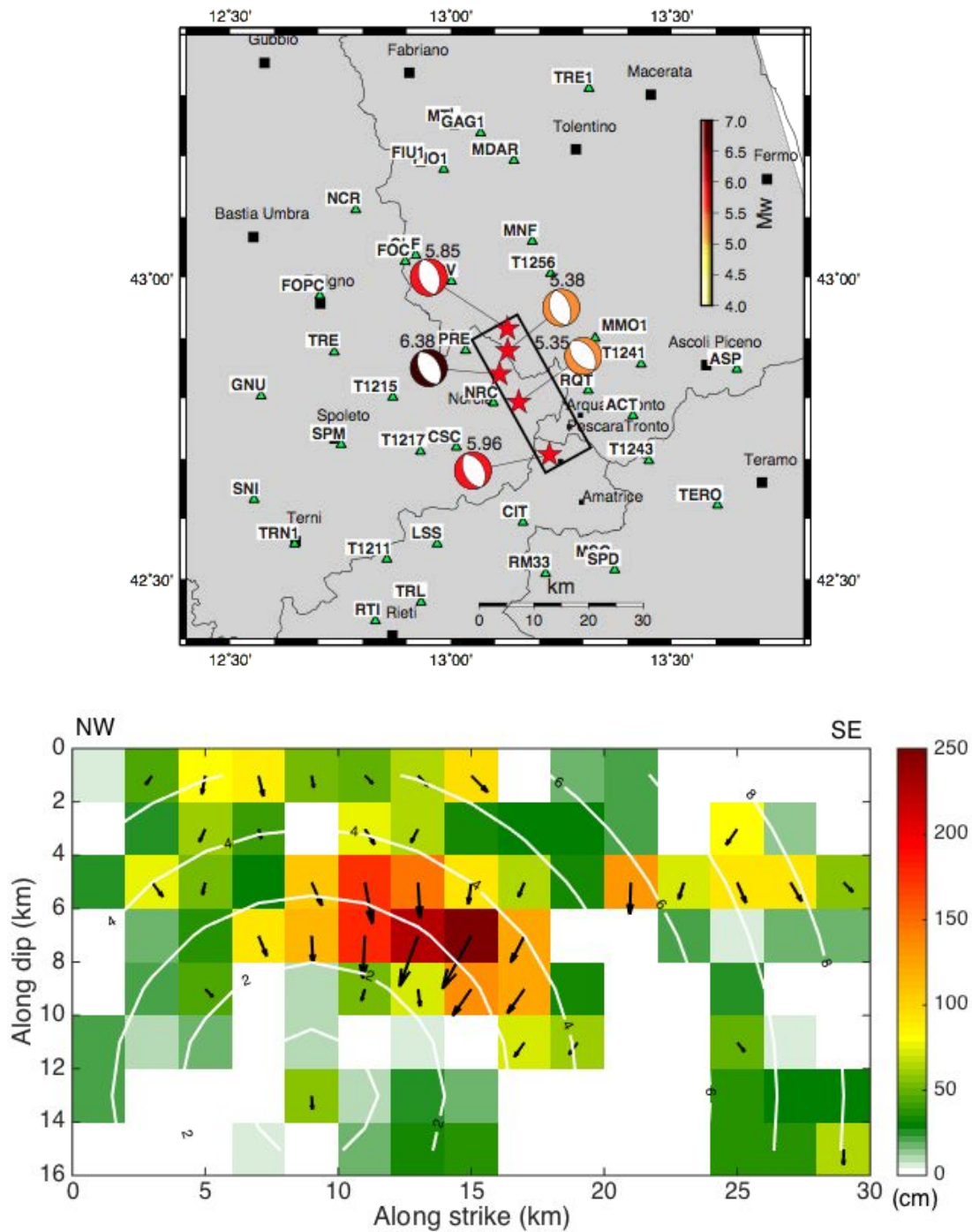
**Figura 2.4c** - Distribuzione geografica del risentimento dell'effetto acustico associato al terremoto.

La mappa dell'effetto acustico, o rombo sismico, (Fig. 2.4c) conferma l'andamento delle intensità macrosismiche, in particolare la maggiore prevalenza della percezione in direzione del

versante adriatico. Mediamente, il rombo sismico è stato avvertito fino ad una distanza di 150 km dall'epicentro.

## **2.5 Modelli di sorgente da dati Strong Motion**

Un modello cinematico preliminare su faglia finita della sorgente del terremoto del 30 Ottobre (ML 6.5) è stato ottenuto invertendo i dati accelerometrici delle reti INGV e RAN. Sono stati utilizzati dati registrati a 38 stazioni situate ad una distanza massima di 45 km dall'epicentro (triangoli verdi nella mappa di Figura 2.5.1). Gli accelerogrammi sono stati integrati nel tempo e filtrati nella banda di frequenza tra 0.02 e 0.5 Hz. Le funzioni di Green's sono calcolate nella stessa banda di frequenza utilizzando il modello di velocità CIA [Hermann et al., 2011]. La geometria del piano di faglia è stata assunta a priori e ricavata dal piano ovest immergente della soluzione del momento tensore TDMT ( $151^\circ$  strike e  $47^\circ$  dip). Il codice di inversione utilizzato è il "non-negative least-squares inversion" [Dreger and Kaverina, 2000]. Il modello cinematico è stato ottenuto invertendo per la velocità di rottura (assunta costante a priori), il *rise time*, e la distribuzione di dislocazione sul piano di faglia. La distribuzione di slip sul piano di faglia, di dimensione  $30 \times 16 \text{ km}^2$ , è mostrato in Figura 2.5.1. La velocità di rottura e il *rise time* che danno un miglior fit (misurato tramite il parametro di variance reduction VR, una norma tipo L2) sono rispettivamente 2.5 km/s e 2 s. La distribuzione di dislocazione mostra una patch principale estesa tra i 4 e i 6 km di profondità, in direzione SE rispetto all' ipocentro con valori di slip che raggiungono i 2.5 metri. Valori di slip significativi ( $> 80 \text{ cm}$ ) si trovano anche nella parte più superficiale del piano di faglia, in corrispondenza del rigetto superficiale osservato presso il Monte Bove - Monte Vettore. La durata della rottura è di circa 8 s. Il fit tra dato e forme d'onda sintetiche ottenute con il modello di rottura ottenuto è mostrato in Figura 2.5.2. Nonostante il modello fornisca un buon valore fit (VR=49%), la non trascurabile componente di CLVD mostrata dal momento tensore, la peculiarità di alcuni dati registrati molto vicino alla faglia e la non trascurabile complessità mostrata dalle prime immagini SAR, ci spingono a proseguire nello studio della cinematica della rottura di questo terremoto con ulteriori inversioni che esploreranno una geometria più complessa della sorgente, ad esempio un sistema di faglie.



**Figura 2.5.1** - a) In alto la mappa delle stazioni accelerometriche usate durante l'inversione cinematica su faglia finita. La box nera indica la proiezione in superficie del piano di faglia ovest immergente; b) in basso la distribuzione di slip sul piano di faglia. Le linee bianche indicano il tempo di rottura sul piano di faglia.

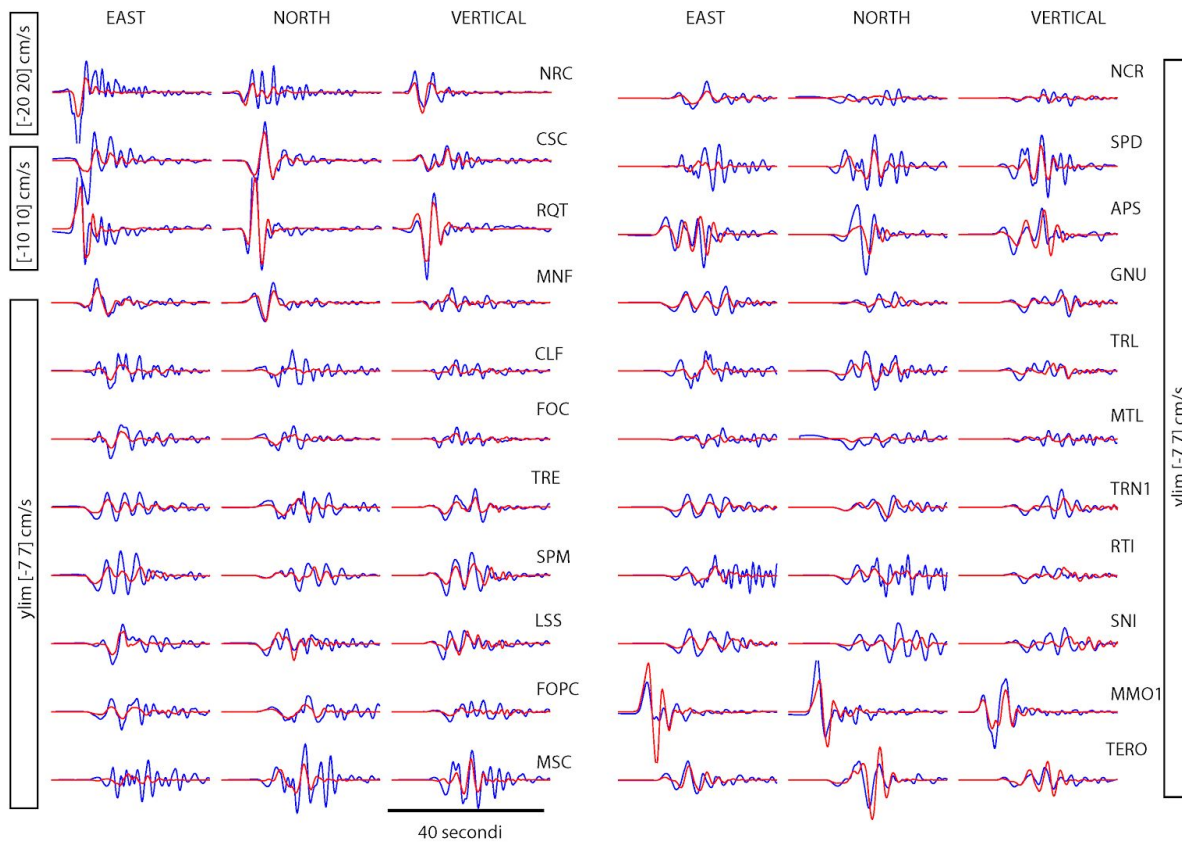


Figura 2.5.2 - Esempi di alcuni fit dei dati in velocità: sintetici (linea rossa) e i dati registrati (linea blu).

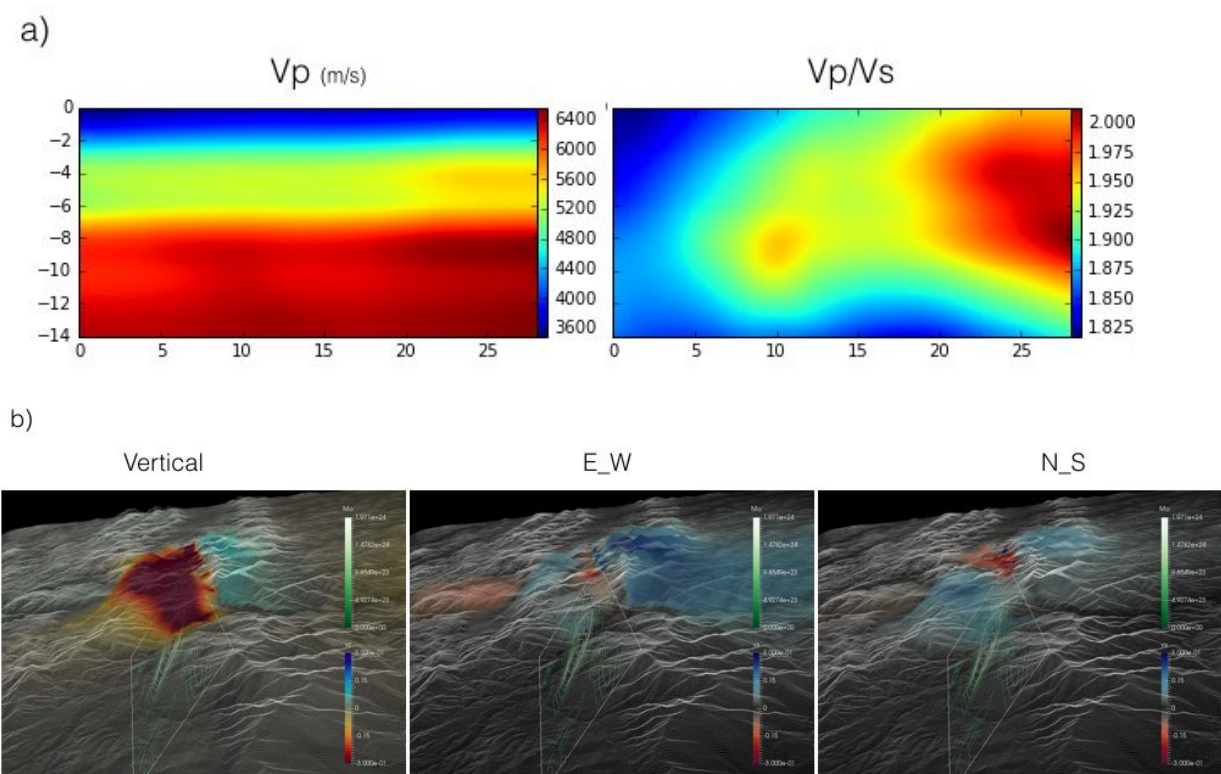
## 2.6 Propagazione delle onde sismiche in un modello di velocità 3D

Il modello cinematico preliminare su faglia finita della sorgente del terremoto del 30 Ottobre ( $M_w$  6.5) descritto nel paragrafo precedente è stato utilizzato per studiare la propagazione del campo d'onde. Il software utilizzato per la simulazione è SPECFEM3D\_Cartesian (Peter et al., 2011), un codice agli elementi spettrali che permette di tenere in considerazione la topografia, variazioni tridimensionali della velocità delle onde, attenuazione, anisotropia.

Il modello delle velocità sismiche che è stato adottato è quello pubblicato da Di Stefano & Ciaccio (2014), una tomografia travel time a scala nazionale sia per le velocità delle onde P ( $V_p$ ) che per le onde S ( $V_s$ ). La densità è invece un parametro derivato da una funzione empirica di  $V_p$  (Magnoni, 2014). L'attenuazione è inclusa attraverso una semplice determinazione del parametro Q come funzione lineare crescente di  $V_s$  (Magnoni, 2014). In Figura 2.6a sono riportate le proprietà dei materiali sul piano di faglia (come  $V_p$  e rapporto  $V_p/V_s$ ).



La simulazione è stata eseguita sul cluster Auriga (INGV HPC computational lab), sfruttando 512 cores. Come atteso (Magnoni & Casarotti, 2016), i confronti preliminari con i dati mostrano un buon accordo senza però superare il livello mostrato nel paragrafo precedente se non per la parte finale del sismogramma. È stato inoltre analizzato il pattern di spostamento cosismico (3 minuti dopo la dislocazione) relativo al modello cinematico proposto (Figura 2.6b). Lo spostamento raggiunge il massimo nella regione del Mt. Bove - Mt. Vettore con valori superiori a 2 metri per le componenti sia verticali che orizzontali. Il pattern di deformazione si accorda relativamente bene con le prime immagini SAR solo nella parte orientale del sistema, mentre nella parte sud-orientale risulta assente la complessità mostrata dai dati geodetici nella zona di Norcia, confermando la necessità di un ulteriore sforzo nella determinazione di un modello cinematico più complesso che coinvolga un sistema di faglie.



**Figura 2.6** - a) Valori di  $V_p$ ,  $V_s$  sul piano di faglia b) spostamento sismico nell'area epicentrale, sono indicate le componenti verticale, orizzontale Est-Ovest e Nord-Sud. In trasparenza il piano di faglia adottato con il corrispettivo rilascio di momento sismico.

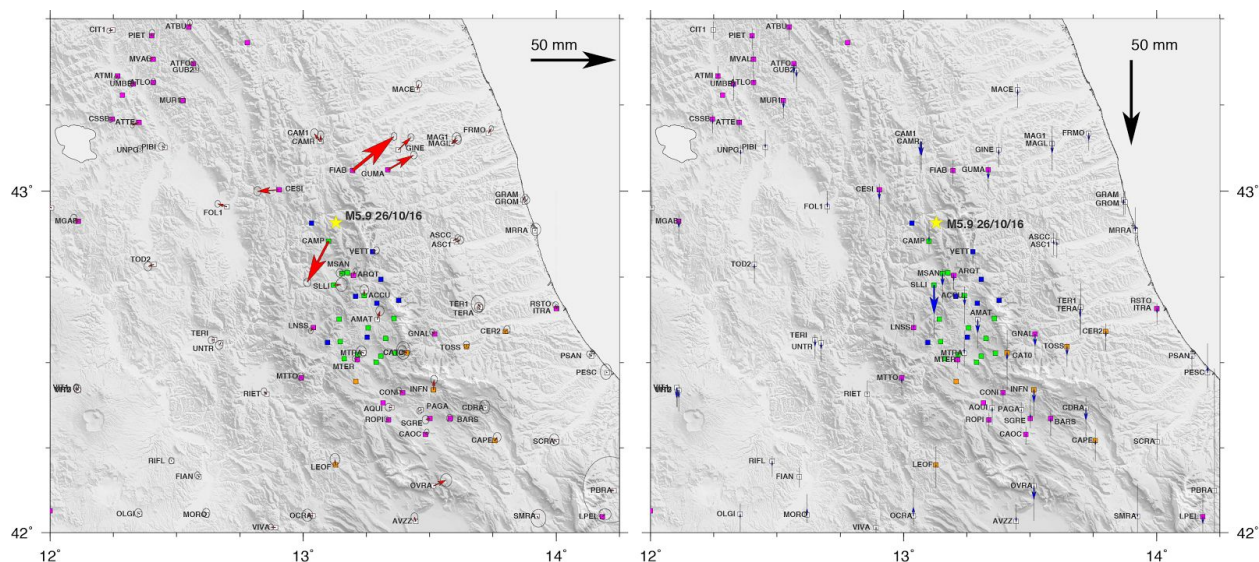
## 2.7 Modelli di sorgente da dati GPS

A seguito del terremoto di magnitudo  $M_w$  6.0 del 24 agosto 2016, l'INGV, in collaborazione con l'Ufficio Rischio Sismico e Vulcanico del Dipartimento Protezione Civile (DPC) e l'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), ha iniziato un più dettagliato monitoraggio delle deformazioni del suolo nell'area epicentrale attraverso la tecnica Global Positioning System (GPS) (INGV Working group "GPS Geodesy", <https://doi.org/10.5281/zenodo.61355>).

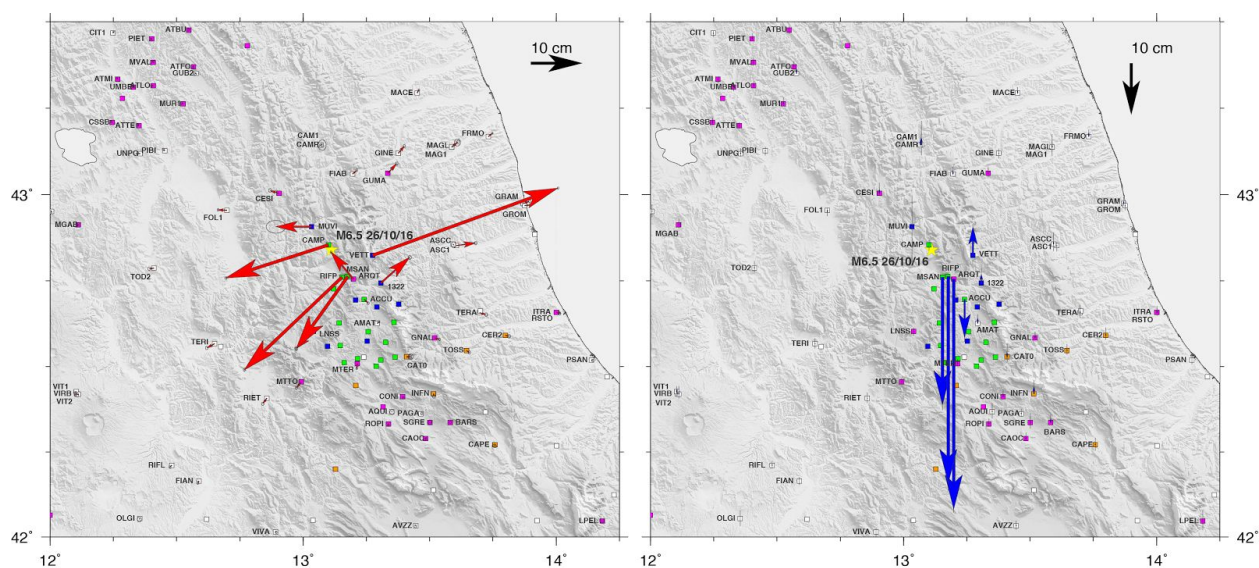
Nelle settimane successive all'evento del 24 Agosto, infatti, sono state installate diverse stazioni GPS su alcuni caposaldi appartenenti alla rete CaGeoNet dell'INGV (Galvani et al., 2012 e riferimenti) e alla rete dell'Istituto Geografico Militare (IGM, [www.igmi.org](http://www.igmi.org)) (Fig. 2.7.1). È stata inoltre realizzata e resa operativa una nuova stazione permanente della rete RING-INGV ad Arquata del Tronto (ARQT). A seguito degli eventi del 26 ottobre, sono state installate altre stazioni GPS su alcuni punti della rete IGM già ri-occupati a seguito della sequenza sismica Umbro-Marchigiana del 1997 (Anzidei et al., 2008). Queste stazioni hanno registrato gli spostamenti co-sismici legati agli eventi del 26 e del 30 Ottobre. Non tutte le stazioni erano operative simultaneamente per problemi di alimentazione o di spostamento della strumentazione in campagna tra i diversi caposaldi. I dati delle stazioni GPS permanenti e non-permanenti attive durante questi due eventi sono stati scaricati ed elaborati nelle ore e giorni successivi dai tre centri di analisi del Centro Nazionale Terremoti, utilizzando tre differenti software scientifici (GAMIT/GLOBK, GIPSY e BERNESE), e successivamente combinati in un'unica soluzione di consenso, realizzata con lo scopo di minimizzare errori sistematici eventualmente presenti nelle singole soluzioni indipendenti (es., Devoti, 2012; Serpelloni et al., 2012). La Figura 2.7.1 mostra gli spostamenti co-sismici osservati per l'evento del 26 Ottobre e la distribuzione delle diverse reti GPS operative nell'area a partire dal 24 Agosto. La Figura 2.7.2 mostra invece gli spostamenti co-sismici osservati per l'evento del 30 Ottobre (si noti la diversa scala dei vettori nelle due figure). In entrambi i casi, gli spostamenti sono stati calcolati dai tre centri di analisi a partire dalle serie temporali delle posizioni giornaliere, come media della posizione dal giorno 17/10/2016 al giorno 26/10/2016 e la posizione al giorno 27/10/2016, per l'evento del 26 ottobre, e la media delle posizioni dal giorno 27/10/2016 al giorno 29/10/2016 e la posizione al giorno 30/10/2016 per l'evento del 30 ottobre.

Per l'evento del 26 ottobre, gli spostamenti co-sismici orizzontali massimi sono stati misurati alle stazioni FIAB (3.1 cm verso nord-est) e CAMP (2.7 cm verso sud-ovest), mentre la stazione SLLI ha mostrato il movimento verticale massimo, con un abbassamento di ~1.7 cm. Per quanto riguarda l'evento del 30 ottobre, gli spostamenti co-sismici orizzontali massimi sono stati osservati alle stazioni VETT (Monte Vettore) e MSAN, con uno spostamento di 38.3 cm verso nord-est e di 26 cm verso sud-ovest, rispettivamente, mentre gli spostamenti verticali massimi sono stati osservati per le stazioni ARQT, RIFP e MSAN, con un abbassamento di 44.6, 26.1 e 17.1 cm. La stazione sul Monte Vettore (VETT), invece, ha registrato un sollevamento di 5.5 cm.

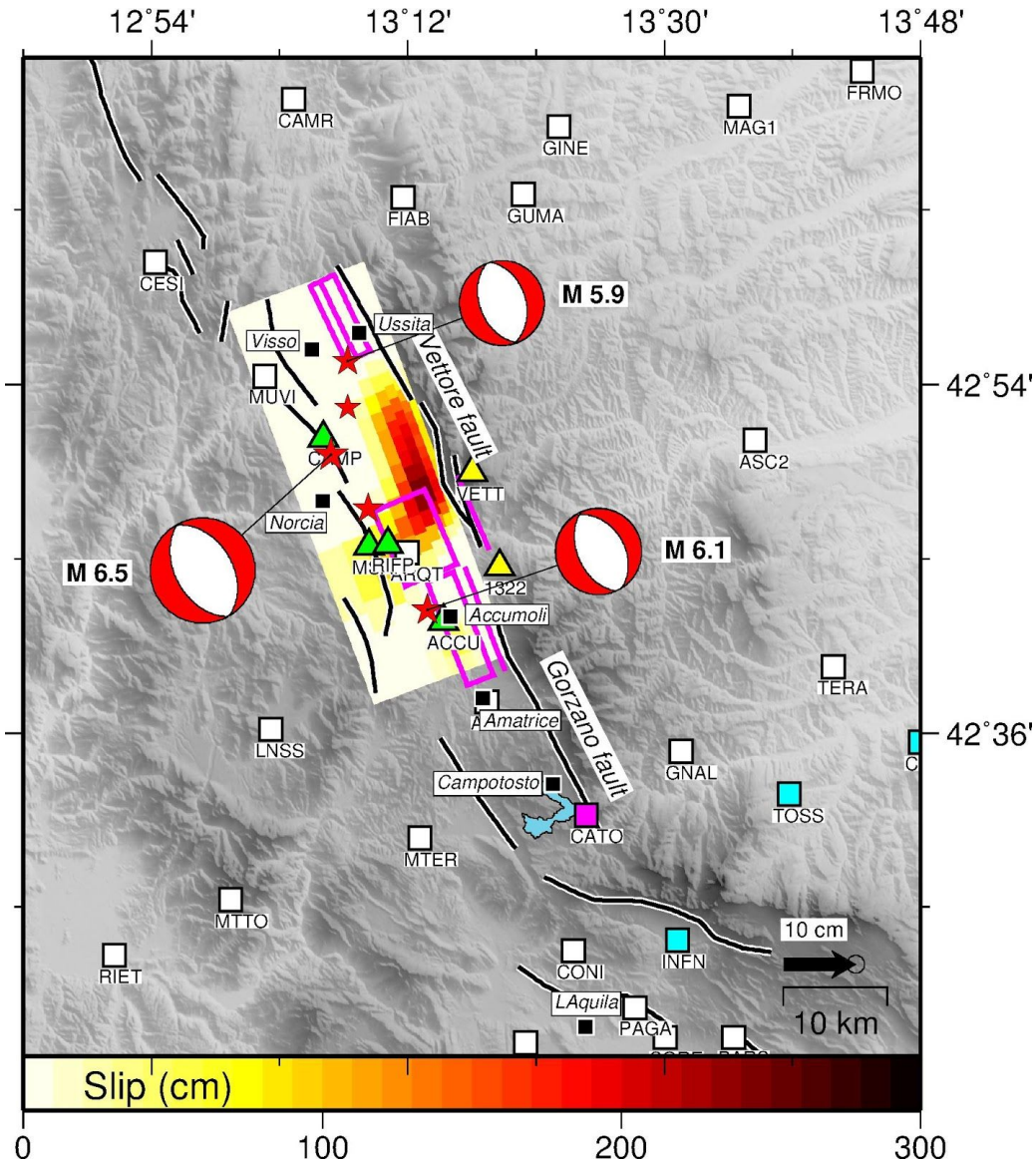
La Figura 2.7.3 mostra il risultato di un modello preliminare di slip per l'evento del 30 Ottobre, ottenuto dalla inversione degli spostamenti GPS mostrati in Figura 2.7.2. L'inversione è stata fatta utilizzando un modello di dislocazione a semispazio elastico, considerando una correzione per la topografia. In Figura 2.7.3 sono mostrate in magenta le box co-sismiche ottenute dall'inversione a slip-uniforme per gli eventi del 24 agosto (due box) e del 26 Ottobre. Nell'inversione dello slip co-sismico, il piano di faglia per l'evento del 30 Ottobre è fissato (length = 40 km, width = 18 km, dip= 45° e strike = 160°) ed è stata invece invertita la distribuzione di slip su patch a dimensione variabile (1x1 km fino a 3.5 km di profondità e 3.5x3.5 km per profondità maggiori) utilizzando l'approccio descritto in Cheloni et al. (2010). Il modello, che è da considerarsi assolutamente preliminare, mostra una concentrazione di slip (con un valore massimo di 2.5 m) abbastanza superficiale, corrispondente ad una  $M_w$  = 6.5.



**Figura 2.7.1** - Mappa degli spostamenti co-sismici GPS orizzontali (freccie rosse) e verticali (freccie blu) ottenuti dalla combinazione di tre soluzioni geodetiche indipendenti per l'evento del 26 Ottobre 2016. I quadrati bianchi mostrano la posizione delle stazioni GPS permanenti, e quelli magenta delle stazioni RING-INGV (doi:10.13127/RING). I quadrati arancione mostrano le stazioni GPS permanenti gestite da DPC e ISPRA. I quadrati verdi e blu mostrano le stazioni della rete CaGeoNet e della rete IGM, rispettivamente, ri-occupati dopo il 24 Agosto.



**Figura 2.7.2** - Mappa degli spostamenti co-sismici GPS orizzontali (freccie rosse) e verticali (freccie blu) ottenuti dalla combinazione di tre soluzioni geodetiche indipendenti per l'evento del 30 Ottobre 2016. I quadrati bianchi mostrano la posizione delle stazioni GPS permanenti, e quelli magenta delle stazioni RING-INGV (doi:10.13127/RING). I quadrati arancione mostrano le stazioni GPS permanenti gestite da DPC e ISPRA. I quadrati verdi e blu mostrano le stazioni della rete CaGeoNet e della rete IGM, rispettivamente, ri-occupati dopo il 24 Agosto.



**Figura 2.7.3** - Modello di slip co-sismico per il  $M_w$  6.5 del 30 Ottobre ottenuto dall'inversione degli spostamenti GPS di Figura 2.7.2. I rettangoli box magenta mostrano le faglie ottenute dalla inversione non-lineare degli spostamenti GPS per gli eventi del 24 Agosto e del 26 Ottobre.

## 2.8 Misure Insar di deformazione superficiale e modelli di sorgente

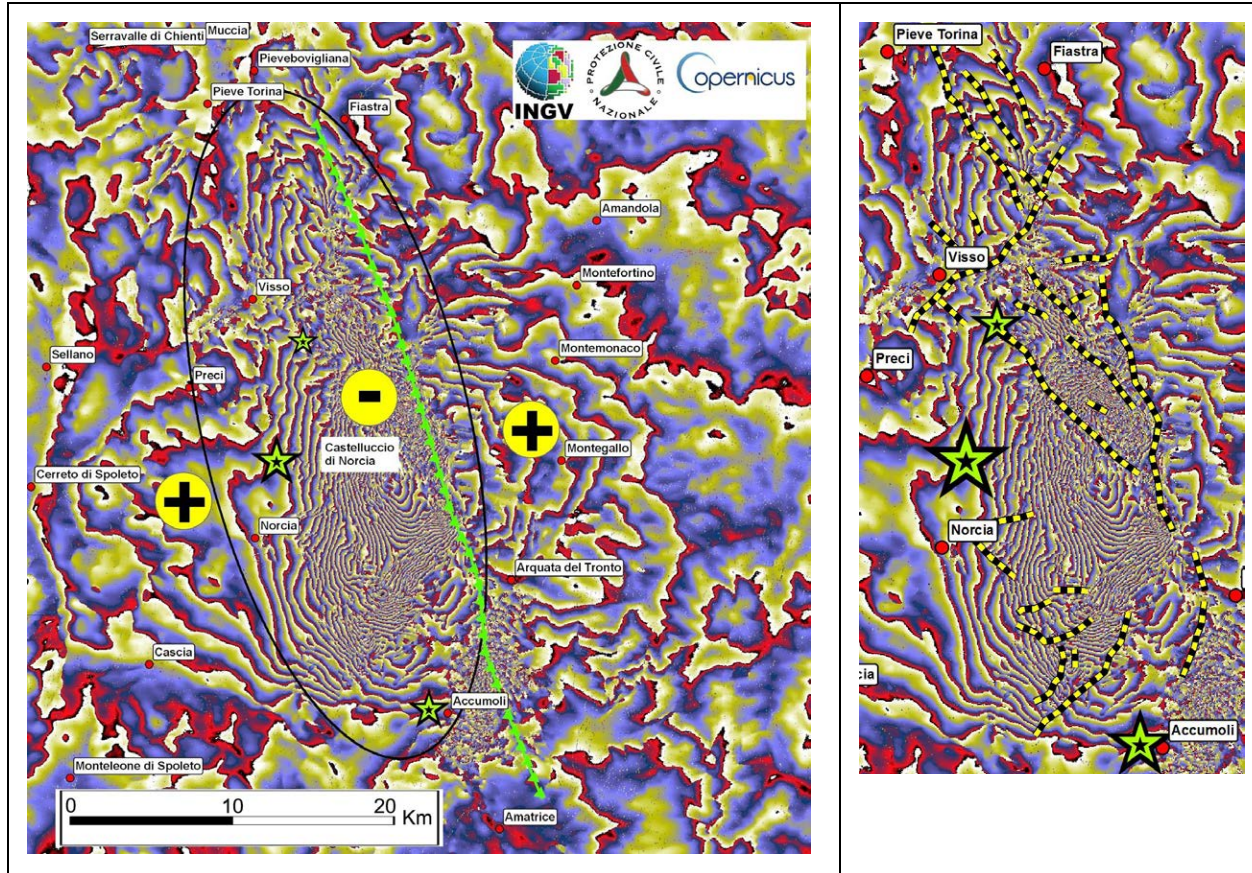
Una serie di interferogrammi co-sismici coprono il periodo relativo ai terremoti del 26/10 e del 30/10. La seguente tabella elenca le coppie di immagini disponibili e le loro caratteristiche.

ALOS-2	24 - 08 - 2016	11 - 11 - 2016	Ascending
Sentinel-1	27 - 10 - 2016	2 - 11 - 2016	Ascending
Sentinel-1	26 - 10 - 2016	1 - 11-2016	Descending

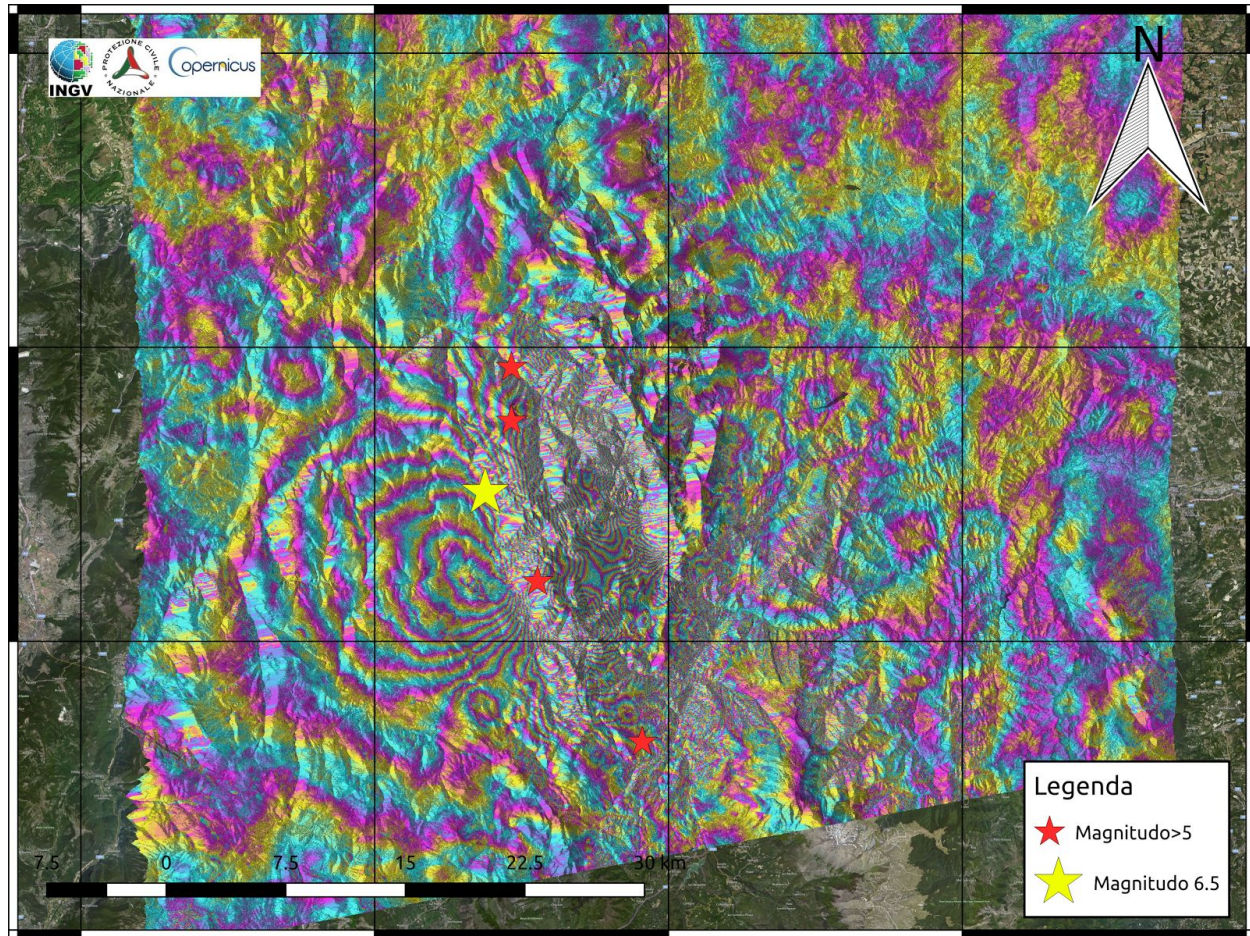
Tabella 2.8.1

Nella Figura 2.8.1 mostriamo l'interferogramma discendente di Sentinel 1 (26/10 - 1/11), che contiene entrambi gli eventi del 26 e del 30 ottobre. Mentre la deformazione del suolo nel campo lontano è chiara e mostra bassi gradienti spaziali di deformazione, da 1 a 5 cm/km, nella zona vicina all'epicentro (principalmente ad est di esso) si nota una fascia di deformazione molto complessa allungata NS con valori negativi, lunga ~30km e larga ~10 km, che mostra gradienti di deformazione molto elevati, fino a 30 cm/km. In questa zona, nei pressi della piana di Castelluccio, si osserva il ribassamento massimo di ~80 cm in linea di vista. L'andamento spezzato delle frange interferometriche sul versante occidentale della catena Mt. Vettore-Mt. Bove corrisponde alle evidenze di fagliazione superficiale osservate da EMERGEO. Diversi altri allineamenti di frange interrotte sono presenti ad ovest della superficie di faglia principale; alcuni di essi hanno orientamento simile alla faglia principale, altri hanno direzioni diverse (Fig. 2.8.1b). Il gran numero di fratture superficiali che si osserva in tutta l'area ribassata del campo di deformazione è probabilmente legato ad una risposta passiva di piani di faglia preesistenti alla deformazione dinamica e/o statica determinata dalla dislocazione della faglia principale.

Nella Figura 2.8.2 mostriamo l'interferogramma ascendente di Sentinel 1 (27/10 - 02/11), il primo disponibile per discriminare gli effetti del terremoto del 30/10 da quelli del 26/10. L'interferogramma conferma il modello di spostamento complesso e la presenza di caratteristiche già precedentemente evidenziate. Nella zona di Norcia e verso W sono presenti 9 frange concentriche probabilmente causate dalla combinazione di spostamenti lungo verticale (sollevamento) e in direzione EW.

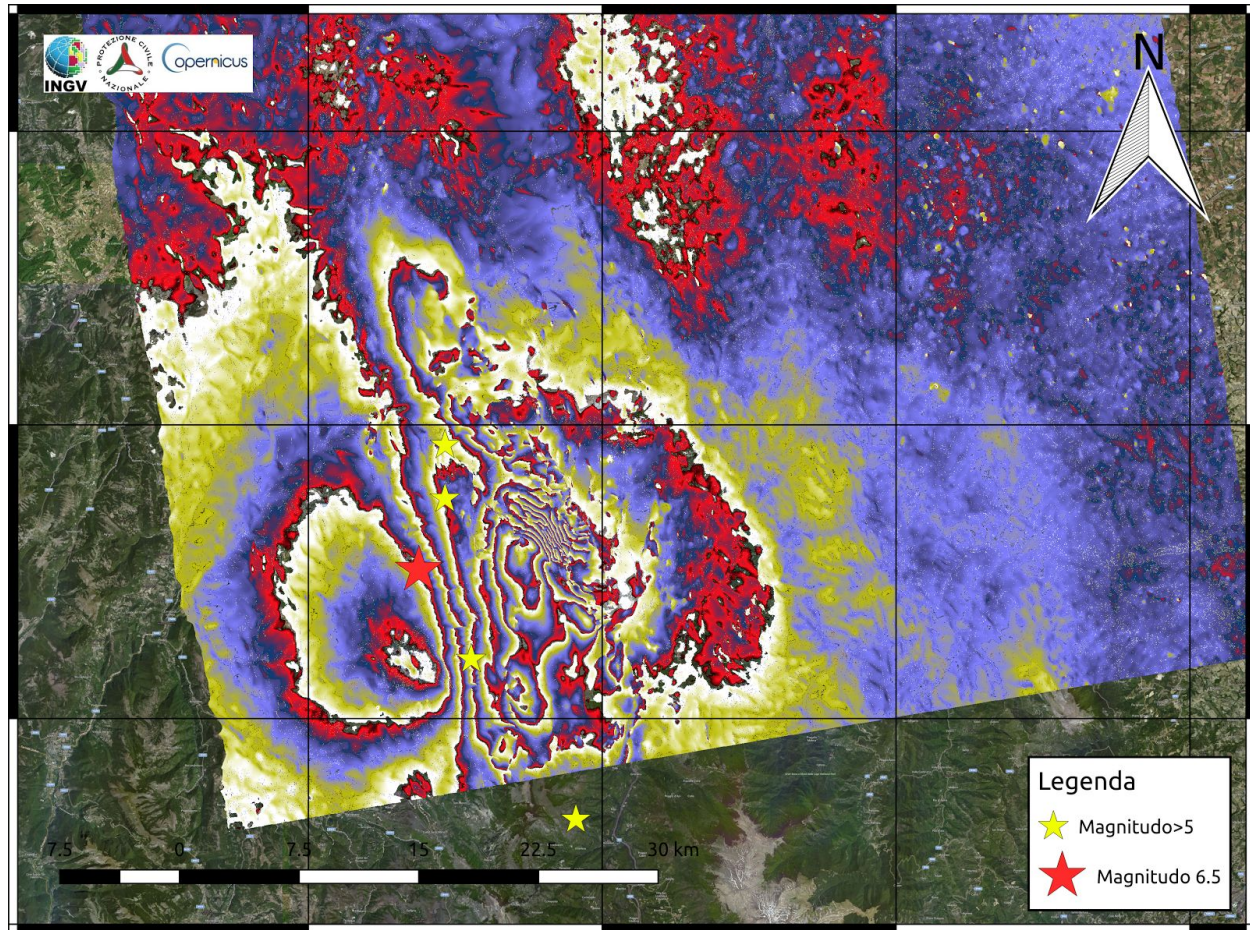


**Figura 2.8.1** - A sinistra, l'interferogramma discendente S1 (ogni frangia = 2,8 centimetri) che mostra la deformazione del suolo legata agli eventi sia del 26/10 che del 30/10 (le stelle verdi sono gli epicentri delle scosse più forti). I simboli gialli mostrano il verso dello spostamento del suolo (lungo la LOS). L'ellisse nera mostra l'area di deformazione complessa, in abbassamento. A destra, un dettaglio che mostra alcune delle numerose fratture del terreno che possono essere identificate nell'interferogramma. La lunga linea più orientale segue la posizione della faglia di Mt. Vettore-Mt. Bove che ha prodotto fagliazione superficiale.



**Figura 2.8.2** - Interferogramma ascendente S1 (ogni frangia = 2,8 centimetri) che mostra la deformazione del suolo causata dall'evento del 30/10 (la stella gialla). La complessità del campo di spostamento analizzato in Figura 2.8.1 è confermata. L'interferogramma enfatizza le frange concentriche nella zona di Norcia e verso W. Si contano fino a 9 frange.

A causa della complessità osservata, le mappe di spostamento del suolo ricavate dagli interferogrammi S1 potrebbero essere interessate da errori di srotolamento anche importanti (> 10 cm) nella zona interna. Nell'interferogramma ALOS 2 formato dalla coppia di immagini 24/08 - 02/11 (Figura 2.8.3) sono rappresentati gli spostamenti complessivi dovuti ai terremoti del 26/10 e del 30/10. In esso gli errori di srotolamento sono meno evidenti; infatti grazie alla lunghezza d'onda maggiore (23.5 cm), il SAR di ALOS 2 è meno sensibile allo spostamento del suolo (ogni frangia è uguale circa a 12 cm in LoS).



**Figura 2.8.3** - Interferogramma ascendente ALOS 2 (ciascuna frangia = 11.8 cm) che mostra la deformazione del suolo degli eventi del 30/10 (la stella rossa) e del 26/10 (stella gialla più a nord). L'interferogramma evidenzia le caratteristiche presenti nei precedenti interferogrammi di Sentinel 1 e li semplifica grazie alla lunghezza d'onda maggiore. Gli andamenti locali delle frange, troppo rumorosi o non rilevabili in Sentinel 1, qui emergono con un dettaglio senza precedenti.

Abbiamo modellato congiuntamente l'interferogramma ascendente ALOS-2 e le acquisizioni discendenti di Sentinel 1, per ottenere una valutazione preliminare del modello di sorgente del 30 ottobre. Anche se il modello rappresenta un tentativo preliminare di modellare il complesso schema rivelato dai dati InSAR, esso mostra chiaramente che la maggior parte dello slip è distribuito su un piano che si trova tra le due rotture del 24 agosto e 26 settembre (in trasparenza in figura). La geometria di faglia è stata vincolata solo con i dati InSAR e mostra un angolo di immersione leggermente inferiore (circa  $30^\circ$ ) rispetto ai piani circostanti. La distribuzione dello slip ha un picco di circa 2.8 m ad una profondità di circa 3 km e fornisce un valore di magnitudo  $M_w=6.5$ . Questo piano di faglia si colloca come già detto nella zona tra i due terremoti precedenti ed anche tra l'emersione superficiale della faglia Monte Vettore-Monte Bove e la parte di faglia che aveva dislocato in profondità nell'evento del 24 agosto. Un secondo piano che si è mosso potrebbe trovarsi su una struttura antitetica nella parte



meridionale di Castelluccio. Questa faglia potrebbe essere collegata in profondità, con la faglia principale. Per questa faglia è stato ipotizzato un meccanismo normale.

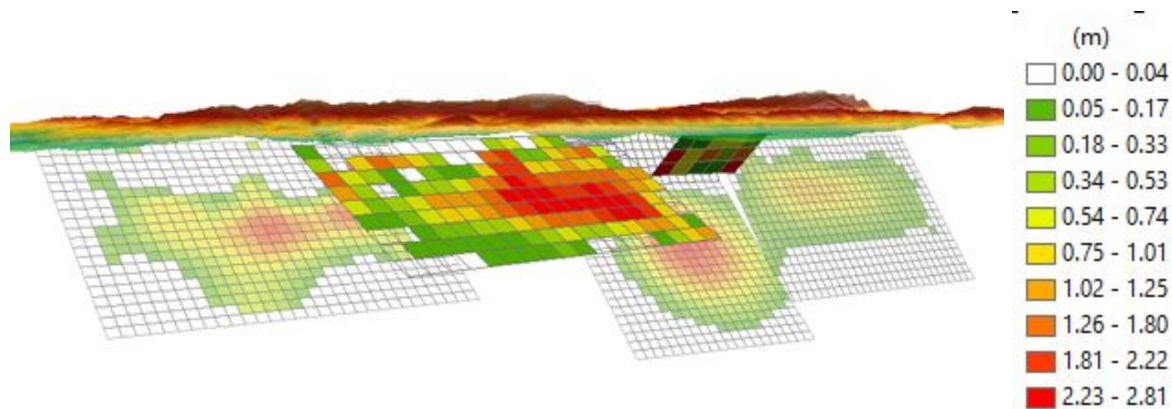


Figura 2.8.4 - Modello preliminare di sorgente da dati InSAR.

## 2.9 Fagliazione Superficiale

Il piano di rottura del terremoto di  $M6.5$  del 30 ottobre 2016 si è propagato verso la superficie ed ha prodotto una vistosa fagliazione sul terreno lungo il Sistema di faglia Vettore-Bove (Figura 2.9.1). Il giorno successivo all'evento è stato possibile effettuare un sorvolo con elicottero del Corpo Forestale dello Stato che ha permesso una ricognizione speditiva dell'area epicentrale e delle deformazioni cosismiche principali. Su questa base si è potuta mappare una rottura in superficie che si estende con continuità per un minimo di 15 km tra Castelluccio di Norcia e Ussita (Figura 2.9.1). La rottura cosismica si è prodotta su più piani di faglia del sistema tettonico, ad esempio lungo il settore del Mt. Vettore è stata riconosciuta l'attivazione di tre faglie sintetiche e di due strutture tettoniche antitetiche. Le entità delle dislocazioni sono importanti e raggiungono i 2 metri prevalentemente sulla componente verticale della rottura lungo i piani di faglia principali, ovest immergenti, sia in roccia che in depositi incoerenti (Figura 2.9.2).



**Figura 2.9.1** - Rottura superficiale (linea magenta) associata al terremoto  $M_w$  6.5 del 30 Ottobre 2016 (epicentro indicato con la stella) mappata alla data di questo rapporto. Sono riportate le principali faglie attive (linea nera) note nell'area della sequenza sismica.



A



B



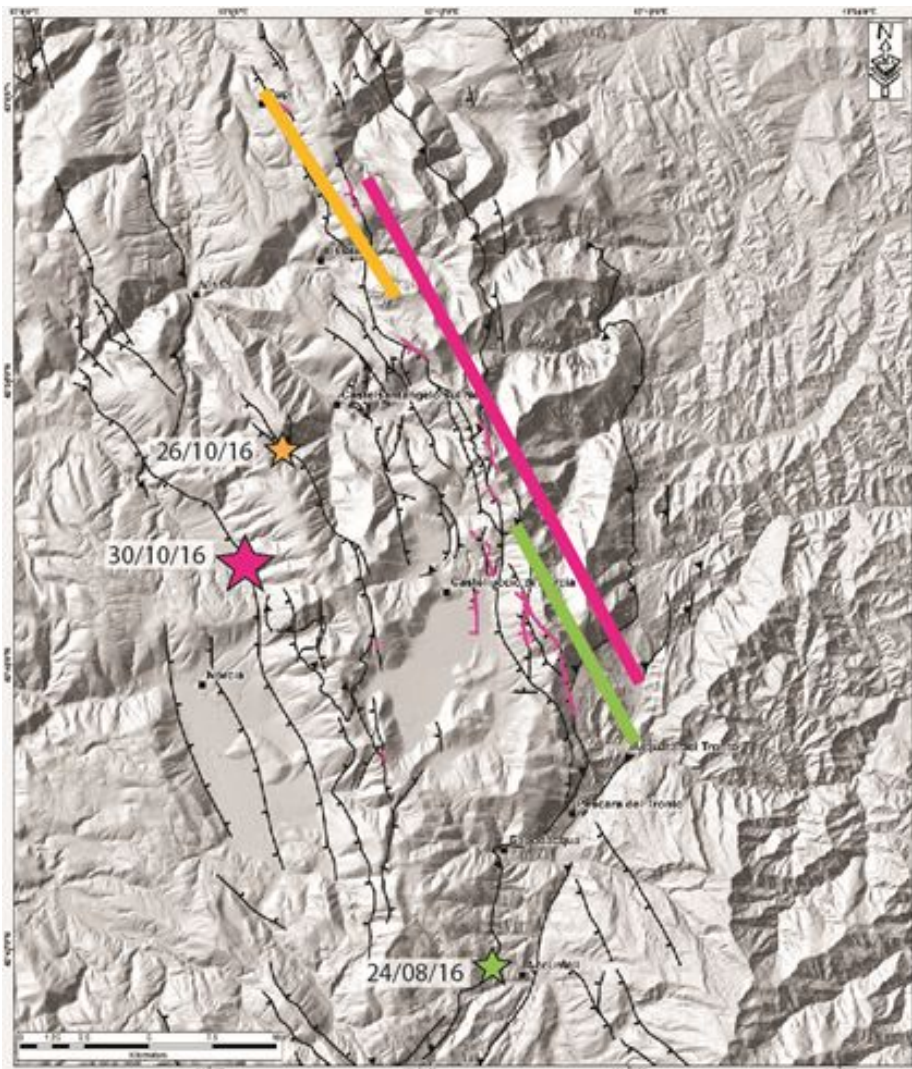
C



D

**Figura 2.9.2** - Fotografie della rottura cosismica del 30 Ottobre 2016. Dall'alto: A) dislocazione lungo il piano di faglia in roccia; B) rotture lungo due tracce di faglia sul versante occidentale del settore del Mt. Vettore; C) scarpata lungo la traccia di faglia nella Piana di Castelluccio di Norcia, sullo sfondo il versante occidentale del Mt. Vettore; D) scarpata in depositi sciolti nel settore del Mt. Bove.

La rottura superficiale relativa all'evento del 30 ottobre si sovrappone parzialmente a quella prodottasi con il mainshock del 24 Agosto nel settore di Castelluccio di Norcia, ossia lungo il versante occidentale della Cima del Redentore e del Vettoretto (Figura 2.9.3). In questo settore l'entità del rigetto cosismico deve quindi tener conto di entrambi gli eventi di fagliazione superficiale. A nord, tra Ussita e Cupi, si osserva una parziale sovrapposizione di deformazione cosismica tra le rotture del 30 ottobre e quelle prodotte dal mainshock del 26 ottobre.



**Figura 2.9.3** - Le fasce colorate indicano i settori del sistema di faglia lungo i quali sono state prodotte fratture cosismiche in occasione dell'evento indicato con lo stesso colore (24 agosto in verde, 26 ottobre in arancione, 30 ottobre in rosa). Le stelle in diverso colore indicano l'epicentro dei tre eventi principali della sequenza (24 agosto  $M$  6.0, 26 ottobre  $M$  5.9, 30 ottobre  $M$  6.5).

Si registra l'attivazione di strutture antitetiche (est immergenti), sia nell'immediata vicinanza del lineamento principale (alla scala di centinaia di metri) che a scala chilometrica del bacino di Castelluccio. Infatti, sono segnalate fratture con dislocazione verticale centimetrica lungo il lineamento antitetico che corre sul versante occidentale della Piana di Castelluccio, a circa 6-7 km dalla faglia principale. I rilievi sul terreno e i rilievi da elicottero, anche in collaborazione con Enti di ricerca e Università nazionali e stranieri, sono in corso e principalmente mirati a dettagliare 1) l'estensione totale della rottura cosismica di superficie del 30 ottobre, 2) le sue

caratteristiche geometriche e l'entità della dislocazione, e 3) la distribuzione della deformazione cosismica lungo il sistema di faglia attivatosi.

### 3. Sequenza sismica

#### 3.1 Andamento Spazio-temporale della sequenza

La sequenza sismica è iniziata il 24 agosto attivando immediatamente un segmento del sistema di faglie lungo circa 40 km, la porzione a nord dell'epicentro del terremoto di Amatrice del 24 agosto è rimasto sempre più attivo rispetto al resto della sequenza. Il 26 ottobre si è attivato un segmento più a nord lungo ulteriori 15 km che è ancora oggi molto produttivo. Con la forte scossa del 30 ottobre anche la porzione meridionale, praticamente per tutta la sua lunghezza è stata ri-attivata ed ha ripreso a produrre repliche.

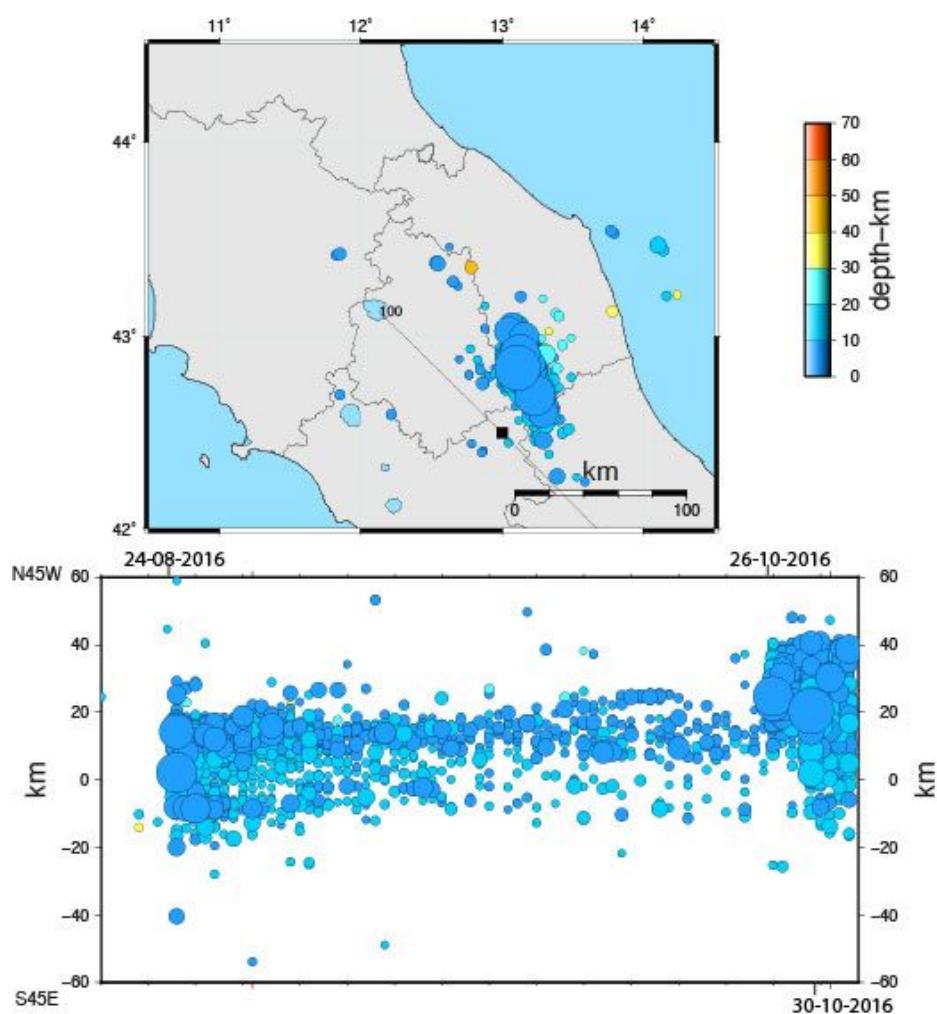


Figura 3.1.1 – Andamento spazio temporale della sequenza sismica del 2016.

### **3.2 Il sistema di faglie attivato come viene visto attraverso la distribuzione degli ipocentri; localizzazioni di precisione**

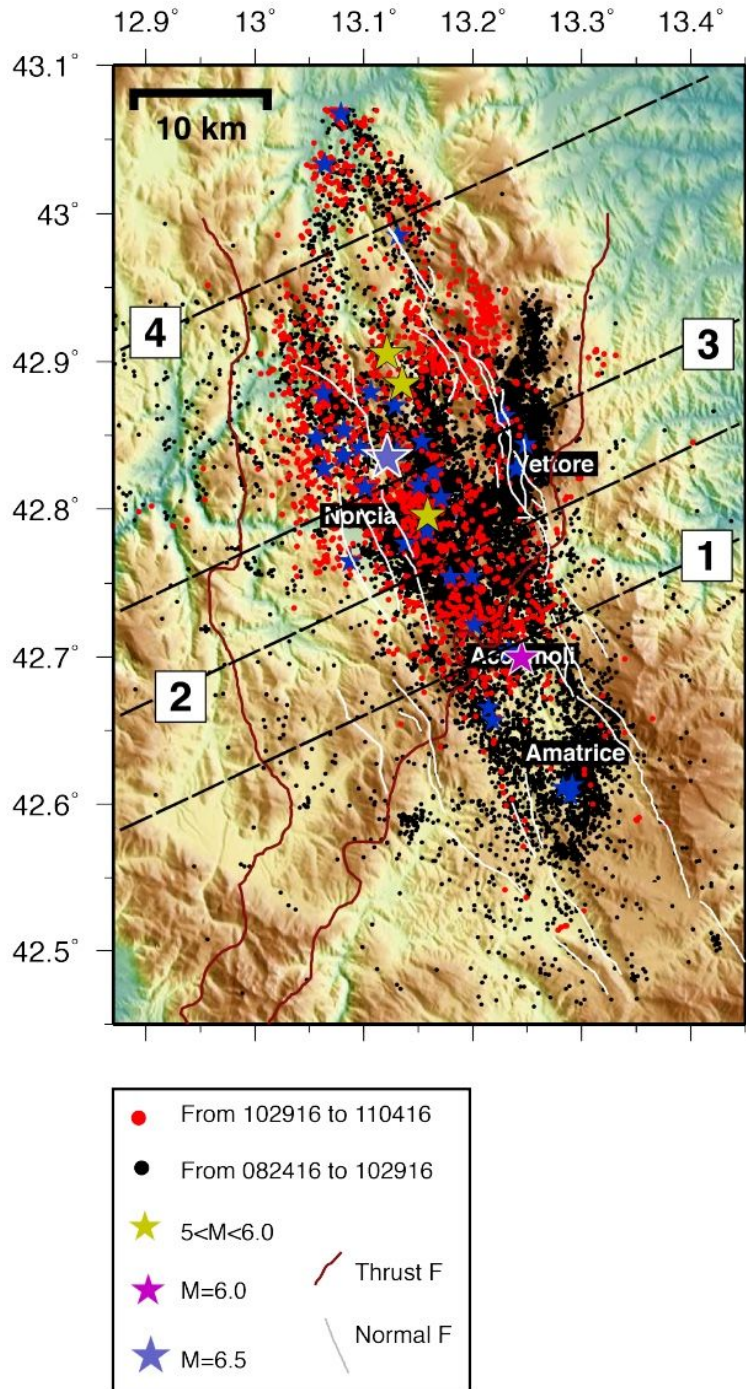
La sequenza sismica è stata ri-localizzata invertendo i tempi di arrivo P e S, letti dai sismologi in turno nella sala di monitoraggio sismico dell'INGV, prontamente rilasciati grazie a servizi web INGV, che danno accesso diretto e in tempo reale alla banca dati [Pintore et al., 2016].

Abbiamo analizzato gli eventi che si sono verificati nel periodo che va dal 2016/08/24 al 2016/11/04, registrati dalle stazioni sismiche Rete Sismica Nazionale (RSN, INGV) più altre 12 stazioni installate dal coordinamento SISMICO INGV subito dopo la scossa di agosto. Per gli eventi di maggiore magnitudo sono stati utilizzati anche dati della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN, Dipartimento della Protezione Civile).

Il modello di velocità utilizzato è un gradiente derivato dal modello di velocità 1D di De Luca et al. [2009]. I terremoti sono stati localizzati con un codice di inversione non lineare [NonLinLoc; Lomax et al., 2009] perché fornisce una descrizione completa delle incertezze di localizzazione. Per ridurre i ritardi sistematici causati dall'uso di un modello di velocità 1D abbiamo applicato correzioni (statiche) di stazione calcolate a partire da circa 300,000 arrivi P ed S. Il rapporto  $V_p/V_s$  (calcolato per la sequenza con il metodo Wadati [1931]), uguale a 1.85, è stato mantenuto fisso solo sui dati degli eventi  $M_w > 5.0$ .

Applicando una selezione basata sulla qualità delle localizzazioni (errori orizzontali e verticali minori di 1 km e 2 km, rispettivamente,  $rms < 0.5s$  e  $gap < 180^\circ$ ), abbiamo ottenuto un catalogo finale composto da 18,403 eventi che mostriamo nelle figure in mappa e nelle sezioni. Il criterio di selezione non è stato applicato per gli eventi più forti  $M > 4.0$ .

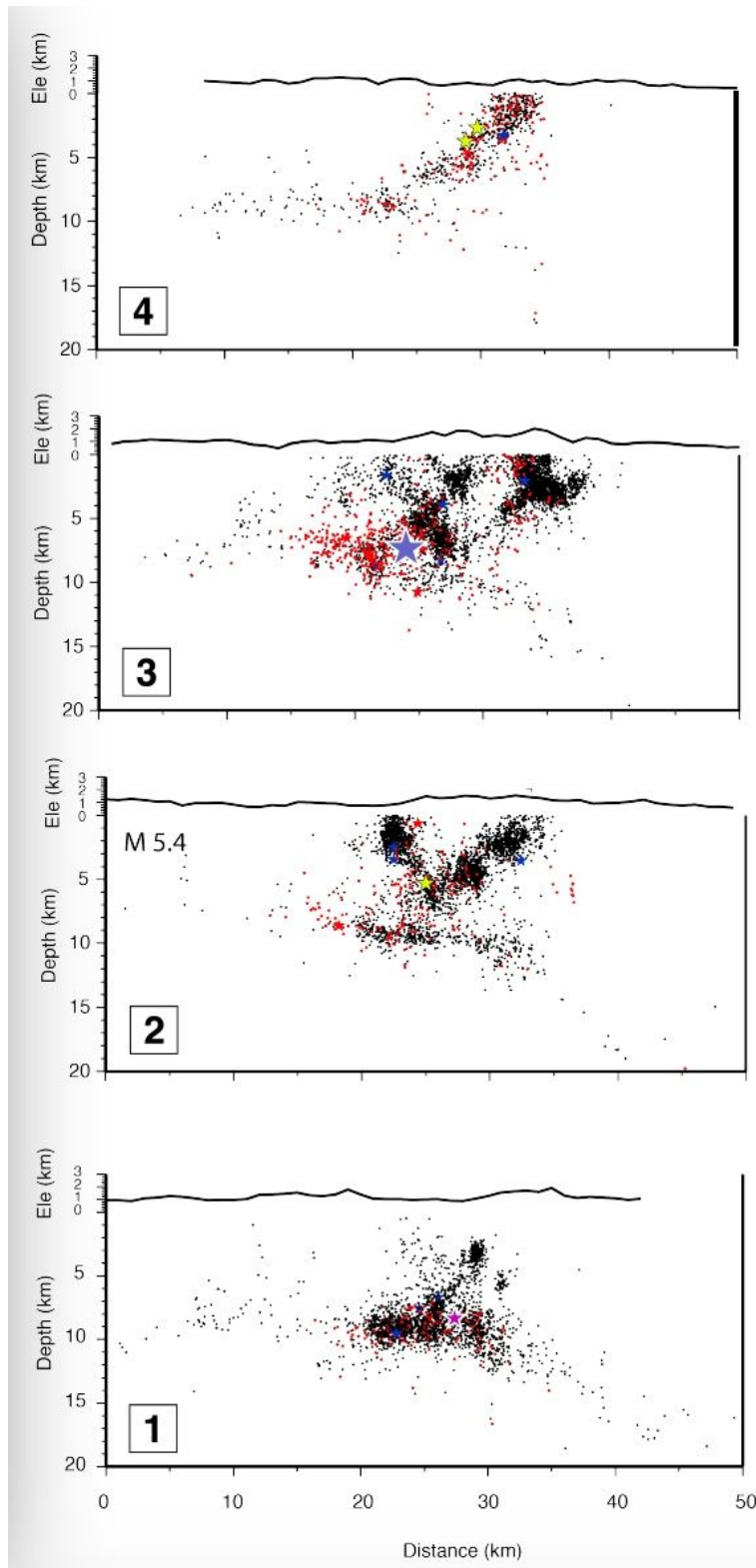
Si desidera far notare che la qualità delle localizzazioni sarà migliorata con il tempo aggiungendo le informazioni provenienti dalla decine di dati di stazioni sismiche che registrano in locale. Di conseguenza, in questa fase, forniamo una descrizione delle caratteristiche principali del sistema di faglie senza entrare nel dettaglio.



**Figura 3.2.1** - Mappa degli epicentri. A oggi si è attivato un sistema di faglie lungo complessivamente quasi 55-60 km in direzione nord-ovest.

Gli eventi in nero e in rosso sono quelli verificatisi rispettivamente prima e dopo il terremoto  $M_w$  6.5. Dalla mappa è evidente come le scosse avvenute dopo questo evento sono quasi tutte situate nella parte a NW della struttura compressiva (detta Olevano-Antrodoco), suggerendo un ruolo importante per queste strutture, nel guidare la deformazione estensionale.

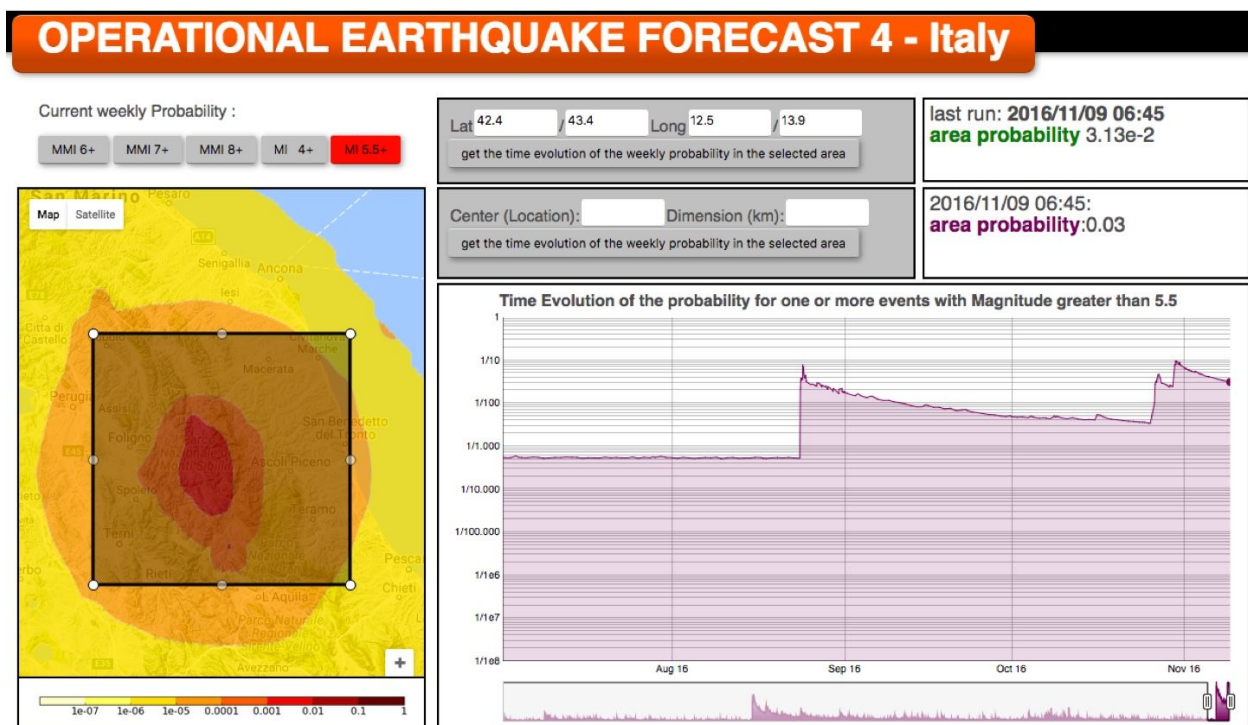




**Figura 3.2.2** - Abbiamo disegnato 4 sezioni trasversali alla struttura le cui tracce (nere tratteggiate) sono visibili in mappa. L'obiettivo è dare una visione d'insieme del sistema di faglie. Osserviamo un piano di faglia principale SW-immerso i cui segmenti mostrano angoli di immersione variabili (nell'intervallo  $45-55^\circ$ ) lungo tutta la lunghezza della struttura. I tre eventi con  $M_w \geq 5.9$  nucleano su questo piano principale. Nella porzione centrale del sistema, di fronte alla struttura del Mt. Struttura Vettore, si osserva l'attivazione di un insieme di piccoli segmenti antitetici. Mentre verso nord osserviamo un piano sintetico al piano di faglia principale e situato nel suo letto della struttura. Tutto il sistema di faglie ha alla base, a circa 7-8 km di profondità, uno strato leggermente immergente verso Est e spesso 2-3 km.

### 3.3 Short-term earthquake forecast (OEF) per la sequenza di Amatrice-Norcia (9 novembre 2016)

A seguito del terremoto  $M_6$  di Amatrice del 24 agosto 2016, il Centro di Pericolosità Sismica (CPS) fornisce in fase sperimentale forecast settimanali per un'area di 50 km di raggio intorno all'epicentro (lat. 42.71, lon. 13.22). Dal 26 ottobre il raggio è stato aumentato a 70 km, e dal 30 ottobre si è usata un'area compresa tra le coordinate 42.4N-43.4N, 12.5E- 13.9E. La procedura utilizzata è stata implementata nell'ambito dell'allegato B dell'Accordo Quadro DPC-INGV 2012-2021, ed è basata sul modello *OEF\_Italy* descritto in Marzocchi et alii (2014). In sintesi il modello è basato su un ensemble di 3 diversi modelli di *earthquake* clustering che sono risultati tra i più affidabili dalle prime valutazioni effettuate negli esperimenti condotti dalla rete internazionale Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability in diverse aree della Terra. I forecast sono aggiornati settimanalmente, oppure dopo un terremoto di magnitudo 4.5 o superiore.



**Figura 3.3.1** - Andamento delle probabilità settimanali per terremoti superiori a magnitudo 5.5 nell'area delimitata nel riquadro a sinistra.

Dalla figura si nota che il terremoto del 24 agosto non è stato anticipato da nessun incremento di probabilità (la probabilità settimanale di background è 0.0005), mentre la probabilità settimanale prima dell'evento di magnitudo 6.5 era circa 0.03.

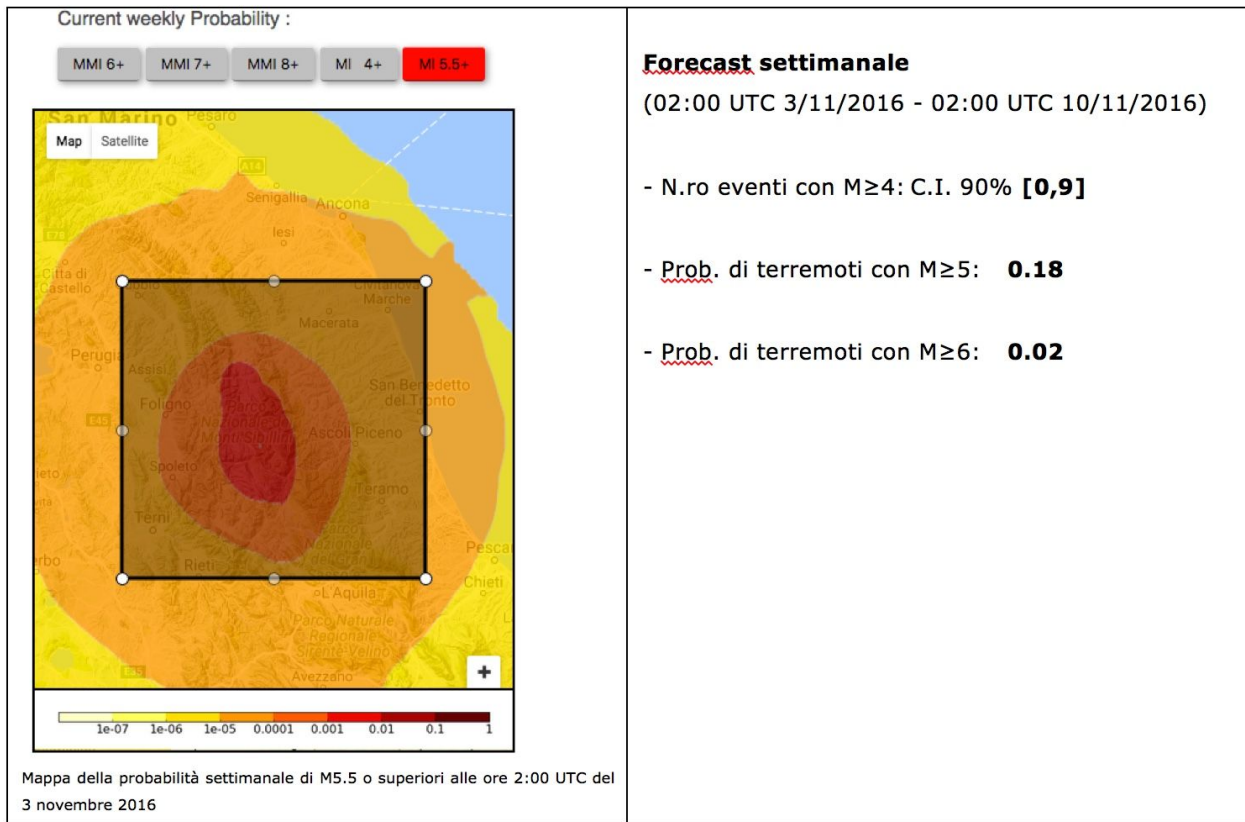


Figura 3.3.2 - Ultimo forecast settimanale rilasciato il 3 novembre.

## **Bibliografia**

Akkar, S., M. A. Sandıkkaya, and J. J. Bommer, 2014. Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East, *Bull Earthquake Eng*, 12(1), 359–387, doi:10.1007/s10518-013-9461-4.

Anzidei, M., P. Baldi, and E. Serpelloni, 2008. The coseismic ground deformations of the 1997 Umbria-Marche earthquakes: A lesson for the development of new GPS networks, *Ann. Geophys.*, 51(2–3), 27–43.

Barchi M.R., Mirabella F., 2009. The 1997–98 Umbria–Marche earthquake sequence: “Geological” vs. “seismological” faults. *Tectonophysics*, 476, 170–179.

Bindi, D., F. Pacor, L. Luzi, R. Puglia, M. Massa, G. Ameri, and R. Paolucci, 2011. Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database, *Bull. Earthq. Eng.* 9, 1899–1920.

Blumetti A.M., 1995. Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, Central Italy, earthquakes. In: Serva, L. & Slemmons, D. B., (eds.): *Perspectives in paleoseismology*. Association of Engineering Geologists, spec. publ. 6, 83-100.

Blumetti A.M., Dramis F., Gentili B., Pambianchi G., 1990. La struttura di M. Alvignano-Castel Santa Maria nell’area nursina: aspetti geomorfologici e sismicità storica. *Rend. Soc. Geol. It.*, 13, 71-76.

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). *J. Seism.*, 8, 407–425.

Boncio P., Lavecchia G., Milana G., Rozzi B., 2004b. Improving the knowledge on the seismogenesis of the Amatrice-Campotosto area (central Italy) through an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data. *Ann. Geophys.* 47, 1723–1742.

Brozzetti F., Lavecchia G., 1994. Seismicity and related extensional stress field; the case of the Norcia seismic zone (central Italy). *Annales Tectonicae* 8, 36–57.

Cacciuni A., Centamore E., Di Stefano R., Dramis F., 1995. Evoluzione morfotettonica della conca di Amatrice, *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 1995/2, 95–100.

Calamita F., Pizzi A., 1992. Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati. *Studi Geologici Camerti*, spec. vol. 1992/1, 17-25.

Calamita F., Coltorti M., Deiana G., Dramis F., Pambianchi G., 1982. Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depression (Umbria-Marche Apennine). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 263-276.

Calamita F., Pizzi A., Romano A., Roscioni M., Scisciani V., Vecchioni G., 1995. La tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: una deformazione progressiva non coassiale. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec.1995/1, 203-223.

Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P., Pizzi A., 1999. Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'appennino umbro-marchigiano tra il preappennino umbro e la costa adriatica. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 118, 125-139.

Calamita F., Coltorti M., Piccinini D., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ripepe M., Scisciani V., Turco E., 2000. Quaternary faults and seismicity in the Umbro-Marchean Apennines (central Italy). *Journal of Geodynamics* 29, 245–264.

Cello G., Mazzoli S., Tondi E., Turco E., 1997. Active tectonics in the Central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy. *Tectonophysics*, 272, 43-68.

Cello G., Deiana G., Mangano P., Mazzoli S., Tondi E., Ferrelì L., Maschio L., Michetti A.M., Serva L., Vittori E., 1998. Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito (Central Italy) earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 2, 1-22.

Cello G., Deiana G., Ferrelì L., Marchegiani L., Maschio L., Mazzoli S., Michetti A., Serva L., Tondi E., Vittori T., 2000. Geological constraints for earthquake faulting studies in the Colfiorito area (central Italy). *J. Seismol.*, 4, 357 – 364.

Chiaraluce, L., Barchi, M., Collettini, C., Mirabella, F., Pucci, S., 2005. Connecting seismically active normal faults with Quaternary geological structures in a complex extensional environment: the Colfiorito 1997 case history (northern Apennines, Italy). *Tectonics*, 24, TC1002, doi:10.1029/2004TC001627.

Chiarini E., La Posta E., Cifelli F., D'Ambrogi C., Eulilli V., Ferri F., Marino M., Mattei M., Puzzilli L.M., 2014. A multidisciplinary approach to the study of the Montereale Basin (Central Apennines, Italy). *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 25 (Suppl 2), S177–S188. DOI 10.1007/s12210-014-0311-3.

Cheloni, D. et al., 2010. Coseismic and initial post-seismic slip of the 2009  $M_w$  6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, 181, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04584.x.

Cinti F.R., Cucci L., Marra F., Montone P., 1999. The 1997 Umbria Marche (Italy) earthquake sequence: relationship between ground deformation and seismogenic structure. *Geophys. res. Lett.*, 26, 7, 895-898.

Civico R., Blumetti A.M., Chiarini E., Cinti F.R., La Posta E., Papasodaro F., Sapia V., Baldo M., Lollino G., Pantosti D., 2016. Traces of the active Capitignano and San Giovanni faults (Abruzzi Apennines, Italy). *Journal of Maps*, <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2016.1239229>.

Coltorti M., Farabollini P., 1995. Quaternary evolution of the Castelluccio di Norcia Basin. *Il Quaternario*, 8, 149-166.

De Luca, M. Cattaneo, G. Monachesi, A. Amato, 2009. Seismicity in Central and Northern Apennines integrating the Italian national and regional networks. *Tectonophysics* Volume 476, Issues 1–2, 15, Pages 121–135.

Devoti, R., 2012. Combination of coseismic displacement fields: a geodetic perspective, *Ann Geophys-Italy*, doi:10.4401/ag-6119.

Galadini F., 2006. Quaternary tectonics and large-scale gravitational deformations with evidence of rock-slide displacements in the central Apennines. *Geomorphology*, 82, 201-228.

Galadini F., Galli P., 2000. Active tectonics in the Central Apennines (Italy) - Input data for seismic hazard Assessment. *Natural Hazards*, 22, 225-270.

Galadini F., Messina P., 2001. Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the central Apennines (Italy). *Geodinamica Acta*, 14, 321-344.

Galadini F., Galli P., 2003. Paleoseismology of silent faults in the central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. faults. *Annali di Geofisica*, 46, 815-836.

Galadini F., Galli P., Leschiutta I., Monachesi G., Stucchi M., 1999. Active tectonics and seismicity in the area of the 1997 earthquake sequence in central Italy: a short review. *Journal of Seismology*, 3, 167-175.

Galli P., Galadini F., Calzoni F., 2005. Surface faulting in Norcia (central Italy): a "paleoseismological perspective". *Tectonophysics*, 403, 117-130.

Galvani, A., Anzidei, M., Devoti, R., Esposito, A., Pietrantonio, G., Pisani, A., Riguzzi, F., Serpelloni, E., 2012. The interseismic velocity field of the central Apennines from a dense GPS network. *Ann. Geophys.* 55, 5, 2012; doi: 10.4401/ag-5634.

Gori S., Dramis F., Galadini F., Messina P., 2007. The use of geomorphological markers in the footwall of active faults for kinematic evaluations: examples from the central Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 126, 365-374.

INGV Working group "GPS Geodesy (GPS data and data analysis center)", 2016. Preliminary co-seismic displacements for the August 24, 2016 ML6, Amatrice (central Italy) earthquake from the analysis of continuous GPS stations; <https://doi.org/10.5281/zenodo.61355>.

Marzocchi W., A.M. Lombardi, E. Casarotti, 2014. The establishment of an operational earthquake forecasting system in Italy. *Seismol. Res. Lett.*, 85

Messina P., Galadini F., Galli P., Sposato A., 2002. Quaternary basin evolution and present tectonic regime in the area of the 1997-98 Umbria-Marche seismic sequence (central Italy). *Geomorphology*, 42, 97-116.

Pantosti, D., De Martini, P.M., Galli, P., Galadini, F., Messina, P., Moro, M., Sposato, A., 1999. Studi paleosismologici attraverso la rottura superficiale prodotta dal terremoto del 14 ottobre 1997 (Umbria-Marche) Atti 18° Convegno Annuale del G.N.G.T.S., sessione 10 "Forti terremoti dell'area mediterranea".

Paolucci, R., F. Pacor, R. Puglia, G. Ameri, C. Cauzzi, and M. Massa, 2011. Record processing in ITACA, the new Italian strong motion database, in *Earthquake Data in Engineering Seismology, Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering Series*, S. Akkar, P. Gulkan, and T. Van Eck (Editors), Vol. 14(8), 99–113.

Pizzi A., Scisciani V., 2000. Methods for determining the Pleistocene–Holocene component of displacement on active faults reactivating pre-Quaternary structures: examples from the central Apennines (Italy). *Journal of Geodynamics* 29, 445–457.

Pizzi A., Galadini F., 2009. Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern-central Apennines (Italy). *Tectonophysics*. 476, 304-319.

Pizzi A., Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P., 2002. Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche- Abruzzi Apennine ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment. *Boll. Soc. Geol. It., Spec. Publ.*, 1, 923–929.

Serpelloni, E. et al., 2012. GPS observations of coseismic deformation following the May 20 and 29, 2012, Emilia seismic events (northern Italy): data, analysis and preliminary models, *Ann Geophys.*, 55(4), doi:10.4401/ag-6168.

Vittori E., Deiana G., Esposito E., Ferrelli L., Marchegiani L., Mastrolorenzo G., Michetti A.M., Porfido S., Serva L., Simonelli A.L., Tonoli E., 2000. Ground effects and surface faulting in the September–October 1997 Umbria–Marche (Central Italy ) seismic sequence. *J. Geod.*, 29, 535–564.



### **Esclusione di responsabilità e limiti di uso delle informazioni**

*L'INGV, in ottemperanza a quanto disposto dall'Art.2 del D.L. 381/1999, svolge funzioni di sorveglianza sismica e vulcanica del territorio nazionale, provvedendo all'organizzazione della rete sismica nazionale integrata e al coordinamento delle reti sismiche regionali e locali in regime di convenzione con il Dipartimento della Protezione Civile.*

*L'INGV concorre, nei limiti delle proprie competenze inerenti la valutazione della Pericolosità sismica e vulcanica nel territorio nazionale e secondo le modalità concordate dall'Accordo di programma decennale stipulato tra lo stesso INGV e il DPC in data 2 febbraio 2012 (Prot. INGV 2052 del 27/2/2012), alle attività previste nell'ambito del Sistema Nazionale di Protezione Civile.*

*In particolare, questo documento<sup>1</sup> ha finalità informative circa le osservazioni e i dati acquisiti dalle Reti di monitoraggio e osservative gestite dall'INGV.*

*L'INGV fornisce informazioni scientifiche utilizzando le migliori conoscenze scientifiche disponibili al momento della stesura dei documenti prodotti; tuttavia, in conseguenza della complessità dei fenomeni naturali in oggetto, nulla può essere imputato all'INGV circa l'eventuale incompletezza ed incertezza dei dati riportati.*

*L'INGV non è responsabile dell'utilizzo, anche parziale, dei contenuti di questo documento da parte di terzi e di eventuali danni arrecati a terzi derivanti dal suo utilizzo.*

*La proprietà dei dati contenuti in questo documento è dell'INGV.*



*Quest'opera è distribuita con Licenza  
Creative Commons Attribuzione - Non opere derivate 4.0 Internazionale.*

---

<sup>1</sup>Questo documento rientra nella categoria di livello 3 come definita nei "Principi della politica dei dati dell'INGV (D.P. n. 200 del 26.04.2016)".