



IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO TORRE ALFINA

Studio di Impatto Ambientale

ALLEGATO G

SISMICITA' INDOTTA O INNESCATA

Aggiornamento Febbraio 2015

1. INTRODUZIONE

Nel presente rapporto vengono fornite informazioni relative :

1. alla fisica del processo e relative equazioni matematiche,
2. alla sismicità indotta nei campi geotermici toscani, gli unici in esercizio in Italia,
3. alla sismicità indotta nei campi geotermici di Latera e Torre Alfina dalle operazioni di estrazione e reiniezione dei fluidi eseguite da Enel negli anni '70 e '80,
4. al problema della sismicità indotta da iniezione di fluidi in campi geotermici a livello mondiale.

A conclusione viene infine fornito l'elenco dei rapporti e pubblicazioni scientifiche citati.

2. FISICA DEL PROCESSO

Il problema della sismicità indotta (SI) o innescata dalla iniezione di fluidi nel sottosuolo è una questione affrontata da molti anni, non solo nei campi geotermici ma anche in quelli petroliferi, a gas o in operazioni minerarie. Per quanto riguarda la fisica del processo si riporta di seguito il trattamento di Cladouhos et al. (2010).

“ La SI avviene quando la pressione del fluido in una faglia o frattura raggiunge un valore critico al di sopra del quale è superato l'attrito che impedisce lo scivolamento della faglia. Lo scivolamento dinamico di una faglia che causa SI comincia a una pressione critica del fluido (P_c) che riduce lo stress normale effettivo attraverso un piano di faglia pre-esistente (δ_{eff}) tanto che lo stress critico o stress di taglio (T_c) viene superato. Assumendo una profondità di interesse costante:

$$\delta_{eff} = \delta_n - P_c$$

$$T_c < \delta_{eff} \mu$$

dove δ_n è lo stress normale al piano di faglia e μ è il coefficiente di attrito statico sul piano di faglia. Per la SI la pressione critica è una combinazione della pressione iniziale o pressione in sito prima dell'iniezione, P_0 , e del cambiamento di pressione applicato ΔP_c , necessario per causare lo scivolamento

$$P_c = P_0 + \Delta P_c$$

Assumendo una tavola d'acqua vicina alla superficie, P_0 sarà leggermente inferiore alla pressione idrostatica P_h . Comunque le tavole d'acqua in aree con risorse geotermiche possono essere piuttosto profonde, in condizioni sottopressurizzate ($P_0 \ll P_h$). Sovrapressioni o condizioni artesiane ($P_0 > P_h$) possono ugualmente esistere. In generale per la SI, la pressione critica sarà raggiunta riempiendo un pozzo con acqua e pompando

$$P_c = P_h + P_{wp} - P_{fric}$$

Dove P_{wp} è la pressione a bocca pozzo e P_{fric} sono le perdite di flusso per attrito al di sotto del pozzo e lungo il percorso di flusso nelle fratture. Esiste la possibilità che in regioni naturali sottopressurizzate ($P_0 \ll P_h$) la pressione critica possa essere raggiunta prima di aver completamente riempito il pozzo con il fluido e applicato la pressione di testa pozzo

$$P_c < P_h$$

ΔP_c dipende dall'ambiente tettonico dove è stato perforato il pozzo. ΔP_c può essere relativamente piccolo in masse rocciose già o vicine allo stato di stress critico, per esempio masse rocciose che hanno già sperimentato sismicità naturale. Al momento, ΔP_c non può essere determinata con precisione prima dell'iniezione. Il massimo cambiamento effettivo della pressione o dell'aumento di pressione di un progetto di iniezione dipende dalla capacità di monitorare la sismicità e controllare la pressione”.

È quanto ci si prefigge di fare nella gestione dei progetti geotermici di Castel Giorgio e di Torre Alfina.

3. SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI TOSCANI

Si riassumono di seguito le informazioni essenziali sulla sismicità dei campi geotermici toscani, tratte dalle pubblicazioni scientifiche citate.

3.1. Larderello – Travale

Quello di Larderello – Travale è il primo campo geotermico al mondo, utilizzato per la produzione di energia elettrica fin dall'inizio del 20° secolo. È pertanto quello nel quale si ha il più lungo record di dati relativi al comportamento di un sistema geotermico di alta entalpia sottoposto a intensivo sfruttamento. Il sistema ha attualmente una capacità installata di 722 MWe, la produzione totale di vapore supera le 4700 t/ora e la quantità di acqua reiniettata nel serbatoio è di 1500 t/ora (solo a Larderello, reiniezione iniziata nel 1979) (Romagnoli et al., 2010).

A titolo di confronto si riportano i parametri equivalenti per il progetto geotermico di Torre Alfina:

- Capacità elettrica netta : 5 MWe
- Fluido estratto dal serbatoio: max 850 t/ora
- Fluido reiniettato nel serbatoio: max 850 t/ora

Nel caso di funzionamento contemporaneo dei due impianti di Castel Giorgio e di Torre Alfina la quantità totale di fluido estratto e reiniettato è di 1900 t/ora.

Fino agli inizi degli anni '80 il fluido è stato estratto a Larderello-Travale da un serbatoio “superficiale” in rocce carbonatiche – anidritiche alla profondità di 500-1500 m, con $T= 220^{\circ}$ - 230° C, e $P \leq 32$ bar. Successivamente il fluido è stato estratto anche da un serbatoio più profondo (> 3000 m) in rocce metamorfiche, con $T= 300^{\circ}$ - 350° C e $P= 40$ - 70 bar.

Per quanto riguarda la sismicità del campo geotermico di Larderello-Travale sono disponibili le informazioni contenute in Batini et al. (1980a e 1985) sintetizzate da Evans et al. (2012) e in una pubblicazione di Amici della Terra (2008). Si riassumono di seguito le principali conclusioni sulla sismicità indotta dalle operazioni di coltivazione del campo geotermico, tratte letteralmente dalle pubblicazioni citate.

Batini et al. (1980a). *E' stato tentato un confronto tra la sismicità e l'attività connessa allo sfruttamento del campo geotermico (estrazione e iniezione di fluidi in profondità, perforazione di pozzi profondi in perdita totale di circolazione, stimolazione di pozzi sterili, etc.) allo scopo di stabilire se e come queste attività modificano i meccanismi di rilascio dello stress della regione Larderello – Travale. I dati relativi alla quantità di fluidi estratta e iniettata nel sottosuolo sono stati confrontati con l'energia sismica che è rilasciata ogni mese. Dagli istogrammi ricostruiti per la regione geotermica Larderello – Travale, l'energia sismica è stata rilasciata come una funzione lineare nel tempo fino a Maggio 1979, quando è avvenuto un brusco aumento di sismicità. Questo aumento non può essere correlato né con la quantità di fluidi iniettati, né con la*

produzione di fluido né con le precipitazioni medie mensili di pioggia (pag.38). Comunque non è possibile con le nostre attuali conoscenze, generalizzare una relazione causa – effetto tra iniezione di acqua e terremoti indotti in quell'area. Si possono distinguere tre diversi casi:

- Nell'area di Travale dopo l'iniezione di acqua è stato osservato un aumento di sismicità
- Nell'area Gabbro – Bulera (parte nord della regione) un aumento di sismicità non è sempre avvenuto dopo iniezione d'acqua
- Nell'area Larderello – Castelnuovo (parte centrale della regione) non c'è correlazione tra iniezione di acqua e rilascio di energia sismica (pag.42).

Batini et al. (1985). “ La correlazione tra sismicità e acqua reiniettata nei pozzi ubicati nell'area geotermica suggerisce che parte degli eventi sismici di bassa magnitudo sono indotti. Comunque, i dati analizzati indicano che un aumento nella quantità di acqua iniettata non produce un aumento nel valore massimo della magnitudo”.

Evans et al. (2012). “ L'area ha una lunga storia di sismicità, e perciò molti, se non la maggior parte degli eventi sono probabilmente naturali. I 5 anni di dati mostrano grandi variazioni spaziali e temporali nel tasso di eventi e nel valore b . Gli eventi sono più superficiali di 8 km, con il 75 % localizzato a profondità tra 3.0 e 5.5 km. Il massimo evento ha avvicinato una magnitudo M_L di 3.2. Si vede una chiara correlazione tra volume di acqua iniettata e numero degli eventi, sebbene il maggior numero degli eventi indotti risulta essere di piccola magnitudo. Non è evidente alcun cambiamento nella frequenza degli eventi con $M_L \geq 2.0$ (Batini et al., 1985) (pagg.43-44).”

3.2. Monte Amiata

Il sistema geotermico del M. Amiata (province di Grosseto e Siena) è il secondo in Italia dopo Larderello ed è anch'esso in esercizio da molti anni. La potenza geotermoelettrica installata totale è di 88 MW con cinque unità produttive installate (Cappetti et al., 2010) nei campi di Bagnore e Piancastagnaio. Come a Larderello, sono stati trovati due serbatoi geotermici, uno più superficiale di tipo *steam-dominated* in rocce carbonatiche-anidridiche (profondità 0,6 – 1,0 Km) e uno più profondo di tipo *water-dominated* in rocce metamorfiche, con una T di 300-350 °C e una pressione intorno a 200 bar a 3000 m di profondità. Anche nei campi geotermici dell'Amiata l'Enel inietta acqua nel sottosuolo ma se ne ignora la quantità. Si riporta di seguito la descrizione della sismicità dell'area del M. Amiata tratta da Evans et al., (2012). “Il livello della sismicità di fondo è considerevole (Batini et al., 1980b, 1990), e tende a mascherare potenziali eventi indotti. Studi della sismicità storica dall'anno 1000 AD indicano che nell'area è avvenuto un evento relativamente grande con intensità IX MCS (Batini et al., 1990)... La sismicità ha in genere profondità inferiore a 8 km e tende ad avvenire in sciame con molti piccoli eventi (Moia, 2008). Un evento con magnitudo M_L 3.5 è avvenuto nella zona del serbatoio nel 1983 (Moia et al., 1993). Comunque, potrebbe essere stato un evento naturale che sarebbe avvenuto anche in assenza di attività di iniezione (Batini et al., 1990; Moia et al., 1993). L'esame del catalogo dell'INGV mostra che un altro evento con magnitudo durata M_D 3.5 è avvenuto nel 2000 a 10 km di Piancastagnaio ad una profondità di 5 Km”.

Per quanto riguarda la sismicità naturale e indotta dei campi geotermici toscani, si ritiene utile riportare a continuazione quanto scrive in merito l'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Toscana.

“ L'estrazione e la reiniezione di fluidi geotermici può influenzare la sismicità naturale. A The Geysers (California - U.S.A.), la reiniezione di fluidi iniziò nel 1969 come via di smaltimento dei condensati di vapore, essendo in quell'anno entrata in vigore una normativa che stabiliva gli standard di accettabilità per gli scarichi in corpi idrici di superficie. Venne in seguito compreso che la reiniezione poteva rappresentare un modo per mantenere buoni livelli di produzione del vapore e, verso la metà degli anni '70, le quantità di condensati reiniettate superavano gli 8 Mt/a, ed erano più che raddoppiate dieci anni dopo. La reiniezione prendeva forza proprio quando vennero avviati studi per la registrazione degli eventi sismici, allo scopo di verificare se esistessero relazioni causa-effetto tra le attività di sfruttamento dell'energia geotermica e la sismicità della zona. Gli eventi osservati erano quasi tutti di bassa intensità (<2 della scala Richter) ed estremamente localizzati. La maggior parte degli epicentri coincidevano con la zona di estrazione del vapore, mentre gli ipocentri erano di bassa profondità (1-4 km). Probabilmente una parte di questi microterremoti era dovuta all'estrazione del vapore: la messa in servizio di nuove centrali, con aumento dell'estrazione dei fluidi, accaduto nel 1979, portò ad un incremento della sismicità. La zona di The Geysers si trova circa 50 km a NE della faglia di Sant'Andrea, ed a pochi chilometri da un ramo secondario di questa. Una zona ad alta sismicità di origine però, più profonda. Gli eventi di superficie certamente sono da porre in relazione con le attività geotermiche ed è difficile sostenere che la reiniezione non ne avesse prodotti. Fortunatamente si tratta, in generale, di eventi di bassa intensità, mentre quelli che hanno origine al di fuori del campo di vapore, hanno ipocentri tra i 4 ed i 12 km e sono molto meno frequenti. Nel 1976, furono avviati studi analoghi anche in Giappone, dove, contrariamente a quanto osservato in California, la reiniezione di acque calde non produceva alcun fenomeno sismico. La reiniezione dei condensati a Larderello-Valle del Secolo iniziò nella prima metà degli anni '70 allo scopo di evitare di entrare in conflitto con la normativa per il rilascio di sostanze potenzialmente pericolose nei corpi idrici di superficie. Si temeva, che l'arrivo di acqua fredda potesse danneggiare il campo di vapore in produzione. Così i primi pozzi di reiniezione vennero collocati lontano dalle aree di sfruttamento, verso le zone marginali dove era nota la presenza di acque meteoriche. Solo in un secondo tempo venne accertato come la reiniezione potesse rappresentare una efficace via per recuperare con maggiore efficienza l'energia termica contenuta nelle rocce del serbatoio, specie in quelle zone ad elevata permeabilità e con alto grado di sovrariscaldamento del vapore. Sin dal 1976 ENEL ha avviato un monitoraggio in continuo sulla microsismicità dei luoghi di sfruttamento. Questo, dopo aver portato a termine una ricostruzione della sismicità storica, sulla base dei dati riportati nel Catalogo Nazionale dei Terremoti che per la Toscana meridionale copre il periodo dall'anno 1000 sino al 1990, seppur con diverso grado di accuratezza: gli eventi di intensità minore, III-IV grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) sono riportati dal 1900, mentre dal 1790 solo quelli dal V-VI in su, dal 1700 quelli dal VII-VIII e dal 1000 solo gli eventi più disastrosi (>VIII grado della scala MCS). I dati mostrano come i sistemi geotermici toscani si trovano su una cintura sismicamente attiva. Dagli studi condotti nell'area di Travale/Radicondoli ed a Larderello, risultavano delle relazioni tra l'attività sismica e le operazioni di reiniezione dei fluidi impiegati nella produzione di energia elettrica. Tuttavia, gli eventi sismici indotti erano sempre di bassa intensità, la quale non aumentava all'aumentare della quantità di fluidi reiniettati. Anche l'area del Monte Amiata ha dato indicazioni simili: la rete di rilevamento installata nel 1982 ha segnalato ben 2000 sismi, con ipocentro a profondità inferiori ai 10 km ed intensità, in genere, inferiore a magnitudo 2. L'intensità massima è stata di magnitudo 3,5, che corrisponde al IV-V grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS; ENEL., 1995). Le esperienze sino ad oggi condotte indicano come la sismicità prodotta dallo sfruttamento delle risorse geotermiche e dalla reiniezione dei condensati sia rilevabile solo a livello strumentale”. (www.Arpat.toscana.it) febbraio 2013.

Ugualmente sembra utile riproporre quanto scrive sull'argomento l'associazione ambientalista Amici della Terra (Onlus Firenze, 2008) nella pubblicazione intitolata "La risorsa geotermica per usi elettrici in Italia : energia, ambiente e accettabilità sociale" (pagg. 26-29).

Microsismicità

"La procedura di reiniezione dei condensati è considerata responsabile nel determinare fenomeni microsismici nelle zone interessate dalla presenza di coltivazioni geotermiche. Alcune ricerche in campo internazionale hanno accertato una possibile correlazione tra la reiniezione dei condensati e il verificarsi di eventi sismici d'intensità relativamente bassa, tuttavia la combinazione reiniezione- terremoto non è un principio generale applicabile a tutti i campi geotermici. L'attività di rilevamento sismico nelle aree geotermiche ha avuto inizio, in concomitanza con l'utilizzo della tecnica di reiniezione dei fluidi nel serbatoio geotermico, nel tentativo di verificare l'esistenza di una relazione causa-effetto tra lo sfruttamento dei campi geotermici e i fenomeni sismici presenti nelle aree interessate da attività geotermiche. Il monitoraggio sismico nelle aree geotermiche ha avuto origine congiuntamente al programma di reiniezione dei fluidi iniziato nel campo geotermico di The Geysers (Stati Uniti) agli inizi degli anni '70. Gli studi condotti in questa zona hanno confermato la correlazione tra lo sfruttamento del sistema e alcune manifestazioni sismiche di bassa intensità, inferiori ai 2 gradi della scala Richter, verificatesi in quest'area, con epicentri in prossimità delle zone di estrazione, e ipocentri localizzati a bassa profondità. I dati raccolti nella zona nel periodo 1976-1996 hanno indicato una correlazione molto significativa fra la produzione di vapore, la reiniezione dei fluidi e la microsismicità locale con oltre 17800 eventi registrati con magnitudo superiore a 1.4. Nella prima metà degli anni '70 la tecnica di reiniezione dei fluidi è stata introdotta nella zona di Larderello, con il duplice obiettivo di arrestare il decadimento produttivo di alcune zone del campo geotermico, e adeguare l'attività geotermoelettrica alla nuova normativa circa lo smaltimento dei reflui industriali nei corpi idrici di superficie (Legge n. 319 del 10 maggio 1976).

Insieme con essa ha inizio, nel 1976, un programma dell'Enel di monitoraggio sismico della zona, utilizzando come parametri di riferimento i dati sulla sismicità storica dell'area riportati nel catalogo Nazionale Terremoti. La rete di monitoraggio sismico che copre un'area di circa 800 km², nel periodo 1977- 1993 ha registrato più di 3000 eventi sismici d'intensità inferiore a magnitudo 2 e un solo evento di magnitudo 3.3. La maggior parte dei microsismi registrati sono stati localizzati ad una profondità tra 1 ed 8 km dalla superficie, un elemento distintivo che amplifica la percezione degli eventi sismici, sebbene siano caratterizzati da una bassa energia. Altri studi condotti negli anni '80 nella zona di Larderello (Batini et al. 1980), hanno confermato una correlazione positiva tra la tecnica di reiniezione e la sismicità di alcune zone del campo. Per gli autori le attività di reiniezione possono stimolare episodi di bassa sismicità in quei bacini geotermici a prevalente comportamento liquido, come per la zona di Travale, a causa delle variazioni di pressione nelle fratture, che alterano l'equilibrio idrodinamico del bacino geotermico stimolando l'attività sismica. Un effetto che non è stato registrato in quei bacini come Larderello-Castelnuovo, a prevalente comportamento gassoso, dove la procedura di reiniezione non ha prodotto nessun effetto sismico indotto. Anche per l'area del Monte Amiata i dati disponibili rilevati attraverso la rete di rilevamento locale presente dal 1977, hanno offerto indicazioni simili. I fenomeni sismici registrati in quest'area sono stati generalmente di intensità inferiori a magnitudo 2, e caratterizzati da bassi ipocentri a profondità comprese tra 1 e 5 km. Tra il 1997 e il 2000 l'area del Monte Amiata è stata interessata da alcuni episodi sismici di modesta entità, magnitudo 3.8, che hanno provocato danni ad abitazioni e suscitato preoccupazione e timori circa una possibile connessione tra questi episodi e lo sfruttamento dei campi geotermici. Nel 2001, allo scopo di ricavare maggior informazione circa le caratteristiche degli eventi sismici accaduti nell'area del Monte Amiata, è stata siglata una convenzione triennale tra Regione Toscana e Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), per implementare il sistema di monitoraggio della zona. Il programma realizzato

dall'INGV ha preso in esame i dati storici sulla sismicità dell'area, analizzando gli eventi ricadenti in un raggio di 20 km dal comune di Piancastagnaio. L'analisi storica ha evidenziato un'attività sismica maggiore, sia per numero di eventi, sia per intensità nella prima metà del novecento, con dei cluster tipici di molte zone italiane, e in particolare delle aree vulcaniche. I dati storici oltre a segnalare la naturale tendenza sismica dell'area dell'Amiata, hanno permesso di rilevare come la maggior parte dei sismi avvenuti nella zona, posseggano caratteristiche di durata e intensità simili agli eventi del 1997 e del 2000. Nelle conclusioni tratte da questo primo studio, l'INGV ha stabilito che le attività sismiche accadute nel marzo 1997 e nell'aprile e ottobre del 2000 non potevano considerarsi anomale rispetto al quadro sismo tettonico della zona, e che l'allarme suscitato dagli episodi del 1997 e del 2000 era imputabile a un lungo periodo d'inattività sismica che ha interessato la zona dagli anni '50 in poi.

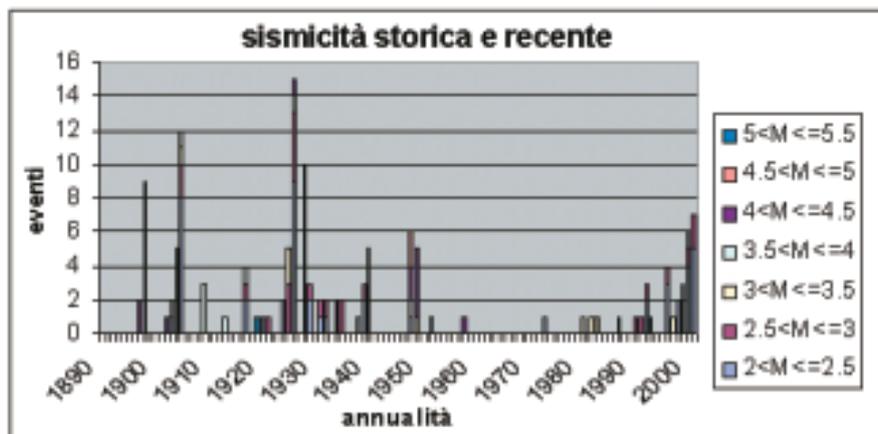
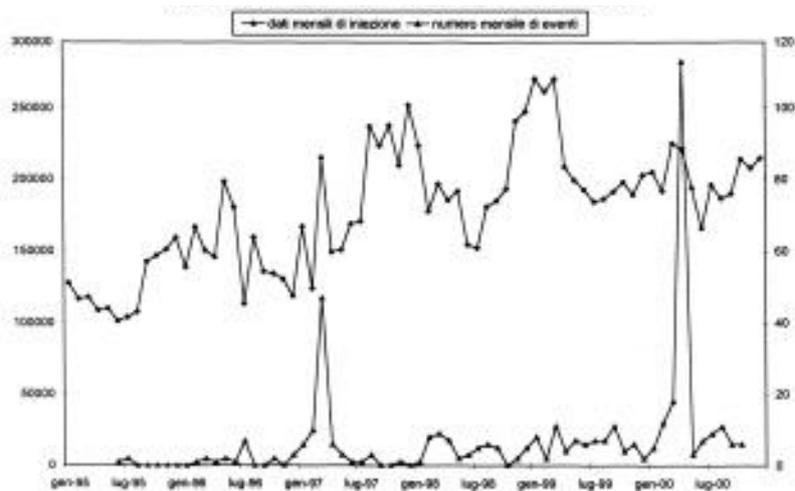


Fig. 1. Grafico sismicità storica e recente. Fonte INGV, 2001.

Nei primi mesi del 2001 un'altra serie di eventi con magnitudo massima di 2,8 è stata oggetto di studio da parte dell'INGV. L'analisi spazio-temporale dei dati raccolti per mezzo della rete nazionale e della rete Enel, ha concluso circa l'esistenza di spazi della crosta terrestre di dimensioni di pochi chilometri che vengono attivati, con episodi distinti di rilascio della tensione elastica accumulata dalle deformazioni secolari di origine tettonica. Queste strutture interagendo elasticamente sono all'origine delle sequenze di terremoti rilevate anche in altre aree vulcaniche a elevata sismicità come le aree dei Colli Albani, dei Campi Flegrei, prive di attività antropiche connesse con l'utilizzo della risorsa geotermica.

Con l'obiettivo di verificare le possibili correlazioni tra gli eventi sismici e l'attività di sfruttamento dei campi geotermici, l'Enel ha fornito all'INGV i dati sull'attività di estrazione e reiniezione nel periodo compreso tra il gennaio 1995 e il luglio 2000 e il catalogo degli eventi sismici localizzati dalla propria rete sismografica che ricadevano nella zona di Piancastagnaio. In letteratura le condizioni necessarie per evidenziare una possibile relazione di causa-effetto tra attività di reiniezione ed eventi sismici sono due: la prima, è che l'evento sismico avvenga in zone non interessate prima da attività sismica; la seconda, che l'attività si manifesti dopo un breve intervallo dal momento della reiniezione. La sismicità correlata all'iniezione mostra, infatti, sia una dipendenza temporale da quest'ultima sia una concentrazione iniziale nei pressi del punto di reiniezione che tende a distribuirsi su un raggio più ampio con il procedere delle operazioni d'iniezione.



◆ dati mensili reiniezione ▲ dati mensili sismicità periodo 1995-2000.

Fig. 2. Dati di iniezione e sismicità nell'area di Pian Castagnaio. Fonte INGV, 2001.

La comparazione dei dati di reiniezione ricevuti da Enel con quelli riguardanti gli eventi sismici accaduti nello stesso periodo, non ha indicato per l'INGV nessun tipo di relazione. Durante il periodo, infatti, le operazioni di reiniezione sono state costanti, e quindi non indicative di un possibile rapporto causa-effetto, facendo propendere per una spiegazione casuale dei fenomeni sismici con andamenti nel tempo del tutto imprevedibili. Nello stesso periodo su commissione della comunità Montana zona I-2, allo scopo di raccogliere maggiori informazioni sulla sismicità della zona, è stato assegnato alla società Edra il compito di realizzare un monitoraggio sismico, il cui studio si è focalizzato in particolare sull'analisi delle forme d'onda sismica, interpretate come possibili indicatori del legame tra attività di reiniezione e sismicità. Le osservazioni offerte nello studio in esame secondo l'INGV, non hanno rilevato una correlazione tra l'attività microsismica e la coltivazione del campo geotermico; le caratteristiche delle onde sismiche analizzate sono coerenti con quelle naturalmente presenti in altre aree vulcaniche, e determinate dalla fratturazione idraulica probabilmente connessa a variazioni di pressione dei fluidi all'interno delle fratture. Il tema della possibile relazione tra l'utilizzazione dei fluidi, e il manifestarsi di eventi sismici di bassa intensità rimane quindi aperto e suscettibile di ulteriori indagini. Infatti, se da un lato l'area del Monte Amiata è naturalmente considerata zona sismica e quindi i terremoti non possono essere considerati eventi eccezionali per la zona, d'altra parte le conclusioni offerte nello studio non escludono che le attività geotermiche possono rappresentare condizioni in grado di stimolare eventi sismici. Sarebbe quindi opportuno potenziare il sistema di osservazione geofisica e geochemica del territorio, con lo scopo di ottenere maggiori informazioni circa la natura, spontanea o indotta degli eventi sismici."

4. SISMICITÀ INDOTTA DALLE OPERAZIONI ENEL DEGLI ANNI 1977-1980 A TORRE ALFINA E A LATERA

Tutte le informazioni disponibili su questi fenomeni si basano sul rapporto tecnico di Batini et al. (1980b), ripreso con pochi dati aggiuntivi da Moia (2008) e di recente sintetizzato da Evans et al. (2012). Il rapporto di Batini et al. (1980b) descrive la sismicità delle zone geotermiche di Latera, Torre Alfina e Cesano, nelle quali l'Enel aveva in corso operazioni geotermiche comprensive della perforazione di pozzi profondi e di prove di produzione e iniezione del fluido. Viene inizialmente descritta la sismicità storica delle tre aree nel periodo 1900-1975, mostrando che mentre Torre Alfina e Latera hanno un certo grado di sismicità crostale (ipocentri fino a 25 km, max magnitudo 4.7), a Cesano non si è registrata alcuna attività sismica in quel

periodo (pag. 50-53). Il rapporto descrive poi la sismicità delle aree di Torre Alfina e Latera registrata dalle reti sismiche installate dall'Enel e operative dal 1977.

In considerazione del fatto che le zone dei pozzi A4 e A14 sono proprio quelle dove sono previste le operazioni di produzione e iniezione del fluido nel progetto geotermico pilota Castel Giorgio, è importante riportare quanto si legge a pag.54 del rapporto: “non c'è stato aumento dell'attività sismica nell'area di Torre Alfina durante le prove di produzione e iniezione ai pozzi A14 e A4, ma si può osservare una chiara correlazione tra aumento di attività e prove specifiche nel pozzo L-2 nell'area di Latera”.

Batini et al. (1980b) riferiscono poi della sismicità registrata nei primi mesi del 1977, durante prove di reiniezione al pozzo RA-1. Si osservi che questo pozzo è situato circa 6,7 km a NW del pozzo A-14 e si colloca all'esterno del perimetro del permesso di ricerca richiesto da ITW & LKW SpA. Batini et al. (1980b) riferiscono che “un aumento dell'attività sismica è correlato chiaramente ai due periodi delle prove di reiniezione In entrambi i casi la densità maggiore degli eventi sismici avviene in corrispondenza dei valori più alti di pressione (registrati a testa pozzo: > 10 atm); il flusso di acqua iniettato è intorno a 140-150 m³/ora....Per una dozzina di eventi ubicati in prossimità del pozzo RA-1 è stato possibile stimare la profondità (tra 1.1 e 3.0 Km)” (pag.62).

Batini et al. (1980b) riferiscono anche sulla sismicità indotta a Latera da iniezione di acqua nel pozzo L-2: “un aumento dell'attività sismica è connesso con aumenti nei volumi iniettati di acqua (fino a 30.000 m³ ; flusso 100 m³/ora). I valori di magnitudo variano tra 1.5 e 2; la profondità focale è meno di 1 Km vicino al pozzo e si sposta fino a 2 Km allontanandosi da esso” (pag 67).

Nelle conclusioni (pag.80) rilevano che il diverso comportamento osservato nelle prove di iniezione nei pozzi RA-I e L-2 (con sismicità indotta), rispetto a quello osservato nelle prove estrazione-reiniezione nei pozzi A-4 e A-14 (nessuna sismicità indotta) potrebbe essere dovuto al fatto che nel primo caso le iniezioni erano avvenute a pressione, mentre nel secondo caso il fluido era stato iniettato in “a free- flowing manner” cioè esattamente nel modo in cui è prevista la reiniezione nei progetti Castel Giorgio e Torre Alfina. Da notare tuttavia che la diversa durata delle prove nei due casi, potrebbe aver influenzato i risultati.

Come già detto il rapporto di Moia (2008), riproduce sostanzialmente i dati e le considerazioni di Batini et al. (1980b) già presentati. Si ritiene comunque interessante riprodurre quanto riportato a pag 23/64 del rapporto: “ La sismicità indotta risulta strettamente legata al rilascio di parte dell'energia accumulata in seguito all'evolversi dei processi geodinamici in atto nella litosfera. Da ciò discende che l'intervento umano va considerato come un fattore capace di attivare un processo già in atto ed in parte “congelato” nella litosfera ma non già come fattore determinante il processo stesso”. Si tratterebbe quindi di sismicità “innescata”.

Relativamente a Latera, il rapporto di Moia (2008) riporta alcuni nuovi dati, successivi al rapporto di Batini et al. (1980b). Poiché gli stessi dati sono stati di recente analizzati da Evans et al. (2012) (Moia è uno degli autori), si ritiene utile riportare di seguito quanto viene scritto in proposito (pag. 44-45) :

Latera

“Il serbatoio è ospitato in rocce carbonatiche fratturate a 0.6-2.0 km di profondità e ha una temperatura di 200-230 °C. Una rete sismica composta da 10 stazioni è entrata in funzione alla fine del 1978, circa un anno prima della prima iniezione (Batini et al., 1980 b). Diversi eventi naturali con magnitudo compresa tra 0.6-

1.7 M_L sono stati rilevati ogni mese ad una distanza compresa tra 20-35 km dal serbatoio (Batini et al., 1980b). Descriviamo in modo dettagliato gli esperimenti avvenuti in questo sito in quanto non sono stati pubblicati nella letteratura geotermica internazionale. Uno degli episodi di iniezione ha avuto luogo nei mesi di marzo-aprile 1980. Un totale di 30.000 m³ di acqua è stata iniettata nel pozzo L2 profondo 1.4 km in due periodi con durata di 8 e 10 giorni, con portate medie di 35-45 l/s (Moia, 2008). La pressione alla testa del pozzo è incerta. Circa 24 eventi con magnitudo compresa tra 1.5-2.0 M_L si sono verificati in due "clusters" durante i 2 mesi (Batini et al., 1980b). Un cluster è localizzato a soli 200 m a sud del punto di iniezione, ad una simile profondità, suggerendo che i microterremoti sono stati indotti. È da notare che un evento con magnitudo $M_L=2.9$, verificatosi il 9 dicembre 1984 vicino al pozzo L2, è avvenuto quando si stava iniettando il fluido prodotto dal pozzo L3D distante 2 km. Sfortunatamente i parametri di circolazione sono sconosciuti (Moia, 2008). Questo è il più grande evento che si pensa sia stato indotto da operazioni geotermiche a Latera. Una più completa analisi della risposta sismica del serbatoio all'iniezione è stata condotta nel pozzo L1 profondo 2.8 km tra giugno 1981 e maggio 1982. I risultati della sequenza dei test sono mostrati in Fig.3a. I dettagli del completamento del pozzo sono incerti, nonostante è noto che era aperto in una zona di frattura ad una profondità di 1.7 km. Sono avvenute tre iniezioni di fluido separate con durate comprese tra 17-102 ore a mesi di distanza, aumentando progressivamente le portate di 15, 25 e 83 l/s. Le pressioni corrispondenti a testa pozzo erano 5.5, 5.0 e 9.0 MPa (Moia, 2008). La pressione a testa pozzo ha raggiunto i 7.0 MPa all'inizio del primo test ma dopo è scesa a 5.0 MPa per le altre 61 ore di prova. La microsismicità intorno al pozzo è iniziata dopo poche ore e si è fermata dopo 35 ore (fig.3b). Sono stati registrati un totale di 223 eventi sismici con magnitudo minore di $M_L=0.5$ (Moia 2008). La seconda iniezione di fluido è stata condotta con tassi più alti ma comparabile con la pressione alla testa del pozzo del maggio 1982 con durata di 102 ore. La micro sismicità è iniziata soltanto 55 ore dopo l'iniezione, al termine della quale era stato iniettato 1.5 volte il volume netto del primo test. È persistita una attività sismica sporadica fino alla chiusura, registrando 148 eventi con una magnitudo massima di 0.4 M_L . Il terzo test con il più alto tasso di iniezione, è stato condotto nel maggio 1982 con una durata di 17 ore. Un alto tasso di microsismicità è cominciato quasi immediatamente ma è crollato dopo 6 ore. Sono stati registrati un totale di 370 eventi, la massima magnitudo è stata $M_L=0.5$ (Moia, 2008). Gli ipocentri, durante tutti e tre i test di iniezione, sono stati localizzati tra 150 e 1500 m dal pozzo, e ad una profondità compresa tra 1.5 e 2.0 km, che è vicina alla profondità alla quale il pozzo intercetta una faglia. Tuttavia, l'errore di localizzazione formale è grande (vedi didascalia fig.3). È chiaro che la sismicità è stata indotta e ha possibilmente riattivato la faglia. Il pozzo è stato trattato con acido poco dopo la terza iniezione che ha migliorato l'iniettività. Una iniezione successiva con una portata di 111 l/s e pressione alla testa del pozzo di 6.0 MPa non ha prodotto eventi sismici (fig.3a). Sono stati condotti ulteriori studi sulla relazione tra iniezione e sismicità locale a Latera nel pozzo L6 nel dicembre 1981. In fig.4 sono mostrati i test con la corrispondente sismicità indotta. Il primo test è stato eseguito in rocce vulcaniche, alla profondità di 1.4 km con l'iniezione di un liquido di formazione con portata di 66 l/s e una pressione a testa pozzo di 7.5 MPa. Sono stati osservati circa 20 eventi, tutti di magnitudo negativa (cioè molto piccola). La seconda serie di iniezioni è stata condotta il 18-19 dicembre in rocce carbonatiche, alla profondità di 1.7 km. La sequenza è iniziata con tre brevi iniezioni di durata di circa 2 ore, con portata di 8 l/s ed una pressione a testa pozzo di 13-14 MPa finendo poi con un trattamento con acido che ha incrementato la portata fino a 28 l/s e con pressioni alla testa del pozzo pari a 14.5 MPa per un'ora (Moia, 2008). La microsismicità inizia non appena aumenta la portata e finisce con la chiusura. È stata poi eseguita una iniezione di 24 ore a 28 l/s. L'attività microsismica è cominciata dopo 10 ore, anche se le pressioni di testa pozzo erano sotto 13 MPa, ed è terminata con la chiusura. Dopo 2 giorni si ha l'ultima iniezione di fluidi per 20 ore, con una portata di 40 l/s ed una pressione media alla testa del pozzo pari a 14.5 MPa. La microsismicità è iniziata dopo 11 ore, raggiungendo un picco appena prima della chiusura ed è continuata per alcune ore in seguito. Circa 196 eventi sono stati

intercettati, 28 di questi dopo la chiusura. Molti hanno magnitudo negativa, il più grande è stato di M_L 0.8. La localizzazione degli eventi si estende a SE del pozzo ad una distanza compresa tra 200-1500m (Fig.4b).

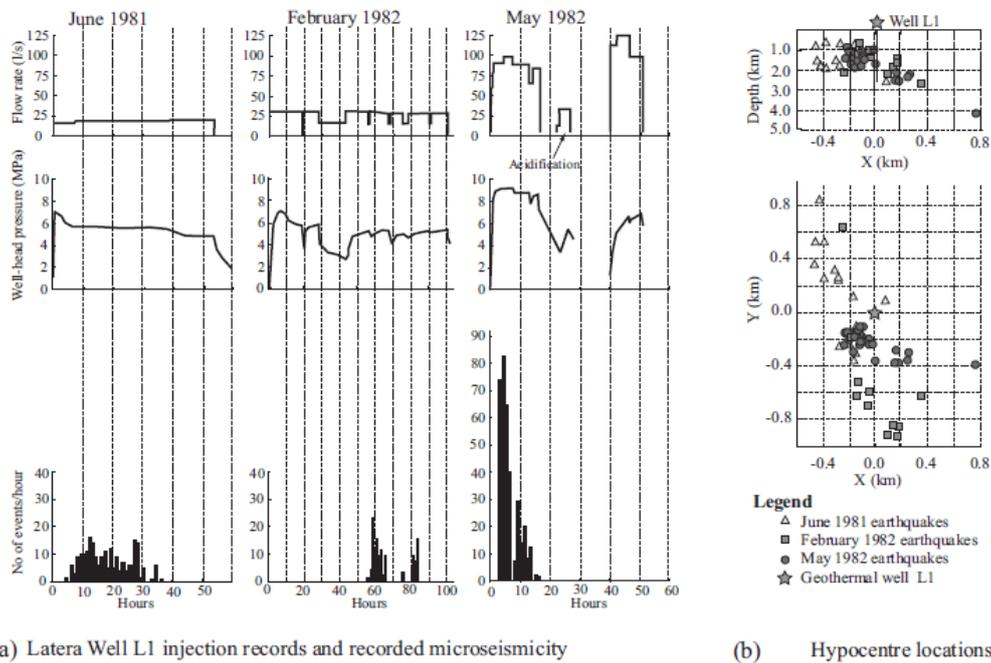


Fig. 3. Campo geotermico di Latera. a) Parametri di iniezione e sismicità registrata (in numero di eventi/ora) nelle prove di iniezione nel pozzo L1 del 1981-1982. b) Ipocentri dei terremoti associati con le iniezioni. Gli assi X e Y puntano rispettivamente verso est e nord. Gli errori di localizzazione sono superiori a 1 km in verticale e occasionalmente anche in orizzontale.

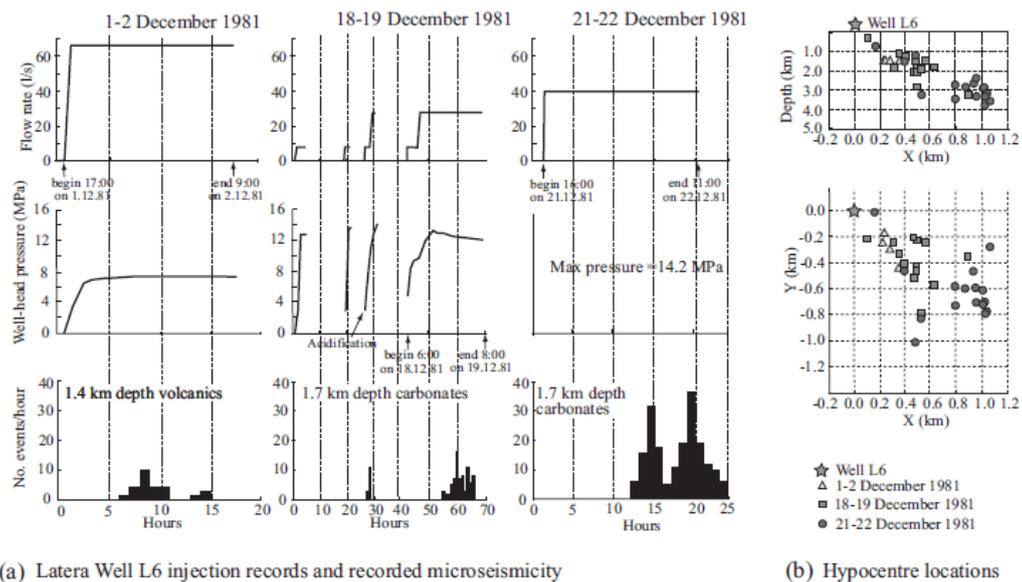


Fig. 4. Campo geotermico di Latera. a) Parametri di iniezione e sismicità registrata (in numero di eventi/ora) nelle prove di iniezione nel pozzo L6 del 1981. b) Ipocentri dei terremoti associati con le iniezioni. Gli assi X e Y puntano rispettivamente verso est e nord. Gli errori di localizzazione sono superiori a 1 km in verticale e occasionalmente anche in orizzontale.

Torre Alfina

Il pozzo RA-1 è stato perforato fino a circa 2710 m e una sequenza di prove di iniezione con acqua dolce sono state realizzate nel gennaio-febbraio 1977 con tassi di iniezione tra di 20-40 l/s e pressioni alla testa pozzo fino a 1.2 MPa. Una rete microsismica temporanea ha registrato 177 eventi vicino al pozzo (a 1.4-3.3 km di profondità e 0.2-2.0 km di distanza). L'evento maggiore ha avuto una magnitudo M_L 3.0 ed è stato avvertito dalla popolazione locale (Moia, 2008). Gli eventi sono avvenuti solo con portate maggiori di 25 l/s con pressioni di iniezione superiori a 0.7 MPa e sono cessati subito dopo la cessazione dell'iniezione. (Batini et al., 1980b) riportano che l'iniezione per gravità di fluido prodotto dal pozzo A-14 nel pozzo A-4 non ha prodotto alcuna sismicità.

5. LA SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI DEL MONDO

Si farà riferimento nel seguito ai progetti geotermici convenzionali nei quali, come nei progetti di Castel Giorgio e di Torre Alfina, la circolazione del fluido avviene in condizioni bilanciate, senza creare le condizioni di sovrappressione tipiche dei progetti EGS (Enhanced Geothermal System) che hanno per obiettivo la creazione di un serbatoio artificiale iniettando grandi volumi di acqua sotto pressione in rocce calde a bassa permeabilità proprio allo scopo di indurre scivolamenti sismici e innalzare la permeabilità di fratture preesistenti (Cladouhos et al., 2010, Evans et al., 2012). È da notare tuttavia che anche nei progetti EGS non sono noti casi di terremoti indotti da stimolazione o iniezione ad alta pressione che abbiano causato danni apprezzabili (Bromley, 2012).

Una rassegna dell'esperienza internazionale in materia di sismicità indotta nei campi geotermici è stata recentemente presentata da Bromley (2012) e da essa sono state tratte le conclusioni sotto riportate.

“ Molti campi geotermici convenzionali sono in produzione da più di 25 anni e nella maggioranza di essi non è stata riportata alcuna sismicità indotta avvertita. Nei pochi casi in cui questo è avvenuto, la sismicità indotta è consistita di terremoti piccoli o microterremoti. La massima magnitudo M_L è stata di 4.6 a The Geysers in California”.

“ I livelli della sismicità indotta (numero di eventi e magnitudo) dipendono dalle condizioni naturali: lo stress e l'attrito locali, l'orientazione e l'ubicazione delle faglie. In ambienti tettonici attivi, sono comuni livelli elevati di sismicità naturale, le faglie possono essere in condizioni di pre-stress e la sismicità può essere indotta da cambiamenti di stress”.

“ I fattori che interessano la sismicità sono : a) stress per spostamento da contrazione volumetrica causata dall'estrazione di fluido; b) stress termici creati dall'iniezione di fluidi freddi in rocce calde; c) stress chimici associati con iniezione di salamoia o fluidi acidi, che causano indebolimento delle rocce”. Si osservi che questi ultimi non sono possibili nei progetti Castel Giorgio e Torre Alfina nei quali è prevista solo reiniezione degli stessi fluidi estratti dal serbatoio e anche la contrazione volumetrica del punto a) è compensata dalla reiniezione nel serbatoio di un volume di liquido pari a quello estratto. “Il beneficio primario della sismicità indotta è l'aumento di permeabilità (iniettività)”.

“I fattori controllabili sono: la pressione e la temperatura della reiniezione, il volume, la durata e il tasso di aumento”. In particolare è utile l’osservazione, derivante dallo studio della sismicità indotta a The Geysers, che *“l’iniezione rapida innesca un maggior numero di terremoti”* della quale si farà tesoro nella messa in produzione del campo geotermico di Torre Alfina.

È anche importante l’osservazione che sia a The Geysers che a Berlin (El Salvador) la sismicità dei serbatoi geotermici è aumentata dopo che si sono verificati forti terremoti naturali in regioni vicine.

Le conclusioni principali che Bromley (2012) trae dalla rassegna della sismicità in campi geotermici a scala mondiale sono le seguenti:

“Delle centinaia di serbatoi geotermici convenzionali sviluppati a scala mondiale, solo pochi hanno prodotto eventi sismici indotti con una magnitudo risentita dalle persone, durante le normali operazioni di estrazione e reiniezione di fluidi. Questi eventi non hanno ridotto le operazioni nel serbatoio.

“L’esperienza mostra che gli eventi sismici indotti nei progetti geotermici sono generalmente di piccola magnitudo. Comunque a causa della loro origine poco profonda, gli eventi più grandi vengono talvolta risentiti alla superficie. In alcuni casi, gli eventi sismici indotti generano una preoccupazione pubblica. Questa può scaturire dall’idea che eventi più grandi, potenzialmente causa di danno, potrebbero essere prodotti dalle attività geotermiche future. Comunque non ci sono stati esempi di danni significativi causati da eventi sismici indotti, cosicché la possibilità di un aumento nello scuotimento del terreno non rappresenta generalmente una preoccupazione pubblica, almeno che questa non venga alimentata da una montatura giornalistica”.

“Le frequenze generate da eventi sismici indotti sono generalmente troppo alte per causare danni strutturali significativi (che richiedono una frequenza < 10 Hz). Le frequenze della sismicità indotta in campi geotermici sono tipicamente 100-300 Hz”.

6. CONCLUSIONI PER IL CAMPO GEOTERMICO DI CASTEL GIORGIO-TORRE ALFINA

La reiniezione di fluido è pratica corrente in tutti i moltissimi campi geotermici convenzionali in esercizio nel mondo. Le aree interessate sono tutte sismicamente attive ma in esse l’eventuale sismicità indotta è rimasta sempre a livelli lontanissimi da quelli pericolosi e rilevabile solo per via strumentale.

Peraltro, il serbatoio geologico è interessato sempre da valori di portata in reiniezione molto più alti di quelli programmati per i progetti Castel Giorgio e Torre Alfina. Si deve osservare altresì che la geotermia come pratica industriale non può che interessare serbatoi caratterizzati da alta permeabilità della formazione fratturata.

I pozzi che interessano questi serbatoi sono pertanto caratterizzati da una connessione con il serbatoio ad altissima iniettività e produttività, che sono le grandezze fisiche che esprimono la “facilità” con cui pozzi possono ricevere o produrre acqua, rispettivamente. La “facilità” con cui tale passaggio di acqua può avvenire è di solito espresso in t/ora di acqua per ogni bar di pressione necessaria a far transitare il flusso dal pozzo alla formazione, cioè in t/h.bar o m³/h.bar.

E' anche evidente che, tanto maggiore è la permeabilità del serbatoio, tanto maggiore risulta l'iniettività. Analogamente, a parità di permeabilità della formazione geologica del serbatoio, tanto maggiore è l'estensione del tratto di pozzo che l'attraversa, tanto maggiore sarà l'iniettività del pozzo. Questa è la ragione per cui una maggiore iniettività dei pozzi viene ricercata anche aumentando la lunghezza del tratto di pozzo che interessa il serbatoio tendendo con ciò a intercettare un maggior numero di fratture presenti nella formazione.

A titolo di riferimento, l'iniettività attesa nelle zone interessate dalla perforazione è di circa $100\text{m}^3/\text{h}\cdot\text{bar}$, come riportato anche nel Progetto Definitivo.

È evidente che tutt'altro valore assumerebbero prove di stimolazione di formazioni geologiche con scarsa o scarsissima permeabilità. Infatti, tali prove necessariamente avvengono esercitando pressione a testa pozzo in modo da "fratturare" la formazione geologica e creare così ex novo un serbatoio. Come già detto, è questo il caso dei cosiddetti progetti EGS (Enhanced Geothermal Systems) che hanno per obiettivo la fratturazione di rocce calde poco o pochissimo permeabili proprio allo scopo di creare una rete di fratture artificiali tali da costituire una sorta di serbatoio geotermico, ovviamente anch'esso artificiale.

Una sismicità indotta è inevitabilmente associata a questi progetti e la maggior parte degli articoli scientifici anche molto recenti pubblicati su riviste internazionali trattano appunto di sismicità indotta in esperimenti di tipo EGS e molti fanno riferimento all'ormai ben noto caso del progetto EGS di Basilea (per esempio: Bachmann et al. 2012, Wang e Ghassemi 2012, Dinske e Shapiro 2013, Douglas et al. 2013, Edwards e Douglas 2013, Gischig e Wiemer 2013, Goertz-Allmann e Wiemer 2013, Shapiro et al. 2013, Kiraly et al. 2014).

Si ripete ancora una volta che le operazioni di reiniezione previste nei progetti geotermici Castel Giorgio e Torre Alfina non prevedono alcuna pressurizzazione della testa pozzo, visto che alla luce dei risultati dell'esplorazione Enel degli anni '80 ci si attende un'elevata permeabilità del serbatoio e quindi un'elevata iniettività dei pozzi.

In un recentissimo articolo, Bromley (2014) fa una nuova rassegna della sismicità registrata nei campi geotermici convenzionali della Nuova Zelanda. Considerato che nella reiniezione profonda a Rotokawa (2-2,5 km) la differenza di temperatura tra il fluido reiniettato e la formazione geologica che lo riceve è di circa $200\text{ }^\circ\text{C}$, Bromley (2014) ritiene che i microterremoti registrati in prossimità dei pozzi di reiniezione siano innescati da stress termici transienti dovuti alla contrazione da raffreddamento delle superfici delle fratture.

È interessante rilevare che nelle conclusioni della relazione della Commissione scientifica internazionale ICHESE (2014) insediata dal Dipartimento della Protezione Civile della Presidenza del Consiglio dei Ministri per valutare se la crisi sismica dell'Emilia Romagna del 2012 potesse essere stata innescata da attività di sfruttamento o di utilizzo di reservoir di idrocarburi o geotermici (Casaglia-Ferrara), viene riportato che *"effetti geo-meccanici dovuti alle variazioni termiche sono stati osservati in altri casi quando la differenza tra le temperature di iniezione ed estrazione è di almeno $80\text{ }^\circ\text{C}$ ".* Il progetto Castel Giorgio – Torre Alfina prevede una differenza tra le temperature di iniezione e di estrazione di $70\text{ }^\circ\text{C}$ (vedi Progetto Definitivo), nettamente inferiore al valore limite di $80\text{ }^\circ\text{C}$ che deve essere superato per poter avere effetti geo-meccanici da raffreddamento (ICHESE, 2014).

Sempre facendo riferimento alle conclusioni della relazione ICHESE (2014) è interessante la descrizione del sistema geotermico di Ferrara (Casaglia) che presenta numerose analogie con quello di Torre Alfina. In entrambi i siti, il serbatoio geotermico è un acquifero confinato in calcari Mesozoici fratturati che formano un alto strutturale. Anche le profondità di estrazione e di reiniezione del fluido (tra 1000 e 2000 metri) sono simili e simili sono le distanze tra pozzi produttivi e reiniettori (circa 1 km).

A Casaglia dal 1995 al 2012 sono stati estratti ed iniettati in totale 36M m³ di acqua; il volume è quindi bilanciato complessivamente, come è previsto anche nel progetto Torre Alfina. La temperatura del fluido geotermico di Casaglia è di 100 °C ed è rimasta costante dal 1990 (inizio della produzione) e le pressioni di produzione/reiniezione non hanno presentato variazioni significative. La temperatura del fluido geotermico di Torre Alfina è leggermente superiore (140 °C) e la modellizzazione fisico-numerica del campo realizzata con i parametri estrazione – reiniezione di progetto (Allegato 3 del Progetto Definitivo) indica che non sono da attendersi variazioni significative di temperatura e pressioni.

Ebbene, dall'inizio della produzione nel 1990 ad oggi, non è stata registrata alcuna particolare sismicità associata allo sfruttamento del sistema geotermico di Ferrara; in particolare la commissione ICHESE esclude che l'attività geotermica di Ferrara possa aver causato la crisi sismica del 2012.

Tornando alla sismicità dei campi geotermici della Nuova Zelanda, Bromley (2014) riferisce che, come a Castel Giorgio, in molti casi la permeabilità del serbatoio è alta, tanto da non richiedere pompaggio per la reiniezione e che quindi l'aumento di pressione è basso nel settore dove avviene la reiniezione. Ciò nonostante, transienti di pressione che si propagano attraverso un reticolato di fratture interconnesse potrebbero essere responsabili per l'innesco di microsismicità se le rocce del serbatoio fossero già criticamente stressate per cause naturali.

In merito alla definizione di sismicità indotta e sismicità innescata, si ritiene utile riprodurre di seguito una parte delle Conclusioni della relazione ICHESE (2014).

“ Nella letteratura scientifica viene spesso adottata una distinzione dei terremoti nelle seguenti categorie:

*- **Terremoti tettonici**, che sono prodotti dai sistemi di sforzo naturali, dove lo sforzo tettonico ha superato lo sforzo di attrito esistente e la regione era “matura” da un punto di vista sismico.*

*- **Terremoti antropogenici**, nei quali l'attività umana ha avuto un qualche ruolo nel portare il sistema al punto di rottura:*

*a) **Terremoti indotti**, nei quali uno sforzo esterno, prodotto dalle attività antropiche, è sufficientemente grande da produrre un evento sismico in una regione che non era necessariamente sottoposta a un campo di sforzi tale da poter generare un terremoto in un futuro ragionevolmente prossimo (in senso geologico). Cadono in questa categoria i terremoti prodotti da procedimenti di stimolazione termica o idraulica di una roccia, quali la Fratturazione Idraulica (Fracking) e gli Enhanced Geothermal Fields.*

*b) **Terremoti innescati**, per i quali una piccola perturbazione generata dall'attività umana è sufficiente a spostare il sistema da uno stato quasi-critico ad uno stato instabile. L'evento sismico sarebbe comunque avvenuto prima o poi, ma probabilmente in tempi successivi e non precisabili. In altre parole, il terremoto è stato anticipato. In questo caso lo sforzo perturbante “aggiunto” è spesso molto piccolo in confronto allo*

sforzo tettonico pre-esistente. La condizione necessaria perché questo meccanismo si attivi è la presenza di una faglia già carica per uno sforzo tettonico, vicina ad un sito dove avvengono azioni antropiche che alterano lo stato di sforzo, dove vicina può voler dire anche decine di chilometri di distanza a seconda della durata e della natura dell'azione perturbante. In alcuni casi queste alterazioni possono provocare l'attivazione della faglia già carica. È importante ricordare che, poiché in questo caso le operazioni tecnologiche attivano solamente il processo di rilascio dello sforzo tettonico, la magnitudo dei terremoti innescati può essere grande, dello stesso ordine di quella dei terremoti tettonici, e dipenderà dall'entità della deformazione elastica accumulata sulla faglia a causa del carico tettonico.

Numerosi rapporti scientificamente autorevoli descrivono casi ben studiati nei quali l'estrazione e/o l'iniezione di fluidi in campi petroliferi o geotermici è stata associata al verificarsi di terremoti, a volte anche di magnitudo maggiore di 5. È difficile, a volte impossibile, utilizzare il termine provata per questi casi. I casi riportati sono solo una piccola percentuale di tutti i casi esistenti di estrazione ed iniezione di fluidi, e si riferiscono in gran parte all'aumento di pressione di carico legato a serbatoi molto grandi e a iniezioni di grandi volumi di fluido (in genere acqua di processo) nella roccia circostante, non nello stesso serbatoio in cui avviene l'estrazione, durante operazioni per recupero avanzato di idrocarburi o per tenere costante la pressione. Esistono comunque alcuni casi in cui l'attività sismica è stata associata a re-iniezione di acqua di processo nello stesso serbatoio dal quale è stato estratto olio o gas.

Le principali conclusioni che si possono trarre dai casi riportati sono:

- Estrazioni e/o iniezioni legate allo sfruttamento di campi petroliferi possono produrre, in alcuni casi, una sismicità indotta o innescata;
- La maggior parte dei casi documentati in cui una attività sismica è stata associata a operazioni di sfruttamento di idrocarburi è relativa a processi estrattivi da serbatoi molto grandi o a iniezione di acqua in situazioni in cui la pressione del fluido non è bilanciata;
- Il numero di casi documentati di sismicità di magnitudo medio-alta associabile a iniezione di acqua nello stesso serbatoio da cui ha avuto luogo l'estrazione di idrocarburi è una piccola percentuale del numero totale;
- La sismicità indotta e, ancor più, quella innescata da operazioni di estrazione ed iniezione sono fenomeni complessi e variabili da caso a caso, e la correlazione con i parametri di processo è ben lontana dall'essere compresa appieno;
- La magnitudo dei terremoti innescati dipende più dalle dimensioni della faglia e dalla resistenza della roccia che dalle caratteristiche della iniezione;
- Ricerche recenti sulla diffusione dello sforzo suggeriscono che la faglia attivata potrebbe trovarsi anche a qualche decina di chilometri di distanza e a qualche kilometro più in profondità del punto di iniezione o estrazione, e che l'attivazione possa avvenire anche diversi anni dopo l'inizio dell'attività antropica;
- La maggiore profondità focale di alcuni terremoti rispetto all'attività di estrazione associata è stata interpretata come una evidenza diretta del fatto che l'estrazione o l'iniezione di grandi volumi di fluidi può indurre deformazioni e sismicità a scala crostale;
- Esistono numerosi casi di sismicità indotta da operazioni di sfruttamento dell'energia geotermica. La maggior parte di essi è legata allo sviluppo di Enhanced Geothermal Systems, nei quali vengono provocate fratture in rocce ignee impermeabili per produrre delle zone permeabili. **Esistono anche diversi casi di**

terremoti associati all'utilizzazione tradizionale dell'energia geotermica. I terremoti prodotti sono di magnitudo medio-bassa e a distanze non più grandi di alcuni chilometri dai pozzi di estrazione o iniezione.

- L'esame di tutta la letteratura esistente mostra che la discriminazione tra la sismicità indotta o innescata e quella naturale è un problema difficile, e attualmente non sono disponibili soluzioni affidabili da poter essere utilizzate in pratica".

Da quanto finora detto, si può concludere che è escluso che il progetto Castel Giorgio – Torre Alfina possa produrre sismicità indotta, mentre non si può escludere che terremoti di magnitudo medio-bassa possono essere innescati dalla reiniezione dei fluidi, ove esistano faglie già cariche e “favorevolmente” orientate in prossimità del sito. In ogni caso, come risulta dalla rassegna mondiale di Bromley (2012) non sono da attendersi terremoti di magnitudo elevata in un sistema idrotermale naturale come quello di Castel Giorgio - Torre Alfina.

Alcuni dati interessanti sulla sismicità indotta in sistemi EGS sono stati pubblicati da Gischig e Wiemer (2013), secondo i quali la sismicità sembra in relazione più con il volume del fluido iniettato che con la pressione di iniezione ed è fortemente dipendente dalla profondità dell'iniezione (Fig. 5). Considerato che a Castel Giorgio - Torre Alfina la profondità di reiniezione del fluido geotermico è inferiore a 2,5 km di profondità (vedi Progetto Definitivo), risulterebbe dalla Fig. 5 che l'eventuale sismicità associata dovrebbe essere di bassa magnitudo (<2) e bassa pericolosità (< III grado EMS).

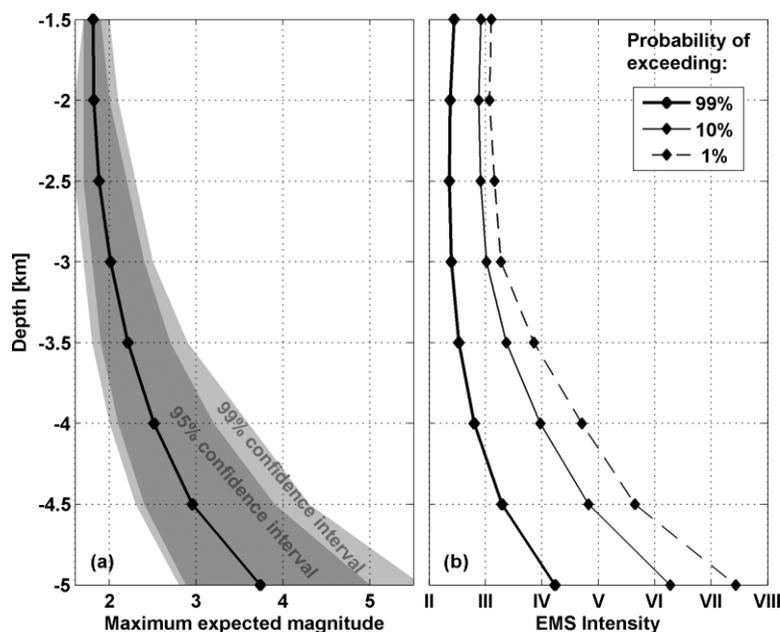


Fig. 5. Dipendenza dalla profondità della iniezione di fluido della magnitudo massima attesa, con intervalli di confidenza del 95 e 99 per cento (a) e della pericolosità sismica espressa come intensità EMS, con una probabilità di eccedenza del 99,10 e 1 per cento (b) ottenuta da 1000 applicazioni del modello di Gischig e Wiemer (2013).

In relazione, infine, alla possibilità di valutare la pericolosità sismica della reiniezione di fluido geotermico, peraltro sempre in progetti EGS, si ricorda che Shapiro et al. (2013) e Dinske e Shapiro (2013) hanno introdotto l'indice sismogenico

$$\Sigma = \log_{10} N_{\geq M}(t) - \log_{10} V_1(t) + bM \quad (1)$$

dove N è il numero di terremoti con magnitudo superiore ad un dato valore M , $V_1(t)$ è il volume cumulativo del fluido iniettato e b è il valore b della legge magnitudo-frequenza di Gutenberg-Richter per gli eventi registrati dopo l'inizio dell'iniezione di fluido. Secondo gli autori citati, l'indice sismogenico fornisce, insieme con il parametro b della Gutenberg-Richter, uno strumento per prevedere il numero di terremoti con una magnitudo superiore a M , che verranno probabilmente generati durante un processo di iniezione di fluidi. L'equazione (1) è valida nell'assunzione che in ogni dato sito, l'indice sismogenico e il valore b siano costanti (Dinske e Shapiro, 2013); ma questa assunzione è contraddetta dalle misure sulla sismicità indotta registrata nell'esperimento EGS di Basilea del 2006, dove è stato osservato che il valore b variava con la distanza dal punto di iniezione, in particolare aumentava fino a circa 250 m e poi diminuiva per distanze maggiori (Bachmann et al., 2012).

In ogni caso, la stima dell'indice sismogenico è possibile solo nel corso di un esperimento di reiniezione, quando si conosce il volume di fluido iniettato nel tempo, e la rete microsismica locale fornisce il numero degli eventi, la loro magnitudo e i dati consentono di calcolare il valore b di Gutenberg-Richter.

Considerato che più grande è l'indice sismogenico, più alta è la probabilità di indurre un terremoto di magnitudo significativa, si ritiene che lo studio dell'eventuale sismicità associata alle perdite di circolazione nel serbatoio che si verificheranno durante la perforazione dei pozzi profondi e durante le stesse prove di iniezione, consentiranno una valutazione precoce della relazione Gutenberg-Richter e dell'indice sismogenico e potranno anche suggerire la più adeguata strategia di reiniezione per limitarne gli eventuali effetti.

6.1. Test Preliminari di Valutazione del Comportamento dei Pozzi

Come si è visto dalla rassegna riportata al precedente paragrafo 3, ai tempi dell'esplorazione profonda eseguita dall'ENEL furono eseguite prove di produzione dal pozzo A14 con reiniezione nel pozzo A4. Durante queste prove non fu rilevata alcuna microsismicità dalla rete di monitoraggio all'uopo predisposta.

A tutto ciò si deve aggiungere che la perforazione dei pozzi A4 e A14 era sicuramente avvenuta in perdita di circolazione, che implica iniezione di acqua nel serbatoio con portata prossima a quella con cui era stata fatta la reiniezione del fluido geotermico e anche durante tali fasi non era stata rilevata alcuna sismicità anomala.

Tutto ciò trova spiegazione nel fatto, peraltro ben conosciuto, che i pozzi A4 e A14 interessano zone di altissima permeabilità del serbatoio. Infatti la pressione del fluido geotermico in formazione è tale per cui il livello di acqua in pozzo, in condizioni di equilibrio statico, si posiziona intorno a 170-200m dal piano campagna e come rilevato da Batini et al.(1980b), la pressione di testa pozzo è sempre risultata zero durante le prove a conferma dell'altissima permeabilità della formazione serbatoio.

Le condizioni del serbatoio geotermico sono tali per cui la sua perforazione avverrà, almeno da una certa profondità, in perdita di circolazione. Ciò è conseguenza diretta del fatto che la profondità del serbatoio, nelle zone selezionate per la perforazione dei pozzi produttivi e reiniettivi, fa sì che il fluido si trovi in condizioni “sotto pressione”, come dimostra la presenza di livello statico di acqua in pozzo a circa 200 metri in entrambi i pozzi A4 e A14 ma anche nei pozzi A2 ubicato in prossimità della cava Le Greppe ovvero del nuovo pozzo AP2, del pozzo A15 in prossimità del quale è stato ubicato il pozzo AP3. Considerazioni del tutto analoghe valgono anche per gli altri pozzi dell’Enel che hanno interessato la zona della cappa di gas.

Ciò significa che durante la perforazione del serbatoio si avrà già una prima risposta al comportamento dei pozzi riguardo l’eventuale attivazione di microsismicità perché la portata di acqua utilizzata per la perforazione assumerà un valore di circa il 50% di quella che caratterizzerà la successiva fase di reiniezione.

Inoltre, durante la perforazione, come descritto nello SIA, sono previste prove di caratterizzazione iniettiva per via idraulica dei singoli pozzi. Durante queste prove, utili anche per stabilire la fine delle operazioni di perforazione, si prevede di impiegare una portata di acqua prossima al valore della reiniezione nei singoli pozzi.

Pertanto, la risposta del campo, rilevata attraverso la rete di monitoraggio microsismica dedicata, fornirà durante la perforazione in perdita di circolazione e durante i test di caratterizzazione iniettiva/produttiva dei pozzi, un’informazione efficace del suo comportamento ai fini della microsismicità indotta.

Il fatto che la sismicità indotta rilevata ai tempi delle prove nel pozzo RA1 (vedi paragrafo 3) sia stata rilevata con valori di portata assolutamente confrontabili con quelli di perforazione del serbatoio, conferisce particolare valore e significatività al programma suddetto. Per maggior chiarezza, si osserva che le condizioni del serbatoio e delle perforazioni nell’area dei pozzi A1, A1 bis, A2, A5, A7, A13, A15, A4 e A14 non sono le stesse che si ebbero nel pozzo RA1 sotto due aspetti:

- uno, legato alla minore permeabilità del serbatoio; in effetti l’iniettività riscontrata nel pozzo RA1 risultò decisamente inferiore a quella dei pozzi A4, A14 e vari altri perforati nell’altipiano di Torre Alfina; una stima delle condizioni di iniezione porta a ritenere che questi ultimi siano stati caratterizzati da una iniettività almeno 10 volte superiore a quella rilevata in RA1; le stesse prove di stimolazione per fratturazione durante le quali fu rilevata attivazione microsismica in RA1 furono ritenute necessarie per incrementare l’iniettività del pozzo ritenuta del tutto insufficiente;
- due, la testa pozzo di RA1 era posta a circa 290 metri slm mentre la quota dei pozzi A4 e A14 è a circa 535 metri s.l.m.; ciò significa che, interessando lo stesso serbatoio, il pozzo RA1 non poteva essere oggetto del fenomeno della perdita di circolazione; mancarono dunque le condizioni per una rilevazione preliminare della sensibilità dell’area al fenomeno della sismicità indotta.

In conclusione, sussistono le condizioni operative per avere una verifica della suscettibilità sismica già in fase di perforazione e caratterizzazione dei pozzi e il programma delle prove di caratterizzazione dei pozzi, comunque previsto e riportato nel Progetto Definitivo, consente di rispondere pienamente a tale esigenza. Del resto, che la zona interessata dai progetti CG e TA abbia caratteristiche geologiche ben diverse da quella del pozzo RA1 è confermata anche dalla storia del pozzo Alfina 15. Esso fu perforato fino alla profondità di quasi 5000m, la perforazione fu condotta in perdita di circolazione per oltre 4000m e per un tempo superiore a sei mesi. Nonostante sia stata iniettata acqua per un periodo così lungo a fino a

profondità molto più alta di quella massima dei pozzi in progetto, non fu rilevato nessun fenomeno sismico di rilievo.

7. RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Amici della Terra, Firenze – Onlus (2008). *“La risorsa geotermica per usi elettrici in Italia: Energia, Ambiente e Accettabilità sociale”*.

Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale ARPAT sito web : www.arpat.toscana.it

Bachmann C. E., Wiemer S., Goertz-Allmann B. P., Woessner J. (2012). Influence of pore-pressure on the event-size distribution of induced earthquakes. *Geophys.Res.Lett.* vol. 39.

Batini F., C. Bufe, G.M. Cameli, R. Console, A. Fiordelisi (1980a). *“Seismic monitoring in Italian geothermal areas 1. Seismic activity in the Larderello - Travale region”* . Second DOE - ENEL Workshop for Cooperative Research in Geothermal Energy, 20–23 October, Berkeley, California, U.S.A.

Batini, F., Cameli, G.M., Carabelli, E., Fiordelisi, A., (1980b). *“Seismic monitoring in Italian geothermal areas II: seismic activity in the geothermal fields during exploitation”* . In: Proceedings of Second DOE-ENEL Workshop on Cooperative Research in Geothermal Energy, Report LBL-11555, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, CA, USA, October 20–22, pp. 48–85.

Batini, F., R. Console, and G. Luongo (1985). *“Seismological study of the Larderello-Travale geothermal area”*. *Geothermics*, 14, 255.

Batini F., Fiordelisi A., Moia F. (1990) *“Main features of the seismicity in the Monte Amiata and Latera geothermal areas (Italy)”*. Proc. XXII Gen. Assoc. of the European Seismological Commission, Barcelona, pp. 649–654

Bromley C.,(2014). Seismicity and Subsidence: Examples of Observed Geothermal Deformation Synergies from New Zealand. PROCEEDINGS, Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering.

Bromley C.,(2012) *“ Geothermal Induced Seismicity: Summary of International Experience”*. IEA-GIA Environmental Mitigation Workshop Taupo, 15-16 June 2012.

Cappetti G., Romagnoli P. and Sabatelli F. (2010). *“Geothermal Power Generation in Italy 2005–2009 Update Report”*. Proceedings World Geothermal Congress Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Cladouhos T., Petty S., Foulger G., Julian B. and Fehler M. (2010) *“Injection Induced Seismicity and Geothermal Energy”*. GRC Transactions, Vol. 34.

Dinske C. Shapiro (2013). Seismotectonic state of reservoirs inferred from magnitude distributions of fluid-induced seismicity. *J Seismol.*

- Douglas J., Edwards B., Convertito V., Sharma N., Tramelli A., Kraaijpoel D., Cabrera B. M., Maercklin N., Troise C. Predicting Ground Motion from Induced Earthquakes in Geothermal Areas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 3, pp. 1875–1897.
- Edwards B., and Douglas J. (2013). Selecting ground-motion models developed for induced seismicity in geothermal areas, *Geophysical Journal International*, 195(2), 1314–1322.
- Evans K.F., Zappone A., Kraft T., Deichmann N., Moia F. (2012). *“A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO₂ reservoirs in Europe”*. *Geothermics* 41, 30– 54.
- Goertz-Allmann B. P., and Wiemer S. (2013). Geomechanical modeling of induced seismicity source parameters and implications for seismic hazard assessment, *Geophysics*, 78(1).
- ICHESE (2014). Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region. Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 213pp.
- Király E., Gischig V., Karvounis D., Wiemer S. (2014). Validating Models to Forecasting Induced Seismicity Related to Deep Geothermal Energy Projects. PROCEEDINGS, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering.
- Moia F. (2008). *“Individuazione ed applicazione di metodologie di monitoraggio di possibili fughe di CO₂ dai serbatoi di stoccaggio”*. Rapporto CESI, Area Produzione e Fonti Energetiche.
- Rapporto Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) (2001). *“ Valutazione della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle emanazioni gassose nell’area amiatina in relazione all’utilizzazione dei campi geotermici da parte dell’Erga”*.
- Romagnoli P., Arias A., Barelli A., Cei M., Casini M. (2010) *“An updated numerical model of the Larderello–Travale geothermal system, Italy”*. *Geothermics* 39, Issue 4, 292–313.
- Shapiro S. A. and C. Dinske (2009). *“Scaling of seismicity induced by nonlinear fluid-rock interaction”*. *J. Geophys. Res.* 114.
- Shapiro S., Dinske C. and Kummerow J. (2007). *“Probability of a given-magnitude earthquake induced by a fluid injection”*. *Geophys. Res.Lett.* 34, 2007.
- Shapiro S. A., Kruger O. S., Dinske, C. (2013). Probability of inducing given-magnitude earthquakes by perturbing finite volumes of rocks, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3557–3575.
- Wang X. and Ghassemi A. (2012). A 3d thermal-poroelastic model for geothermal reservoir stimulation. *GRC Transactions*, Vol. 36.



IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO TORRE ALFINA

Studio di Impatto Ambientale

APPENDICE 1

SISMICITÀ STORICA E RECENTE DELL'AREA GEOTERMICA DI TORRE ALFINA



**Istituto Nazionale di
Geofisica e Vulcanologia**

Sismicità storica e recente dell'area geotermica di Torre Alfina

Rapporto per ITW & LKW Geotermia Italia S.p.A., Aprile 2013

Indice

1. Premessa	pag. 4
2. Analisi della sismicità storica e recente dell'area geotermica di Torre Alfina (Comuni di Acquapendente, Castel Giorgio e Castel Viscardo)	4
- 2.1 Terremoti risentiti nell'area di Torre Alfina	8
- 2.2 Descrizioni dei principali eventi storici avvenuti nell'area compresa tra Acquapendente, Castel Giorgio e Castel Viscardo	11
- Evento di Acquapendente 1 Novembre 1755	11
- Evento di San Lorenzo Nuovo 11/13 Agosto 1888	12
- Periodo sismico del 1920 nel Viterbese (risentimenti ad Acquapendente)	13
- Periodo sismico svoltosi dal 29 Novembre al 4 Dicembre 1921	13
- Evento di Acquapendente del 9 Aprile 1924	13
- Evento di Castel Giorgio 6 dicembre 1957	14
- 2.3 Descrizioni dei principali eventi risentiti nell'area, con relativa descrizione	16
- Evento di Civita Bagnoregio 6 Novembre 1695	16
- Evento di Radicofani del 5 ottobre 1777	18
- Evento di Città della Pieve del 9 maggio 1861	20
- Evento di Santa Fiora 12 febbraio 1905	20
- Evento di Avezzano del 13 gennaio 1915	21
- Evento di Piancastagnaio del 10 settembre 1919	21
- <i>Evento di Abbadia S.Salvatore dell'8 gennaio 1926</i>	21
- Evento di Onano del 15 giugno 1936	21
- Evento di Tuscania del 6 febbraio 1971	21
- Evento di Valnerina del 19 settembre 1979	22
- Crisi sismica del febbraio 1992	22
- Evento di Gualdo Tadino del 5 giugno 1993	22
- Crisi sismica umbro-marchigiana del 1997-1998	22
- Evento del M. Amiata del 1 aprile 2000	22

3. Sismicità strumentale	23
- 3.1 Le reti sismiche di monitoraggio nel territorio di Torre Alfina	23
- 3.2 L'attività sismica tra il 1984 e il 2013	24
- 3.2.1 Lo sciame sismico di Castel Giorgio del 1992	30
4. Meccanismi focali	35
5. Conclusioni	36
6. Riferimenti bibliografici	38

1. Premessa

Il presente studio sulla sismicità storica e recente dell'area geotermica di Torre Alfina è stato svolto nell'ambito della convenzione stipulata da INGV-Sezione Roma 1 con ITW & LKW Geotermia Italia SpA ed è stato realizzato dai dr. Alessandro Gattuso, Nicola Pagliuca, Antonio Rovelli e Maria Luisa Carapezza. Nella stessa Convenzione è stato anche stabilito che l'INGV svolgerà attività di monitoraggio sismico e geochimico nella zona geotermica di Castel Giorgio-Torre Alfina, realizzando una rete microsismica dedicata, installando strumenti per il controllo della concentrazione di gas in aria e monitorando le emissioni di gas e la composizione chimica dell'acquifero nelle vulcaniti, nei dintorni dei pozzi.

2. Analisi della sismicità storica e recente dell'area geotermica di Torre Alfina (Comuni di Acquapendente, Castel Giorgio e Castel Viscardo)

Il catalogo sismico nazionale più aggiornato è il Catalogo parametrico dei terremoti italiani 2011, CPTI11 (Rovida et al., 2011), che deriva dai precedenti Cataloghi Parametrici dei Terremoti Italiani (Gruppo di lavoro CPTI, 2004 e CPTI, 1999) e dal Database macrosismico italiano DBMI11 (Locati et al., 2011). Questo catalogo è stato preceduto da altre raccolte, tuttora fonti di informazioni utili, come il Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (CFTI, Boschi et al., 1995, 1997, 2000; CTFI4Med, Guidoboni et al., 2007), i cataloghi NT del GNDT (Camassi e Stucchi, 1997) ed anche il meno recente catalogo del Progetto Finalizzato Geodinamica (Postpischl, 1985). Sono inoltre utili le informazioni riportate in alcuni studi specifici (De Panfilis, 1959, 1969; Guidoboni e Comastri, 2005; Monachesi et al., 1995; Monachesi e Stucchi, 1997; Valensise e Pantosti, 2001; DISS, 2010). I dati riportati in questa relazione derivano principalmente dal catalogo CPTI11, con alcune integrazioni prese dagli altri cataloghi e lavori citati sopra.

Dall'analisi dei cataloghi storici presenti in letteratura si evince come l'area geotermica di Torre Alfina (Fig. 1) sia stata interessata in passato da alcuni eventi sismici di intensità sufficiente a provocare un danneggiamento nelle strutture abitative come dimostra l'estrazione della sismicità storica per eventi con intensità $I_0 \geq 5$, per un raggio di 50 km dal Comune di Castel Giorgio (Tab. 1). La magnitudo momento riportata in Tab.1 corrisponde al parametro M_w del catalogo CPTI11, che è una media pesata di varie magnitudo, come descritto nel catalogo. I valori di intensità macrosismica epicentrale (I_0), tratti da CPTI11, sono espressi in unità MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg).

Va tenuto presente che il territorio in esame è esposto anche agli effetti provocati dai terremoti forti che avvengono in zone sismiche relativamente vicine, situate in Lazio, Toscana, Umbria e Marche, come risulta dall'esame della Tab.1.

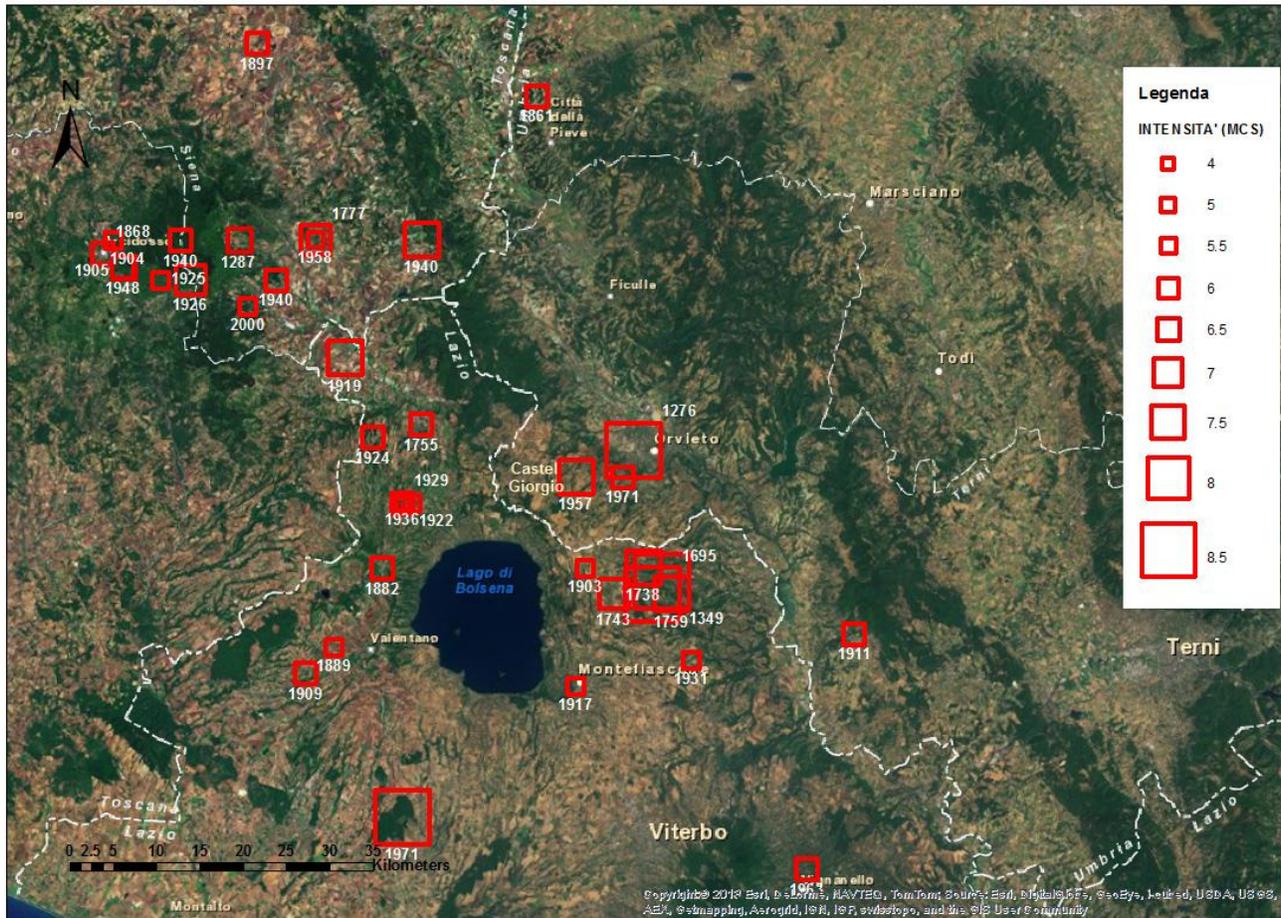


Fig. 1. Mappa della sismicità storica dell'area di Torre Alfina e delle zone limitrofe, estratta dal DISS (2010) e dal catalogo storico DBMI11 (Locati et al., 2011), modificata. Gli eventi sismici sono indicati con riquadri in colore rosso le cui dimensioni sono proporzionali all'intensità del terremoto.

Nella Fig. 1 è indicata la posizione epicentrale delle scosse avvenute nell'area, con dimensione dei simboli proporzionale all'intensità del terremoto.

In Fig. 1 sono riportati anche altri epicentri di scosse con $I_0 > 5$, avvenute fuori dell'area in esame, sia per evidenziare la possibile estensione delle strutture sismogenetiche sia per fornire informazioni su scosse che, per quanto poco intense, possono provocare danni significativi se l'epicentro è vicino a centri abitati o/e la struttura locale favorisce l'amplificazione degli scuotimenti.

Si può notare che i terremoti tendono a concentrarsi in alcune zone, rispetto all'area di Torre Alfina:

- 1) Una zona a NW, associata al complesso vulcanico del Monte Amiata e all'adiacente bacino di Radicofani, corrisponde alla parte sud-occidentale della Toscana;
- 2) l'area propria dei Vulsini, a ridosso del lago di Bolsena, che presenta due zone a sensibilità elevata, la prima ad Est del Lago di Bolsena (comprendente i comuni di Bagnoregio, Celleno e Lubriano), la seconda ad Ovest di Viterbo (comune di Tuscania).
- 3) Un settore più distante da Torre Alfina e associato all'Appennino, con particolare riguardo al settore Umbro-Marchigiano (non riportato in mappa);

La Tab.1 mette in evidenza che solo 4 eventi storici, avvenuti tra il 1276 ed il 1743 e con epicentro rispettivamente nell'Orvietano, in una zona genericamente indicata come Viterbese-Umbria, a Civita Bagnoregio e a Bagnoregio, hanno una magnitudo (M_w) superiore a 5.5, cioè confrontabile, ad esempio, con quella della scossa che nel 1997 ha colpito l'Umbria e le Marche (M_w tra 5.5 e 6.0).

La sismicità storica è distribuita nel tempo in modo irregolare e sono pochi gli eventi riportati prima del 1890, periodo dal quale in Italia il servizio di rilevamento dei fenomeni sismici ha subito un notevole miglioramento. Tant'è che per "epoca storica" dei terremoti si intende quella precedente alla data dalla quale sono disponibili registrazioni strumentali (approssimativamente dal 1900 in poi).

Infatti, i cataloghi sismici sopra citati riportano localizzazioni epicentrali e magnitudo degli eventi sismici sul territorio nazionale a partire dalle più antiche notizie storiche reperibili, fino ai nostri giorni. La magnitudo dei terremoti precedenti al 1975 è quasi esclusivamente macrosismica (cioè ricavata dall'intensità epicentrale attraverso una formula di correlazione standard).

Pertanto, se si escludono i dati strumentali degli ultimi 30 anni, i parametri dei terremoti riportati nei cataloghi, come la posizione dell'epicentro e la magnitudo, sono dedotti dalle intensità macrosismiche. Questo perché la disponibilità di dati strumentali adeguati esiste solo per gli ultimi decenni del secolo scorso. Infatti è solo dopo i terremoti catastrofici del Friuli e dell'Irpinia che si assiste alla riorganizzazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica ed alla creazione di una efficiente rete sismometrica nazionale. Per i terremoti più recenti, invece, le coordinate epicentrali e le magnitudo sono quelle misurate strumentalmente attraverso i sismogrammi della rete sismica nazionale centralizzata (<http://terremoti.ingv.it/it/reti-di-monitoraggio.html>).

Tab. 1. Elenco dei terremoti storici con $I_0 > 5$ avvenuti in un raggio di 50 km dal Comune di Castel Giorgio dopo l'anno 1000.

Data (a/m/g)	Luogo	Mw	Io	Fonti
1276/05/22	ORVIETANO	5.57	8-9	CPTI 11
1287	ABBADIA S. SALVATORE	4.93 ± 0.34	6.5	CPTI 11
1349/09/09	VITERBESE-UMBRIA	5.57	8-9	CFTI 4 MED (Non parametrizzato)
1695/06/11	CIVITA BAGNOREGIO	5.67 ± 0.25	8-9	CPTI 11
1738/07/19	BAGNOREGIO	5.37 ± 0.30	7.5	DBMI 11 – DOM (ENEL 1995).
1743/01/21	BAGNOREGIO	5.57	7	CFTI 4 MED
1755/11/01	ACQUAPENDENTE	5.03 ± 0.33	6-7	(DBMI 11) DOM (ENEL, 1995)
1759/06/14	BAGNOREGIO	4.63 ± 0.13	7.5	(DBMI 11) DOM (ENEL, 1995)
1777/10/05	RADICOFANI	5.37 ± 0.30	7	(DBMI 11) DOM (ENEL, 1995)
1819/05/26	TARQUINIA	5.14 ± 0.34	7.0	CPTI 11, ENEL, 1995
1861/05/09	CITTA' DELLA PIEVE	5.03 ± 0.33	6-7	(DBMI 11) DOM (ENEL, 1995)
1868/06/17	ARCIDOSO	4.51 ± 0.34	6-7	CPTI 11, ENEL, 1995
1877/12/23	CAPRANICA	4.51 ± 0.36	6	CPTI 11 , Dell'Olio & M., 1980.
1882/01/13	LATERA	4.83 ± 0.26	6.0	(DBMI 11) DOM (ENEL, 1995)
1889/07/21	ISCHIA DI CASTRO	4.63 ± 0.13	5.5	(DBMI 11) DOM (ENEL, 1995)
1897/11/15	PIENZA	4.72 ± 0.34	6	CPTI11, Postpischl, 1985
1901/01/19	ORVIETO	4.30 ± 0.34	5	CPTI 11, ENEL, 1995
1901/06/19	ATTIGLIANO	4.72 ± 0.34	6	CPTI11, Postpischl, 1985
1902/12/17	SANTA FIORA	4.86 ± 0.33	6-7	CPTI 11, ENEL, 1995
1903/06/21	BAGNOREGIO	4.51 ± 0.34	5-6	CPTI 11, ENEL, 1995
1904/09/07	ARCIDOSO	4.51 ± 0.34	5-6	CPTI11, Postpischl, 1985
1905/02/12	SANTA FIORA	4.66 ± 0.29	6	CPTI 11, ENEL, 1995
1909/09/20	VALENTANO	4.72 ± 0.34	6	CPTI11, Postpischl, 1985
1911/01/18	ATTIGLIANO	4.72 ± 0.34	6	CPTI11, Postpischl, 1985
1917/10/14	MONTEFIASCONE	4.34 ± 0.29	5-6	CPTI 11, ENEL, 1995
1919/09/10	PIANCASTAGNAIO	5.32 ± 0.18	7-8	CPTI 11, ENEL, 1995
1922/03/27	GROTTE DI CASTRO	4.38 ± 0.47	5-6	CPTI 11, ENEL, 1995
1924/04/09	ACQUAPENDENTE	4.63 ± 0.13	6-7	DBMI 11 DOM (ENEL, 1995)
1925/09/03	ABBADIA S. SALVATORE	4.51 ± 0.34	5-6	CPTI11, Postpischl, 1985
1926/01/08	ABBADIA S. SALVATORE	4.97 ± 0.15	7	DBMI 11 DOM (ENEL, 1995)
1931/05/13	CELLENO	4.63 ± 0.13	5.5	DBMI 11 DOM (ENEL, 1995)
1936/06/15	ONANO	4.63 ± 0.13	4-5	DBMI 11 DOM (ENEL, 1995)
1940/02/04	ABBADIA	4.72 ± 0.34	6	CPTI11, Postpischl, 1985
1940/06/19	RADICOFANI	4.83 ± 0.15	6.0	DBMI 11 DOM (ENEL, 1995)
1940/10/16	RADICOFANI	5.30 ± 0.07	7-8	DBMI 11 DOM (ENEL, 1995)
1948/11/03	MONTE AMIATA	5.03 ± 0.33	6.5	DBMI 11 DOM (ENEL, 1995)

1957/12/06	CASTEL GIORGIO	4.93 ± 0.21	7-8	CPTI 11, ENEL, 1995
1958/05//30	RADICOFANI	4.63 ± 0.13	5	DBMI 11, DOM(Dell'Olio & M., 1980)
1963/09/02	VIGNANELLO	4.72 ± 0.34	6.0	CPTI11, Postpischl, 1985
1971/02/06	TUSCANIA	4.80 ± 0.14	8-9	CPTI 11, ENEL, 1995
1971/03/02	ORVIETO	4.59 ± 0.28	6.0	CPTI11, Postpischl, 1985
2000/04/01	MONTE AMIATA	4.57 ± 0.09	5-6	CPTI 11 Boll.Macro. ING. Castello et al., 2006.

(Da cataloghi CPTI 11 e DBMI 11). I_0 : intensità MCS all'epicentro.

La scala delle intensità, i cui valori vengono riportati per i terremoti della Tab. 1, non ha basi matematiche, ma è stimata, dopo il terremoto, attraverso rilievi dei danni sul terreno e interviste alle persone. Il valore di intensità assegnato a uno specifico luogo è una misura che, per i non specialisti, ha più significato della magnitudo, riferendosi agli effetti realmente risentiti nel posto.

C'è anche da aggiungere che l'intensità sismica è una stima degli effetti di un terremoto e non dipende solo dalla magnitudo ma anche ovviamente dalla distanza dell'area considerata dall'epicentro e dalle condizioni geologiche locali. Inoltre, l'aumento del grado di intensità corrisponde a un aumento dello scuotimento superficiale ed è quindi legato alle accelerazioni locali del suolo e alla loro durata. In ogni caso il valore I_0 riportato nella Tab.1 si riferisce all'intensità stimata all'epicentro del terremoto.

2.1 Terremoti risentiti nell'area di Torre Alfina

Gli eventi che hanno prodotto i maggiori risentimenti nei Comuni dell'area in esame (Acquapendente, Castel Giorgio, Castel Viscardo) sono riportati nelle Tab. 2, 3 e 4 (<http://emidius.mi.ingv.it>, Locati et al., 2011).

Questi sono stati causati essenzialmente da eventi con epicentro nell'Appennino Umbro-Marchigiano, nel Fucino, nell'area di Radicofani, dell' Amiata, di Bagnoregio e da alcuni eventi propri dell'area in questione avvenuti in prossimità di Castel Giorgio e di Acquapendente. Gli epicentri di alcuni di questi eventi distano più di 50 km da Castel Giorgio e quindi non figurano nella Tab.1.

Queste tabelle vengono riportate in quanto è utile confrontare quali eventi hanno prodotto risentimenti nei comuni di interesse. C'è da dire che talvolta nei cataloghi sismici e nella documentazione storica, non c'è notizia di danni o risentimenti (in particolare se lievi) causati in una certa zona da terremoti, anche forti, con epicentro in un'altra zona. Va detto tuttavia, che l'aggiornamento dei cataloghi della sismicità storica è costante e che, di volta in volta, emergono nuove fonti che possono migliorare il quadro delle conoscenze per una data regione.

Altro aspetto da sottolineare è che le magnitudo (macrosismiche) degli eventi precedenti al 1975

potrebbero essere sovrastimate rispetto a quelle strumentali, in quanto la formula di correlazione utilizzata, valida mediamente sul territorio nazionale, non tiene conto della piccola profondità tipica degli eventi in zone vulcaniche e geotermiche quale quella in esame.

Tab. 2. Risentimenti sismici ad Acquapendente.

I[MCS]	Data aa/mm/gg hh:mm	Area epicentrale	Np	I ₀	M _w
6-7	1695/06/11 02:30	CIVITA DI BAGNOREGIO	50	8-9	5.67 ±0.25
6-7	1755/11/01 17:00	ACQUAPENDENTE	2	6-7	4.51 ±0.34
5-6	1777/10/05 15:45	RADICOFANI	11	7	5.04 ±0.53
5	1861/05/09 01:53	CITTA' DELLA PIEVE	28	6-7	4.92 ±0.40
4	1873/03/12 20:04	MARCHE MERIDIONALI	196	8	5.95 ±0.10
4	1905/02/12 08:28	SANTA FIORA	61	6	4.66 ±0.29
5	1920/05/10	ACQUAPENDENTE		5	
5	1915/01/13 06:52	AVEZZANO	1041	11	7.00 ±0.09
6-7	1919/09/10 16:57	PIANCASTAGNAIO	67	7-8	5.32 ±0.18
5-6	1924/04/09 14:49	ACQUAPENDENTE	7	6-7	4.35 ±0.52
3	1926/01/08 09:14	ABBADIA S. SALVATORE	24	7	4.90 ±0.27
4	1936/06/15 14:45	ONANO	9	4-5	3.91 ±0.43
4	1940/06/19 14:10	RADICOFANI	28	6	4.77 ±0.28
5-6	1940/10/16 13:17	RADICOFANI	106	7-8	5.26 ±0.14
5-6	1957/12/06 04:54	CASTEL GIORGIO	63	7-8	4.93 ±0.21
3	1958/05/30 06:26	RADICOFANI	18	5	4.28 ±0.41
3	1979/09/19 21:35	VALNERINA	694	8-9	5.86 ±0.09
2-3	1993/06/05 19:16	GUALDO TADINO	326	6	4.74 ±0.09
4-5	1997/09/26 00:33	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	760		5.70 ±0.09
4	1997/09/26 09:40	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	869	8-9	6.01 ±0.09
3-4	1997/10/03 08:55	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	490		5.25 ±0.09
4	1997/10/06 23:24	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	437		5.46 ±0.09
2-3	1997/10/14 15:23	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	786	7-8	5.65 ±0.09
3	1998/04/05 15:52	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	395	6	4.81 ±0.09
5	2000/04/01 18:08	MONTE AMIATA	66	5-6	4.57 ±0.09

Area epicentrale: area geografica in cui sono stati riscontrati gli effetti maggiori del terremoto. **Np:** numero di punti, cioè numero di osservazioni macrosismiche disponibili per il terremoto; **I:** Intensità macrosismica stimata a Acquapendente espressa in scala MCS; **I₀:** Intensità macrosismica epicentrale, da CPT11, espressa in scala MCS; **M_w:** Magnitudo momento, da CPT11.

Tab. 3. Risentimenti sismici a Castel Giorgio.

I[MCS]	Data a/m/g h:m	Area epicentrale	Np	I ₀	M _w
7-8	1957/12/06 04:54	CASTEL GIORGIO	63	7-8	4.93 ±0.21
4	1979/09/19 21:35	VALNERINA	694	8-9	5.86 ±0.09
5	1993/06/05 19:16	GUALDO TADINO	326	6	4.74 ±0.09
3-4	1997/09/26 00:33	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	760		5.70 ±0.09
4-5	1997/09/26 09:40	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	869	8-9	6.01 ±0.09
4-5	1997/10/03 08:55	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	490		5.25 ±0.09
4-5	1997/10/14 15:23	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	786	7-8	5.65 ±0.09
5	2000/04/01 18:08	MONTE AMIATA	66	5-6	4.57 ±0.09

Area epicentrale: area geografica in cui sono stati riscontrati gli effetti maggiori del terremoto. **Np:** numero di punti, cioè numero di osservazioni macrosismiche disponibili per il terremoto; **I:** Intensità macrosismica stimata a Castel Giorgio espressa in scala MCS; **I₀:** Intensità macrosismica epicentrale, da CPT11, espressa in scala MCS; **M_w:** Magnitudo momento, da CPT11.

Tab.4. Risentimenti sismici a Castel Viscardo.

I[MCS]	Data a/m/g h:m	Area epicentrale	Np	I ₀	M _w
7-8	1957/12/06 04:54	CASTEL GIORGIO	63	7	4.93 ±0.21
4	1979/09/19 21:35	VALNERINA	694	8-9	5.86 ±0.09
4	1984/04/29 05:02	GUBBIO/VALFABBRICA	709	7	5.65 ±0.09
4-5	1997/09/26 00:33	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	760		5.70 ±0.09
4	1997/09/26 09:40	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	869	8-9	6.01 ±0.09
3-4	1997/10/03 08:55	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	490		5.25 ±0.09
4	1997/10/06 23:24	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	437		5.46 ±0.09
2-3	1997/10/14 15:23	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	786	7-8	5.65 ±0.09
3	1998/04/05 15:52	APPENNINO UMBRO-MARCHIGIANO	395	6	4.81 ±0.09
5	2000/04/01 18:08	MONTE AMIATA	66	5-6	4.57 ±0.09

Area epicentrale: area geografica in cui sono stati riscontrati gli effetti maggiori del terremoto. **Np:** numero di punti, cioè numero di osservazioni macrosismiche disponibili per il terremoto; **I:** Intensità macrosismica stimata a Castel Viscardo espressa in scala MCS; **I₀:** Intensità macrosismica epicentrale, da CPT11, espressa in scala MCS; **M_w:** Magnitudo momento, da CPT11.

Dalla Tab. 2 risulta che i principali eventi storici che hanno interessato Acquapendente, oltre a quelli con epicentro locale del 1755 (I= 6-7) e del 1924 (I= 5-6), sono quelli del 1695 (I= 6-7) e del 1919 (I= 6-7). L'evento di Castel Giorgio del 1957 è risultato fortemente attenuato ad Acquapendente (I= 5-6). Anche la crisi sismica umbro-marchigiana del 1997 è stata risentita in modo fortemente attenuato (I_{max}

= 4-5). Si osserva una discrepanza per l'intensità riportata per l'evento del 1924 che dovrebbe essere uguale a quella epicentrale.

Dalla Tab. 3 risulta che il più forte terremoto che ha interessato Castel Giorgio è quello del 1957 con epicentro nella stessa zona ($I= 7-8$). La crisi sismica umbro-marchigiana del 1997 è stata risentita, come ad Acquapendente, fortemente attenuata ($I_{\max}= 4-5$).

Castel Viscardo ha risentito fortemente dell'evento di Castel Giorgio del 1957 ($I= 7-8$) e in misura apparentemente minore della crisi sismica umbro-marchigiana del 1997 ($I= 3-4$).

2.2 Descrizioni dei principali eventi storici avvenuti nell'area compresa tra Acquapendente, Castel Giorgio e Castel Viscardo.

- Evento di Acquapendente 1 Novembre 1755 ($I_0=6-7$ - $M_w=4.51\pm 0.34$)

L'analisi delle fonti utilizzate dai principali repertori sismologici non consente di definire con precisione né la data né gli effetti di questo evento. Dell'Olio e Molin (1980) riportano un terremoto accaduto il 18 novembre 1755 con un'intensità stimata al VII MCS a Acquapendente e Grotte di Castro. Le fonti di Dell'Olio e Molin non sono citate esplicitamente, ma gli unici testi tra quelli elencati che trattano di questo evento sono Baratta (1901), De Rossi (1889) e Perrey (1848).

Solo nell'Archivio Parrocchiale di Grotte di Castro, all'interno del libro di spese, è stato rinvenuto un documento che ricorda il terremoto (AP Grotte di Castro, 1755). Il documento chiarisce la data del terremoto e smentisce la presenza di danni a Grotte di Castro:

"[...] Sab. primo giorno di Novembre [...] circa le ore 22 [15.30 ca Emt] s'incominciò a sentire il *tremuoto*, il quale continuò a sentirsi fino alle ore undici [4.30 ca Emt] del dì seguente; ma in tante volte interpolatamente, che si contarono circa a trenta, ora però con maggiore, ora con minor veemenza e fu tale lo spavento del popolo tutto che la maggior parte uscì fuori dalle proprie case, [...] In tale occasione circa le ore 23 del predetto giorno prima del mese fu scoperta la prodigiosa statua di questa nostra vergine [...] Nell'atto poi che si cuopriva la detta immagine, ne fu sentita una scossa più violenta tanto che diede maggior motivo al popolo di ravvivare le sue preghiere [...] e per misericordia [...] questa nostra terra non ne ricevette alcun pregiudizio”.

Si trattò di una serie di eventi, iniziati nel pomeriggio del 1 novembre e terminati nella notte tra l'1 e il 2 novembre. Il più forte avvenne al termine della funzione religiosa cominciata alle 16.36 (Emt), quindi probabilmente verso le 18.

Per quanto riguarda gli effetti, la fonte ricorda esplicitamente che a Grotte di Castro non si verificarono danni ("non ne ricevette alcun pregiudizio"). L'intensità a Grotte di Castro è quindi stimata come pari a IV-V MCS.

La ricerca condotta da Monachesi et al. (1995) non ha fornito evidenze di effetti in nessun'altra località. Per quanto riguarda Acquapendente le uniche notizie disponibili restano quelle del periodico Bologna. Il resoconto presente in questo periodico risulta però smentito per quanto riguarda la località di Grotte di Castro, dato che le informazioni recuperate consentono di affermare che non avvenne nessun danneggiamento agli edifici. Per Acquapendente non sono state rinvenute nuove informazioni, tuttavia il silenzio di tutte le fonti documentarie consultate e la smentita relativa alla vicina località di Grotte di Castro invitano quanto meno a considerare con cautela la testimonianza del periodico Bologna e ad assegnare un valore di intensità che rifletta questa incertezza (VI-VII MCS).

- **Evento di San Lorenzo Nuovo 11-13 Agosto 1888 (De Panfilis et al., 1959; 1969; Bollettino del Vulcanismo Italiano, 1888)**

Si tratta di un lungo periodo sismico costituito da numerose scosse non molto intense susseguitesesi dall' 11 Agosto al 18 Settembre 1888 nell'area compresa tra Grotte di Castro, San Lorenzo Nuovo e Acquapendente (De Panfilis et al.,1959).

Il Bollettino del vulcanismo Italiano così descrive l'evento: *“I terremoti ivi cominciati l’11, e ricominciati con qualche energia il 30 Agosto, sono tutti generalmente ondulatori fra il NNW e SSE, estendendosi su questa linea con qualche intensità da Capodimonte sulle rive del lago di Bolsena fino ad Acquapendente. Su questa linea formante l’asse maggiore dell’area ellittica scossa, i paesi più tormentati dalla forza degli urti e da rombi sotterranei frequenti, sono San Lorenzo Nuovo e Grotte di Castro [...] nessun danno ha seguito gli urti sismici, che ragionevolmente hanno assai spaventato gli abitanti di Grotte di Castro e di San Lorenzo Nuovo determinando i rispettivi sindaci a chiedere al R. Governo l’invio sul luogo di chi potesse scientificamente esaminare il fenomeno. Il primo risultato di tale esame fu confortante, dimostrando come l’arte edilizia possa efficacemente paralizzare moltissimo gli effetti del terremoto. La relativa ed evidente gravità delle scosse principali dell’11 e del 30 Agosto, non produsse neppure una lesione nei muri principale degli edifici, né a San Lorenzo Nuovo né alle Grotte”*.

- **Periodo sismico del 1920 nel Viterbese (risentimenti ad Acquapendente)**

Si tratta di una serie di scosse modeste, con un massimo di V grado, sentite tutte specialmente ad Acquapendente e nel vicinissimo paese di Proceno nella mattina del 10 Maggio 1920 (De Panfilis, 1959). Agamennone G. (1921) descrive: *“Le varie scosse furono sensibilmente avvertite ad Acquapendente e a Proceno, con rispettive adiacenze. Durante lo stesso giorno si parlò di altri piccoli movimenti, ma non avvertiti dalla maggioranza della popolazione. Tutte le scosse furono ondulatorie con direzione predominante NW a SE, e le più forti furono accompagnate da un rombo sotterraneo, d'intensità corrispondente alla forza delle scosse. Fu notato un intorbidamento nelle pubbliche fontane dopo l'avvenimento di questi moti sismici [...] per il fatto che il terremoto fu maggiormente sentito ad Acquapendente e a Proceno parrebbe potersi concludere che l'epicentro è stato nei pressi di Acquapendente e forse alquanto W; che probabilmente la scossa ha ivi raggiunto tutt'al più il V grado della scala Mercalli; che la profondità del focolare sismico dev'essere stata poco notevole, se il movimento non fu più percepito dalle persone ad una decina di Km di distanza dall'epicentro, non giunse a far funzionare i sismografi di M.Fiascone (27 km), né fu capace di perturbare i sismografi di Roma (130 km)”*.

- **Periodo sismico svoltosi dal 29 Novembre al 4 Dicembre 1921 (De Panfilis, 1959; 1969)**

Si tratta di un periodo sismico che va dal 29 Novembre al 4 Dicembre 1921, con due massimi di VII grado che causarono danni nei paesi di Grotte di Castro e San Lorenzo Nuovo. Una breve, ma molto forte ripresa dei fenomeni sismici si ebbe il 27 Marzo 1922 con cinque scosse di VI grado avvenute tutte nella stessa giornata. A causa delle poche informazioni, non è riportato in Tab. 2.

- **Evento di Acquapendente del 9 Aprile 1924 ($I_0=5-6$ $M_w=4.35 \pm 0.52$)**

Si tratta di un periodo sismico di breve durata (9 e 10 Aprile 1924), ma molto intenso, con due massimi di VII grado e tre scosse di VI che arrecarono danni negli abitati di Acquapendente, San Lorenzo Nuovo e Grotte di Castro (De Panfilis et al., 1959, 1969) (Fig. 2).

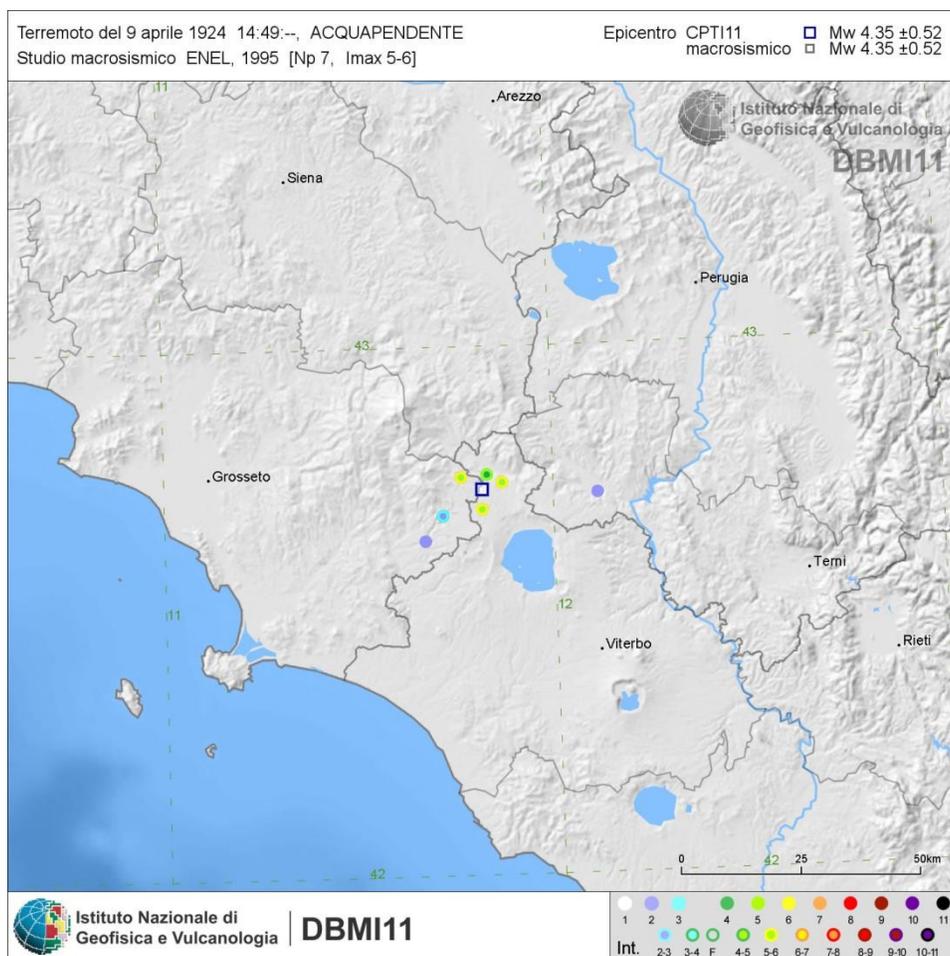


Fig. 2. Risentimenti del terremoto di Acquapendente del 9 aprile 1924, $I_0=5-6$ - $M_w = 4.35 \pm 0.52$. Il quadrato blu indica la localizzazione epicentrale.

- **Evento di Castel Giorgio 6 dicembre 1957, $I_0 = 7-8$, $M_w = 4.93 \pm 0.21$ (De Panfilis et al., 1959, 1969) (Fig. 3)**

Dal focolare sismico prossimo a Castel Giorgio, mai rivelato precedentemente da manifestazioni di notevole intensità, irraggiò alle 05h55m del 6 Dicembre 1957 un terremoto di VII-VIII grado che in detto paese produsse danni assai gravi: lesioni generali e di notevole entità si ebbero in quasi tutti gli edifici e, in molti di essi, quelle prodotte alle strutture murarie portanti furono di tale gravità da renderli pericolanti ed inabitabili. La scossa fu fortissima (VII grado) a Castel Viscardo, a S.Lorenzo Nuovo, a Bolsena, a Viceno (frazione di Castel Viscardo) e a Benano (frazione di Orvieto); in tutte queste località si verificarono crolli di comignoli e lesioni notevoli in numerosi edifici, sia pubblici che privati. L'area isosismica in cui il movimento tellurico si manifestò con intensità molto forte (VI grado) si estese alla città di Orvieto; alle sue frazioni di Torre S.Severo, Sugano, Canonica, Rocca Ripesena; ai comuni di Grotte di Castro, Acquapendente, Porano, Lubriano, Bagnoreggio e Civitella d'Agliano. In tali località,

si ebbero fenditure, generalmente leggere, in diversi prefabbricati e, di una certa gravità, solo in qualche edificio di vecchia ed irrazionale costruzione... Tra i fenomeni più caratteristici concomitanti alla scossa, va segnalato, oltre al forte rombo udito in varie località, l'intorbidamento delle sorgenti nella zona di Castel Giorgio, Castel Viscardo e Sugano. Fu anche riferito che la sorgente del Tione, nei pressi di Sugano, interruppe per qualche tempo, immediatamente dopo la scossa, l'erogazione dell'acqua. [...] Il violento sisma fu seguito da numerose repliche di minore intensità fino all'11 Dicembre. Tutte queste repliche furono registrate dall'Osservatorio sismico di Roma. Le notevoli intensità della terza e della decima replica aggravarono sensibilmente i danni prodotti della scossa principale. Le popolazioni di Castel Giorgio, Castel Viscardo e degli altri centri più colpiti abbandonarono le abitazioni in preda al più vivo sgomento, rifugiandosi nelle campagne in attendamenti sollecitamente apprestati dalle Autorità civili e militari. È possibile che le repliche non abbiano avuto origine da un identico centro sismico. Per la terza scossa ad esempio (quella delle 10h 16m 23s), fu evidente uno spostamento verso ovest dell'epicentro. Essa risultò infatti di VI-VII grado nelle cittadine di Acquapendente e S. Lorenzo Nuovo, ove causò lesioni di un certo rilievo in numerose case, e d'intensità inferiore nelle vicine località, Castel Giorgio compresa... La scossa fortissima delle 23h 56m 39s esplicò invece l'intensità di VI-VII grado ancora nel paese di Castel Giorgio e fu sentita meno fortemente nei paesi circostanti... L'8 Dicembre una replica di maggiore intensità si ebbe nei pressi di Castel Giorgio, valutata con intensità di VI-VII grado, causò nuovi danni e sensibili aggravamenti delle lesioni causate dalle scosse precedenti (De Panfilis et al., 1959).

È da credere che esso abbia provocato un risveglio del centro sismico di Acquapendente, poiché due intense scosse, avvenute rispettivamente alle 10h18m e alle 23"56m del 6 Dicembre, risultarono, di VI-VII grado ad Acquapendente e a San Lorenzo Nuovo mentre vennero sentite a Castel Giorgio con intensità molto inferiore.

Probabilmente dal centro di Castel Giorgio ebbe origine il breve e poco intenso periodo sismico iniziatosi alle 05h04m del 18 Agosto 1962 e conclusosi alle 22h30m circa del 20 Agosto. Si ebbero una decina di scosse quasi tutte di leggera e mediocre intensità. Solo due (09h58m del giorno 18 e 01h55m del giorno 19) di V grado furono avvertite nella zona di Castel Giorgio e Castel Viscardo e più leggermente a Orvieto, Montefiascone, San Lorenzo Nuovo, Proceno, e Acquapendente (De Panfilis et al., 1969).

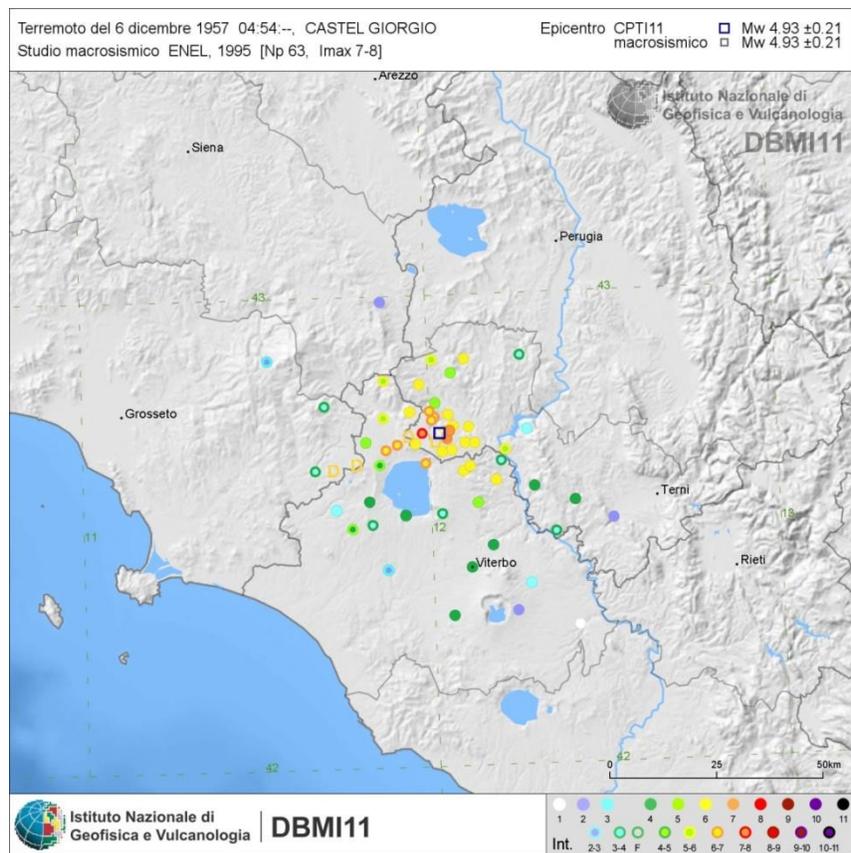


Fig. 3. Risentimenti del terremoto di Castel Giorgio del 1957. Il quadrato blu indica la localizzazione epicentrale. Risentimento nel comune di Castel Giorgio e Castel Viscardo I(MCS)= 7-8, comune di Acquapendente I(MCS)= 5-6.

2.3 Descrizioni dei principali eventi risentiti nell'area, con relativa descrizione

- Evento di Civita Bagnoregio 6 Novembre 1695, $I_0 = 8-9$ - $M_w = 5.67 \pm 0.25$ (Fig. 4)

La sequenza sismica ebbe inizio la mattina del 7 giugno, con due forti scosse, che indussero la popolazione di Bagnorea a lasciare le abitazioni; la seconda scossa causò un leggero danno a Orvieto; seguirono varie nuove scosse che si protrassero fino a tutto il giorno successivo. I giorni 9 e 10 giugno non furono percepite scosse, e le popolazioni rientrarono nelle proprie case. Alle ore 23:20 GMT del 10 giugno un fortissimo foreshock indusse la popolazione di Bagnorea a lasciare le case. Tre ore dopo, alle ore 2:20 GMT avvenne la scossa principale, seguita dopo circa un quarto d'ora da una nuova forte scossa. Nei giorni successivi la sequenza sismica si protrasse con frequenti nuove scosse leggere, che aggravarono comunque i danni facendo crollare parti già pericolanti di case a Bagnorea. Sono riportate nuove scosse fino al 15 luglio successivo. Il terremoto colpì il territorio vulsino, nella Tuscia laziale al confine con l'Umbria. La scossa principale, avvenuta il giorno 11 giugno 1695 alle ore 2:20 GMT,

causò la distruzione totale di Civita, l'originario insediamento di Bagnoregio, e crolli totali estesi alla maggior parte degli edifici a Roda, l'attuale Bagnoregio, insediamento posto circa 1 km a ovest di Civita. A Civita crollarono, tra l'altro, la cattedrale, il palazzo vescovile e il seminario, a Roda crollarono o subirono comunque danni gravissimi la chiesa collegiata e la maggior parte dell'edilizia ecclesiastica; anche gli edifici pubblici subirono danni gravissimi: è attestata la necessità di ricostruire il Monte di Pietà, il palazzo pretorio e quello priorale e il tribunale. Subì estese distruzioni anche la maggior parte dei casali e dei centri minori della diocesi di Bagnoregio e dell'area circostante, all'epoca amministrativamente divisa tra il governatorato di Viterbo e quello di Orvieto, e in gran parte infeudata a signori locali: gli edifici di Celleno e Lubriano crollarono completamente o quasi interamente; Ponzano subì distruzioni simili; ci furono crolli estesi a circa la metà degli edifici a Civitella d'Agliano, Grotte Santo Stefano e Roccalvecce; crollò circa un quarto del costruito a La Magione, San Michele in Teverina e Vetriolo; ci furono crolli e gravi danni a Bolsena, Graffignano, Castel Rubello, Porano, Rocca Ripensa, Sugano e Torre San Severo. La località di Montefiascone subì il crollo di alcune case e molti suoi edifici, tra cui anche alcune chiese, divennero pericolanti; a Orvieto fu danneggiata la maggior parte delle case, subì danni notevoli la cattedrale e alcune chiese divennero pericolanti. Ci furono infine danni non gravi a Viterbo e in alcuni altri insediamenti sia laziali sia umbri: Acquapendente, Assisi, Capodimonte, Caprarola, Castiglione in Teverina, Civita Castellana, Gradoli, Latera, Perugia, Ronciglione e Toscanella. Nonostante le estese distruzioni nel territorio della diocesi di Bagnoregio, ci furono pochi morti: ciò fu dovuto al fatto che tre ore prima della scossa principale una forte scossa aveva indotto le persone ad abbandonare le proprie case. La scossa principale fu sentita in una vasta area, compresa tra l'area perugina a nord, Tivoli a est, Roma e Frascati a sud e l'intera provincia di Viterbo a ovest-nordovest.

Le nuove e frequenti scosse avvenute nei giorni successivi aggravarono i danni a Civita e a Roda. Una forte scossa fu percepita a Montefiascone il 5 luglio 1695. Il lago di Bolsena si alzò di circa 4 metri (2 "picche") e allagò i terreni circostanti per una estensione di oltre 4 km ("3 miglia"). Presso Bagnorea furono osservate profonde fessurazioni, che, secondo alcune fonti, furono invase dalle acque fuoriuscite dal vicino lago di Bolsena.

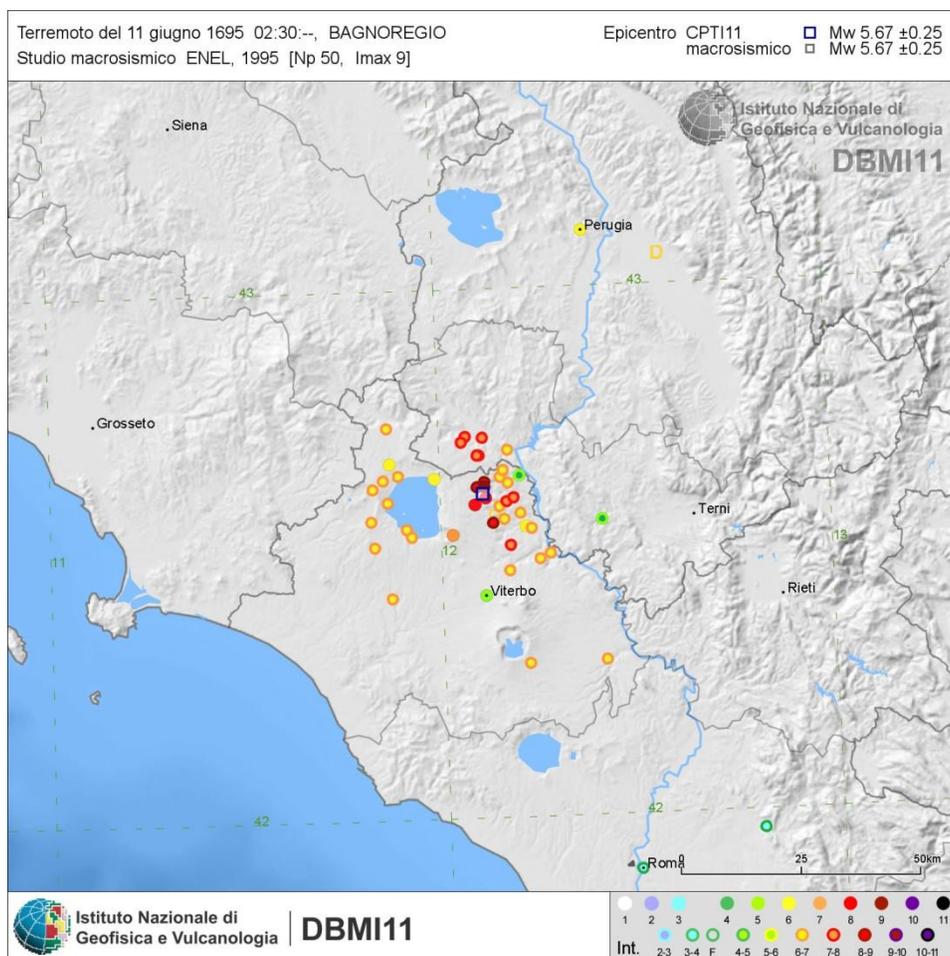


Fig. 4. Risentimenti del terremoto di Civita Bagnoregio del 1695. Il quadrato blu indica la localizzazione epicentrale. Risentimento nel comune di Acquapendente I(MCS)= 6-7. Dati non disponibili per Castel Giorgio e Castel Viscardo, Fonte DBMI11).

- **Evento di Radicofani del 5 ottobre 1777 (Fig. 5)**

I principali repertori sismologici che riportano l'evento sono Baratta (1901), Perrey (1848), Mercalli (1883) e De Rossi (1889).

Baratta (1901) riferisce di un lungo periodo sismico iniziatosi nel marzo 1776 e protrattosi per tutto il 1777; l'evento maggiore avvenne il 5 ottobre 1777 e provocò la sconnessione di case a Celle e a Badia San Salvatore, mentre i danni maggiori si ebbero a Radicofani. Le fonti di Baratta sono De Rossi (1889a) e Baratta (1895) che a sua volta utilizza Visconti (1778).

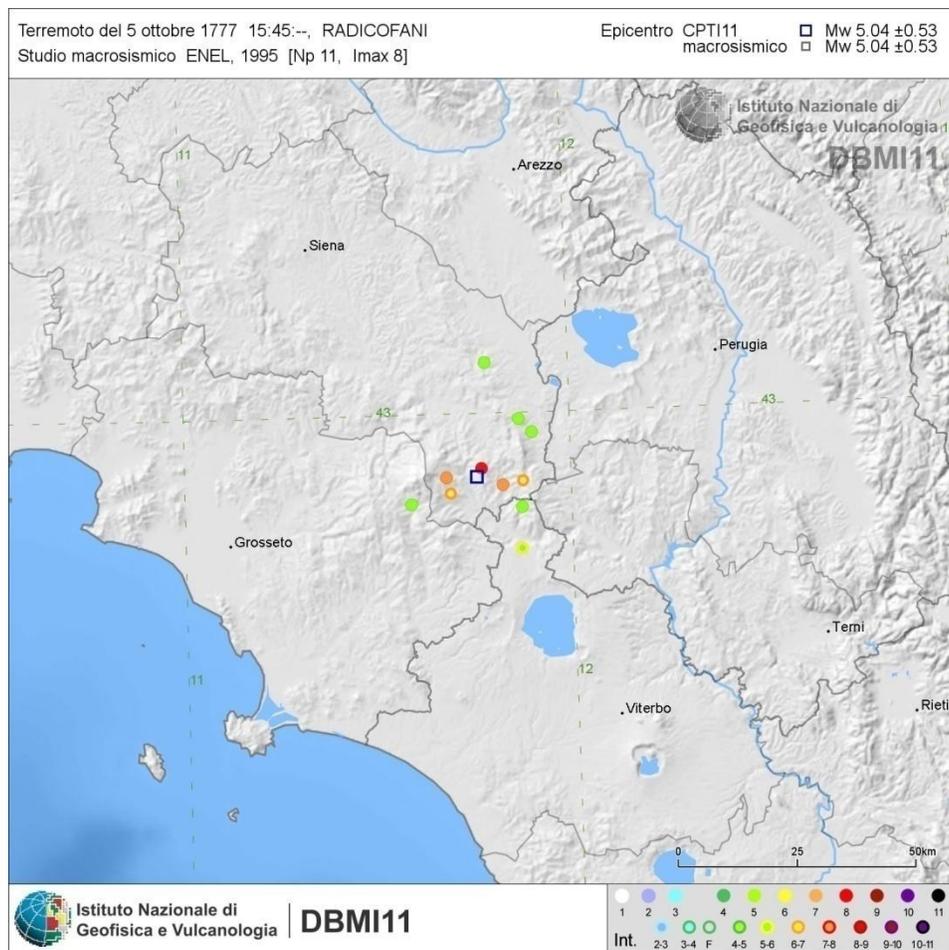


Fig. 5. Risentimenti del terremoto di Radicofani del 5 Ottobre 1777, $I_0 = 8-9$ - $M_w = 5.04 \pm 0.53$. Il quadrato blu indica la localizzazione epicentrale. Risentimento nel comune di Acquapendente $I(MCS) = 5-6$.

De Rossi ricava le sue informazioni dal periodico Bologna (1777), che parla di danni a Radicofani e risentimento a Santa Fiora e Abbadia San Salvatore:

"Firenze 14 ottobre. Abbiamo inteso da Radicofani, come il 5 del corrente, verso l'ore 5 pomeridiane, si sentì una gagliarda scossa di terremoto, che ha fatti de' danni notabili a quelle fabbriche. Continua la romba sotterranea a farsi sentire in varj luoghi di quelle montagne, e specialmente in S. Fiora, a Badia a S. Salvatore [. . .]. Quegli abitanti sono usciti dalle loro case, stando all'aria aperta sotto le tende". Visconti (1778) è la fonte più vicina all'evento. L'autore era infatti residente ad Abbadia San Salvatore e, nel gennaio 1778, tenne, all'Accademia delle Scienze di Siena, una relazione sul terremoto poi pubblicata nel Nuovo Magazzino Toscano nel 1778. In tale prolisso racconto Visconti descrive l'evento principale, accaduto "dopo un'ora in circa dall'ultima scossa", cioè circa le 16.45, che determina ad Abbadia San Salvatore i seguenti danni: "le strade disseminate di sassi e tegole infrante, con le mura scommosse, slogate ed aperte, [...]".

Le sole altre località ricordate da Visconti sono Radicofani (che "restò danneggiato assai più" di Abbadia San Salvatore) e Celle sul Rigo, frazione di San Casciano dei Bagni, che avrebbe sofferto come Abbadia S. Salvatore.

Le fonti utilizzate da queste compilazioni sismologiche testimoniano un danneggiamento diffuso, ma non severo, a Abbadia San Salvatore, e un danno "maggiore" a Radicofani. Per questo evento è stata rinvenuta una sola testimonianza relativa per Acquapendente (ASRm, 1777). Si tratta di una lettera in cui i religiosi del Convento di S. Giuseppe dichiaravano che: "[...] *nella caduta* Domenica cinque del corrente, essendo accaduta una fiera scossa di terremoto, e replicata per ben due volte, hanno sofferto un danno sensibile riguardo al proprio Convento, che alla Cappella dell'Orto, con altri non pochi danni; [...]". Questa testimonianza relativa a due soli edifici non consente una precisa stima dell'intensità ad Acquapendente. Tuttavia la presenza di un danneggiamento sia pure limitato suggerisce di assegnare un valore d'intensità del V-VI.

Altri eventi, con epicentro a Radicofani, e risentiti nel comune di Acquapendente, sono avvenuti nel 1940 e nel 1958. Di seguito viene mostrata una tabella con la diversa intensità I(MCS) registrata nel comune di Acquapendente a seguito dei citati eventi sismici. Per quanto riguarda i comuni di Castel Giorgio e a Castel Viscardo, non sono disponibili dati di Intensità (MCS).

I[MCS]	Data aa/mm/gg hh:mm	Area epicentrale	Np	Io	Mw
4	1940/06/19 14:10	RADICOFANI	28	6	4.77 ±0.28
5-6	1940/10/16 13:17	RADICOFANI	106	7-8	5.26 ±0.14
3	1958/05/30 06:26	RADICOFANI	18	5	4.28 ±0.41

Area epicentrale: area geografica in cui sono stati riscontrati gli effetti maggiori del terremoto. **Np:** numero di punti, cioè numero di osservazioni macrosismiche disponibili per il terremoto; **I:** Intensità macrosismica stimata a Acquapendente espressa in scala MCS; **I₀:** Intensità macrosismica epicentrale, da CPT11, espressa in scala MCS; **M_w:** Magnitudo momento, da CPT11.

- **Evento di Città della Pieve del 9 maggio 1861 (I₀= 6-7, Mw=4.92 ±0.40)**

Risentimento nel comune di Acquapendente I(MCS)= 5, ND (non disponibile) per Castel Giorgio e Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

- **Evento di Santa Fiora 12 febbraio 1905 (I₀=6-7, Mw 4.66±0.29)**

Risentimento nel comune di Acquapendente I(MCS)= 4, ND (non disponibile) per Castel Giorgio e

Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

- **Evento di Avezzano del 13 gennaio 1915 ($I_0=11$, $M_w = 7 \pm 0.09$)**

Risentimento nel comune di Acquapendente $I(MCS)= 5$, ND (non disponibile) per Castel Giorgio e Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

- **Evento di Piancastagnaio del 10 settembre 1919 ($I_0 = 7-8$, $M_w = 5.32 \pm 0.18$)**

Risentimento nel comune di Acquapendente $I(MCS)= 6-7$, ND (non disponibile) per Castel Giorgio e Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

L'area degli effetti distruttivi comprende una decina di villaggi dell'area del monte Amiata, fra le province di Siena e di Grosseto; l'intera zona danneggiata si estende per circa 700 kmq. I danni più gravi furono riscontrati a Piancastagnaio, Celle sul Rigo, Montorio, Radicofani, San Casciano dei Bagni e San Giovanni delle Contee. Complessivamente a Piancastagnaio 8 case crollarono e 10 furono gravemente danneggiate; 40 case furono lesionate a San Casciano dei Bagni, 15 a Radicofani. Nei dintorni di Piancastagnaio crollarono diverse case coloniche sparse, causando un morto e una ventina di feriti. Cavasino et al.(1935) facendo riferimento anche alle notizie riportate dai giornali, ricordano alcune repliche avvenute lo stesso giorno della scossa principale e nella mattina di quello seguente. Varie cronache riportano una scossa avvertita alle ore 19 locali dell'11 settembre 1919, che fece danni a Proceno, Castell'Azzara e a Piancastagnaio, lesionando anche alcuni edifici a Acquapendente; fu sentita a Siena, a Perugia e a Valentano.

- **Evento di Abbadia S.Salvatore dell'8 gennaio 1926 ($I_0=7$, $M_w= 4.90 \pm 0.27$)**

Risentimento nel comune di Acquapendente $I(MCS)= 3$, ND (non disponibile) per Castel Giorgio e Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

- **Evento di Onano del 15 giugno 1936 ($I_0=4-5$, $M_w= 3.91 \pm 0.43$)**

Risentimento nel comune di Acquapendente $I(MCS)= 4$, ND (non disponibile) per Castel Giorgio e Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

- **Evento di Tuscania del 6 febbraio 1971 ($I_0=8-9$, $M_w= 4.80 \pm 0.14$)**

“L'evento sismico che ha colpito il centro di Tuscania ed alcune località poste fra detto abitato e le pendici sud-occidentali dell'apparato vulcanico Vulsino, provocando ingenti danni materiali e la morte di ventidue persone, ha avuto inizio con la scossa del 6 Febbraio e si è protratto per alcuni giorni con

lievi e sporadiche scosse registrate strumentalmente, o avvertite da una parte della popolazione”. Secondo una ricostruzione delle isosisme del terremoto del 6 Febbraio 1971 di De Panfilis et al.(1972), “Studio del Terremoto di Toscana”, risulterebbe un’intensità del IV grado tra i comuni compresi tra il lago di Bolsena e l’Orvietano, dove ricadono i comuni di Acquapendente, Castel Giorgio e Castel Viscardo. Dettagli sul terremoto vengono riportati anche da Console e Sonaglia (1972).

- **Evento di Valnerina del 19 settembre 1979 ($I_0=8-9$, $M_w= 5.86 \pm 0.09$)**

Risentimento nel comune di Castel Giorgio I(MCS)= 4, Acquapendente I(MCS)= 3, ND (non disponibile) per Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

- **Crisi sismica del febbraio 1992**

Da Corriere di Viterbo 9 Febbraio: “*La terra ha tremato più volte in tutto l’alto viterbese*. Il terremoto è stato avvertito a Montefiascone, Bolsena, San Lorenzo Nuovo, Gradoli, Latera, Onano, Grotte di Castro, Torre Alfina, Acquapendente e *Castel Giorgio*”.

Da Corriere dell’Umbria 9 Febbraio: “Tanta paura ma fortunatamente nessun danno. Una scossa tellurica del quinto grado della scala Mercalli, seguito da un intenso sciame sismico, ha tenuto in apprensione gli abitanti *dell’Orvietano e dell’alto Lazio*.”

- **Evento di Gualdo Tadino del 5 giugno 1993 ($I_0=6$, $M_w= 4.74 \pm 0.09$)**

Risentimento nel comune di Acquapendente I(MCS)= 2-3, Castel Giorgio I(MCS)=5, ND (non disponibile) per Castel Viscardo (Fonte DBMI11).

- **Crisi sismica umbro-marchigiana del 1997-1998**

Risentimento nel comune di Acquapendente I(MCS)= 4-5, Castel Giorgio I(MCS)=3-5, Castel Viscardo I(MCS)= 3-5 (Fonte DBMI11).

- **Evento del M. Amiata del 1 aprile 2000 ($I_0=5-6$, $M_w= 4.57 \pm 0.09$)**

Risentimento nel comune di Acquapendente I(MCS)= 5, Castel Giorgio I(MCS)=5, Castel Viscardo I(MCS)= 5 (Fonte DBMI11).

3. Sismicità strumentale

3.1 Le reti sismiche di monitoraggio nel territorio di Torre Alfina

Lo scopo principale delle indagini sismiche condotte nel passato nell'area Vulsina-Monte Amiata con reti sismiche locali, è stato il controllo della microsismicità dei campi geotermici in sfruttamento o in esplorazione. Per questo, sin dalla fine degli anni '70, vennero realizzate dall'ENEL tre reti di monitoraggio per i campi geotermici dell'Amiata, di Latera e di Torre Alfina.

1. La rete sismica ENEL di Torre Alfina fu smantellata agli inizi degli anni '90. Era una rete di sensori sismici, realizzata a partire dagli anni '70, con caratteristiche strumentali tali da consentire la registrazione di eventi sismici con magnitudo minima prossima allo zero (Moia, 2008). Infatti, la configurazione di reti locali, ad alta densità, deve essere consona agli obiettivi preposti. Diversa è la rete di monitoraggio sismico nazionale, la quale benché implementata e rinnovata nel corso del tempo, non può registrare lo stesso livello di microsismicità di una rete locale.
2. La Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) è una rete di sensori sismici, composta attualmente da circa 300 stazioni, deputata al monitoraggio dell'attività sismica in corso sul territorio nazionale, con la duplice finalità di fornire informazioni utili alla Protezione Civile per gli eventuali interventi di soccorso e di migliorare le conoscenze scientifiche sulla sismicità del territorio nazionale. La RSNC è gestita in tempo reale dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). In prossimità del territorio in esame sono attualmente operative 3 stazioni sismometriche (Fig. 6), ma un numero di stazioni di gran lunga maggiore è presente lungo la dorsale appenninica Umbro-Marchigiana.
3. La Rete Accelerometrica Nazionale (RAN): è una rete di monitoraggio accelerometrico distribuita sull'intero territorio nazionale che registra terremoti di media ed elevata intensità. La RAN è gestita dal Servizio Sistemi di Monitoraggio del Dipartimento della Protezione Civile (DPC). In prossimità dell'area in esame sono presenti 4 stazioni accelerometriche (Fig. 6).



Fig. 6. Ubicazione nell'area di interesse delle stazioni sismiche della rete nazionale e delle stazioni accelerometriche del DPC .

3.2 L'attività sismica tra il 1984 e il 2013

Le informazioni sulla sismicità più recente (dal 1981), derivata da dati strumentali, sono più numerose e comprendono eventi con magnitudo più piccole rispetto ai cataloghi della sismicità storica. Questo tipo di dati è riportato da Castello et al. (2006) e dal bollettino della sismicità strumentale dell'INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>; <http://iside.rm.ingv.it>).

E' stata effettuata una selezione degli eventi del catalogo INGV, avvenuti tra il 1984 e il 2013 (16 febbraio) e ricadenti entro un raggio di 20 km dal Comune di Castel Giorgio. Essi sono circa 400.

L'istogramma di Fig. 7 mostra il numero di eventi della selezione sopracitata, suddivisi per anno, senza classi di magnitudo. Riguardo a questo istogramma si deve considerare che l'aumento della frequenza annuale di accadimento è dovuto al graduale potenziamento della rete sismografica nazionale negli ultimi 10 anni, che ha consentito la registrazione anche di terremoti di debole magnitudo, a differenza di quanto avveniva negli anni precedenti.

Si può anche notare facilmente come la sismicità, anziché distribuirsi uniformemente nel tempo, tenda a concentrarsi in periodi di attività intensa, separati tra loro da periodi di quiescenza o di attività ridotta.

Una crisi sismica con molti eventi è avvenuta nel 1992 e di questa si parlerà in seguito.

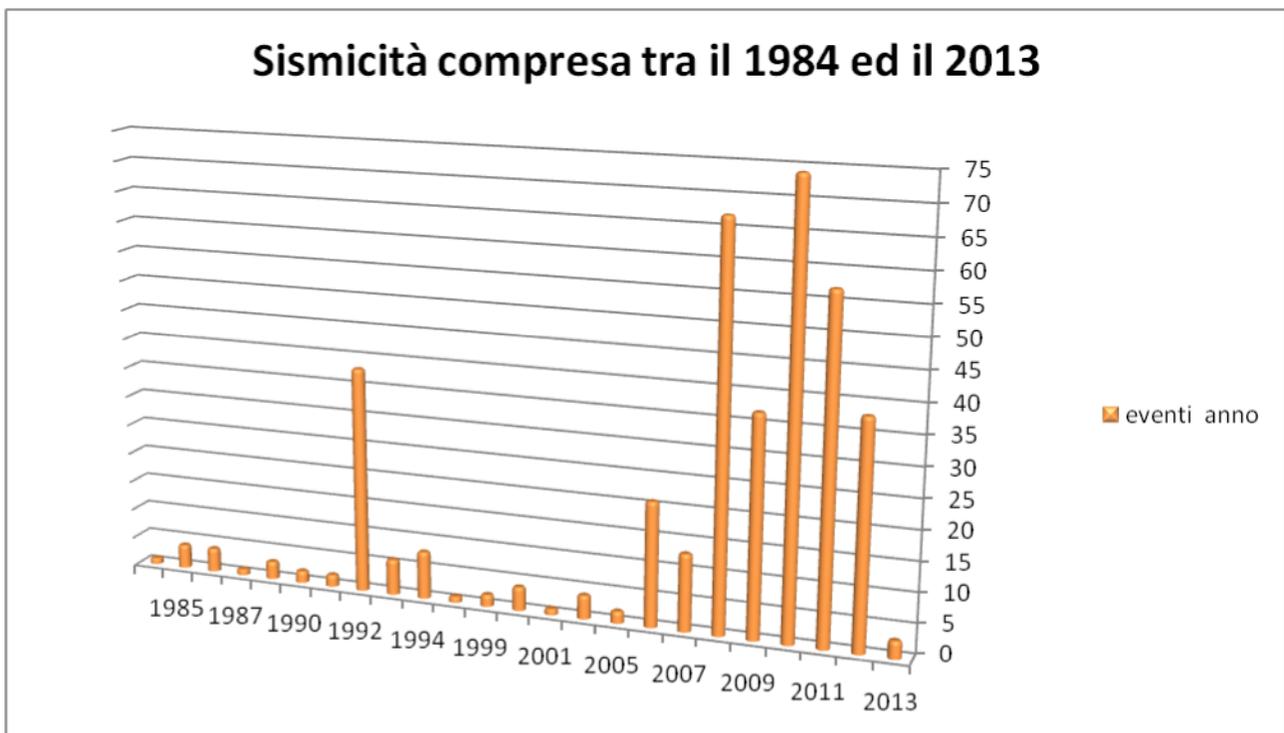


Fig. 7. Istogramma della sismicità strumentale per il periodo 1984-2013 registrata dalle stazioni delle rete sismica nazionale in un raggio di 20 km da Castel Giorgio (Fonti INGV: Bollettino Sismico Italiano; ISIDE; Catalogo CSI 1.1 da Castello et al., 2006).

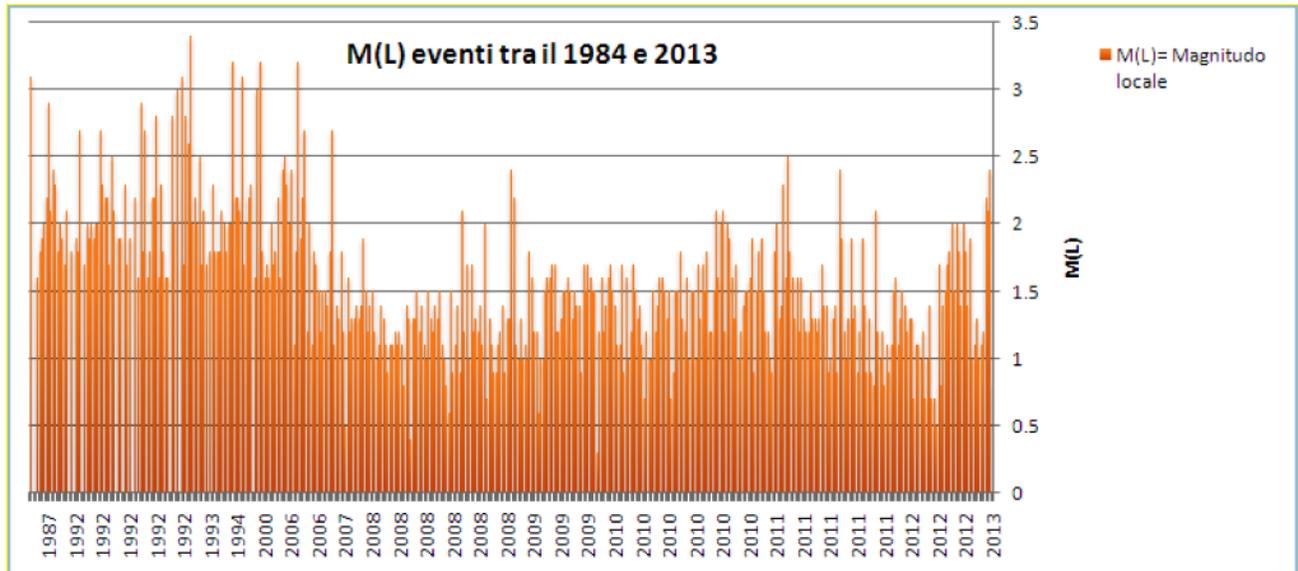


Fig. 8. Sismicità strumentale per il periodo 1984-2013. Distribuzione nel tempo della magnitudo locale (M_L) massima registrata dalle stazioni della rete sismica nazionale in un raggio di 20 km da Castel Giorgio (Fonti INGV: Bollettino Sismico Italiano; ISIDE; Catalogo CSI 1.1 da Castello et al., 2006).

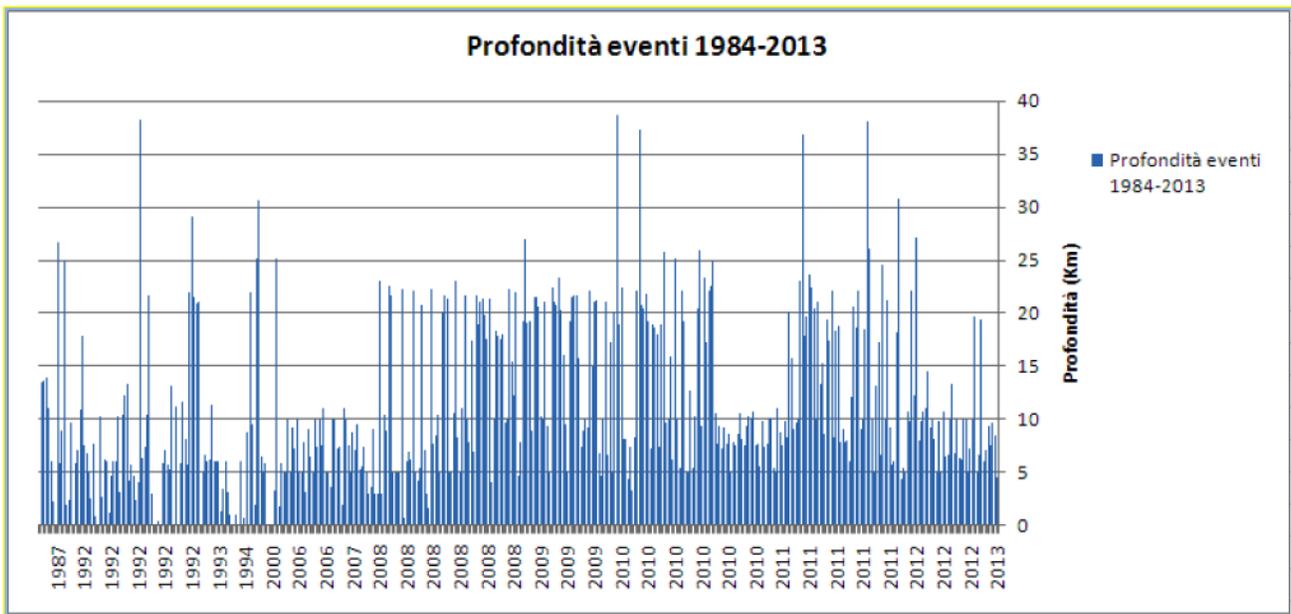


Fig. 9. Sismicità strumentale per il periodo 1984-2013. Distribuzione nel tempo della profondità ipocentrale (km) registrata dalle stazioni della rete sismica nazionale in un raggio di 20 km da Castel Giorgio (Fonti INGV: Bollettino Sismico Italiano; ISIDE; Catalogo CSI 1.1 da Castello et al., 2006).

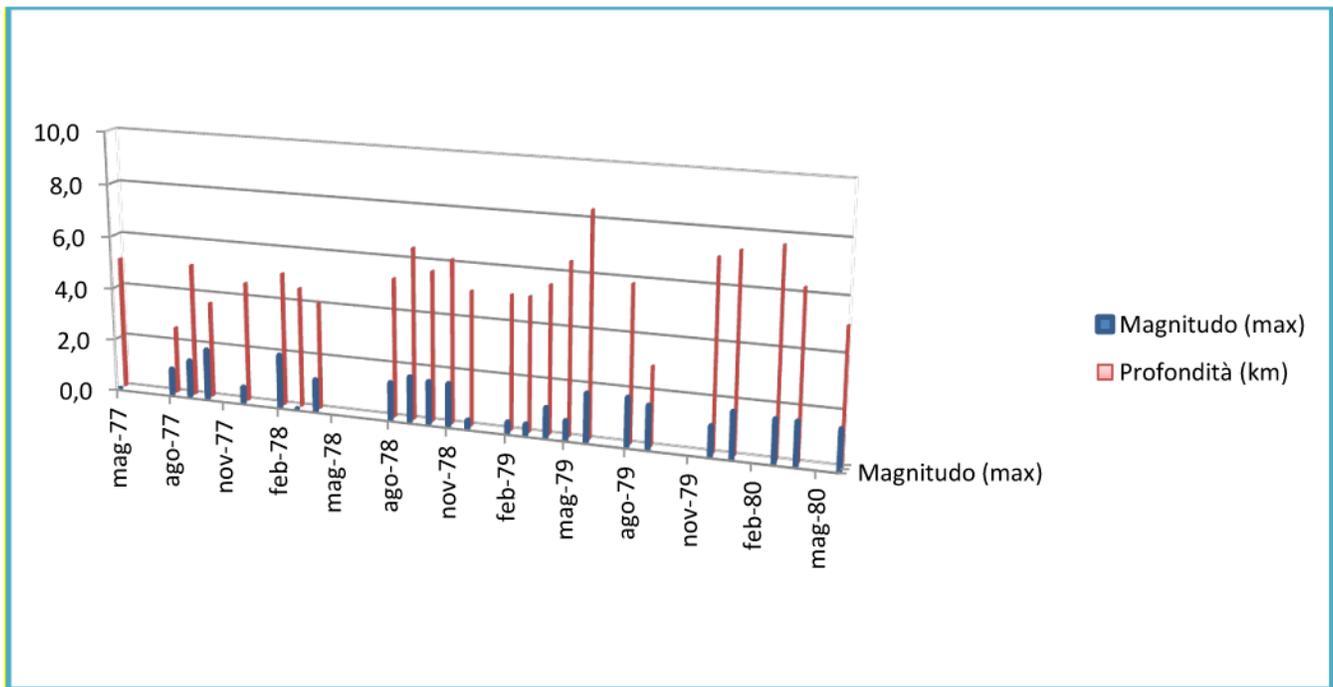


Fig. 10. Distribuzione degli eventi sismici, in funzione della profondità e della magnitudo locale (M_L) registrati dalla rete Enel nel periodo 1977-1980 (Batini et al., 1980b).

In Fig. 8 è riportata la distribuzione nel tempo dei valori di magnitudo M_L (magnitudo locale) massima registrata. Come si può osservare non si supera mai il valore di 3.5 e solo pochissime scosse superano il valore 3. In Fig. 9 è riportata la distribuzione nel tempo della profondità ipocentrale. Pur considerando che solo la presenza di stazioni locali può consentire di stimare la profondità dell'evento con una precisione accettabile, si osservi come la maggior parte degli eventi ha profondità tra 5 e 20 km.

La distribuzione degli epicentri sismici nella zona in esame nel periodo 1984-2013 è mostrata in Fig. 11. Come prevedibile, rispetto alla mappa dei terremoti storici c'è una maggiore dispersione spaziale delle scosse. Occorre osservare che la zona di interesse non è ben collocata rispetto alla distribuzione delle stazioni della RSNC. Inoltre, la modesta profondità ipocentrale, tipica delle aree vulcaniche e geotermiche, spiega il fatto che alcuni di questi terremoti possano essere stati risentiti dalla popolazione nonostante la loro debole magnitudo che causa la mancata registrazione dell'evento, se non da stazioni sismiche locali. Secondo alcuni sismologi che hanno studiato la sismicità delle aree geotermiche, i terremoti vengono risentiti in superficie a partire da magnitudo 2 (Bommer et al., 2006). Dall'esame della Fig. 8 si dedurrebbe che negli ultimi 5 anni (2008-2013) una decina di scosse potrebbero essere state avvertite, mentre nel periodo 1992-1994 molte scosse devono essere state avvertite, almeno quelle con $M_L > 2.5$.

Come già detto, per un periodo di tempo compreso tra il 1977 ed il 1992 una rete sismica locale dell'Enel è stata operativa nella zona geotermica di Torre Alfina.

La magnitudo più alta registrata da questa rete nel periodo 1978-1986 è stata di 2.5-2.9 e caratterizza una piccola percentuale degli eventi locali registrati (Buonasorte et al., 1987). Anche dall'analisi delle sequenze temporali risulta che i periodi attivi (clusters) hanno una durata di pochi giorni o settimane. Queste caratteristiche sono tipiche della sismicità in molte aree italiane, e in particolar modo nelle aree vulcaniche e geotermiche.



Fig. 11. Terremoti registrati dalla rete di monitoraggio INGV nel periodo compreso tra il 1984 e 2013. Arancione: eventi compresi tra il 1984 e 2004; Giallo: eventi avvenuti nel 1992. Azzurro: eventi dal 2005 al 2013 (Fonti INGV: Bollettino Sismico Italiano; ISIDE; Catalogo CSI 1.1 da Castello et al., 2006).

Nella Fig.10 è mostrata la distribuzione nel tempo dei valori massimi di magnitudo e della profondità ipocentrale degli eventi locali registrati dalla rete sismica dell' Enel nel periodo 1977-80. Come può vedersi la magnitudo è rimasta sempre sotto il valore di 2, e la profondità massima supera di poco gli 8 km, mentre solo 7 eventi hanno una profondità inferiore a 2 km.

Nella Fig.12 è riportato l'istogramma delle profondità ipocentrali stimate nel periodo 1977-1980 dai dati della rete sismica dell' Enel nell'area di Torre Alfina (Batini et al., 1980b). Il campione è povero perché si riferisce solo ad un periodo di 4 anni. D'altra parte, le profondità ipocentrali stimate dai dati della rete sismica nazionale sono spesso molto imprecise e vengono talvolta prefissate in prossimità del valore stimato allo scopo di definire le coordinate epicentrali dell'evento.

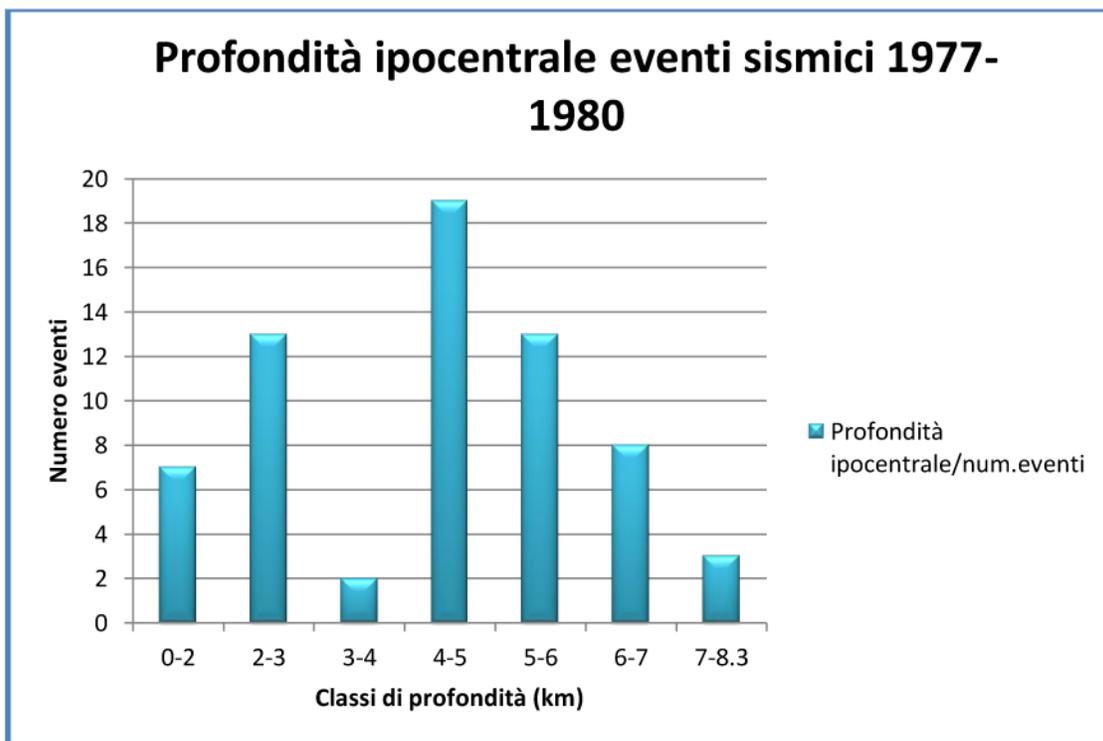


Fig.12. Iistogramma delle classi di profondità ipocentrali per gli eventi registrati dalla rete Enel negli anni 1977-1980.

Dall'istogramma della Fig. 12 risulta evidente che la maggior parte degli eventi registrati (43) ha una profondità focale superiore a 4 km, con 22 eventi con profondità inferiore, 15 dei quali con profondità comunque superiore a 2 km.

Un'attività tipo sciame sismico caratterizza la zona dei Vulsini-Amiata, come è evidente dall'analisi dei dati microsismici registrati negli anni 1977-1992 dalla rete locale dell'ENEL-ISMES installata nelle aree geotermiche al confine Lazio-Umbria-Toscana (Buonasorte et al., 1987; Chiarabba et al., 1995a, 1995b).

Gli epicentri, distribuiti sulle aree geotermiche di Torre Alfina, Latera e dell'Amiata (Fig. 13) hanno carattere di cluster. In particolare un cluster è localizzato proprio in prossimità di Castel Giorgio, come conseguenza di uno sciame che è stato attivo soprattutto durante il febbraio 1992, con centinaia di eventi avvenuti in pochi giorni.

Gli ipocentri dei terremoti registrati sono affetti da grossa imprecisione; la maggior parte di essi sembra tuttavia confinata entro 5 km (Fig. 14). Nello stesso periodo, la rete sismica nazionale centralizzata dell'INGV ha registrato circa 60 scosse, come riportato in Tabella 5, i cui epicentri sono mostrati in Fig. 11.

3.2.1 Lo sciame sismico di Castel Giorgio del 1992.

Da una selezione degli eventi del catalogo INGV, ricadenti entro un raggio di 20 km dal Comune di Castel Giorgio, si estraggono poco più di 60 eventi tutti concentrati tra il 7 e il 12 febbraio 1992 (Tab. 5) mentre la rete ENEL nello stesso periodo ne ha registrati centinaia.

In poco più di tre giorni furono registrate 31 scosse con $M_L \geq 2$ (massimo $M_L = 3.4$) la maggior parte delle quali probabilmente avvertite a Castel Giorgio. Per l'area di Torre Alfina le determinazioni ipocentrali dell'ENEL (3-7 km), sono da ritenersi più affidabili di quelle dell'INGV per la maggiore prossimità delle stazioni sismografiche, che per lo stesso motivo rilevano un maggior numero di eventi. Da notizie di stampa dell'epoca (corriere di Viterbo 9 Febbraio) gli eventi sismici vennero avvertiti nell'alto viterbese a ridosso del lago di Bolsena, nei Comuni di Montefiascone, Bolsena, San Lorenzo Nuovo, Gradoli, Latera, Onano, Grotte di Castro, Torre Alfina, Acquapendente e Castel Giorgio.

Eventi sismici 1977-1992 con 20 km di raggio da Castel Giorgio

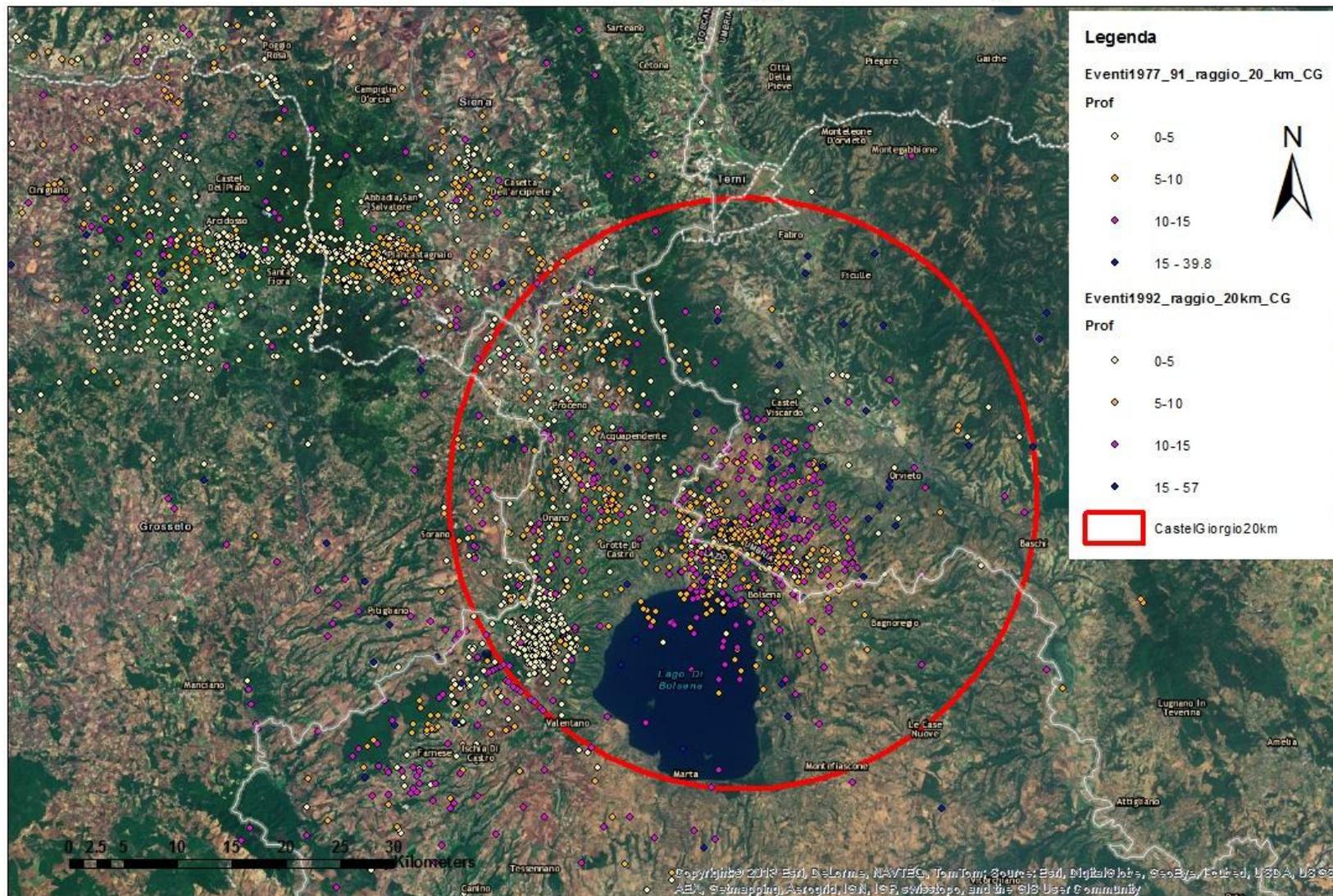


Fig. 13. Distribuzione degli epicentri dei terremoti registrati dalla rete Enel nel periodo 1977- 1992 distinti per profondità. Il cerchio rosso racchiude l'area con raggio = 20 km centrato su Castel Giorgio.

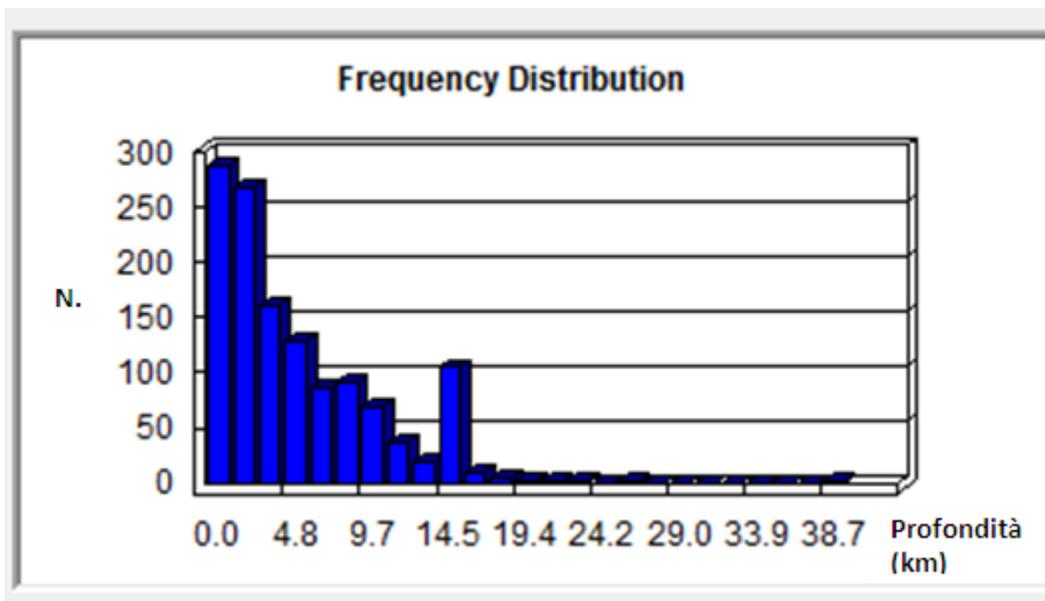


Fig. 14. Istogramma di frequenza delle profondità ipocentrali degli eventi registrati in un raggio di 20 km da Castel Giorgio nel periodo 1977-1991.

Tab. 5. Parametri rilevati dalla rete sismica nazionale dell'INGV per i terremoti del 1992, avvenuti in un'area prossima a Castel Giorgio. Gli epicentri dei terremoti, sono visibili in Fig. 11.

Data	Lat.	Long.	Depth (km)	Magnitude	Magnitude		Gap (°)	Erh(km)	Erz (km)	Nph
					Type	Rms (s)				
1992	42n28.25	13e15.92	6.18	1.7	MIREG	0.4204	223	0.7	99	10
1992	42n42.79	11e57.53	6.07	2.5	MIREG	0.3553	122	1	7.9	28
1992	42n55.42	12e47.09	6.67	2	MIREG	0.3015	136	0.7	15.6	18
1992	42n38.23	12e02.20	5.11	2.2	MIREG	0.3053	134	1	4.8	17
1992	42n45.43	12e07.63	0.12	2	MIREG	0.3657	213	0.6	1.7	9
1992	42n41.35	11e59.32	21	3.4	MIREG	0.5902	97	0.2	0.2	94
1992	42n41.39	11e56.22	20.89	2.6	MIREG	0.537	98	0.2	0.4	25
1992	42n41.64	11e57.11	21.53	2.8	MIREG	0.5264	97	0.2	0.3	36
1992	42n36.32	11e58.83	29.09	1.7	MIREG	0.265	309	9	1.4	6
1992	42n41.34	11e56.82	21.96	3.1	MIREG	0.5444	97	0.2	0.2	63
1992	42n41.43	12e06.28	5.8	-----	-----	0.4123	304	99	99	6
1992	42n41.70	11e57.77	8.19	3	MIREG	0.2621	125	1.1	4.5	39
1992	42n45.75	12e03.50	11.63	2	MIREG	0.2058	218	1.8	8.2	12
1992	42n42.22	11e56.43	5.87	2.8	MIREG	0.3039	124	0.8	5	35
1992	42n41.37	11e58.51	0.02	-----	-----	0.1221	239	1.1	2	6
1992	42n43.86	12e03.21	11.27	1.6	MIREG	0.1904	295	99	99	8
1992	42n44.23	12e04.38	0	1.6	MIREG	0.1521	226	3	7	5
1992	42n41.70	12e05.35	13.18	1.8	MIREG	0.1725	222	1.9	99	11
1992	42n41.36	11e57.45	5.26	2.3	MIREG	0.048	114	1.3	5.9	19
1992	42n33.99	11e58.18	5.78	1.6	MIREG	0.159	311	99	99	6
1992	42n42.38	11e58.47	7.12	2.8	MIREG	0.2263	123	1.2	4.7	30
1992	42n41.30	12e01.39	5.97	2.2	MIREG	0.5286	125	0.3	1.3	17
1992	42n39.80	11e58.84	0	2.2	MIREG	0.3171	233	3	4.7	13
1992	41n52.01	11e49.14	0.51	1.8	MIREG	0.4422	310	5.6	7.7	8
1992	42n43.96	12e00.86	0	1.6	MIREG	0.3941	229	2.4	7.1	6
1992	42n45.33	11e58.07	0.04	2.7	MIREG	0.6585	118	1.1	3.1	29
1992	42n42.05	12e04.03	3	1.8	MIREG	0.3105	223	2.1	4	10
1992	42n41.94	11e56.18	21.64	2.9	MIREG	0.7563	96	0.2	0.2	42
1992	42n42.35	11e58.76	10.45	1.6	MIREG	0.4039	233	4.1	9	10
1992	42n41.95	11e59.41	7.4	-----	-----	0.1827	233	2.3	6.6	10
1992	42n40.05	12e00.29	6.29	2.2	MIREG	0.1744	129	1.1	6.2	18
1992	42n42.40	12e36.95	38.17	-----	-----	0.2105	192	99	99	6
1992	42n44.84	11e57.54	4.14	1.9	MIREG	0.2333	227	2.1	6.7	11
1992	42n44.87	12e01.19	2.46	1.7	MIREG	0.2362	227	2.1	4.8	10

1992	42n30.97	12e37.71	4.75	2.3	MIREG	0.2091	186	3.7	6.2	27
1992	41n47.65	14e15.70	5.82	-----	-----	0.459	302	99	99	7
1992	42n41.90	12e01.31	4.25	1.9	MIREG	0.1381	231	2.2	7	10
1992	42n41.19	12e04.52	13.3	1.9	MIREG	0.2373	228	1.8	99	10
1992	42n45.25	12e08.47	12.23	-----	-----	0.1793	218	3.1	13.6	7
1992	42n38.21	12e02.85	10.51	2.1	MIREG	0.4165	235	2.5	5.5	10
1992	42n43.25	11e56.27	3.13	2.5	MIREG	0.4603	121	0.9	5.1	22
1992	42n40.03	11e58.35	10.31	1.7	MIREG	0.2965	241	99	99	8
1992	42n40.75	12e02.25	5.98	2.2	MIREG	0.9535	234	3.2	7.1	16
1992	42n40.68	12e01.77	6.08	2.2	MIREG	0.3562	235	2.3	5.9	15
1992	42n41.36	11e58.36	4.62	2.3	MIREG	0.2939	210	3.5	13.7	17
1992	42n40.50	11e58.98	1.14	2.7	MIREG	0.1129	111	1	4.7	15
1992	42n44.57	12e01.51	6.09	2	MIREG	0.201	201	1.5	5.1	12
1992	42n45.48	12e17.74	6.15	2	MIREG	0.3987	303	5.6	99	6
1992	42n43.36	12e00.60	2.66	1.9	MIREG	0.1419	233	2.6	4.8	8
1992	42n42.32	11e58.10	10.33	2	MIREG	0.2542	238	2.4	4.5	14
1992	42n45.02	11e57.62	0.02	1.9	MIREG	0.1862	235	4.4	7.4	15
1992	42n48.86	12e08.03	0.93	2	MIREG	0.2572	207	1.5	3.2	11
1992	42n46.07	11e58.58	7.73	1.7	MIREG	0.2242	296	6.1	11.3	7
1992	42n59.21	13e15.64	2.5	-----	-----	0.2677	251	1.4	1	6
1992	42n53.16	12e41.80	4.93	2.7	MIREG	0.2236	168	1.2	2.6	22
1992	42n43.34	12e02.74	6.76	1.8	MIREG	0.4169	227	0.7	2.1	9
1992	42n49.97	14e19.16	7.53	1.9	MIREG	0.3223	321	1.6	2.2	8
1992	42n54.30	12e39.85	17.81	-----	-----	0.1397	178	0.6	1.6	8
1992	42n03.44	13e18.80	10.97	1.8	MIREG	0.1441	182	1.5	2.1	8
1992	42n52.42	12e39.72	7.09	-----	-----	0.2982	260	2.3	99	10
1992	42n13.97	13e12.87	5.83	2.1	MIREG	0.5387	114	0.6	3.7	20

Mlreg: MI stimata dalla durata; **RMS:** root mean square dei residui in secondi; **Gap:** settore azimutale intorno all'epicentro non coperto da stazioni; **Erz** e **Erh:** errori statistici stimati di localizzazione sulle componenti verticale e orizzontali; **Nph:** numero di fasi usato nella localizzazione ipocentrale.

4. Meccanismi Focali

I dati sismici registrati dalla rete Enel sono stati utilizzati anche per effettuare studi sui meccanismi focali dei terremoti. Questi individuano una componente prevalentemente di faglia normale, conforme allo stile tettonico distensivo dell'area geotermica (Buonasorte et al., 1987). La presenza anche di meccanismi focali con dominante trascorrente, NE–SW, caratterizza le aree vulcaniche-geotermiche di Latera (Buonasorte et al., 1987) e del Monte Amiata (Brogi and Fabbrini, 2009) (Fig.1).

Queste caratteristiche sono comuni a tutte le aree geotermiche della fascia peri-tirrenica (dal Lazio alla Campania) dove non viene attualmente effettuata alcuna operazione di estrazione o reiniezione di fluidi a scopo industriale.

Una misura di stress in situ (Amato et al., 1995) è stata eseguita nel pozzo profondo Alfina 15 perforato da Enel nel campo geotermico di Torre Alfina (Buonasorte et al., 1991). È stato trovato un indicatore di stress orizzontale minimo S_h orientato N15E, ma la misura è di bassa qualità; il campo di stress regionale nella zona dei Vulsini è orientato ENE (Montone et al., 1995).

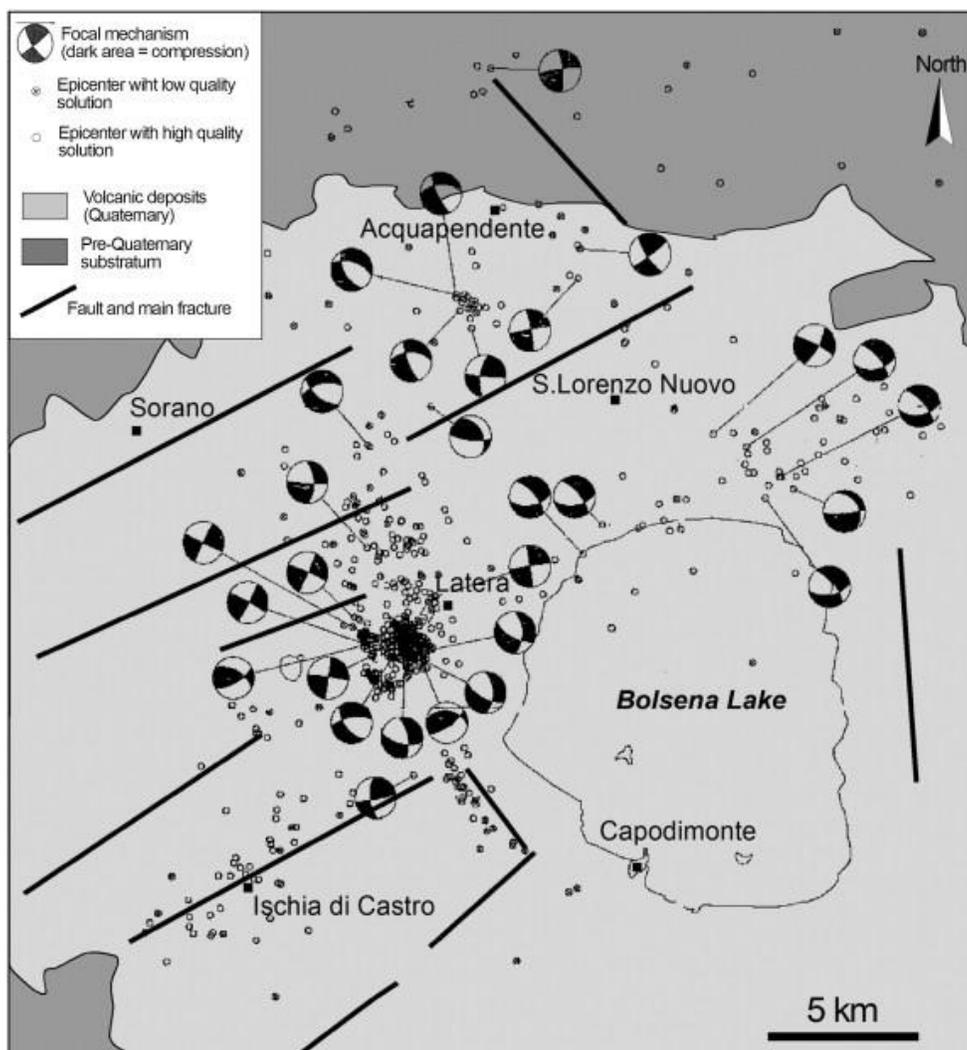


Fig. 15. Epicentri e meccanismi focali dei microterremoti registrati nell'area dei Monti Vulsini dal 1978 al 1986 (Buonasorte et al., 1987).

5. Conclusioni

Dai dati raccolti, si evince che l'area geotermica Torre Alfina-Castel Giorgio è stata soggetta a una sismicità che si manifesta essenzialmente con i caratteri più tipici delle aree vulcaniche e geotermiche: bassa profondità degli ipocentri e distribuzione temporale degli eventi sismici a "sciame".

Sono da segnalare lo sciame sismico del 1992, che produsse alcune centinaia di scosse nel giro di pochi giorni, ma in un'area di 20 km da Castel Giorgio, ricadono anche quelli più recenti del 2006, 2010, 2011 e 2012, con poco più di una decina di eventi concentrati in uno o due giorni.

Le magnitudo sono modeste e raggiungono al massimo $M_l = 3.5$, nel 1992, e $M_l = 2.4$ nei periodi successivi. L'area del risentimento di questi eventi è molto circoscritta ai paesi ubicati a Nord del lago

di Bolsena, in una fascia di 10 km a partire dalle sponde del lago. Le informazioni sulla sismicità più recente (dal 1981), derivata da dati strumentali, sono più numerose di quelle storiche e comprendono eventi con magnitudo più piccole rispetto ai cataloghi della sismicità storica. In base ai dati contenuti nel bollettino della sismicità strumentale dell'INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>), nel 2006 il 7 luglio sono stati registrati 13 eventi, di cui uno con $M_I = 3.2$, uno con $M_I = 2.7$ e uno con $m_I = 2.2$; nel 2010 nella sola giornata del 25 novembre vennero registrati 26 terremoti con soli due eventi, però, di $M_I = 2.0$; nel giugno 2011 gli eventi furono 15, di cui 6 nella giornata del 14 giugno con una massima $M_I = 2.4$; nel settembre 2012 vennero registrati 19 eventi, di cui 13 nella sola giornata del 18 settembre, con un massima $M_I = 2.0$.

La maggioranza dei dati strumentali disponibili è comunque costituita da eventi di bassa o bassissima magnitudo. Ciò pone il problema dell'incertezza associata ai parametri sorgente, in particolare alla posizione dell'epicentro. Ad esempio, relativamente ai dati registrati dalle reti Enel tra il 1977 e il 1992 per le aree geotermiche del Monte Amiata, di Latera e di Torre Alfina, soltanto 800 eventi sui circa 3000 registrati risultano ben localizzati.

L'area di Castel Giorgio risente però anche degli eventi di zone sismogenetiche "appenniniche", allungate preferenzialmente secondo la direzione NW-SE, con centri sismici sia all'interno della regione che esterni, dove i terremoti sono causati dalla tettonica ancora attiva legata alla fase post-collisionale dell'orogene appenninico.

E mentre nei Vulsini i terremoti sono generalmente meno intensi di quelli appenninici, con le massime magnitudo che, almeno negli ultimi decenni, di solito non superano il valore di 4, in appennino possono raggiungere e superare $M_I = 6$. Ciononostante, i terremoti dei Vulsini vengono risentiti fortemente ma in un'area circoscritta, a causa della loro minore profondità ipocentrale, generalmente inferiore ai 7 km, rispetto ai terremoti appenninici, i cui ipocentri sono localizzati anche a profondità superiori ai 15 km.

Storicamente, l'area in esame è stata interessata da terremoti di media-alta intensità (fino all'VIII MCS). Gli archivi storici indicano che alcuni eventi di rilevanza, oltre a quello di Castel Giorgio del 1957 (VII MCS), sono stati quelli di Acquapendente del 1755 (VI-VII MCS) del 1920 (V) e del 1924 (VII MCS) e quello di Bagnoregio nel 1695 (VIII-IX MCS).

Dalle tabelle dei risentimenti macrosismici riportate per i vari Comuni emerge talvolta che un dato evento produce effetti sensibilmente diversi benché i Comuni siano molto vicini tra loro. Va tuttavia detto che i cataloghi della sismicità storica sono in costante aggiornamento, con ricerche che mirano ad ottenere una maggiore conoscenza degli effetti prodotti dai terremoti. Un esempio può essere il terremoto di Bagnoregio del 1695, l'evento più forte che ha colpito l'area a ridosso della zona in

esame, per il quale ci sono pochi dati e perciò dai cataloghi non emergono informazioni circa i risentimenti dell'evento a Castel Giorgio e Castel Viscardo, ma solo per Acquapendente che è più distante dalla zona epicentrale.

C'è anche da aggiungere che gli effetti dei terremoti dipendono evidentemente non solo dalla forza del terremoto e dal pattern di propagazione dell'energia sismica, ma anche dalla morfologia dell'area, dal suo assetto geologico e strutturale, dagli effetti di sito e dal livello di vulnerabilità del patrimonio edilizio storico e civile dei centri urbani. Basti pensare che le onde sismiche subiscono un'amplificazione passando da rocce caratterizzate da elevata velocità di propagazione a terreni con minore velocità, quali ad esempio i depositi alluvionali.

Per questo, anche scosse minori, per quanto poco intense possono provocare danni significativi se l'epicentro è vicino a centri abitati oppure se la struttura locale favorisce l'amplificazione degli scuotimenti.

6. Riferimenti bibliografici

- Agamennone G. (1921). Breve periodo sismico nel viterbese il 10 maggio 1920. Estratto da *Meteorologia Pratica* II, N.2, marzo-aprile 1921. In: R. Osservatorio Geodinamico di Rocca di Papa, Subiaco, Tipografia dei Monasteri, 1921.
- Amato A., Chiarabba C., Montone P., Buonasorte G. (1995). Active stress field in the geothermal areas of Latium and Tuscany. *Proceedings of the world geothermal congress*, 2, 839-842.
- Baratta M. (1901). *I Terremoti d'Italia. Saggio di Storia, Geografia e Bibliografia Sismica Italiana con 136 sismocartogrammi*. Torino, 950 pp.
- Batini F., Cameli G.M., Carabelli E., Fiordelisi A. (1980b). "Seismic monitoring in Italian geothermal areas II: seismic activity in the geothermal fields during exploitation". In: *Proceedings of Second DOE-ENEL Workshop on Cooperative Research in Geothermal Energy*, Report LBL-11555, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, CA, USA, October 20–22. pp. 48–85.
- Bommer J.J., Oates S., Cepedac J.M., Lindholmd C., Birda J., Torrese R., Marroquínf G., Rivase J. (2006). Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project. *Eng. Geol.* 83, 287-306. ISSN:0013-7952.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smeriglio G., Valensise G. (Eds) (1995). *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING, Roma – SGA, Bologna, pp. 973.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G., Gasperini P. (Eds) (1997). *Catalogo dei forti*

- terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990. ING, Roma – SGA, Bologna, pp.644.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G., Gasperini P. (eds.) (2000). Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 B.C. to 1997. *Ann. Geophys.* 43, pp. 259.
- Bollettino del Vulcanismo italiano (1888). Terremoto di San Lorenzo (Viterbese) 11 e 30 agosto 1888, anno XV, N.° 8-12, 7-8.
- Brogi A. and L. Fabbrini (2009). Extensional and strike-slip tectonics across the Monte Amiata–Monte Cetona transect (Northern Apennines, Italy) and seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 476, 1–2, 15, 195–209.
- Buonasorte G., Fiordelisi A. and U. Rossi (1987). Tectonic structures and geometric setting of the Vulsini Volcanic Complex. *Period. Mineral.*, 56, 123–136.
- Buonasorte G., Pandelli E. and Fiordelisi A. (1991). The Alfina 15 well: deep geological data from northern Latium (Torre Alfina geothermal Area). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, volume: 110, pp. 823 - 831
- Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. e A. Amato (2006). CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1, INGV-CNT, Roma, <http://www.ingv.it/CSI/>.
- Chiarabba C., Amato A. e A. Fiordelisi (1995a). Seismicity and Velocity Images of the Roman Magmatic Province. In: *Proceedings of the World Geothermal Congress 1995, Firenze, Italy*, 827-832.
- Chiarabba C., Amato A. e A. Fiordelisi (1995b). Upper crustal tomographic images of the Amiata-Vulsini geothermal region, Central Italy. *Journal of Geophysical Research*, 100, 4053-4066.
- Console R. e A. Sonaglia (1972). Studio del terremoto di Tuscania. *Ann. Geofis.*, XXV, 3, 360-380.
- Corriere di Viterbo, 9 febbraio 1992. “La terra trema, Paura nella Tuscia”.
- Corriere dell’Umbria, 9 febbraio 1992. “Notte di paura nell’Orvietano”.
- De Panfilis M. (1959). Attività sismica in Italia dal 1953 al 1957. *Annali di Geofisica*, 12, 1.
- De Panfilis M. (1969). Un periodo sismico nella zona dei monti della Tolfa. *Ann. Geofis.*, XXII, 3.
- Dell’Olio A. and Molin D. (1980). Catalogo macrosismico del Lazio dall’anno 1000 al 1975. ENEA, Rapporto interno, Roma, pp 143.
- De Rossi M. S. (ed.) (1889). Documenti raccolti dal defunto conte Antonio Malvasia per la storia dei

- terremoti ed eruzioni vulcaniche massime d'Italia. Memorie della Pontificia Accademia dei Nuovi Lincei, Roma, V, 169-289.
- DISS Working Group (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1. A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV. DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1.
- ENEL (1995). Ricerche sui terremoti dell'area di Latera (VT). Rapporto interno, IRRS-OGSM, Milano-Macerata, pp 274.
- Gruppo di lavoro CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04), INGV, Bologna. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI04.
- Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G. and Valensise G. (2007). CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500). INGV-SGA. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.
- Guidoboni E. and Comastri A. (2005). Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century. Roma-Bologna.
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Bollettino Sismico Italiano, <http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>.
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). ISIDe, Italian Seismic Instrumental and parametric Data-base (<http://iside.rm.ingv.it>).
- Locati M., Camassi R. e M. Stucchi (a cura di) (2011). DBMI11, versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.
- Mercalli G. (1883). Vulcani e fenomeni vulcanici in Italia. Milano (reprint, Bologna 1981), pp. 374.
- Moia F. (2008). Individuazione ed applicazione di metodologie di monitoraggio di possibili fughe di CO₂ dai serbatoi di stoccaggio. Rapporto CESI, Area Produzione e Fonti Energetiche.
- Monachesi G., Moroni A., Meloni F. (1995). Ricerche sui terremoti dell'area di Latera (VT) All. 7-23. Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico, CNR, Milano - Osservatorio Geofisica Sperimentale, Macerata.
- Monachesi G. e M. Stucchi (eds.) (1997). DOM4.1: Un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. Gruppo Naz. Difesa dai Terremoti. Milano-Macerata, <http://emidius.mi.ingv.it/DOM>.

- Montone P., Amato A., Chiarabba C. (1995). Evidence of active extension in Quaternary Volcanoes of Central Italy from break out analysis and seismicity. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 14, 1909-1912.
- Perrey A. (1848). *Mémoire sur les tremblements de terre de la peninsule italique. Mémoires couronnés et mémoires des savant étrangers, Académie Royale de Belgique*, XXII, 1-144.
- Postpischl D. (1985). *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. Quaderni della Ricerca Scientifica*, 114, 2B, Bologna, pp. 239.
- Rovida A., R. Camassi, P. Gasperini e M. Stucchi (a cura di), 2011. *CPTI11, versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>. DOI: 10.6092/INGV.IT-CPTI11.
- Valensise G. e D. Pantosti (eds.) (2001). *Database of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy*. *Ann. Geophys.* 44, Suppl. 1, with CD-Rom.