



IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO “MONTENERO”

Studio di Impatto Ambientale

Allegato E: Caratterizzazione Sismica e Monitoraggio
Microsismico

Preparato per:
GESTO Italia S.r.l.

Maggio 2014

Codice Progetto:
P13_GES_113

Revisione: 0

STEAM
Sistemi Energetici Ambientali
Lungarno Mediceo, 40
I – 56127 Pisa
Telefono +39 050 9711664
Fax +39 050 3136505
Email : info@steam-group.net



STEAM

GESTO Italia S.r.l.

IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO "MONTENERO"

Studio di Impatto Ambientale

Allegato E: Caratterizzazione Sismica e Monitoraggio Microsismico



Ing. Riccardo Corsi
Project Director



Ing. Omar Retini
Project Manager

| Progetto | Rev. | Preparato da | Rivisto da | Approvato da | Data |
|-------------|------|--------------|------------|--------------|------------|
| P13_GES_113 | 0 | AF | GB, RC | OMR, RC | 27/05/2014 |

INDICE

| | | |
|------------|---|-----------|
| 1 | INTRODUZIONE | 1 |
| 2 | ANALISI DELLA SISMICITA' STORICA E RECENTE NELL'AREA DI MONTENERO | 2 |
| 2.1 | DATABASE SISMOLOGICO DI RIFERIMENTO | 3 |
| 2.2 | CARATTERISTICHE SISMOLOGICHE DELLA TOSCANA CENTRO-MERIDIONALE | 4 |
| 2.3 | CARATTERISTICHE SISMOLOGICHE DELL'AREA DEL PROGETTO PILOTA MONTENERO | 5 |
| 2.4 | CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SULLE CARATTERISTICHE SISMOLOGICHE DELL'AREA DEL PROGETTO PILOTA MONTENERO | 12 |
| 3 | SISMICITÀ INDOTTA E ATTIVITÀ GEOTERMICHE | 13 |
| 3.1 | FISICA DEL PROCESSO | 13 |
| 3.2 | SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI ITALIANI | 15 |
| 3.3 | LA SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI DEL MONDO | 22 |
| 3.4 | RETE DI MONITORAGGIO MICROSISMICO E GESTIONE DELLA REINIEZIONE | 23 |
| | RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI | 27 |

INTRODUZIONE

Come riportato in varie pubblicazioni, a partire dai primi episodi verificatisi in campi geotermici del Nord America (*Combs & Hadley, 1977; Majer and Mc Evilly, 1979*) per arrivare ad alcuni casi anche in campi geotermici italiani (*Batini et al., 1980a-1980b; Carabelli et al., 1984; Batini et al., 1990*), è stato documentato come le attività di coltivazione di un campo geotermico possano provocare fenomeni di sismicità indotta.

Nello specifico, sono essenzialmente le operazioni di stimolazione e reiniezione nei pozzi che possono innescare, sotto particolari condizioni termo-fluidodinamiche, questa fenomenologia.

D'altro canto, si sottolinea che numerose esperienze hanno verificato che la sismicità di natura indotta è largamente ascrivibile a fenomeni di microsismicità, con frequenti scosse di bassissima energia e magnitudo al di sotto della soglia di percezione umana, che non modifica le caratteristiche sismologiche dell'area.

Alcuni autori (*Bufe & Shearer, 1980*) hanno proposto anche l'ipotesi che una tale fenomenologia possa addirittura favorire un rilascio molto graduale dell'energia sismica accumulatasi nelle strutture sismo-tettoniche, riducendo le probabilità che si verifichino eventi a maggiore energia.

Ad oggi non sono disponibili metodologie che consentano la previsione deterministica dei fenomeni sismici, siano essi naturali o indotti, e poiché i sistemi geotermici sono generalmente ubicati in aree sismiche attive, è sicuramente molto probabile che in un campo geotermico in coltivazione si verifichi un evento sismico, anche avvertibile dalla popolazione, per cause assolutamente naturali.

Purtroppo non sono ancora disponibili elementi analitici che consentano di discriminare in modo certo ed assoluto la sismicità indotta da quella naturale. L'unico criterio attendibilmente utilizzabile per valutare l'esistenza di un rapporto causa-effetto tra operazioni di coltivazione geotermica e sismicità indotta è rappresentato dalla correlazione spazio-temporale tra operazioni nei pozzi ed eventi sismici rilevati con opportuni sistemi di monitoraggio.

Quindi, un adeguato studio sulle caratteristiche sismologiche dell'area nella quale ricade il campo geotermico da coltivare e la predisposizione di un adeguato sistema di monitoraggio sono gli strumenti più utili e necessari per una corretta osservazione e valutazione della fenomenologia sismica.

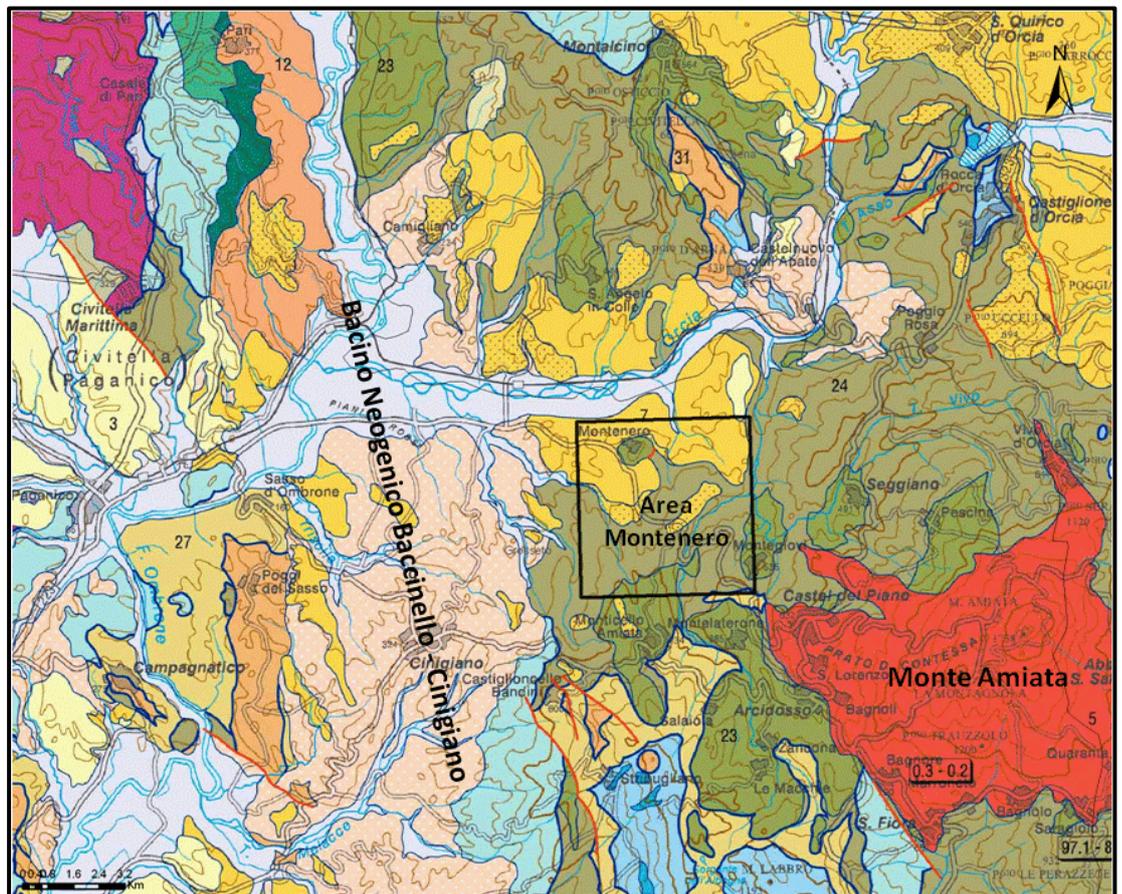


2 ANALISI DELLA SISMICITA' STORICA E RECENTE NELL'AREA DI MONTENERO

L'area del Progetto Pilota Montenero ricade nella Toscana centro-meridionale, interessando settori territoriali appartenenti ai Comuni di Arcidosso, Cinigiano e Castel del Piano in provincia di Grosseto.

Dal punto di vista geologico - strutturale, è ubicata immediatamente a NW del complesso vulcanico del Monte Amiata e sull'alto strutturale che borda ad oriente il Bacino Neogenico di Baccinello-Cinigiano (Figura 2a).

Figura 2a Inquadramento Geologico Strutturale dell'Area di Montenero



L'assetto tettonico e strutturale di questa regione è il risultato di complessi processi geodinamici di tipo compressivo e distensivo che si sono succeduti negli ultimi 15 milioni di anni (Orogenesi Alpina), mentre i fenomeni vulcano-tettonici, che hanno caratterizzato la Toscana centro-meridionale, continuano ad interessare tutta l'area, anche se con ridotta intensità.



Pertanto, l'attività sismica che ha storicamente interessato e che interessa tuttora l'area in oggetto può essere di origine sia tettonica che vulcano-tettonica, con una fenomenologia caratterizzata da eventi molto frequenti, ma generalmente di intensità medio - bassa.

2.1

DATABASE SISMOLOGICO DI RIFERIMENTO

Per uno studio più particolareggiato della sismicità storica e recente dell'area di Montenero, non esistendo un catalogo unificato di riferimento, è stata preliminarmente eseguita un'analisi dei cataloghi sismici disponibili presso l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

Il catalogo macrosismico nazionale più aggiornato è il **Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2011**, noto come CPTI11 (*Rovida et al., 2011*), che deriva dai precedenti Cataloghi Parametrici dei Terremoti Italiani (*Gruppo di lavoro CPTI, 2004*). Il CPTI11 non contiene né dati microsismici, né le serie di eventi sismici (sciame), ma riporta solo gli eventi di maggior rilievo in termini di intensità e si appoggia al database DBMI11 (*Locati et al., 2011*) che fornisce il dettaglio dei dati ed è anch'esso liberamente consultabile.

Poiché il periodo di copertura del CPTI11 va dall'anno 1000 al 2006, sono stati consultati altri cataloghi disponibili in rete per estendere la completezza dei dati, quali:

- il CSI, Catalogo della Sismicità Italiana, che contiene i dati dal 1981 al 2002, anche di microsismicità e delle serie di eventi;
- ISIDE, **I**nternational **S**eismological **I**nstrumental and parametric **D**atabases, che contiene tutti i dati relativi agli eventi sismici registrati dal 16 aprile 2005 ad oggi e che integrerà a breve il CSI nel periodo 2002-2005;
- il Bollettino Ufficiale INGV, che copre il periodo 2002 - 2012.

La struttura e i parametri riportati nei vari database sopra elencati sono disomogenei e i parametri stessi sono calcolati con differenti modalità. Pertanto, per le finalità dell'analisi da eseguire, è stato ritenuto sufficiente e necessario utilizzare un database quanto più temporalmente ampio e parametricamente omogeneo, riportando come parametro macrosismico univoco il valore di Magnitudo locale (M).

Una prima estrazione di dati è stata quindi eseguita, per tutta la Toscana centro-meridionale, utilizzando i seguenti cataloghi:

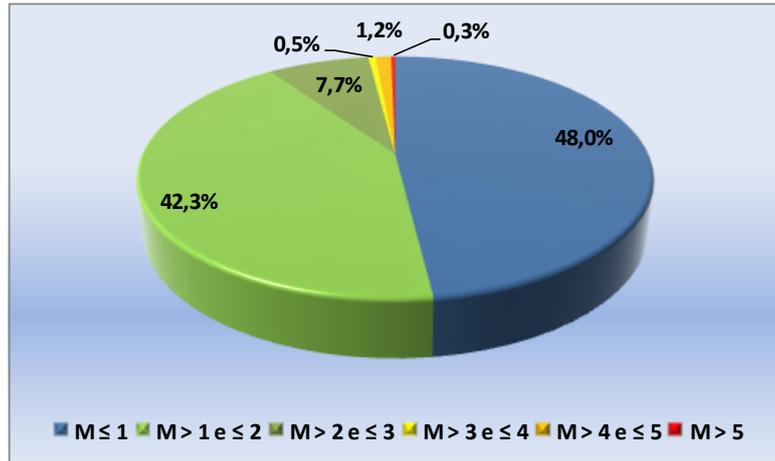
- il CPTI11, per il periodo che va dall'anno 1000 fino al 1980;
- il CSI, per il periodo 1981 - 2002;
- il Bollettino Ufficiale INGV dal 2003 al 16 aprile 2005;
- ISIDE per i dati successivi al 16/4/2005, fino al novembre 2013.

2.2

CARATTERISTICHE SISMOLOGICHE DELLA TOSCANA CENTRO-MERIDIONALE

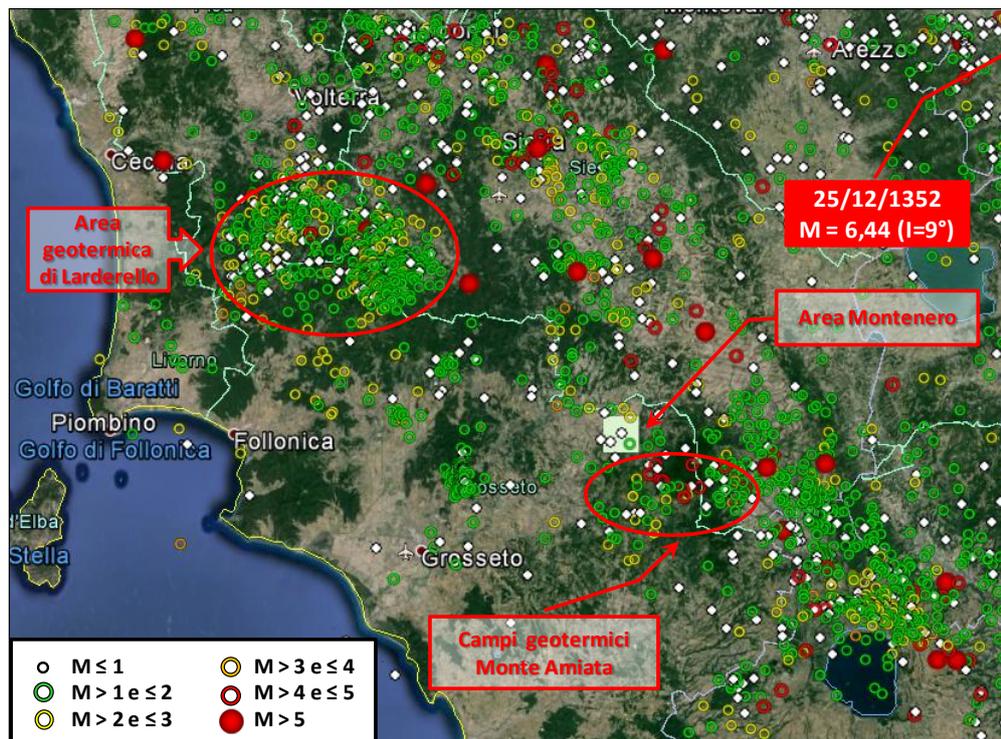
Il database sismologico così ottenuto per la Toscana centro-meridionale dall'anno 1000 al 2013 contiene circa 9000 eventi, con oltre il 90% dei quali contraddistinti da Magnitudo ≤ 2 e, quindi, al limite della soglia di perceibilità umana (Figura 2.2a).

Figura 2.2a *Distribuzione Percentuale per Classi di Magnitudo della Sismicità Storica nella Toscana Centro-Meridionale*



La Mappa degli epicentri, suddivisi per classi di Magnitudo, (Figura 2.2b) evidenzia chiari elementi strutturali.

Figura 2.2b *Distribuzione degli Epicentri nella Toscana Centro-Meridionale, Differenziati per Classi di Magnitudo*



Infatti, ad eccezione di alcuni addensamenti di eventi a magnitudo medio - bassa presenti lungo la fascia tirrenica e corrispondenti ai sistemi geotermici di Larderello e del Monte Amiata, la sismicità della Toscana centro-meridionale mostra un chiaro allineamento degli epicentri di tipo appenninico.

In particolare, gli eventi a maggiore magnitudo risultano prevalentemente distribuiti lungo le strutture tettoniche dei Graben Neogenici (vedi *Figura 2.2b*). Si tratta di 26 sismi storici con Magnitudo > 5 che si sono verificati nella Toscana centro-meridionale, nel periodo 1000-2013. Tra questi, quello a maggior intensità, si è verificato il 25/12/1352, con epicentro in località Monterchi - Città di Castello e con una Intensità all'epicentro del IX grado (espressa in unità MCS), corrispondente a una Magnitudo di 6.44.

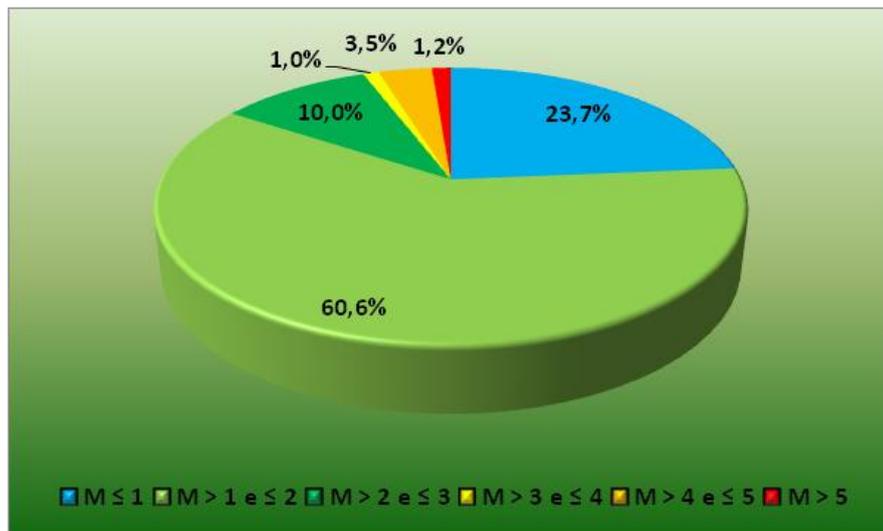
2.3 *CARATTERISTICHE SISMOLOGICHE DELL'AREA DEL PROGETTO PILOTA MONTENERO*

Per una caratterizzazione più specifica della sismicità dell'area del Progetto Pilota Montenero, sono stati estratti dal Database suddetto tutti gli eventi ricadenti entro un raggio 30 km dall'area stessa.

Poco meno di 500 eventi sismici si sono verificati in quest'area dal 1000 al 2013, con una caratterizzazione in termini di distribuzione per classi di magnitudo del tutto analoga a quella dell'intera Toscana Centro-meridionale (*Figura 2.3a*). Oltre

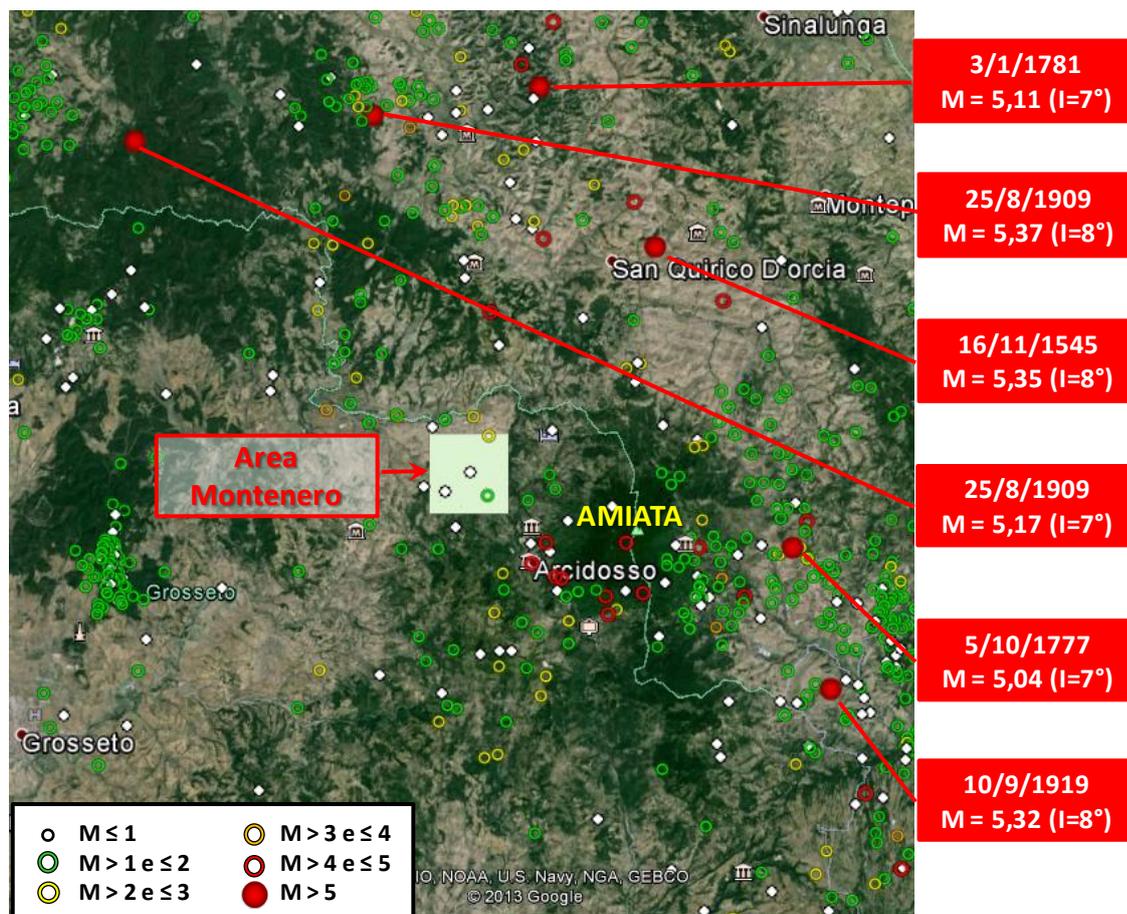
l'84% degli eventi sismici totali sono, infatti, contraddistinti da valori di Magnitudo minori o uguali a 2.

Figura 2.3a *Distribuzione Percentuale per Classi di Magnitudo della Sismicità Storica Ricadente Entro un Raggio di 30 km dall'Area di Montenero*



Dalla Mappa degli epicentri, suddivisi per classi di Magnitudo, (*Figura 2.3b*) l'area di Montenero non risulta interessata da episodi sismici di particolare frequenza e intensità.

Figura 2.3.b *Distribuzione degli Epicentri Entro un Raggio di 30 km dall'Area di Montenero, Differenziati per Classi di Magnitudo*



Sicuramente risentita nell'area di Montenero è anche tutta la sismicità di origine vulcano-tettonica proveniente dal settore meridionale del complesso vulcanico del Monte Amiata, con epicentri allineati lungo un trend SW-NE, principalmente tra i paesi di Arcidosso, Santa Fiora, Piancastagnaio e Radicofani. La stragrande maggioranza di tali eventi è caratterizzata da Magnitudo ≤ 2 , ma alcuni eventi con area epicentrale nei pressi di Arcidosso, e quindi più vicini all'area di Montenero, sono stati notevolmente più forti.

Tra questi:

- evento del 17/6/1868, M=4.51 (Intensità MCS VI grado);
- evento del 17/12/1902, M=4.86 (Intensità MCS VII grado);
- evento del 7/9/1904, M=4.51 (Intensità MCS VI grado);
- evento del 12/2/1905, M=4.66 (Intensità MCS VI grado);
- evento del 3/9/1925, M=4.51 (Intensità MCS VI grado);
- evento del 8/1/1926, M=4.90 (Intensità MCS VII grado);
- evento del 4/2/1940, M=4.72 (Intensità MCS VI grado);
- evento del 3/11/1948, M=4.46 (Intensità MCS VI grado).

Dalla distribuzione in classi di profondità (*Figura 2.3c*) risulta che la sismicità storica ricadente entro 30 km dall'area di Montenero è ripartita abbastanza

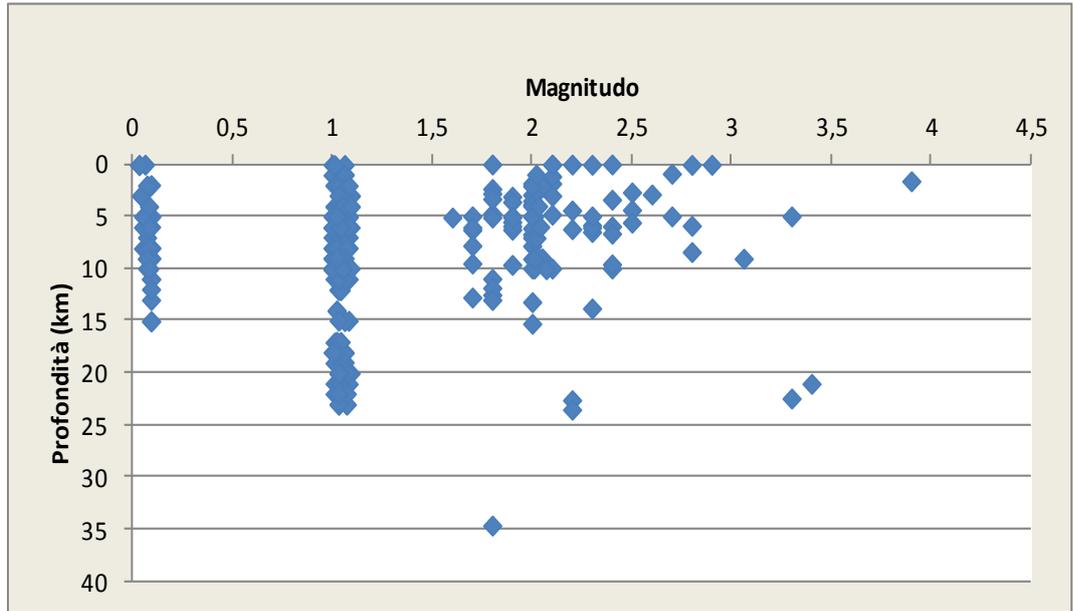
uniformemente entro i primi 12 km, con un lieve picco tra 9 e 12 km. Dopo una drastica riduzione di eventi al di sotto dei 12 km, si osserva una notevole presenza di sismicità di origini molto profonda (< 15 km).

Nessuna considerazione, per mancanza assoluta di correlazione, può essere formulata per la relazione Magnitudo - Profondità (Figura 2.3d).

Figura 2.3c *Distribuzione del Numero di Eventi Sismici Storici Ricadenti Entro un Raggio di 30 km dall'Area di Montenero per Intervalli di Profondità*



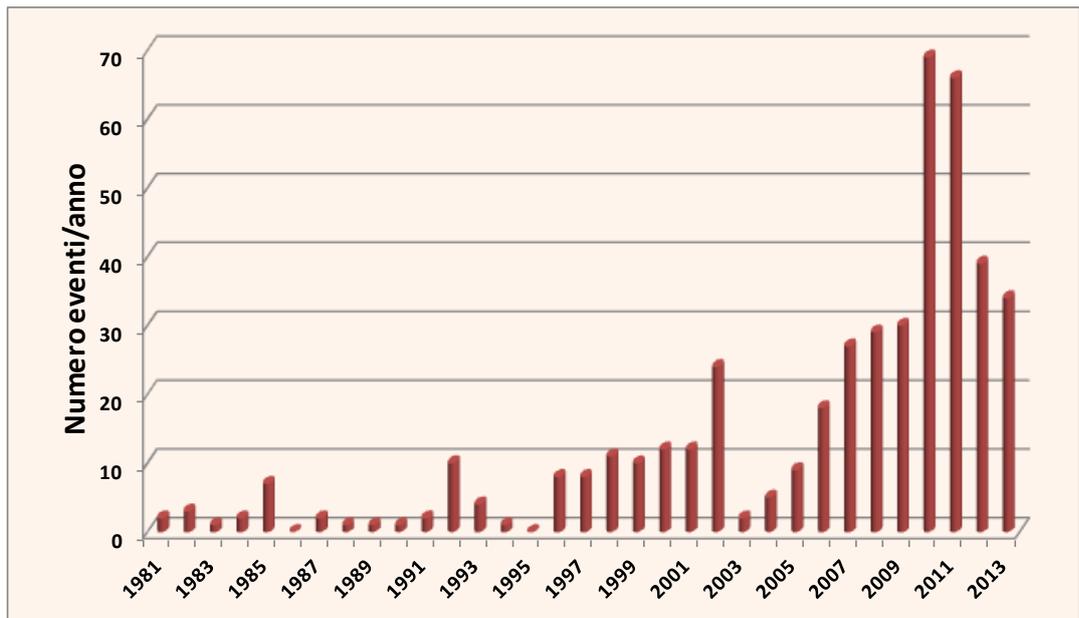
Figura 2.3d *Relazione Profondità-Magnitudo per gli Eventi Sismici Storici Ricadenti Entro un Raggio di 30 km dall'Area di Montenero*



La disomogenea completezza dei cataloghi sismici consultati e utilizzati per costituire il database sismico di riferimento per l'area di studio consente di ricostruire una distribuzione temporale attendibile solo per gli anni successivi al 1981 (Figura 2.3e).

Dal 1981, infatti, sono documentati e riportati nei cataloghi anche eventi con livelli energetici rilevabili solo strumentalmente.

Figura 2.3e *Distribuzione Temporale nel Periodo 1981-2013 degli Eventi Sismici Ricadenti entro un Raggio di 30 km dall'Area di Montenero*



Un primo picco di eventi si osserva, infatti, nel 2002 in occasione di uno sciame sismico con eventi di Magnitudo compresa tra 0 e 2.5, con epicentri distribuiti tra Casal di Pari e Montalcino e con trend analogo a quello del Bacino Neogenico di Baccinello-Cinigiano.

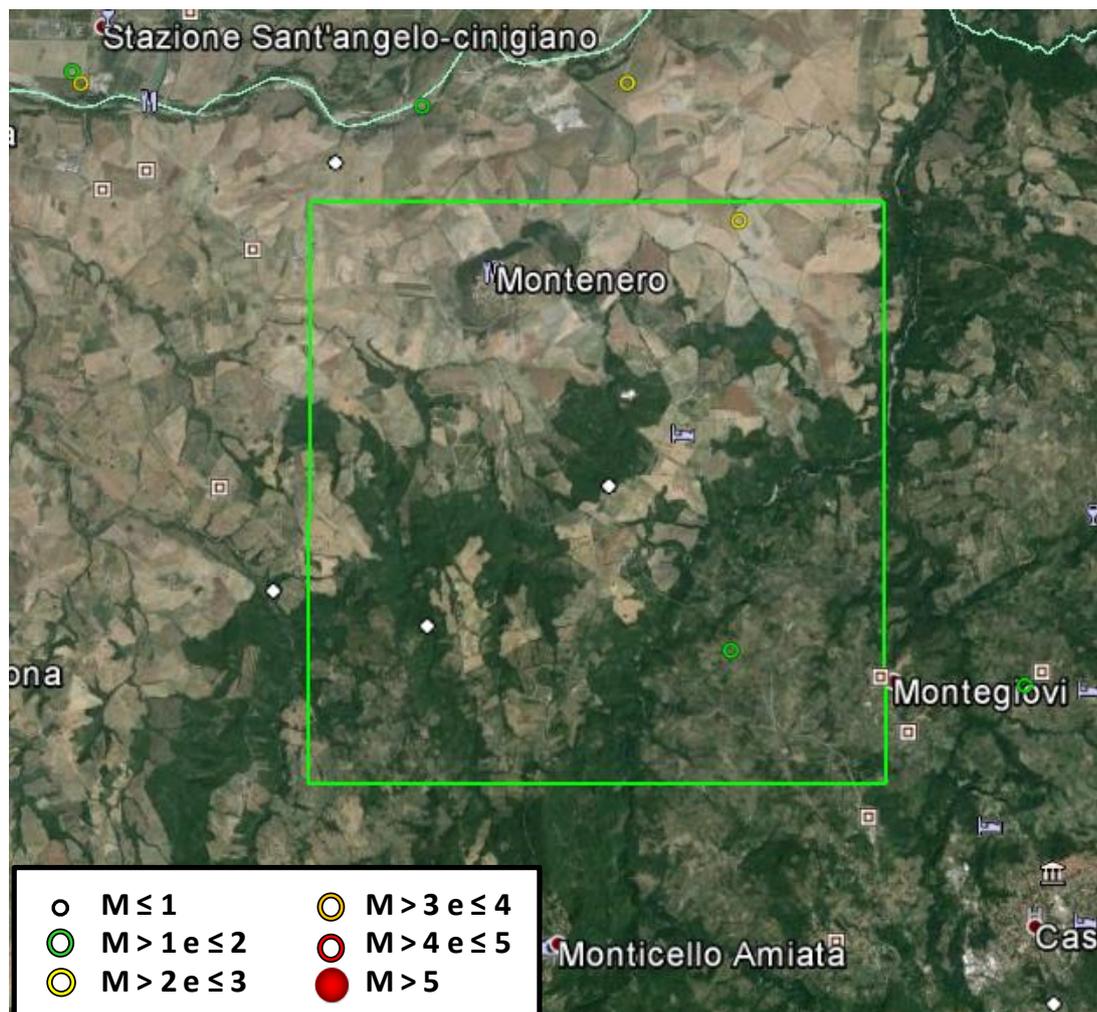
Dal 2007 si nota un significativo incremento di attività sismica. In particolare si evidenziano due picchi (oltre 60 eventi/anno) nel 2010 e nel 2011. In entrambi i casi si tratta di sciame con Magnitudo compresa tra 0.1 e 2, proveniente da due aree ben circoscritte:

- la prima tra Grosseto e Paganico con epicentri molto raggruppati
- la seconda tra Radicofani, San Casciano dei Bagni, Acquapendente e Piancastagnaio con epicentri distribuiti lungo il Graben di Radicofani.

Comunque l'incremento di sismicità di tutti gli anni successivi al 2007 evidenzia le stesse caratteristiche di Magnitudo e di aree epicentrali prevalenti descritte prima.

Per completare la caratterizzazione della sismicità storica e recente dell'area di studio è stata infine eseguita un'analisi più focalizzata sull'area di Montenero che ne conferma il basso grado di sismicità (*Figura 2.3f*).

Figura 2.3.f *Distribuzione degli Epicentri Interni all'Area di Montenero o nelle Immediate Vicinanze, Differenziati per Classi di Magnitudo*



Tutti gli eventi interni o nelle immediate vicinanze dell'area di Montenero, riportati nel catalogo di riferimento 1000-2013, sono stati poco più di una decina e caratterizzati da valori di magnitudo al disotto della soglia di percettibilità umana. Solo un paio di eventi hanno raggiunto valori di Magnitudo = 2.1.

La Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC), gestita in tempo reale dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), è composta attualmente da circa 300 stazioni e, come valutabile dai dati sopra esposti, è oggi in grado di monitorare l'attività sismica in corso sul territorio nazionale, anche per eventi rilevabili a livello essenzialmente strumentale.

Informazioni più mirate alla rilevazione di eventi microsismici locali sono contenute nelle indicazioni fornite dall'ENEL alla Regione Toscana, nell'ambito di documentazione SIA per la Centrale Bagnore 4 e consultabili nel sito delle Regione stessa, e indicano che la sismicità rilevata dalla rete microsismica ENEL del Monte Amiata nel periodo 1982-2009 mostra che l'area di Montenero non risulti interessata da particolare attività neanche a livello di microsismico.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SULLE CARATTERISTICHE SISMOLOGICHE DELL'AREA DEL PROGETTO PILOTA MONTENERO

Dai dati raccolti e analizzati, si può concludere che nell'area del progetto pilota Montenero, o nelle sue immediate vicinanze, almeno sulla base della sismicità osservata negli ultimi 1000 anni e documentata nei vari cataloghi disponibili, non sono note aree sismogenetiche di una certa rilevanza, né per la frequenza né, tantomeno, per l'intensità degli eventi sismici rilevati.

Solo poco più di una decina di eventi sono, infatti, documentati nel periodo 1000-2013 con Magnitudo massima di 2.1.

Più significativo può essere il risentimento nell'area di Montenero della sismicità proveniente da numerosi focolai sismici storicamente noti e presenti entro 30 km di distanza dall'area stessa.

Il più vicino è senz'altro rappresentato dal comprensorio sismico del vulcano del Monte Amiata, caratterizzato da una sismicità con i caratteri tipici delle aree vulcaniche e geotermiche. Gli eventi sismici sono, infatti, molto frequenti, spesso con fenomeni di sciame, prevalentemente di bassa magnitudo (≤ 2.0) e ipocentri poco profondi.

Nei cataloghi della sismicità storica sono documentati solo 9 eventi con Magnitudo > 4.0 , verificatisi tra il 1868 e il 1948 con epicentri nelle vicinanze di Arcidosso. L'evento più forte è del 8/1/1926, con $M=4.90$, corrispondente ad una Intensità MCS del VII grado.

Altri centri sismogenetici storicamente noti che possono provocare risentimenti nell'area di Montenero, ricadendo entro i 30 km di distanza da questa, sono le strutture a graben dei bacini neogenici di Baccinello-Cinigiano, immediatamente ad Ovest di Montenero, e di Radicofani ad Est del Monte Amiata. La sismicità è ovviamente di carattere tettonico, con eventi meno frequenti, anche se si manifestano spesso come sequenze sismiche, ma di maggiore intensità e profondità.

In particolare sono i terremoti del graben di Radicofani (ad Est) ad essere caratterizzati dalle maggiori intensità e almeno 5 eventi hanno superato un valore di Magnitudo 5.0. Il più forte si è verificato il 25/8/1909 in località Murlo (circa 20 km a NW di San Quirico D'Orcia), con $M = 5.37$ che corrisponde ad una Intensità MCS del VIII grado.

Quindi, l'area di Montenero, pur non essendo sede di una particolare e rilevante attività sismica storicamente nota, può risentire certamente gli effetti della sismicità a maggior energia che si verifica nelle aree sismogenetiche suddette. Ovviamente gli effetti di un terremoto dipendono non solo dalla sua forza e dal modello di propagazione dell'energia sismica, ma anche dalla morfologia e dall'assetto geologico-strutturale dell'area, dagli effetti locali di sito e dal livello di vulnerabilità del patrimonio edilizio storico e civile dei centri urbani.

3 **SISMICITÀ INDOTTA E ATTIVITÀ GEOTERMICHE**

Come detto nell'introduzione, le attività di coltivazione di un campo geotermico, in particolare le operazioni di stimolazione e reiniezione nei pozzi, possano innescare fenomeni di sismicità indotta che però, come verificato in numerose esperienze, è di tipo essenzialmente microsismico, con scosse frequenti ma di bassa magnitudo.

Per affrontare correttamente la questione della sismicità eventualmente indotta dalle attività di coltivazione di fluidi geotermici, è necessario quindi rispondere a tre domande essenziali:

- Cosa si conosce?
- Cosa può essere approfondito?
- Cosa può essere realizzato.

Questo vuol dire inquadrare la fisica del processo, analizzare le esperienze fatte in Italia e all'estero, predisporre adeguati sistemi di monitoraggio microsismico e programmi di controllo dei parametri della reiniezione.

3.1 **FISICA DEL PROCESSO**

Sia la coltivazione dei campi geotermici che quella di serbatoi petroliferi e a gas affrontano da anni il problema della sismicità indotta dalla iniezione di fluidi nel sottosuolo.

Per la descrizione della fisica del processo, analogamente a quanto riportato nell'ambito della documentazione presentata, per lo Studio di Impatto Ambientale del Permesso di Ricerca Castel Giorgio (TR) (2013), dalla Soc. ITW&LKW Geotermia Italia Spa, e nello specifico all'allegato E "Sismicità Indotta" (http://www.va.minambiente.it/Ricerca/DettaglioProgetto.aspx?ID_Progetto=1373) è preferibile utilizzare il trattato di Cladouhos et al. (2010), di seguito riportato e sintetizzato nelle argomentazioni essenziali, che costituisce indubbiamente il più aggiornato ed esaustivo documento disponibile.

“La sismicità indotta (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 (Pc) che riduce lo stress normale effettivo attraverso un piano di faglia pre-esistente (δ_{eff}) tanto che lo stress critico o stress di taglio (Tc) viene superato.



PROGETTO

P13_GES_113

TITOLO

GESTO ITALIA S.R.L.:
Impianto Pilota Geotermico "Montenero"

Studio di Impatto Ambientale

Allegato E: Caratterizzazione Sismica e Monitoraggio
Microsismico

REV.

0

Pagina

13

Assumendo che il fenomeno interessi una profondità costante, si ha:

$$\delta_{eff} = \delta n - P_c \quad \& \quad T_c = \delta_{eff} \mu$$

Dove δn 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; e precisamente:

$$P_c = P_0 + \Delta P_c$$

Assumendo una tavola d'acqua vicina alla superficie, P_0 sarà leggermente inferiore alla pressione idrostatica P_h . Comunque le tavola d'acqua in aree con risorse geotermiche possono essere piuttosto profonde, essendo spesso i sistemi geotermici in condizioni sottopressurizzate ($P_0 \ll P_h$). Sovrappressioni 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 e può essere relativamente piccolo in masse rocciose già allo stato di stress critico o vicine ad esso, 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".

Con quest'ultima affermazione, il trattato sopra riportato sottolinea proprio la necessità di rispondere alla terza delle domande essenziali suddette "cosa può essere realizzato" per affrontare con correttezza scientifica e seria sensibilità ambientale la questione della sismicità eventualmente indotta. Ed è ciò esattamente quello che si intende fare nella gestione del progetto di Montenero.

Come risposta alla domanda "Cosa può essere approfondito" sono state analizzate le esperienze fatte in Italia e si riassumono, qui di seguito le informazioni essenziali sulla sismicità dei campi geotermici toscani, tratte dalle pubblicazioni scientifiche citate.

LARDERELLO – TRAVALE

Essendo il primo sistema geotermico di alta entalpia utilizzato nel mondo per la produzione di energia elettrica, per Larderello-Travale è disponibile il più lungo record di dati relativi al comportamento di un tale sistema sottoposto a coltivazione intensiva.

La capacità attualmente installata di 722 MWe, con un utilizzo totale di vapore > 4.700 t/ora.

La reiniezione è iniziata alla fine degli anni '70 ed interessa il solo campo di Larderello; la quantità di acqua (condensa di vapore) reiniettata nel serbatoio è di 1500 t/ora (Romagnoli et al., 2010).

A puro titolo di confronto, i parametri equivalenti di produzione/reiniezione previsti per il progetto geotermico di Montenero (che però attiene ad un sistema geotermico ad acqua dominante) sono:

- Potenza elettrica: 6,5 MWe;
- Fluido estratto dal serbatoio: portata max= 750 t/ora (assunta in via cautelativa)
- Fluido reiniettato nel serbatoio: portata max= 750 t/ora (assunta in via cautelativa).

Le principali informazioni inerenti la sismicità del campo geotermico di Larderello-Travale sono riportate in *Batini et al.* (1980a e 1985), successivamente sintetizzate da *Evans et al.* (2012), e in una pubblicazione di Amici della Terra (2008).

Le considerazioni più significative sulla sismicità indotta dalle operazioni di coltivazione del campo geotermico, tratte letteralmente dalle pubblicazioni citate, sono di seguito riportate.

- da 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 modifichino 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)".

- da Batini et al. (1985)

"La correlazione tra sismicità e acqua reiniettata nei pozzi ubicati nell'area geotermica suggerisce che parte degli eventi micro 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".

- da 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 una magnitudo di circa 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 $M \geq 2,0$ (Batini et al., 1985) (pagg.43 - 44)."

MONTE AMIATA

La produzione geotermoelettrica dei campi geotermici del Monte Amiata, Bagnore e Piancastagnaio, è iniziata nei primi anni '60 del secolo scorso e la potenza geotermoelettrica totale attualmente installata è di 88 MW con cinque unità produttive (Cappetti et al., 2010).

Benché la reiniezione sia una metodologia di coltivazione utilizzata anche nei campi amiatini non sono disponibili dati sulle quantità di acqua reiniettata.

Una descrizione delle caratteristiche sismiche dell'area del Monte Amiata sono disponibili essenzialmente nel lavoro di Evans et al. (2012) e sono qui di seguito sintetizzate.

"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 ML 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 MD 3,5 è avvenuto nel 2000 a 10 km di distanza da Piancastagnaio ad una profondità di 5 km”.

Un altro documento inerente la sismicità naturale, ma principalmente quella indotta a partire dalla prima esperienza a The Geysers in California (USA), è stato preparato nel 2013 dall'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Toscana ed è scaricabile dal sito www.arpat.toscana.it.

Di seguito si riportano alcuni stralci più significativi per la sismicità dei campi geotermici toscani.

“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, dopo aver portato a termine una ricostruzione della sismicità storica, sulla base dei dati riportati nel Catalogo Nazionale dei Terremoti per la Toscana meridionale. Questo 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, la sismicità indotta era sempre di bassa intensità e 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 MCS. 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)



Ancora più specifica e argomentata per quanto riguarda la correlazione tra coltivazione geotermica e sismicità indotta è la pubblicazione intitolata "La risorsa geotermica per usi elettrici in Italia: energia, ambiente e accettabilità sociale" (pagg. 26-29) presentato dall'associazione ambientalista Amici della Terra (*Onlus Firenze, 2008*).

Anche in questo caso si riportano i passaggi più significativi.

"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."

"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 con magnitudo inferiore a 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".

"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 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. 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."

Da questo primo studio l'INGV conclude che l'attività sismica del marzo 1997 e dell'aprile-ottobre 2000 non può essere considerata anomala rispetto al quadro sismotettonico della zona, e che l'allarme suscitato dagli episodi del 1997 e del 2000 è imputabile a un lungo periodo d'inattività sismica che ha interessato la zona dagli anni '50 fino ai suddetti episodi.

Come riportato nella pubblicazione degli Amici della Terra (2008), per un ulteriore approfondimento sulle possibili correlazioni tra gli eventi sismici e coltivazione dei campi geotermici, l'Enel ha fornito all'INGV i dati di produzione e reiniezione di fluido nel periodo gennaio 1995 - luglio 2000 e il catalogo degli eventi sismici localizzati dalla propria rete sismografica nella zona di Piancastagnaio. Dall'analisi di tali dati INGV conclude quanto segue.

"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."

La comparazione dei dati di reiniezione ricevuti da Enel con quelli riguardanti gli eventi sismici accaduti nello stesso periodo, non ha indicato 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."

TORRE ALFINA, LATERA E CESANO

Sono questi i tre campi geotermici laziali dell'ENEL per i quali, grazie all'installazione di reti microsismiche realizzata già all'inizio dell'attività di esplorazione profonda, è disponibile una buona documentazione sulla sismicità indotta (*Batini et al., 1980b; Carabelli et al.; 1984, Moia 2008; Evans et al., 2012*).

Nel rapporto di Batini et al. (1980b) 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 e Magnitudo max 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 particolare per Torre Alfina vengono riportati i risultati del controllo microsismico eseguito alla fine degli anni '70, durante test di reiniezione nei pozzi RA1, e durante un loop produzione - reiniezione tra i pozzi A4 e A14.

Nel pozzo RA1, profondo 2710 m, è stata eseguita una serie di prove di iniezione durante le quali sono stati registrati 177 eventi nelle vicinanze del pozzo con $M_{max}=3.0$. Nel rapporto si afferma 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) con un flusso di acqua iniettato intorno a 110-150 m³/ora gli eventi sono cessati subito dopo la cessazione dell'iniezione. 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)"*.

Viceversa, nelle conclusioni del rapporto viene evidenziato che *"non c'è stato evidenza di intensificazione dell'attività sismica durante le prove di produzione e iniezione ai pozzi A14 e A4"*.

Per quanto riguarda il campo di Latera e le prove di iniezione del 1980 nel pozzo L2 si riporta che è stato osservato *"un aumento dell'attività sismica connesso con aumenti dei volumi d'acqua iniettati (fino a circa 30.000 m³ con portate di 100 m³/ora). I valori di magnitudo variano tra 1.5 e 2; la profondità focale degli eventi è ≤ 1 Km nelle vicinanze del pozzo e si approfondisce fino a 2 km allontanandosi da esso"*.

Il diverso comportamento osservato tra le prove di iniezione nei pozzi RA1 e L2 (con sismicità indotta) e quelle di estrazione - reiniezione nei pozzi A4 e A14 (nessuna sismicità indotta) viene spiegato come probabilmente dovuto alle diverse condizioni bariche dei test: nel primo caso le iniezioni erano avvenute a pressione, mentre nel secondo caso il fluido era stato iniettato in "a free-flowing manner".



Sempre relativamente al campo di Latera, il rapporto di Moia (2008), citato in alcune richieste di integrazioni/chiarimenti, riproduce sostanzialmente i dati e le considerazioni di *Batini et al.* (1980b) e di *Carabelli et al.* (1984), riportando alcuni nuovi dati di test di reiniezione successivi al rapporto di *Batini et al.* (1980b). Poiché gli stessi dati sono stati di recente analizzati da *Evans et al.* (2012), si ritiene utile fornire una sintesi di quanto descritto in merito a specifici test con evidenza di sismicità indotta.

“Un evento con Magnitudo di 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. 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 Sono avvenute tre iniezioni di fluido separate, con durate comprese tra 17 e 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. 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. Sono stati registrati 223 eventi sismici con $M < 0.5$. 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 microsismicità 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 M_{max} di 0.4. 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 370 eventi con $M_{max} = 0.5$. Gli ipocentri, durante tutti e tre i test di iniezione, sono stati localizzati tra 150 e 1.500 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. E' 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.

Sono stati condotti ulteriori studi sulla relazione tra iniezione e sismicità locale a Latera nel pozzo L6 nel dicembre 1981. 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 $M < 0$. 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. 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, la Mmax è stata di 0.8. La localizzazione degli eventi si estende a SE del pozzo ad una distanza compresa tra 200-1.500m"

In definitiva, la stragrande maggioranza della sismicità indotta rilevata a Latera risulta caratterizzata da bassi valori di magnitudo (da negative a ≤ 1.8), essendo connessa a fenomeni di "hydrofracturing" che cessano, contestualmente alla sismicità, quando con procedure di acidificazione si migliora la permeabilità dei pozzi. L'evento più grosso, con $M=2.9$, avvenuto nel 1984 nel pozzo L2, si è verificato comunque in un sito, il paese di Latera, già noto come sito sismico storico (evento del 1882 con Intensità MCS = VIII grado).

A tale riguardo è interessante riportare la seguente affermazione del rapporto Moia (2008), *"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"*.

Infine nel campo di Cesano molto pochi e di limitata durata sono stati i test di reiniezione e, come riportato da *Batini et al.* (1980b), molto controversa la verifica di una sismicità indotta.

Come nel caso di Torre Alfina si è osservata una sismicità indotta, molto modesta per numero di eventi e magnitudo, solo durante i test nel pozzo RC1, dove l'iniezione avveniva con sovrappressione a testa-pozzo, mentre non è stato osservato alcuno incremento di sismicità durante i test nel pozzo C5, dove la reiniezione è stata eseguita in modalità "free-flowing manner".

3.3

LA SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI DEL MONDO

Come elemento di ulteriore approfondimento, si riportano le principali considerazioni estratte dalle conclusioni di una rassegna, recentemente presentata da *Bromley* (2012), delle esperienze fatte a livello internazionale in materia di sismicità indotta nei campi geotermici.

"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 è stata di 4.6 a The Geyser 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”.

“I fattori controllabili sono: la pressione e la temperatura della reiniezione, il volume, la durata e il tasso di aumento della sismicità”.

“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 sono tipicamente 100 - 300 Hz”.

3.4 RETE DI MONITORAGGIO MICROSISMICO E GESTIONE DELLA REINIEZIONE

Per quanto esposto precedentemente si può concludere che la probabilità di eventi sismici significativi, associati all’attività di coltivazione della risorsa geotermica, sia bassa.

Tuttavia per accrescere le conoscenze su questo fenomeno si propone un sistema di controlli per verificare l’eventuale correlazione spazio temporale tra sismicità e attività di coltivazione.

Saranno pertanto eseguiti non solo un accurato e dettagliato rilevamento della sismicità nell’area interessata dalla reiniezione, ma anche un attento controllo della reiniezione stessa per ottimizzarne la gestione.

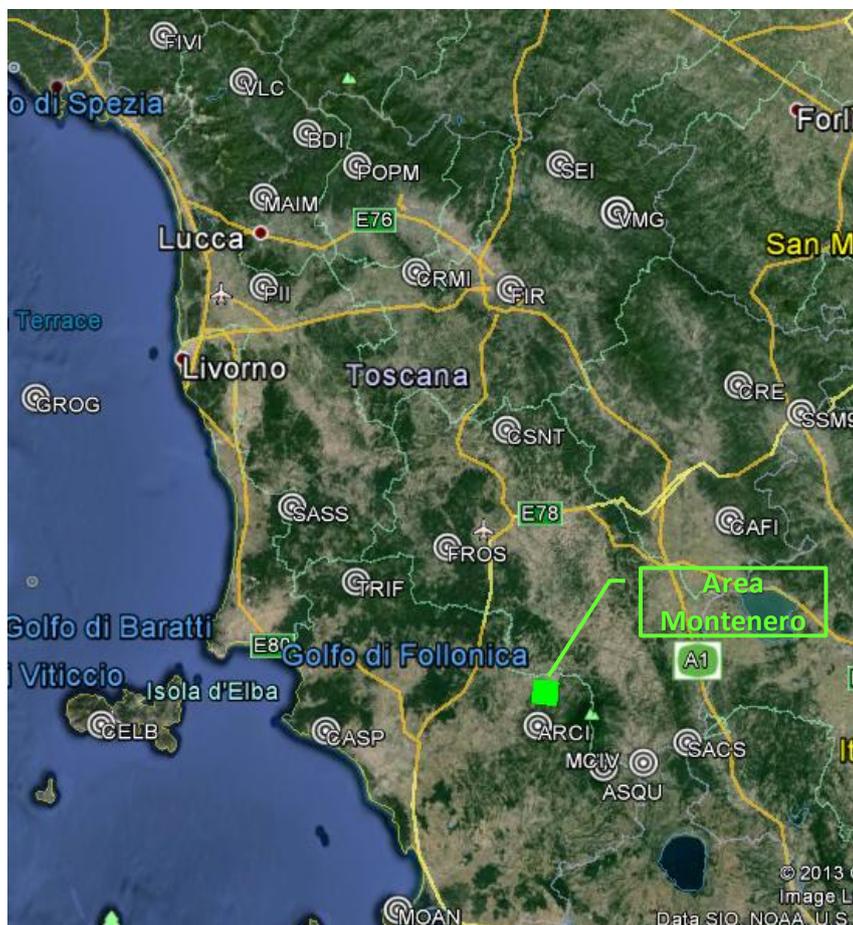
| PROGETTO | TITOLO | REV. | Pagina |
|---|---|------|--------|
|  | GESTO ITALIA S.R.L.: | | |
| | P13_GES_113 Impianto Pilota Geotermico “Montenero” Studio di Impatto Ambientale Allegato E: Caratterizzazione Sismica e Monitoraggio Microsismico | 0 | 23 |

In particolare, la rete per il monitoraggio continuo della sismicità sarà realizzata con caratteristiche tali da consentire il rilevamento anche dell'eventuale microsismicità.

Tale sistema di controllo integrerà l'esistente rete nazionale gestita da INGV.

L'INGV, come noto, è l'organo scientifico nazionale preposto al servizio di monitoraggio continuo della sismicità, su tutto il territorio nazionale, per conto del Dipartimento Nazionale della Protezione Civile. Per svolgere tale servizio INGV gestisce la Rete Sismica Nazionale (RSN) che, negli ultimi 10 anni è arrivata ad oltre 300 stazioni sismiche, 25 delle quali ubicate in Toscana (Figura 3.4a).

Figura 3.4a Stazioni sismiche in Toscana della RSN dell'INGV



Alcune di queste ultime sono certamente utili per il rilevamento di tutta la sismicità che provenga entro 30 Km di distanza dall'area di Montenero. La stazione ARCI in particolare, sufficientemente vicina per essere adatta al monitoraggio della microsismicità locale, può integrare le stazioni di nuova installazione che costituiranno la Rete Microsismica di Montenero (RMM).

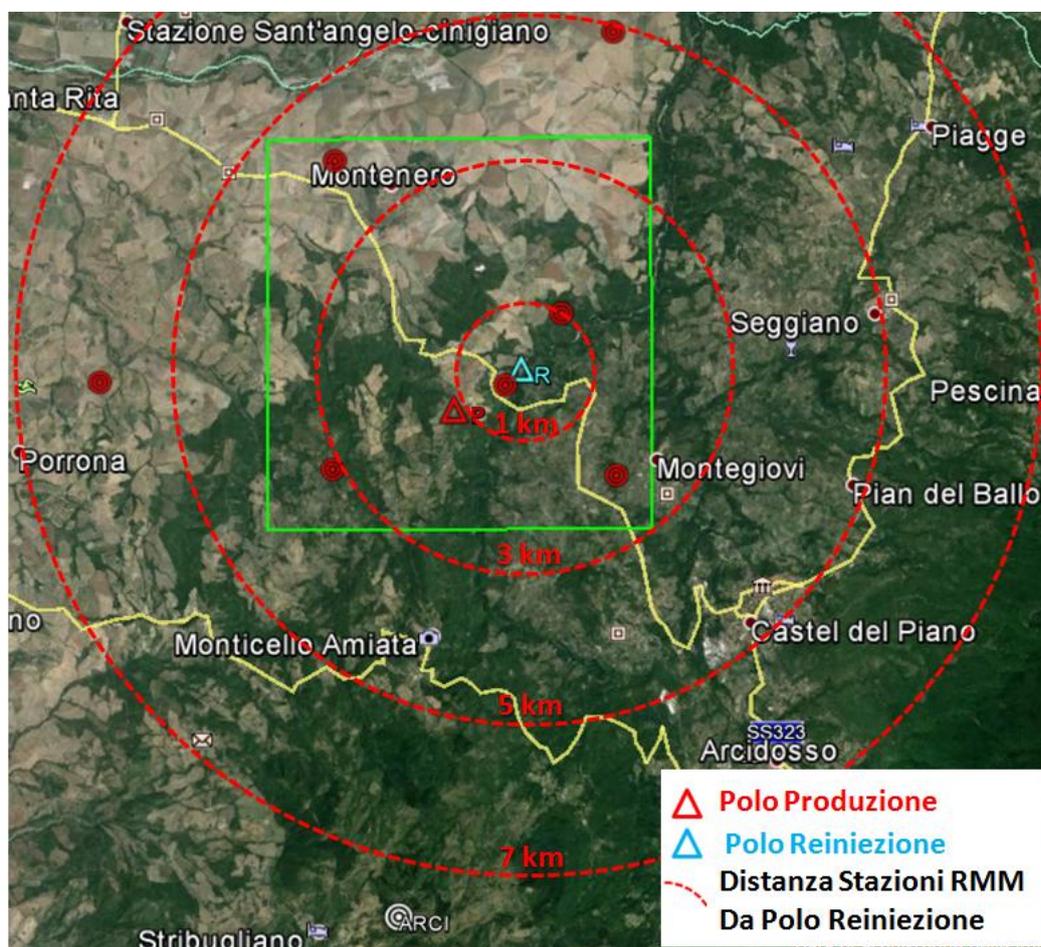
La gestione della RMM, utilizzando stazioni della RSN, va ovviamente affidata a INGV che ne deve anche verificare gli aspetti tecnici, progettuali e realizzativi.

In linea di massima la configurazione della RMM (Figura 3.4b) prevede almeno 7 stazioni di nuova installazione, a 3 componenti.

Sulla base delle precedenti esperienze di monitoraggio microsismico in aree geotermiche e delle caratteristiche di una rete formalizzate in recenti convenzioni internazionali (*Cladouhos et al., 2010*), le stazioni sismiche della RMM saranno così ubicate:

- la prima nelle immediate vicinanze del polo di reiniezione, che costituisce anche il centro della rete;
- le altre distribuite concentricamente rispetto al suddetto polo e a distanze crescenti, fino a circa 7 km di distanza.

Figura 3.4b Configurazione di massima della Rete Microsismica di Montenero



L'ubicazione di massima delle stazioni sismiche indicata in figura 3.4b tiene conto della scelta di posizionare le stazioni stesse in aree geotermiche in titolarità a Gesto (PR Montalcino a Nord ed Est dell'area di Montenero).

Comunque, non essendo tale scelta necessariamente un vincolo progettuale, il parere di INGV in merito sarà determinante.

La rete sismica sarà pienamente funzionante almeno 6 mesi prima dell'inizio delle perforazioni previste nel progetto e tutte le elaborazioni dei dati registrati potranno essere eseguite in tempo reale e i risultati verranno inseriti in una banca dati dedicata, il cui accesso verrà consentito a tutte le strutture pubbliche interessate che ne faranno richiesta.

La Società proponente stipulerà un'apposita convenzione con una organizzazione specializzata (esempio INGV) che si farà carico della realizzazione e gestione della rete (scelta dei siti e della strumentazione di rilevamento dati, installazione delle stazioni sismometriche, teletrasmissione e processing dei dati).

Una rete locale con catene strumentali ad elevata sensibilità consentirà anche di affrontare il problema, sollevato da alcuni lavori scientifici, circa la possibilità di stimare la probabilità di accadimento di un evento di una data magnitudo indotto dalla reiniezione.

Nonostante il carattere fortemente teorico di tali lavori, se ne può ricavare una possibile e prudentiale modalità nella gestione della risorsa geotermica. In particolare, se è valida l'assunzione che "la probabilità della magnitudo massima è una funzione crescente del numero totale di eventi" (*Shapiro et al., 2007; Shapiro e Dinske, 2009*), si potrà tentare una stima della massima magnitudo possibile sia impiegando la funzione che lega la magnitudo massima alle caratteristiche sismico strutturale dell'area, alla pressione e alla durata della reiniezione sia utilizzando la relazione Gutenberg–Richter. Entrambi, comunque, hanno validità scientifica solo se applicate ad un numero significativamente grande di eventi registrati dalla rete microsismica locale.

Dal punto di vista operativo il monitoraggio non solo della microsismicità, ma anche dei parametri fluido-dinamici della reiniezione sarà, come detto, uno strumento utilissimo per analizzare l'eventuale correlazione sito specifica tra parametri di reiniezione e l'eventuale sismicità indotta, consentendo di ottimizzare la gestione della reiniezione stessa.

Considerando che le variazioni di pressione alla frattura sono, in sostanza, funzione della portata di reiniezione e della iniettività dell'orizzonte assorbente, si procederà alla registrazione delle portate di iniezione contemporaneamente al monitoraggio sismico.

Per ottimizzare la gestione della reiniezione, nel rispetto di opportune misure cautelative, la portata totale di fluido da reiniettare sarà ripartita nel numero massimo di pozzi previsti dal progetto.



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

Baratta M. (1901). *“I Terremoti d'Italia”*. Saggio di Storia, Geografia e Bibliografia Sismica Italiana con 136 sismocartogrammi. Torino, 950 pp.

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”*. Proceedings of Second DOE - ENEL Workshop for Cooperative Research in Geothermal Energy, 20–23 October, Berkeley, California USA. pp. 20–47.

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”*. Proceedings of Second DOE-ENEL Workshop for Cooperative Research in Geothermal Energy, 20–23 October, Berkeley, California USA. 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 Lartera geothermal areas (Italy)”*. Proc. XXII Gen. Assoc. of the European Seismological Commission, Barcelona, pp. 649–654

Bommer J.J., Oates S., Cepedac J.M., Lindholmd C., Birda J., Torrese R., Marroquín 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.

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

Bufe C., and Shearer M. (1980) *“Geothermal induced seismicity - Bane or Blessing?”* 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. 86–97.



PROGETTO

P13_GES_113

TITOLO

GESTO ITALIA S.R.L.:
 Impianto Pilota Geotermico “Montenero”

Studio di Impatto Ambientale

Allegato E: Caratterizzazione Sismica e Monitoraggio
 Microsismico

REV.

0

Pagina

27

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.

Carabelli E., Fiordelisi A., Moia F. (1984). "Seismic monitoring during geothermal wells stimulation as contribution to the individuation of prevailing fracturation trends". Seminar on utilization of Geothermal Energy for electric power production and space heating, Florence (Italy) 14-17 May 1984.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. e A. Amato (2006). "CSI Catalogo della Sismicità Italiana 1981-2002". Versione 1.1, INGV-CNT, <http://www.ingv.it/CSI/>.

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

Combs J., and Hadley D. (1977). "Microearthquake investigation of the Mesa geothermal anomaly, Imperial Valley (California)". Geophysics, vol. 42, n.1.

De Panfilis M. (1959). "Attività sismica in Italia dal 1953 al 1957". Annali di Geofisica, 12, 1.

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.

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.

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/>.

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>.



PROGETTO

P13_GES_113

TITOLO

GESTO ITALIA S.R.L.:
Impianto Pilota Geotermico "Montenero"

Studio di Impatto Ambientale

Allegato E: Caratterizzazione Sismica e Monitoraggio
Microsismico

REV.

0

Pagina

28

Mayer E.L. and Mc Evilly T.V. (1979). "Seismological investigations at the Geysers geothermal field". Geophysics, Vol. 44, N. 2 February 1979

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.

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.

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;

Studio d'Impatto Ambientale – Impianto Pilota Geotermico di Castel Giorgio (2013). *Allegato E – Sismicità Indotta*. Documentazione da Sito Internet del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare: http://www.va.minambiente.it/Ricerca/SchedaProgetto.aspx?ID_Progetto=1373.

