



L'impatto ambientale della geotermia in Toscana

This is the peer reviewed version of the following article:

Original:

Viti, M. (2019). L'impatto ambientale della geotermia in Toscana. IL GEOLOGO, XXX(110), 12-21.

Availability:

This version is available <http://hdl.handle.net/11365/1108392> since 2020-05-12T22:19:59Z

Terms of use:

Open Access

The terms and conditions for the reuse of this version of the manuscript are specified in the publishing policy. Works made available under a Creative Commons license can be used according to the terms and conditions of said license.

For all terms of use and more information see the publisher's website.

(Article begins on next page)



NUMERO **110**

IL GEOLOGO

PERIODICO UFFICIALE



**ORDINE DEI GEOLOGI
DELLA TOSCANA**

Il Punto - Editoriale

Guida per invio documentazione APC

Ringraziamenti - Assemblea Annuale 2019 - facce da #geologi

L'impatto ambientale della geotermia in Toscana

Idrogeologia applicata in alcune zone aride dell'Etiopia

Analisi del Triennio APC 2017/2019

AeroGeologia



**PROF. MARCELLO VITI**DIPARTIMENTO DI SCIENZE FISICHE, DELLA TERRA E
DELL'AMBIENTE UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SIENA

L'impatto ambientale della geotermia in Toscana

Introduzione

Questa nota completa l'analisi della geotermia toscana, discussa in un precedente contributo su questa stessa rivista (Viti, 2019). Per la descrizione degli aspetti geologici ed ingegneristici dei campi geotermici della Toscana meridionale si rimanda al lavoro citato ed a Viti e Tavarnelli (2018). L'inquadramento geografico delle zone geotermiche toscane è presentato nella Figura 1. L'espansione mondiale dell'industria geotermoelettrica ha portato l'opinione pubblica e le autorità di controllo a valutarne il possibile impatto ambientale (Shorthall et alii, 2015). I principali motivi di preoccupazione riguardano la subsidenza del terreno, la sismicità indotta dall'iniezione di fluidi, l'interferenza con gli acquiferi superficiali, le emissioni in atmosfera di sostanze nocive o indesiderate e la modifica del paesaggio (DiPippo, 2012). Inoltre dovrebbe essere considerata con attenzione la sostenibilità a lungo termine dello sfruttamento, onde evitare l'impoverimento prematuro dei sistemi geotermici (Grant e Bixley, 2011;

DiPippo, 2012). Nel seguito approfondiremo ciascuno di tali argomenti avvalendoci delle informazioni più aggiornate tratte dalla letteratura specialistica.

La subsidenza del suolo e l'instabilità dei versanti

L'estrazione di fluidi può causare importanti deformazioni nelle rocce del serbatoio. In generale, l'estrazione prolungata porta alla progressiva diminuzione della pressione di poro (Grant e Bixley, 2011; DiPippo, 2012). Ciò causa la compattazione del serbatoio, con conseguente modifica della permeabilità e della capacità portante della matrice solida (Fjaer et alii, 2008). Oltre ad influenzare il flusso del geofluido, tale fenomeno può pregiudicare la stabilità dei pozzi e causare la subsidenza del suolo. Naturalmente l'entità della subsidenza è molto influenzata dalle caratteristiche meccaniche delle rocce che sovrastano il serbatoio geotermico. Nelle grandi aree geotermiche dell'Imperial Valley

(California meridionale) e di Cerro Prieto (Messico settentrionale) è installata una potenza elettrica di ben 1200 MW, senza presentare significativi fenomeni di subsidenza. D'altra parte, i campi geotermici di Wairakei ed Ohaaki (Nuova Zelanda) hanno subito drammatici abbassamenti del suolo, sino a 15 metri con velocità di 500 mm/anno (DiPippo, 2012). A Wairakei la subsidenza è causata soprattutto dalla forte compattazione della copertura, formata da breccie pumicee e calcilutiti particolarmente comprimibili. La re-iniezione nel sottosuolo del liquido esausto si è dimostrata efficace sia per la ricarica del serbatoio che per contrastare la subsidenza: a Wairakei la velocità massima di subsidenza è ora ridotta a 70 mm/anno, sebbene l'area interessata dal fenomeno sia aumentata nel tempo (Di Pippo, 2012). Peraltro, la stessa re-iniezione del liquido geotermico può produrre deformazioni misurabili del suolo (sollevamenti), come avviene nel campo islandese di Hellisheidi. In Toscana i movimenti verticali del

terreno sono stati investigati di recente, mediante misure satellitari di interferometria radar processate con la tecnica dei riflettori permanenti (PSInSAR). La mappa delle velocità verticali (Rosi et alii, 2016) mostra tre grandi zone subsidenti, ubicate nel bacino di Pistoia-Prato-Firenze, nella Pianura pisana e nel campo geotermico di Larderello-Lago. In tutti e tre i casi la forte subsidenza (10-30 mm/anno) è verosimilmente indotta da attività antropiche, ovvero l'estrazione di acqua sotterranea e geofluido. Nel caso di Larderello, il fenomeno coinvolge un'area di circa 129 km², con la massima velocità di sprofondamento (35 mm/anno) misurata presso la località di Sasso Pisano, ove si trova il pozzo geotermico più profondo (4093 m). Peraltro, la maggiore intensità dei

movimenti verticali presso i bordi del bacino di Serrazzano (alta valle del Fiume Cornia in Figura 1) suggerisce una diffusa instabilità dei versanti più che un vero sprofondamento. D'altro canto la subsidenza del terreno non sembra interessare i campi geotermici del Monte Amiata (<1 mm/anno, Rosi et alii, 2016). Ciò può essere legato al minore sfruttamento della risorsa geotermica ed alla locale stratigrafia, caratterizzata da una spessa copertura delle Unità liguri interposta tra l'apparato vulcanico ed il serbatoio geotermico superficiale (Barelli et alii, 2010). Alcune frane sono avvenute nei campi geotermici ubicati in zone collinari e montuose (Di Pippo, 2012). Tuttavia il rapporto con lo sfruttamento della risorsa è molto incerto, specie nelle zone già predisposte alle frane a

causa dell'acclività dei versanti e dell'instabilità del terreno. In Toscana i fenomeni franosi sono assai diffusi laddove affiorano le Unità liguri con siltiti ed argilliti prevalenti. Per esempio, il versante orientale del Monte Amiata è interessato da movimenti gravitativi sia superficiali (più attivi) che profondi, ubicati presso il contatto tra le rocce vulcaniche e le sottostanti Unità liguri (Coltorti et alii, 2011). Borgia et alii (2014) propongono un modello di collasso gravitazionale del Monte Amiata, secondo il quale la parte centrale dell'edificio vulcanico sarebbe collassata, spingendo verso l'esterno il substrato sottostante. Ciò avrebbe anche causato la risalita di diapiri di evaporiti triassiche poste alla base della Falda Toscana. Il modello sarebbe corroborato dalla

▼ Figura 1

Carta stradale della Toscana meridionale, con l'indicazione delle località citate nel testo. La distanza tra le località è espressa in chilometri. Le autostrade e le strade principali sono indicate rispettivamente in celeste e rosso. Le aree colorate delineano i campi geotermici della Toscana meridionale: Bagnore (Bg), Larderello-Lago Boracifero (LL), Piancastagnaio (Pc) e Radicondoli-Travale (RT).



presenza di un sistema di faglie normali nel complesso vulcanico e di pieghe e faglie inverse nelle sottostanti Unità liguri, tutt'attorno ai bordi del vulcano. Borgia et alii (2014) ritengono che tale processo avrebbe causato la formazione dei sistemi geotermici amiatini e sarebbe ancora attivo. Inoltre, essi suggeriscono che l'intenso sfruttamento geotermico possa drenare l'acquifero vulcanico superficiale verso il serbatoio geotermico, attraverso i suddetti sistemi di faglie normali (Borgia et alii, 2014, 2015).

Barazzuoli et alii (2015) giudicano tale modello del tutto speculativo. Ciò a causa della selezione arbitraria di ben note informazioni geologiche e geomorfologiche e della discutibile interpretazione. In particolare, Borgia et alii (2014) non considerano che molte delle deformazioni da loro descritte precedono il vulcanismo del Monte Amiata e sono diffuse in altre zone della Toscana. Inoltre, Barazzuoli et alii (2015) notano evidenti contraddizioni nella carta geologica e nelle sezioni trasversali discusse da Borgia et alii (2014). Infine, si può notare che le già ricordate misure di geodesia spaziale (Rosi et alii, 2016) non rivelano importanti movimenti del terreno in atto nell'area del Monte Amiata.

La sismicità indotta

È ben noto che varie attività antropiche possono causare o favorire i terremoti (Evans et al., 2012; McGarr et al., 2014). Da lungo tempo sono sotto osservazione le operazioni che implicano l'estrazione o la re-immissione di fluidi nel sottosuolo, come la produzione di idrocarburi, il riciclo delle acque reflue e la geotermia.

L'estrazione di fluidi tende a ridurre la pressione di poro nel serbatoio, con conseguente incremento dello sforzo normale che grava sulle eventuali faglie, le quali quindi aumentano la propria resistenza al taglio (Fjaer et alii, 2008). Alcuni terremoti registrati nei campi di idrocarburi e geotermici sono probabilmente legati alla compattazione del serbatoio, causata dall'estrazione (Mazzoldi et alii, 2015). Più importante è l'effetto dell'iniezione, che immette nel serbatoio fratturato fluidi ad alta pressione. L'incremento della

pressione di poro riduce lo sforzo normale e la resistenza al taglio, permettendo lo slittamento delle faglie pre-esistenti (*hydro-shearing*) ed anche la formazione di fratture tensili (*hydro-fracturing*). È importante notare che il flusso del liquido dal pozzo di iniezione è accompagnato da una perturbazione della pressione di poro, prevista dalla teoria della poro-elasticità. Tale perturbazione si diffonde verso l'esterno investendo porzioni sempre più ampie di crosta. Ciò spiega la distribuzione nello spazio e nel tempo della sismicità indotta dalla re-iniezione (Shapiro e Dinske, 2009).

L'innescò della sismicità è specialmente importante nel caso dell'iniezione di acque reflue, come indicato dal verificarsi di terremoti forti (magnitudo $5 < M < 6$). Ciò è legato alle enormi quantità di acque di scarto immesse in prossimità di faglie attive, in quanto la massima magnitudo attesa cresce con il volume totale iniettato (McGarr, 2014).

Nei sistemi geotermici "migliorati", ove nelle prime fasi domina l'idro-fratturazione per creare la permeabilità necessaria al successivo sfruttamento, sono stati registrati terremoti moderati, con $3 < M < 4$ (Evans et al., 2012; McGarr, 2014). Famoso è il caso del progetto geotermico di Basilea (Svizzera), chiuso dopo che nel 2006 sono avvenute molte scosse con magnitudo fino ad $M=3.4$ (Evans et al., 2012).

I sistemi geotermici idrotermali sono invece contraddistinti da un'intensa micro-sismicità ($M < 2$), ubicata attorno i pozzi d'iniezione. La generazione di terremoti sembra essere favorita nei serbatoi ospitati in rocce ignee e metamorfiche piuttosto che sedimentarie (Evans et alii, 2012). Per il campo geotermico di Latera (Lazio settentrionale) è ben documentata la correlazione tra l'iniezione di acqua in pressione e la generazione di centinaia di micro-terremoti nel corso di esperimenti condotti nel periodo 1981-1982. Peraltro, in quel caso solo una scossa ha avuto $M > 2$ (Evans et alii, 2012).

Nelle zone geotermiche toscane l'attività sismica è da tempo monitorata per mezzo di reti sismometriche locali, permanenti o temporanee, capaci di registrare eventi piccoli ($M < 2$) non rilevati dalla Rete sismica nazionale italiana (Piccinini et al., 2014; Braun et al., 2016).

Mazzoldi et alii (2015) hanno registrato ed interpretato la sismicità del campo geotermico di Piancastagnaio (Monte Amiata) nel periodo 2000-2001. Il 75% degli oltre 600 eventi considerati ha $M < 1$. Gran parte dei terremoti sono dovuti ad *hydro-shearing* e presentano arrivi impulsivi e ben separati delle onde sismiche P ed S. Il segnale ha una durata inferiore a 10 secondi ed un ampio contenuto in frequenza (2-20 Hz). Una frazione piccola ma non trascurabile delle scosse (circa il 5%) mostra un meccanismo di tipo tensile, quindi legato alla fratturazione idraulica. Nel sismogramma dei terremoti di *hydro-fracturing* l'arrivo delle onde S è poco visibile, la durata del segnale supera 20 secondi ed il contenuto in frequenza è ristretto all'intervallo 0.6-4 Hz, con una coda di lungo periodo che indica l'oscillazione armonica del fluido risonante (Mazzoldi et al., 2015).

Secondo Mazzoldi et alii (2015) l'estrazione dei geofluidi rafforza temporaneamente le faglie, a causa della riduzione della pressione di poro. Tuttavia le faglie bloccate vengono continuamente caricate dagli sforzi trasmessi dall'apparato vulcanico del Monte Amiata. A lungo termine ciò potrebbe causare terremoti intensi o distruttivi ($M > 6$). Occorre però notare che tale ipotesi è basata sul controverso modello di collasso gravitazionale del Monte Amiata (Borgia et alii, 2014, 2015), confutato da Barazzuoli et alii (2015).

Il fatto è che nelle zone tettonicamente attive come la Toscana meridionale è difficile discriminare i terremoti naturali da quelli indotti o innescati dall'attività antropica. Anche la distinzione operata tra Mazzoldi et alii (2015) tra meccanismi di *hydro-shearing* e di *hydro-fracturing* non è risolutiva, poichè la perturbazione della pressione di poro può indurre lo slittamento per taglio, mimando così un terremoto tettonico.

La sismicità storica dei campi geotermici toscani è descritta dalla Tabella 1, che riporta i dati aggiornati del catalogo sismico italiano CPTI15 (Rovida et alii, 2016). Le Colline Metallifere sono state colpite da terremoti forti nel 1414 e nel 1723 ($M > 5$ o intensità macrosismica massima $I > VII$ MCS). Invece, non si sono verificate scosse importanti da quando è cominciato lo sfruttamento geotermico. Anche nel Monte Amiata

tutti i terremoti forti noti (1777, 1919 e 1940) sono avvenuti ben prima dell'avvio dell'industria geotermica nel 1960.

Il quadro suddetto corrobora l'ipotesi di Mazzoldi et alii (2015), secondo la quale lo sfruttamento geotermico non modifica in modo sostanziale il processo sismogenetico, fatta salva la microsismicità generata presso i pozzi

d'iniezione. Il terremoto del 1 Aprile 2000 (M=4.5) ha suscitato preoccupazione nella popolazione, avendo danneggiato alcuni edifici nella campagna presso Piancastagnaio. Tuttavia, anche in questo caso le evidenze disponibili non permettono di imputare, con ragionevole certezza, quell'evento all'attività geotermica.

L'interazione della geotermia con gli acquiferi superficiali

Sia le acque superficiali che sotterranee possono essere contaminate dai geofluidi (DiPippo, 2012). Per esempio, durante la perforazione del pozzo, il fluido in

▼ Tabella 1

Sismicità storica delle zone geotermiche toscane. I dati provengono dal catalogo sismico italiano CPTI15 (Rovida et alii, 2016). MW è la magnitudo ricavata dal momento sismico del terremoto. L'intensità macrosismica è espressa nella scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). In rosso sono indicati i terremoti più forti, con magnitudo M>5 o intensità I>VII.

COLLINE METALLIFERE					
Data	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Mw)	Intensità massima (MCS)	Località più colpite
7/8/1414	43.270	11.121	5.70	7-8	Belforte, Radicondoli
11/12/1724	43.206	11.008	5.10	7-8	Travale
21/3/1925	43.227	10.871	4.29	5-6	Larderello, Montecerboli
19/10/1933	43.166	10.864	3.93	5-6	Sasso Pisano
19/8/1970	43.252	10.788	4.68	6	Monterotondo Marittimo, Pomarance
24/6/1990			3.56	5-6	Monterotondo Marittimo
6/8/1993	43.291	10.944	4.03	5-6	Casole d'Elsa, Castelnuovo di Val di Cecina, Montecatini Val di Cecina, Pomarance
20/5/1998	43.081	10.810	4.19	5-6	Monterotondo Marittimo

MONTE AMIATA					
Data	Latitudine (°N)	Longitudine (°E)	Magnitudo (Mw)	Intensità massima (MCS)	Località più colpite
1287	42.880	11.678	4.86	6-7	Abbadia San Salvatore
15/5/1774	42.831	11.586	4.63	6	Santa Fiora
5/10/1777	42.880	11.757	5.14	8	Radicondoli, Abbadia San Salvatore, Piancastagnaio
20/5/1998	43.081	10.810	4.19	5-6	Monterotondo Marittimo
11/1/1815	42.865	11.683	4.86	7	Abbadia San Salvatore
17/6/1868	42.870	11.538	4.40	6-7	Arcidosso
17/12/1902	42.839	11.602	4.83	7	Bagnolo
12/2/1905	42.862	11.558	4.55	6-7	Santa Fiora
10/9/1919	42.793	11.788	5.36	8	Piancastagnaio, Radicondoli
3/9/1925	42.867	11.602	4.16	5-6	Santa Fiora
8/1/1926	42.852	11.631	4.90	7	Abbadia San Salvatore, Bagnolo, Marroneto
19/6/1940	42.850	11.716	4.64	6-7	Radicondoli
16/10/1940	42.885	11.867	5.29	7-8	Radicondoli
3/11/1948	42.861	11.563	4.82	7	Bagnore
30/5/1958	42.896	11.769	4.05	6	Radicondoli
16/4/1975	42.850	11.688	4.16	6	Piancastagnaio
1/4/2000	42.831	11.691	4.52	6-7	Piancastagnaio

pressione può risalire nel foro e invadere livelli permeabili più superficiali. Tale inconveniente si può evitare con il progressivo condizionamento e la cementazione del pozzo. Oggi l'inquinamento delle acque di fiumi, laghi e coste marine presso i campi geotermici è molto ridotto, grazie alla diffusa pratica della re-iniezione del liquido. Comunque, è senz'altro utile effettuare l'analisi periodica della qualità delle acque. In Toscana tale compito è svolto dall'Autorità regionale per la protezione dell'Ambiente (ARPAT).

Il bacino del Fiume Cornia, che nasce ad Ovest del campo di Larderello e sfocia nel Mar Tirreno (Figura 1), ospita un acquifero alluvionale nelle cui acque sono state riscontrate concentrazioni di boro sino a 8.4 ppm (mg/l), assai maggiori del limite consentito per l'acqua potabile (Bianchini et alii, 2005). Tuttavia, accurate analisi geochimiche indicano che tale anomalia dipende dal progressivo rilascio del boro contenuto nei sedimenti dell'acquifero. L'accumulo di boro è stato causato dalle numerose sorgenti termali che sino all'inizio del secolo scorso caratterizzavano l'alta Valle del Cornia (Nasini, 1930). Peraltro, tali emissioni sono completamente cessate con il progressivo sfruttamento del campo geotermico di Larderello (Bianchini et alii, 2005).

Borgia et alii (2014, 2015) sostengono che il collasso gravitazionale del Monte Amiata avviene per mezzo di faglie normali che mettono in comunicazione l'importante acquifero ospitato nelle rocce vulcaniche con il sottostante serbatoio geotermico. Come discusso in precedenza, questa visione è rifiutata in modo deciso da Barazzuoli et alii (2015). Anzi, le indagini geologiche, mineralogiche, geochimiche ed idrogeologiche di Barelli et alii (2010), Doveri et alii (2012) e La Felice et alii (2014) mostrano che l'acquifero freatico del Monte Amiata è ben isolato dal sistema geotermico grazie alla copertura impermeabile delle Unità liguri. Tale copertura, localmente spessa centinaia di metri, giustifica anche la scarsità delle manifestazioni superficiali del sistema geotermico del Monte Amiata, come sorgenti calde e fumarole (Doveri et alii, 2012). Tuttavia, occorre ricordare che il

Monte Amiata, come altre zone vulcaniche e non vulcaniche italiane, è interessato da un'intensa emissione naturale di biossido di carbonio, che dal mantello litosferico risale verso la superficie mediante faglie profonde (Froncini et alii, 2009; Frezzotti et alii, 2010).

Le emissioni in atmosfera

I gas non condensabili (NCG) accompagnano il geofluido dal serbatoio sino alla centrale elettrica, mescolandosi al vapore d'acqua che prima alimenta la turbina e uscendo entra nel condensatore. Qui il vapore condensa, mentre i NCG debbono essere allontanati per mezzo di eiettori, pompe a vuoto o turbo-compressori per evitarne l'accumulo, che diminuirebbe l'efficienza della generazione dell'energia elettrica (DiPippo, 2012). I NCG sono composti da biossido di carbonio (CO₂) assieme a piccole quantità di metano, monossido di carbonio, idrogeno, solfuro di idrogeno, acido borico ed ammoniaca (CH₄, CO, H₂, H₂S, H₃BO₃, NH₃), oltre ad elementi in traccia come arsenico e mercurio (As, Hg). La reazione con l'ossigeno dell'aria può produrre ossidi inquinanti di zolfo ed azoto (SO₂, NO, NO₂).

Il contenuto di NCG è variabile, in relazione all'evoluzione del geofluido nel serbatoio. In Toscana il contenuto di NCG tende a diminuire man mano che la produzione si concentra nel serbatoio profondo, ubicato nel basamento metamorfico. Nei campi geotermici di Larderello-Lago Boracifero e Radicondoli-Travale il contenuto in peso di NCG è rispettivamente 1-15 % e 6-8% (DiPippo, 2012; Razzano e Cei, 2015). Com'è noto, i serbatoi geotermici superficiali del Monte Amiata e del Lazio settentrionale sono sormontati da una zona satura di miscela gassosa (Barelli et alii, 2010; Doveri et alii, 2010). In effetti, il fluido estratto inizialmente era soprattutto CO₂ (sino al 90%) e vapor d'acqua. Nel corso dello sfruttamento il contenuto di NCG è calato, pur rimanendo elevato (8-30%). Infine, l'abbandono del serbatoio superficiale in favore del serbatoio profondo consentenl'estrazione di un geofluido meno ricco di NCG (6-8%, Razzano e Cei, 2015).

Gli inquinanti tossici

Per quanto riguarda le emissioni in atmosfera occorre distinguere tra le sostanze tossiche e le sostanze innocue ma indesiderate, come il biossido di carbonio. La concentrazione nell'aria di gas ed elementi tossici non può superare i valori di soglia definiti in ambito internazionale, nazionale e regionale (Minichilli et alii, 2012; Gartner, 2018). Pertanto, prima di scaricare in aria i NCG occorre rimuovere le eventuali sostanze tossiche in eccesso. A questo proposito, dal 2005 le centrali geotermoelettriche toscane sono equipaggiate con l'impianto per l'abbattimento del mercurio e dell'idrogeno solforato (AMIS®, Baldacci et alii, 2005). Nella prima fase il flusso di NCG esce dal compressore a circa 70 °C ed attraversa un letto di selenio e carbone attivo che rimuove le tracce di mercurio. I NCG entrano poi in un reattore catalitico, ove si mescolano ad un flusso d'aria per attivare l'ossidazione esotermica dell'H₂S ad SO₂. Infine, la miscela gassosa è lavata in contro-corrente dall'acqua geotermica prelevata dalla base della torre di raffreddamento. Il biossido di zolfo reagisce con l'acqua geotermica debolmente basica, formando solfiti, tiosolfati e tiosolfati solubili. Se l'ammoniaca disciolta nell'acqua geotermica non è sufficiente, si aggiungono piccole quantità di idrossido di sodio per alzare il pH. Il processo consente la rimozione pressoché totale del mercurio e del solfuro di idrogeno dai NCG (>99%, Baldacci et alii, 2005; Gartner, 2018). La qualità dell'aria è controllata con frequenza dall'ARPAT. Il rapporto più recente (Gartner, 2018) riguarda l'anno 2016, quando sono stati effettuati 17 controlli delle emissioni in 11 centrali elettriche, soprattutto nella zona del Monte Amiata e con particolare attenzione alla concentrazione di arsenico, ammoniaca, mercurio e solfuro di idrogeno in uscita dagli sfiori dei pozzi di produzione, dalle torri di raffreddamento e dagli impianti AMIS®. I risultati dei controlli indicano che le emissioni delle sostanze suddette sono sempre rimaste al di sotto delle soglie fissate dalla Regione Toscana (Gartner et alii, 2018).

Tali conclusioni corroborano le valutazioni di uno precedente studio epidemiologico, mirato a valutare lo stato di salute della popolazione residente nelle zone geotermiche toscane (Minichilli et alii, 2012). Nel periodo 2000-2006 la popolazione residente nei 16 Comuni in cui si svolge lo sfruttamento geotermico era di circa 43.000 persone. Tale campione è stato analizzato in relazione a molteplici indicatori sanitari come la mortalità generale e l'insorgenza di patologie infettive e degli apparati digerente, circolatorio, nervoso, respiratorio, oltre a vari tipi di tumore. Mediante opportuni indicatori statistici, la situazione sanitaria nei suddetti Comuni geotermici è stata confrontata con quella di 82 Comuni toscani, vicini ma fuori dalle zone geotermiche. I risultati ottenuti indicano che nelle zone geotermiche il quadro epidemiologico è nel suo complesso non difforme da quello dei comuni limitrofi non geotermici (Minichilli et alii, 2010).

Il problema dell'anidride carbonica

È ben noto che alcuni gas ed il vapor d'acqua assorbono la radiazione infrarossa emessa dal suolo, impedendone la dispersione nello spazio. Il biossido di carbonio assorbe solo due bande molto strette dell'ampia emissione infrarossa del terreno (lunghezza d'onda tra 4 e 50 μm). Tali bande di assorbimento sono centrate sulle lunghezze d'onda di 4.3 e 15 μm (Figura 2).

La possibilità di un cambiamento climatico globale, causato dalla massiccia immissione in atmosfera di "gas serra" prodotti dalle attività umane, è al centro dell'attenzione mondiale (Ruddiman et alii, 2016). Poiché il biossido di carbonio prevale di gran lunga nei NCG geotermici, è necessario valutare questo tipo di impatto ambientale. Bravi e Basosi (2014) riportano un'accurata stima dell'anidride carbonica emessa dagli impianti geotermici del Monte Amiata, valutando la massa di CO_2 rilasciata per unità di energia elettrica prodotta (kg/MWh). Nel periodo 2002-2009 le centrali del Monte Amiata hanno emesso da 380 a 1045 kg/MWh di biossido di carbonio. Questo dato può essere confrontato con il rilascio

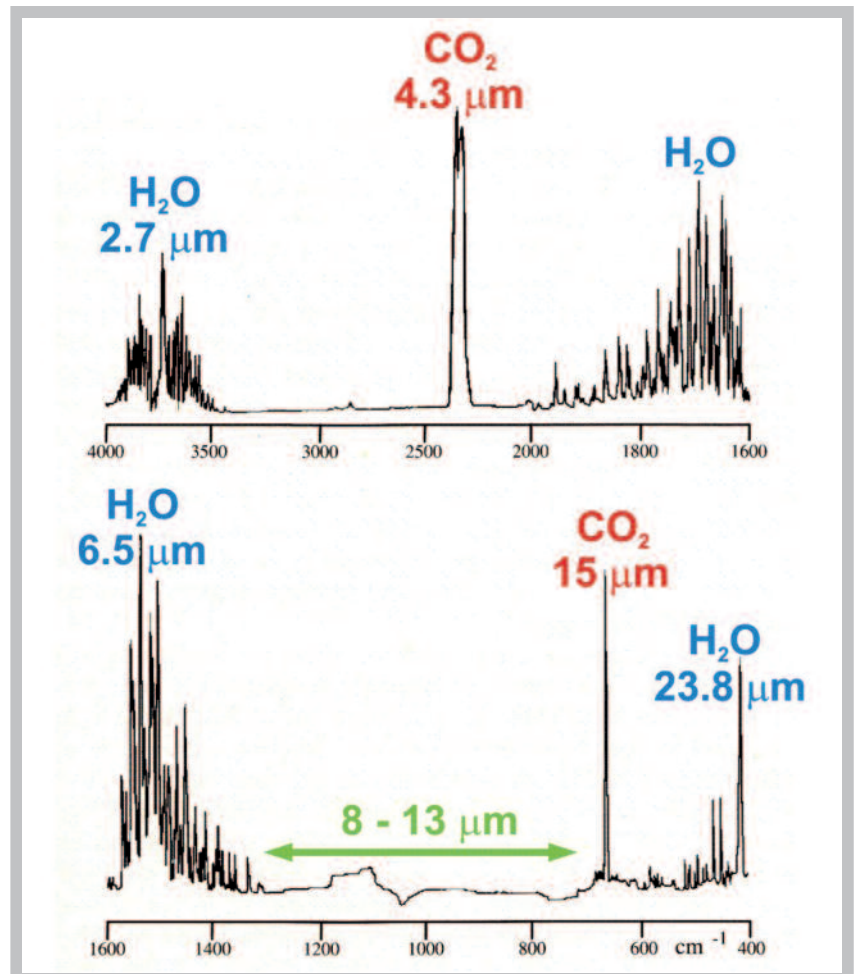
atteso dalla combustione di combustibili fossili, rispettivamente valutato in 600, 894 e 951 kg/MWh per il gas naturale, il petrolio ed il carbone (Bloomsfeld et alii, 2003). Il rilascio geotermico stimato da Bravi e Basosi (2014) è alquanto più elevato del valore medio mondiale (91 kg/MWh, Bloomsfeld et alii, 2003), probabilmente a causa dell'elevato contenuto di NGG nel geofluido del Monte Amiata. Come ricordato in precedenza, nella Toscana meridionale avviene un'intensa emissione naturale di anidride carbonica dal suolo verso l'atmosfera (Frezzotti et alii, 2010).

Ceroti et alii (2015) valutano che il flusso di CO_2 esalato nei permessi di esplorazione ubicati presso il Monte Amiata sia quasi 4 volte superiore al rilascio delle centrali elettriche in attività. Pertanto, è plausibile che parte dell'anidride carbonica emessa dagli impianti geotermici sarebbe stata comunque rilasciata dal degassamento naturale (Fronzini et alii, 2009).

In ogni caso, due strategie alternative permettono di ridurre l'emissione di CO_2 . Bravi e Basosi (2014) suggeriscono un drastico cambiamento nella progettazione degli impianti geotermici. L'unico

▼ Figura 2

Spettro di assorbimento infrarosso dell'acqua e del biossido di carbonio (modificato da Pedulli, 1996). Nell'asse orizzontale è riportato il numero d'onda della radiazione infrarossa (cm^{-1}), il cui inverso è la lunghezza d'onda. Sono indicate le lunghezze d'onda centrali delle bande di assorbimento delle due sostanze considerate. Si noti che il vapor d'acqua assorbe larghe bande di radiazione, mentre per l'anidride carbonica le bande di assorbimento sono molto strette. Inoltre, né l' H_2O né la CO_2 assorbono nell'intervallo 8-13 μm ; sono cioè "trasparenti" per la radiazione infrarossa di quella lunghezza d'onda.



sistema che previene il rilascio di NCG in atmosfera è la re-iniezione totale del geofluido. Ciò implica l'adozione di un impianto che integri un singolo o doppio stadio di evaporazione (*flashing*) con un ciclo binario (DiPippo, 2012; Viti, 2019). Il vapore separato dalla soluzione salina (salamoia) alimenta la turbina ad alta pressione, mentre la salamoia cede calore al fluido di lavoro del ciclo binario (preferibilmente normal-esano, C_6H_{14}), il quale evapora alimentando la turbina di bassa pressione. Infine, il condensato dalla turbina ad alta pressione, la salamoia raffreddata ed i NCG vengono pompati nei pozzi di re-iniezione.

Bruscoli et alii (2015) presentano il progetto di un impianto di questo tipo, valutandone l'efficienza rispetto a quella dell'attuale centrale Bagnore 3 del Monte Amiata. Essi trovano che, nelle stesse condizioni operative, l'impianto integrato avrebbe un rendimento termodinamico del 10.02%, rispetto al 13.2% di Bagnore 3. Il cospicuo calo di efficienza sarebbe compensato dalla totale assenza di emissioni ambientali, sia gassose che liquide. Tuttavia, la re-iniezione di una miscela liquido-gas presenta due grossi rischi. Il primo è la formazione di bolle di gas nel serbatoio, con drastica riduzione della permeabilità. Il secondo rischio è il flusso diretto di NCG dal pozzo di iniezione al pozzo di produzione, una sorta di corto-circuito idraulico. Pertanto, prima di adottare tale soluzione occorre valutare in modo accurato le proprietà fisiche del serbatoio geotermico, per esempio sviluppando appositi modelli numerici (Bruscoli et alii, 2015).

L'altra possibile strategia è l'immissione dei NCG prodotti dalla centrale ad un impianto per la purificazione e la liquefazione dell'anidride carbonica. In effetti la CO_2 è una risorsa mineraria impiegata in vari processi industriali (bevande gassate, surgelazione e confezionamento degli alimenti, neutralizzazione delle acque reflue acide, saldatura ed apparati medicali). D'altra parte, la Regione Toscana proibisce la perforazione di nuovi pozzi di estrazione, imponendo che tutta la CO_2 commerciale provenga dagli impianti geotermici (delibera 756/2014 della Giunta Regionale). A tal proposito, la Società Consorgas S.r.l. sta valutando la costruzione nel

Comune di Radicondoli di un impianto per la liquefazione dell'anidride carbonica proveniente dall'impianto AMIS® della centrale elettrica "Nuova Radicondoli". Lo stabilimento produrrà sino a 40000 tonnellate all'anno di CO_2 liquida mediante un processo di compressione, refrigerazione ed espansione che permette di portare il gas al di sotto del suo punto critico (temperatura e pressione di circa 31 °C e 75 bar). La CO_2 verrà stoccata e poi trasportata agli acquirenti per mezzo di autocisterne. La produzione suddetta corrisponde ad oltre il 13% del fabbisogno nazionale italiano di CO_2 . Il recupero dell'anidride carbonica da tutti gli impianti geotermici toscani consentirebbe sia di evitare le emissioni in atmosfera sia di generare una cospicua risorsa economica aggiuntiva.

La modifica del paesaggio naturale

Ogni tipo di industria ha delle conseguenze sul paesaggio della zona ove è ubicata. Le attività geotermiche richiedono anzitutto l'occupazione del terreno, prima per ospitare i cantieri di perforazione e poi per la costruzione e l'esercizio dell'impianto geotermico, che può avere una vita operativa di molti decenni. C'è inoltre da considerare l'impatto visivo della rete di tubazioni ove scorre il geofluido, la quale può essere lunga decine di chilometri. Inoltre, per rendere minime le perdite di carico del fluido, tali tubazioni debbono avere grande diametro (dell'ordine di 600 mm). Tuttavia, è importante notare che la superficie occupata dagli impianti geotermici è assai minore rispetto agli altri tipi di centrale elettrica (DiPippo, 2012). Valutando tale area per unità di potenza elettrica installata, le attività geotermiche (compresi i pozzi) richiedono 1250-2290 m^2/MW . Le turbine eoliche necessitano 16000 m^2/MW , che salgono a 28000-66000 m^2/MW per gli impianti solari termici e fotovoltaici. Infine, le centrali nucleari, a carbone ed idroelettriche richiedono grandi superfici: 10000, 40000 ed 1200000 m^2/MW , rispettivamente (DiPippo, 2012).

Il progetto architettonico innovativo delle centrali geotermiche più recenti della Toscana, come Bagnore 3 e Bagnore 4, le rende compatibili con l'ambiente in cui si trovano (DiPippo,

2012, 2015). In particolare, le vecchie ed ingombranti torri di raffreddamento a tiraggio naturale, che potevano raggiungere 70 metri di altezza, sono state sostituite da torri a tiraggio forzato inglobate nell'edificio principale della centrale.

Un problema importante è il declino delle manifestazioni idrotermali naturali a causa dello sfruttamento geotermico. Per esempio, i 22 geysers presenti nell'area di Wairakei (Nuova Zelanda) sono cessati dopo neppure 20 anni dall'inizio della produzione geotermica, che risale al 1958 (DiPippo, 2012). In effetti, il geofluido affluisce al pozzo di produzione grazie alla caduta di pressione nel serbatoio (*drawdown*). Tale depressione però richiama nella zona di estrazione anche il fluido che sarebbe altrimenti risalito verso la superficie per convezione naturale. Il drenaggio verso i pozzi è accentuato dal fatto che la portata di fluido estratto supera largamente l'emissione naturale (Grant e Blixey, 2011).

Nel sistema di Larderello-Travale, la portata di geofluido emessa dalle manifestazioni superficiali è calata in un secolo da oltre 110 t/h a sole 20 t/h, a fronte di una produzione attuale di vapore di circa 4700 t/h (Romagnoli et alii, 2010). Sino all'inizio del secolo scorso, la zona era caratterizzata da numerose sorgenti termali e pittoresche emissioni di vapore geotermico, localmente denominate *lagoni*, *fumacchi* e *soffioni* (Nasini, 1930). Oggi sopravvivono solo poche manifestazioni di questo tipo, ubicate per lo più tra Monterotondo Marittimo e Sasso Pisano. La loro tutela è importante sia per preservare le caratteristiche ambientali ed i peculiari ecosistemi, sia per lo sviluppo del turismo locale. A tale scopo è stato istituito il Parco nazionale delle Colline Metallifere Grossetane (Tuscan Mining Geopark, www.parcocollinemetallifere.it). Anche l'area del Monte Amiata presenta importanti ecosistemi da preservare, pur in assenza di significative manifestazioni idrotermali.

La sostenibilità della risorsa geotermica

L'interpretazione dei dati raccolti da numerosi campi geotermici suggerisce che la produzione di energia nel tempo

segua un andamento caratteristico (Di Pippo, 2012). Nei primi mesi di attività la produzione sale rapidamente, sino a raggiungere un tetto massimo che si può mantenere stabile per qualche anno (Figura 3). Poi la produzione energetica comincia a declinare, prima rapidamente e poi lentamente. Infine, nell'ultima fase la produzione torna ad essere stabile, seppure molto inferiore rispetto al picco massimo. Ciò indica il raggiungimento dell'equilibrio tra l'estrazione del geofluido, da un lato, e la combinazione tra ricarica naturale e re-iniezione, dall'altro (DiPippo, 2012). Solo in quest'ultima fase di equilibrio stazionario l'attività geotermica può essere considerata sostenibile. È importante notare che l'energia termica estratta $Q = Wh$ è il prodotto della portata di geofluido (W) per la l'entalpia specifica (h), che a sua volta dipende dalla temperatura, dalla pressione e dalla proporzione di vapore rispetto al liquido. Poiché la pressione del geofluido diminuisce aumentando la portata, un'estrazione sostenuta per lungo tempo causa il calo dell'entalpia specifica e quindi dell'energia termica totale. Inoltre, il

progressivo calo di pressione nel serbatoio determina l'evaporazione sempre più spinta dell'acqua di poro (Grant e Bixley, 2011). Ciò causa la produzione di vapore surriscaldato, che può portare al rapido disseccamento del serbatoio geotermico (*dry-out*), se la ricarica non compensa la perdita d'acqua. A tal proposito, Grant e Bixley (2011) ricordano che spesso il declino della portata ha un andamento esponenziale: $W(t) = W_0 e^{-\alpha t}$, ove il tempo (t) è valutato dal momento in cui è estratta la portata massima (W_0), mentre α è la costante di declino, dipendente dal tipo di sistema geotermico. Se il declino è molto lungo (ovvero per $t \rightarrow \infty$), l'integrazione della relazione precedente fornisce la massa totale di fluido che può essere estratto: W_0/α .

Un caso ben documentato di declino riguarda il campo geotermico The Geysers nella California settentrionale. A causa dell'accentuato sfruttamento, la produzione totale annua di vapore era calata del 45% tra il 1985 ed il 1995 (DiPippo, 2012; Grant e Bixley, 2011). Il

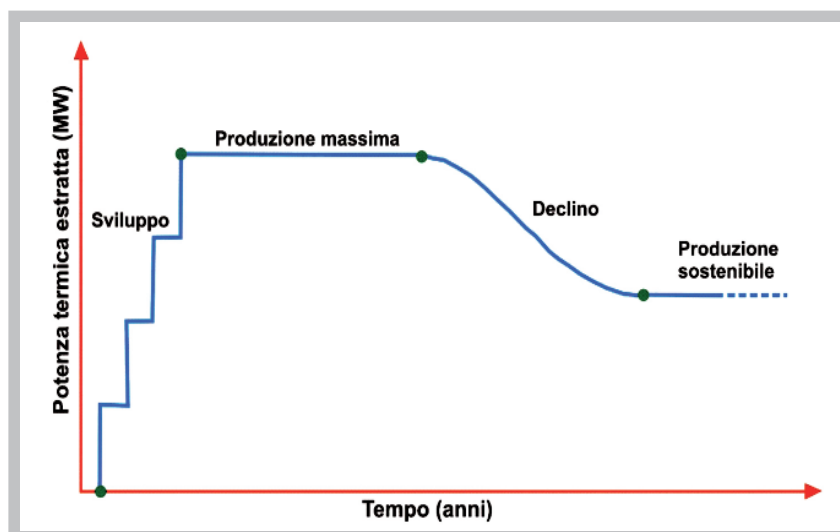
declino è stato arrestato solo grazie alla massiccia iniezione di liquido. Attualmente l'acqua immessa nel sistema raggiunge il 90% della massa di vapore estratto. Peraltro, oltre al condensato geotermico vengono iniettate acque reflue provenienti dalle contee circostanti di Lake County e Santa Rosa (DiPippo, 2012). La re-iniezione consente quindi di contrastare il declino, di eliminare i liquidi geotermici di scarto (spesso contenenti sostanze incrostanti ed aggressive) ed anche di smaltire acque contaminate civili ed industriali.

I sistemi geotermici dominati dal vapore producono geofluidi di alta qualità ma sono vulnerabili. Infatti, la ricarica di vapore nel serbatoio è di norma assai più lenta rispetto all'estrazione. La produzione di vapore eccessiva o troppo rapida può provocare la scomparsa del velo d'acqua liquida che aderisce alle rocce, provocando il disseccamento del serbatoio. In tal caso la produzione cessa per molti anni, sino a che l'acqua di ricarica non satura il serbatoio e ricomincia ad evaporare (DiPippo, 2012; Grant e Bixley, 2011). In Toscana, la sostenibilità è dunque più difficile per il sistema di Larderello-Travale, dominato dal vapore, che per il sistema del Monte Amiata, dominato dal liquido. Per esempio, la portata di vapore prodotta dal pozzo di Valle Secolo (Larderello) è aumentata rapidamente dal 1950 al 1954 raggiungendo 300 kg/s, per poi declinare a soli 120 kg/s nel 1978. La re-iniezione, condotta da quel momento con successo, ha riportato la produzione a circa 170 kg/s nel 1994 (Axelsson, 2012). Questo indica che nei sistemi dominati dal vapore l'iniezione di liquido non consente un pieno ripristino della produttività massima iniziale.

Peraltro, la massa di liquido iniettato mai eguaglia la massa di vapore estratto. Ciò dipende da varie cause, tra cui l'inevitabile perdita di condensato che evapora nelle torri di raffreddamento della centrale elettrica. Inoltre, l'iniezione non è conveniente laddove pompare il liquido nel serbatoio richiede una pressione eccessivamente grande (>50 bar). Per quest'ultimo motivo, l'iniezione non è effettuata nel campo di Radicondoli-Travale. Invece, nel campo di Larderello-Lago la portata di liquido iniettato raggiunge il 40% della

▼ Figura 3

Schema dell'evoluzione nel tempo della produzione di energia da un campo geotermico (modificato da DiPippo, 2012). Nella prima fase (sviluppo) la produzione cresce rapidamente. I gradini rappresentano la progressiva apertura dei vari pozzi di estrazione. Nella seconda fase si raggiunge l'apice della produzione energetica. L'impoverimento del serbatoio e/o la diminuzione dell'entalpia del geofluido portano inevitabilmente al declino della produzione. Infine, il raggiunto equilibrio tra estrazione e ricarica del serbatoio identifica la fase della sostenibilità. La durata del declino ed il livello della produzione sostenibile (comunque ben inferiore alla produzione massima) dipende dalla gestione del sistema geotermico, in particolare dalle attività di re-iniezione di liquido nel serbatoio.



portata di vapore estratto (Romagnoli et alii, 2010). A Larderello l'iniezione avviene di solito al tetto del serbatoio geotermico (Rivera-Diaz et alii, 2005). Un vantaggio aggiuntivo dell'iniezione dell'acqua quasi pura, ottenuta dalla condensazione del vapore, è la diluizione dei gas presenti nel geofluido (Rivera-Diaz et alii, 2005). Al contrario, l'iniezione delle salamoie prodotte dal *flashing* può causare corrosione delle tubazioni ed incrostazioni negli impianti e nel serbatoio attorno al pozzo di iniezione. Inoltre, può capitare che la fratturazione del serbatoio diriga il fluido freddo direttamente al pozzo di produzione, impedendo un sufficiente riscaldamento (Axelson, 2012). In definitiva, la re-iniezione è di fondamentale importanza per assicurare la sostenibilità della produzione e per ridurre l'impatto ambientale. Tuttavia la corretta pianificazione dell'iniezione richiede che i parametri fondamentali (numero, disposizione e profondità dei pozzi, pressione e portata del liquido)

debbano essere valutati in modo accurato, per esempio avvalendosi di modelli numerici del flusso del fluido nel serbatoio (Grant e Bixley, 2011).

Conclusioni

L'industria geotermica può avere serie conseguenze sull'ambiente e sulle comunità, come indicato da un'ampia casistica a livello mondiale. Tuttavia, ciò dipende dalle caratteristiche del sistema geotermico e soprattutto dalla gestione della produzione. Infatti, è possibile rendere minimo l'impatto delle attività geotermiche a patto di avvalersi dei più avanzati modelli scientifici, delle moderne tecnologie impiantistiche e del monitoraggio continuo dei parametri ambientali, come i cedimenti del terreno, la sismicità e la qualità dell'aria e dell'acqua.

Nella Toscana meridionale il problema principale sembra l'emissione in atmosfera di anidride carbonica, che potrà essere attenuata sia cambiando la tipologia degli impianti di

produzione dell'energia elettrica, sia trasformando la CO₂ da emissione indesiderata in una risorsa economica. Deve invece essere approfondito lo studio della subsidenza nel sistema di Larderello-Travale, messa in luce da recenti indagini di telerilevamento. Infine, la mole di informazioni geologiche e geofisiche accumulate nel corso di decenni di esplorazione e produzione dovrà essere impiegata al meglio per valutare la sostenibilità dello sfruttamento attuale e l'eventuale espansione. Tale esigenza è accentuata dal fatto che in entrambi i sistemi geotermici toscani l'estrazione di geofluido è ormai concentrata nel serbatoio profondo, ove la temperatura è più elevata e minore la proporzione di gas indesiderati. Peraltro le caratteristiche petrofisiche di tale orizzonte produttivo sono solo parzialmente note, soprattutto per quanto riguarda il sistema di fratture che permette il flusso dei fluidi nel basamento metamorfico e la ricarica del sistema.

Bibliografia

- Axelsson G. (2012) - *Role and management of geothermal reinjection*. Presented at "Short Course on Geothermal Development and Geothermal Wells", organized by UNU-GTP and La Geo, in Santa Tecla, El Salvador, March 11-17, 2012, 1-21.
- Baldacci A., Mannari M., Sansone F. (2005) - *Greening of geothermal power: an innovative technology for abatement of hydrogen sulphide and mercury emission*. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005, 1-5.
- Barazzuoli P., Bertini G., Brogi A., Capezzuoli E., Conticelli S., Doveri M., Ellero A., Gianelli G., La Felice S., Liotta D., Marroni M., Manzella A., Meccheri M., Montanari D., Pandeli E., Principe C., Ruggieri G., Sbrana A., Vaselli O., Vezzoli L. (2015) - *Comment on: "Borgia, A., et al., 2014. Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata Volcano, Italia. J. Volc. Geoth. Res. 284, 16-31"*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 303: 1-6, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.004>.
- Barelli A., Ceccarelli A., Dini I., Fiordelisi A., Giorgi N., Lovari F., Romagnoli P. (2010) - *A review of the Mt. Amiata geothermal system (Italy)*. Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- Bianchini G., Pennisi M., Cioni R., Muti A., Cerbai N., Kloppmann W. (2005) - *Hydrochemistry of the high-boron groundwaters of the Cornia aquifer (Tuscany, Italy)*. Geothermics, 34: 297-319, doi:10.1016/j.geothermics.2005.04.002.
- Bloomfield K., Moore J.N., Neilson Jr. R.M. (2003) - *Geothermal energy reduces greenhouse gases*. Geothermal Research Council Bulletin, 77-79, <http://www.geothermaliorg/articles/greenhousegases.pdf>.
- Borgia A., Mazzoldi A., Brunori C.A., Allocca C., Delcroix C., Micheli L., Vercellino A., Grieco G. (2014) - *Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata volcano, Italia*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 284:16-31, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.018>.
- Borgia A., Mazzoldi A., Brunori C.A., Allocca C., Delcroix C., Micheli L., Vercellino A., Grieco G. (2015) - *Reply to: "Barazzuoli, P., et al., 2015. Comment on: Borgia, A., et al., 2014. Volcanic spreading forcing and feedback in geothermal reservoir development, Amiata Volcano, Italia. J. Volc. Geoth. Res. 284, 16-31"*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 303: 209-215, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.08.006>.
- Bravi M., Basosi R. (2014) - *Environmental impact of electricity from selected geothermal power plants in Italy*. Journal of Cleaner Production, 66: 301-308. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jclepro.2013.11.015>.
- Braun T., Dahm T., Kruger F., Ohrnberger M. (2016) - *Does geothermal exploitation trigger earthquakes in Tuscany?* EOS, American Geophysical Union, 97.
- Bruscoli L., Fiaschi D., Giampaolo M., Tempesti D. (2015) - *Improving the environmental sustainability of flash geothermal power plants- A case study*. Sustainability, 7: 15262-15283; doi:10.3390/su71115262.
- Ceroti M., Fiordelisi A., Fulignati P., Marianelli P., Sbrana A., Scazzola S. (2015) - *Integrated approach for a successful geothermal wells location in the Mt. Amiata Area (Southern Tuscany)*. Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 1-9.
- Coltorti M., Brogi A., Fabbrini L., Firuzabadi D., Pieranni L. (2011) - *The sagging deep-seated gravitational movements on the eastern side of Mt. Amiata (Tuscany, Italy)*. Natural Hazards, 59: 191-208, doi:10.1007/s11069-011-9746-3.
- DiPippo, R. (2012) - *Geothermal Power Plants: Principles, Applications, Case Studies, and Environmental Impact, 3rd edition*. Butterworth-Heinemann - Elsevier, Oxford UK and Waltham, USA, ISBN 978-0-08-098206-9

- Doveri M., Lelli M., Marini L., Raco B. (2010) - *Revision, calibration, and application of the volume method to evaluate the geothermal potential of some recent volcanic areas of Latium, Italy*. *Geothermics*, 39: 260-269, doi:10.1016/j.geothermics.2010.06.002.
- Doveri M., Nisi B., Cerrina Feroni A., Ellero A., Menichinni M., Lelli M., Masetti G., Da Prato S., Principe C., Raco B. (2012) - *Geological, hydrodynamic and geochemical features of the volcanic aquifer of Mt. Amiata (Tuscany, central Italy): an overview*. *Acta Vulcanologica*, 24: 51-72.
- 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, doi:10.1016/j.geothermics.2011.08.002.
- Fjær E., Holt R.M., Horsrud P., Raaen A.M., Risnes R. (2008) - *Petroleum Related Rock Mechanics, Second Edition*. Elsevier B.V., Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, Oxford, UK, ISBN: 978-0-444-50260-5.
- Frezzotti M.L., Peccerillo A., Panza G. (2010) - *Earth's CO₂ degassing in Italy*. *Journal of the Virtual Explorer*, 36, Paper 21, doi: 10.3809/jvirtex.2010.00227.
- Fronchini F., Caliro S., Cardellini C., Chiodini G., Morgantini N. (2009) - *Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy)*. *Applied Geochemistry*, 24: 860-875, doi:10.1016/j.apgeochem.2009.01.010.
- Gartner I. (2018) - *Monitoraggio delle aree geotermiche toscane anno 2016*. ARPAT - Area Vasta Sud Settore Geotermia - Controllo alle emissioni delle centrali geotermoelettriche, 33 pagg.
- Grant M.A., Bixley P.F. (2011) - *Geothermal Reservoir Engineering, Second Edition*. Academic Press-Elsevier Inc., Burlington, San Diego, USA, Oxford, UK, ISBN 978-0-12-383880-3.
- La Felice S., Montanari D., Battaglia S., Bertini G., Gianelli G. (2014) - *Fracture permeability and water-rock interaction in a shallow volcanic groundwater reservoir and the concern of its interaction with the deep geothermal reservoir of Mt. Amiata, Italy*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284: 95-105, http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.017.
- Mazzoldi A., Borgia A., Ripepe M., Marchetti E., Ulivieri G., della Schiava M., Allocca C. (2015) - *Faults strengthening and seismicity induced by geothermal exploitation on a spreading volcano, Mt. Amiata, Italia*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301: 159-168, http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.015.
- McGarr A. (2014) - *Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection*. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 119: 1008-1019, doi:10.1002/2013JB010597.
- Minichilli F., Nuvolone D., Bustaffa E., Cipriani F., Vigotti M.A., Bianchi F. (2012) - *Stato di salute delle popolazioni residenti nelle aree geotermiche della Toscana*. *Epidemiologia Prevenzione*, 36 (5) suppl. 1: 1-104.
- Nasini R., 1930. *I soffioni e i lagoni della Toscana e la industria boracifera*. Roma, Tipografia Editrice Italia, 658 pagg.
- Pedulli G.F. (1996) - *Metodi Fisici in Chimica Organica*. Piccin Nuova Libreria S.p.A., Padova, ISBN: 88-299-1279-4.
- Piccinini D., Saccorotti G., Mazzarini F., Anselmi M., Chiarabba C. (2014) - *Seismicity at the Larderello-Travale geothermal field (Italy)*. Second European Conference on earthquake engineering and seismology. Istanbul, Turkey, August 25-29, 2014, 1-3.
- Razzano F., Cei M. (2015) - *Geothermal Power Generation in Italy 2010-2014 Update Report*. Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 1-10.
- Rivera Diaz A., Kaya E., Zarrouk S.J. (2015) - *Reinjection in geothermal fields: A worldwide review update*. Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 1-18.
- Romagnoli P., Arias A., Barelli A., Cei M., Casini M. (2010) - *An updated numerical model of the Larderello-Travale geothermal system, Italy*. *Geothermics*, 39: 292-313, doi:10.1016/j.geothermics.2010.09.010.
- Rosi A., Tofani V., Agostini A., Tanteri L., Tacconi Stefanelli C., Catania F., Casagli N. (2016) - *Subsidence mapping at regional scale using persistent scatters interferometry (PSI): The case of Tuscany region (Italy)*. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 52: 328-337, http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2016.07.003.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (2016) - *CPTI15, the 2015 Version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy, https://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15.
- Ruddiman W.F., Fuller D.Q., Kutzbach J.E., Tzedakis P.C., Kaplan J.O., Ellis E.C., Vavrus S.J., Roberts C.N., Fyfe R., He F., Lemmen C., Woodbridge J. (2016) - *Late Holocene climate: Natural or anthropogenic?* *Reviews of Geophysics*, 54, doi: 10.1002/2015RG000503.
- Shapiro S.A., Dinske C., 2009. *Fluid-induced seismicity: Pressure diffusion and hydraulic fracturing*. *Geophysical Prospecting*, 57: 301-310, doi:10.1111/j.1365-2478.2008.00770.x.
- Shortall R., Davidsdottir B., Axelsson G. (2015) - *Geothermal energy for sustainable development: A review of sustainability impacts and assessment frameworks*. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 44: 391-406, http://dx.doi.org/10.1016/j.rser.2014.12.020.
- Viti M. (2019) - *Geotermia in Toscana: nuove conoscenze ed innovazioni tecnologiche*. *Il Geologo*, 108: 8-23 (www.geologitoscana.it).
- Viti M., Tavarnelli E. (2018) - *Geotermia nella Toscana meridionale: una risorsa importante da gestire con cura*. *Etrurianatura, una finestra sul territorio*. Accademia dei Fisiocritici, Siena, XII - Volume Speciale sulle acque termali, 10-24, ISSN 2282-2607.



Geognostica e
consolidamento terreni

www.mappogeognostica.it

Mappo Geognostica srl

Loc. Biagioni 60 • 55010 Spianate LU • Tel. 0583 20799 • Fax 0572 930069