



## Geotermia in Italia. Aspetti geologici, tecnologici ed ambientali

This is the peer reviewed version of the following article:

*Original:*

Viti, M. (2021). Geotermia in Italia. Aspetti geologici, tecnologici ed ambientali. GEOLOGIA DELL'AMBIENTE, 2, 25-32.

*Availability:*

This version is available <http://hdl.handle.net/11365/1145390> since 2021-05-22T18:38:54Z

*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)

# Geologia dell'Ambiente

2/2021

ISSN 1591-5352

Periodico trimestrale della SIGEA  
Società Italiana di Geologia Ambientale



Poste Italiane S.p.a. - Spedizione in Abbonamento Postale - D.L. 353/2003 (conv. in L. 27/02/2004 n° 46) art. 1 comma 1 - DCB Roma



## Società Italiana di Geologia Ambientale

Associazione di protezione ambientale a carattere nazionale riconosciuta dal Ministero dell'ambiente, della tutela del territorio e del mare con D.M. 24/5/2007 e con successivo D.M. 11/10/2017

PRESIDENTE

**Antonello Fiore**

### CONSIGLIO DIRETTIVO NAZIONALE

Lorenzo Cadrobbi, Franco D'Anastasio (*Segretario*), Daria Duranti (*Tesoriere*), Ilaria Falconi, Antonello Fiore (*Presidente*), Sara Frumento, Fabio Garbin, Enrico Gennari, Giuseppe Gisotti (*Presidente onorario*), Luciano Masciocco, Fabio Oliva, Michele Orifici (*Vicepresidente*), Vincent Ottaviani (*Vicepresidente*), Paola Pino d'Astore, Livia Soliani

### Geologia dell'Ambiente Periodico trimestrale della SIGEA

N. 2/2021

Anno XXIX • aprile-giugno 2021

Isritto al Registro Nazionale della Stampa n. 06352  
Autorizzazione del Tribunale di Roma n. 229  
del 31 maggio 1994

DIRETTORE RESPONSABILE

**Giuseppe Gisotti**

VICE DIRETTORE RESPONSABILE

**Eugenio Di Loreto**

### COMITATO SCIENTIFICO

Mario Bentivenga, Aldino Bondesan, Giovanni Bruno, Francesco Cancellieri, Maria Di Nezza, Massimiliano Fazzini, Giuseppe Gisotti, Giancarlo Guado, Endro Martini, Luciano Masciocco, Davide Mastroianni, Mario Parise, Giacomo Prosser, Giuseppe Spilotro, Vito Uricchio, Luca Valensise

### COMITATO DI REDAZIONE

Fatima Alagna, Giorgio Boccalaro, Giorgio Cardinali, Valeria De Gennaro, Eugenio Di Loreto, Sara Frumento, Fabio Garbin, Michele Orifici, Vincent Ottaviani, Laura Pala, Maurizio Scardella

### REDAZIONE

Sigea c/o Fidaf - Via Livenza, 6 00198 Roma  
tel. 06 5943344

[info@sigeaweb.it](mailto:info@sigeaweb.it)

### PROCEDURA PER L'ACCETTAZIONE DEGLI ARTICOLI

I lavori sottomessi alla rivista dell'Associazione, dopo che sia stata verificata la loro pertinenza con i temi di interesse della Rivista, saranno sottoposti ad un giudizio di uno o più referees

### UFFICIO GRAFICO

**Pino Zarbo** (Fralerighe Book Farm)

[www.fralerighe.it](http://www.fralerighe.it)

### PUBBLICITÀ

Sigea

### STAMPA

Industria grafica Sagraf Srl, Capurso (BA)

La quota di iscrizione alla SIGEA per il 2021 è di € 30 e da diritto a ricevere la rivista "Geologia dell'Ambiente".

Per ulteriori informazioni consulta il sito web all'indirizzo [www.sigeaweb.it](http://www.sigeaweb.it)

# Sommario

Un ecosistema emergente: il lago Bullicante a Roma

CORRADO BATTISTI, GIOVANNI BUCCOMINO,  
GIACOMO CANGELMI, CRISTINA DI SALVO,  
GIUSEPPE DODARO, LUCA FALCONI, GIULIANO FANELLI,  
ALESSANDRO FIORILLO, GIUSEPPE GISOTTI,  
MAURIZIO LANZINI, LORENZO MANNI, MARIO PALONI,  
MONIA PROCESI, ALESSANDRA VALENTINELLI

2

Fenomeni geologici endogeni e società:  
il caso delle *janare* di Benevento.

Un esempio di geomitologia

ALESSANDRO ANNOVI

13

I minatori della Maiella

VIOLETTA DE LUCA

20

Geotermia in Italia.

Aspetti geologici, tecnologici ed ambientali

MARCELLO VITI

25



A questo numero è allegato il supplemento digitale degli atti del convegno *Geologia Urbana di Padova* a cura di Andrea Vitturi.

Padova, 22 novembre 2019,

Aula Arduino Dipartimento di Geoscienze.

Scaricabile all'indirizzo web

[www.sigeaweb.it/supplementi.html](http://www.sigeaweb.it/supplementi.html)



In copertina: Fernando Privitera, *Parco dell'Etna* (Sicilia), particolare della foto menzionata "Turismo sostenibile" del Concorso fotografico "Obiettivo Terra 2021".

# Geotermia in Italia Aspetti geologici, tecnologici ed ambientali

## Geothermal industry in Italy: geological, technological and environmental issues

Parole chiave: Energia geotermica, Impatto ambientale, Toscana meridionale, Lazio settentrionale, Vulcanismo plio-quadernario

Key words: Geothermal energy, Environmental impact, Southern Tuscany, Northern Latium, Pliocene-Quaternary volcanism

### 1. INTRODUZIONE

Questa nota descrive la situazione attuale della geotermia italiana, sia per quanto riguarda le innovazioni tecnologiche e le prospettive di sviluppo, sia in relazione all'impatto ambientale di tale industria. L'impiego delle risorse geotermiche - parte delle cosiddette energie rinnovabili - costituisce un settore ampio, diversificato ed in crescita nel mondo. Tali risorse sono usate in tre modi diversi. L'estrazione del calore immagazzinato nel sottosuolo superficiale a bassissima temperatura (poche decine di gradi) permette la climatizzazione degli edifici attraverso impianti dotati di pompe di calore (Banks, 2008). I fluidi naturali con temperatura minore di 150 °C trovano impiego diretto nel riscaldamento di molteplici processi industriali, di quartieri cittadini, di serre, allevamenti e bagni termali (Fanelli *et al.*, 2007). Infine, l'energia dei fluidi più caldi viene convertita in corrente elettrica alternata mediante turbine a vapore connesse a generatori elettromagnetici (DiPippo, 2012). La quantità di energia, sia termica che elettrica, prodotta dai fluidi naturali è spesso definita dalla potenza installata negli impianti, con l'unità di misura del megawatt (1 MW=10<sup>6</sup> watt). Come riferimento, un moderno reattore nucleare eroga una potenza dell'ordine di 1000 MW (1 GW). Le valutazioni più recenti (Bertani e Romagnoli, 2017) indicano per la geotermia italiana la situazione seguente. Gli usi termici assorbono una potenza complessiva di 1372 MW, di cui 531 MW sono associati alle pompe di calore geotermiche, un settore in rapido sviluppo. La generazione di energia elettrica assomma invece a circa 920 MW, che rappresentano il 2.1% dell'intera produzione nazionale. Mentre gli usi termici sono presenti in varie Regioni, l'energia elettrica è prodotta solo nei campi geotermici della Toscana. Gli impianti toscani consentono di collocare l'Italia al sesto posto nella classifica della produzione mondiale di energia geotermoelettrica, dopo gli Stati Uniti, le

Filippine, l'Indonesia, il Messico e la Nuova Zelanda e con circa il 7% della potenza installata globale (Bertani, 2016).

### 2. LE RISORSE GEOTERMICHE: ASPETTI GENERALI

La variazione della temperatura con la profondità (*gradiente geotermico*) vale in media 30 °C/km ed è relativamente costante nelle aree continentali prive di significativa circolazione idrotermale. Tale gradiente è determinato dalla trasmissione del calore per conduzione nella crosta. La conducibilità termica delle rocce varia nell'intervallo  $k=1.5-3$  W/m°C (Eppelbaum *et al.*, 2014). Il prodotto tra gradiente e conducibilità definisce il *flusso termico* che attraversa la superficie terrestre ( $q_0$  espresso in W/m<sup>2</sup>). Adottando i valori sopra indicati, il flusso termico superficiale vale  $q_0=0.045-0.090$  W/m<sup>2</sup>=45-90 mW/m<sup>2</sup>. Pertanto, se il flusso termico misurato alla superficie terrestre eccede 90-100 mW/m<sup>2</sup>, possiamo ritenere che il calore terrestre sia almeno in parte trasportato per convezione. In altre parole, la rilevazione accurata e sistematica del flusso termico superficiale è un potente strumento per identificare le cosiddette *anomalie geotermiche*, ovvero le zone caratterizzate da attiva circolazione idrotermale e quindi possibilmente ricche di fluidi geotermici (*geofluidi*).

Un *sistema geotermico idrotermale* presuppone la concomitanza delle seguenti condizioni:

- una fonte di energia che riscalda il sistema, per esempio un corpo magmatico intruso nella crosta superiore;
- un serbatoio con porosità e permeabilità tali da ospitare e far circolare il geofluido;
- al tetto del serbatoio, una copertura relativamente impermeabile che impedisca la dispersione del geofluido in superficie;
- un meccanismo idrogeologico di ricarica del serbatoio, che permetta di

Marcello Viti  
Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente - Università degli Studi di Siena  
Email: marcello.viti@unisi.it

ripristinare il geofluido perso tanto per le emissioni naturali che per le eventuali attività produttive.

Il geofluido è formato da acqua in fase liquida, vapore o miscela delle due; la frazione di vapore nell'unità di massa del geofluido è detta *qualità* del vapore. A pressione e temperatura costanti, l'evaporazione completa del liquido porta al *vapore secco* (qualità del 100%), che diviene *surriscaldato* se continua ad assorbire energia termica dalle rocce. Nella parte liquida del geofluido sono disciolte sostanze come silice e sali (bicarbonati, carbonati, solfati, cloruri ecc.). Al vapore sono invece mescolati il biossido di carbonio, l'ammoniaca, il solfuro di idrogeno, il metano, tracce di radon ecc. Tali gas sono detti *incondensabili* poiché la loro temperatura, sia nel sottosuolo che in superficie, eccede la rispettiva *temperatura critica*. Al contrario, la temperatura critica molto alta dell'acqua (374 °C) rende plausibile solo a profondità elevate lo stato gassoso (o meglio *supercritico*) di H<sub>2</sub>O.

Il contenuto energetico del geofluido, che trasporta l'energia termica dal serbatoio alla centrale elettrica, è misurato dall'*entalpia specifica*, riferita all'unità di massa ed espressa in kilojoule per chilogrammo (kJ/kg) (Fig. 1). Essa dipende dalla temperatura, dalla pressione e dalla qualità del va-

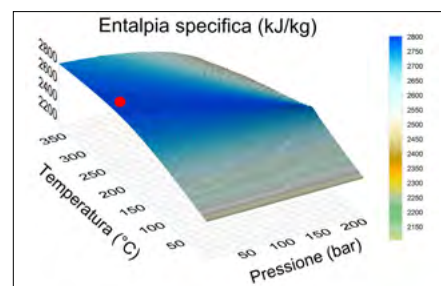


Figura 1. Entalpia specifica del vapore d'acqua secco in funzione della pressione e della temperatura. La superficie presenta un massimo nel punto indicato in rosso, corrispondente alla pressione di 31.5 bar ed alla temperatura di 236.5 °C. Tale entalpia specifica massima, pari a 2802.3 kJ/kg, caratterizza il geofluido contenuto nei serbatoi geotermici saturi di vapore (DiPippo, 2012). Ciò mette in luce la grande qualità della risorsa nei sistemi geotermici dominati dal vapore, come quello di Larderello-Radicondoli

pore. Per esempio, nell'ebollizione in condizioni ambiente (temperatura di 99.6 °C e pressione di 1 bar) l'entalpia specifica del vapore è più di sei volte quella del liquido. La Fig. 1 illustra come varia l'entalpia specifica del vapor d'acqua secco con la pressione e la temperatura. È importante notare che nei serbatoi geotermici saturi di vapore, il geofluido presenta la massima entalpia specifica sotto la pressione di circa 31 bar ed alla temperatura di 236 °C (Di Pippo, 2012).

### 3. I SISTEMI GEOTERMICI DELLA TOSCANA MERIDIONALE: LARDERELLO-RADICONDOLI

Nell'area geotermica di Larderello-Radicondoli (riquadro a in Fig. 2) si osservano valori estremi del flusso termico superficiale (sino ad 1000 mW/m<sup>2</sup>) e del gradiente geotermico (sino a 300 °C/km), che insieme alle emissioni naturali di acqua calda e vapore testimoniano una vigorosa circolazione idrotermale. L'area geotermica è formata da due campi produttivi distinti. Ad occidente il campo di Larderello/Lago Boracifero si estende su una superficie di 250 km<sup>2</sup> con 200 pozzi di produzione, abbracciando il bacino neogenico di Serrazzano. Ad oriente il campo di Radicondoli/Travale occupa un'area di circa 50 km<sup>2</sup> con 29 pozzi produttivi. I due campi sono l'espressione superficiale di un unico, vasto sistema idrotermale profondo (Bertini *et al.*, 2006). Le 30 centrali elettriche presenti assommano una potenza installata di circa 800 MW.

Nell'area delle Colline Metallifere, ove sono ubicati i suddetti campi geotermici, si distinguono dall'alto verso il basso i seguenti complessi tettono-stratigrafici: 1) Bacini neogenici (Miocene superiore-Quaternario); 2) Unità liguri e sub-liguri (Giurassico-Eocene), derivate dalla deformazione della litosfera oceanica del dominio ligure-piemontese; 3) Falda toscana (Triassico superiore-Oligocene), frutto della deformazione del margine occidentale adriatico; 4) Basamento metamorfico, che registra le fasi tettoniche paleozoiche (Brogi *et al.*, 2005). L'assetto strutturale è controllato da sistemi di pieghe e faglie, riferibili sia all'orogenesi appenninica, che ha determinato la sovrapposizione delle suddette unità, sia alla fase post-orogonica, cui si deve il sistema di dorsali e bacini che caratterizza la morfologia della Toscana meridionale (Fig. 2).

I sedimenti neogenici e le Unità liguri formano la copertura impermeabile del serbatoio geotermico superficiale, che abbraccia i livelli carbonatici della

Falda Toscana, le sottostanti evaporiti triassiche (Anidriti di Burano) e la porzione più alta del basamento paleozoico. Tale serbatoio si estende da 500 a 1500 metri di profondità e la sua permeabilità secondaria (per fratturazione) permette la circolazione del geofluido.

Esso è costituito soprattutto da vapor d'acqua secco accompagnato da una moderata quantità di gas, tra cui predomina il biossido di carbonio (DiPippo, 2012). La ricarica del serbatoio superficiale è controllata alle acque meteoriche che si infiltrano presso le zone di alto strutturale, ove affiorano formazioni della Falda toscana relativamente porose e permeabili.

Il serbatoio geotermico profondo, da cui scaturisce il grosso della produzione attuale, è collocato a profondità di 2500-4000 metri nelle formazioni del Basamento metamorfico (filladi, micascisti e gneiss). I sistemi di fratture ospitano vapore surriscaldato alla temperatura di 300-350 °C ed alla pressione di 40 bar. L'apporto dell'infiltrazione meteorica è marginale per la ricarica del serbatoio profondo. Infatti, esso è alimentato lateralmente dagli acquiferi dei bacini idrologici adiacenti (Romagnoli *et al.*, 2010).

La fonte di energia del sistema di Larderello-Radicondoli è un grande corpo intrusivo di forma lenticolare, il cui tetto si trova ad 3-6 km di profondità (Finetti, 2006). Le perforazioni hanno ripetutamente intercettato il plutone, costituito da graniti a due miche generati dalla fusione parziale del basamento metamorfico per contatto con magmi del

mantello ad alta temperatura (Bertini *et al.*, 2006). L'elevata concentrazione di elementi volatili come il boro, il cloro ed il fluoro ha ridotto la viscosità del magma granitico, che è risalito sfruttando faglie e fratture. Tali elementi hanno anche abbassato la temperatura di solidificazione del magma - ritardandone il raffreddamento - e hanno prodotto vigorose reazioni termo-metamorfiche nelle rocce incassanti, intensamente brecciate (Dini *et al.*, 2005). Si distinguono due fasi di intrusione, l'una pliocenica (3.8-2.3 milioni di anni fa) e la successiva pleistocenica (2.3-1.3 Ma). Tali processi si inquadrano nel più ampio contesto del magmatismo neogenico toscano (Peccerillo, 2005).

Il plutone pliocenico è incassato nel basamento metamorfico, mentre quello pleistocenico ha intruso il precedente e alcune sue porzioni potrebbero essere ancora fuse. Il cosiddetto *orizzonte H* (livello della crosta sui cui le onde sismiche subiscono un'accentuata riflessione) corrisponde alla fascia di deformazione che delinea l'intrusione del plutone pliocenico entro il basamento metamorfico (Casini *et al.*, 2010). L'intensa brecciatura, causata dalla fratturazione idraulica durante l'intrusione, ha permesso la saturazione dell'aureola di contatto con il vapor d'acqua surriscaldato. Il sottostante *orizzonte K* si colloca a 3-6 chilometri di profondità, con un alto relativo sotto il Lago Boracifero. L'orizzonte K probabilmente corrisponde alla fascia di intrusione del plutone pleistocenico entro il granito pliocenico. Quest'ultimo è

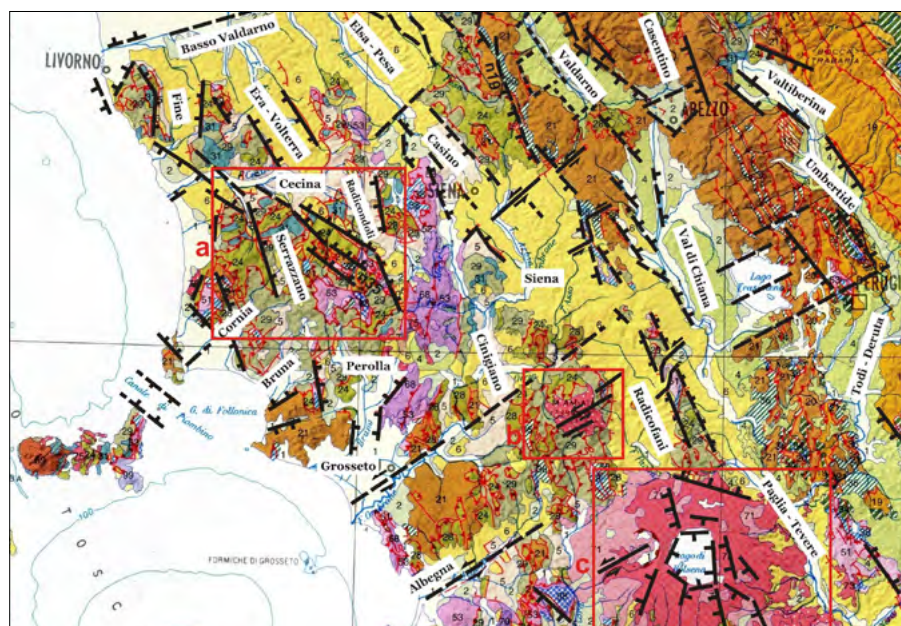


Figura 2. Geologia della Toscana meridionale e del Lazio settentrionale (tratta da Compagnoni e Galluzzo, 2004). I riquadri delimitano le aree geotermiche: a) Larderello-Radicondoli b) Monte Amiata c) Lazio settentrionale. Le scritte su sfondo bianco identificano i bacini sedimentari neogenici (Miocene superiore - Attuale). Sono indicate le faglie principali, responsabili dello sviluppo del sistema di dorsali e depressioni che caratterizza la geomorfologia della zona. Legenda: a) Faglia normale (tratteggiata se presunta) b) Faglia trascorrente (tratteggiata se presunta) c) Faglia presunta con cinematica non definita. Per la descrizione dei lineamenti tettonici si vedano i riferimenti bibliografici riportati in Viti *et al.* (2015)

stato intensamente fratturato e saturato con i fluidi magmatici, soprattutto acqua in condizioni supercritiche a causa dell'elevata temperatura ( $450 \pm 50$  °C). In definitiva, l'orizzonte H, fratturato e permeabile, forma la parte più ricca e produttiva del serbatoio geotermico profondo, mentre l'orizzonte K corrisponde alla base del serbatoio stesso (Bertini *et al.*, 2006; Casini *et al.*, 2010).

La portata in massa del vapore estratto dal sistema di Larderello-Radicondoli è di circa 4700 tonnellate all'ora. Il campo di Larderello/Lago Boracifero produce 3700 t/h, mentre quello di Radicondoli/Travale circa 1000 t/h. A tale portata si può aggiungere la perdita per emissioni naturali, oggi ridotta a sole 30 t/h. D'altra parte, la re-immissione nel sottosuolo del condensato di vapore in uscita dalle centrali elettriche si attesta attorno a 1500 t/h. La portata della ricarica del serbatoio superficiale attraverso le infiltrazioni meteoriche è al più dell'ordine di 500 t/h. Pertanto, per mantenere il bilancio complessivo il flusso d'acqua dagli acquiferi circostanti verso il serbatoio profondo ammonta a ben 2730 t/h (Romagnoli *et al.*, 2010).

#### 4. I SISTEMI GEOTERMICI DELLA TOSCANA MERIDIONALE: MONTE AMIATA

Il territorio del Monte Amiata (riquadro b in Fig. 2) è dominato dalla vetta omonima (1738 m s.l.m.) ed è noto per i depositi di terre coloranti, di farina fossile e soprattutto di cinabro (solfuro di mercurio), molto sfruttati nel periodo 1870-1970. Assieme alle sorgenti termali del circondario, tali giacimenti testimoniano una vigorosa attività idrotermale connessa al vulcanismo tardo-pleistocenico. Tuttavia, l'area amiatina è priva delle emissioni naturali di vapore tipiche del paesaggio di Larderello. Invece in superficie si misura un notevole flusso di calore (sino a  $600 \text{ mW/m}^2$ ). Dal 1958 sono sfruttati due campi geotermici distinti: Bagnore (Santa Fiora) e Piancastagnaio, posti rispettivamente a sud-ovest ed a sud-est dell'apparato vulcanico. Sono attive 6 centrali elettriche con una potenza installata di circa 120 MW.

L'assetto stratigrafico dell'area è simile a quello delle Colline Metallifere (Barelli *et al.*, 2010). Ad oriente del complesso vulcanico si distende il grande bacino neogenico di Siena-Radicondoli, che prosegue a sud nel bacino Paglia-Tevere (Fig. 2). Le coperture superficiali (sedimenti neogenici e vulcaniti) si appoggiano sulle Unità liguri e sub-liguri, assai deformate, che sormontano la Falda

Toscana. Localmente quest'ultima è nella forma di "Serie ridotta", essendo rappresentata dai soli livelli evaporitici triassici. Sotto alle evaporiti comincia il Complesso metamorfico toscano (noto come Unità Monticiano-Roccastrada), distinto dall'alto in basso nel Gruppo del Verrucano (Triassico), Gruppo Paleozoico (Devoniano-Permiano), Gruppo dei Micasisti e Complesso degli Gneiss. Sebbene il vulcanismo amiatino e lo stesso sistema geotermico implicano l'esistenza di una cospicua sorgente termica, le perforazioni non hanno ancora intercettato rocce intrusive (Barelli *et al.*, 2010).

Il complesso del Monte Amiata prevede ben tre serbatoi sovrapposti. Il primo è l'acquifero freatico, ospitato nella parte inferiore delle vulcaniti, assai fratturate e permeabili. Tale acquifero costituisce una rilevante risorsa economica per la qualità e quantità dell'acqua emessa dalle numerose sorgenti situate al margine del complesso vulcanico. Il complesso vulcanico permeabile appoggia su un manto continuo e spesso (300-600 m) di rocce impermeabili delle Unità liguri (argilliti, calcari ed arenarie in *facies* torbiditica). Sotto tale copertura, tra 500 e 1000 metri di profondità, si trova il serbatoio geotermico superficiale. Esso è impostato nelle formazioni più antiche della Falda Toscana, come il Calcare Massiccio e le Anidriti di Burano, sovente alterato per idratazione in Calcare Cavernoso.

Le porzioni produttive corrispondono a due corte pieghe anticlinali (duomi), spesse 300-500 metri ed ampie 5-10 km<sup>2</sup>, che definiscono i campi di Bagnore e Piancastagnaio. Tale assetto strutturale ha portato alla saturazione della parte sommitale dei duomi con vapore molto ricco di biossido di carbonio, mentre la parte sottostante del serbatoio è permeato dal liquido caldo ( $150^\circ\text{C}$  per Bagnore e  $230^\circ\text{C}$  per Piancastagnaio).

Alla base dei suddetti duomi strutturali si trovano formazioni paleozoiche poco permeabili, con spessori di 500-1000 metri. Invece, il sottostante basamento metamorfico è assai fratturato nell'intervallo di profondità 2500-4000 m. Le rocce metamorfiche sono saturate da una miscela bifase con liquido prevalente, a temperatura di  $300\text{-}350^\circ$  e pressione di 200 bar. In superficie si separa il vapore alla pressione di 20 bar, il quale alimenta le turbine delle centrali elettriche. Da notare che in tale vapore la proporzione dei gas è abbastanza contenuta (6-8% in peso). Attualmente, gran parte della risorsa estratta - oltre 400 t/h per l'intero sistema amiatino - proviene dal serbatoio profondo (Barelli *et al.*, 2010).

#### 5. I SISTEMI GEOTERMICI DEL LAZIO SETTENTRIONALE

La Provincia Magmatica Romana (Peccerillo, 2005) è articolata in quattro grandi complessi vulcanici: Monti Vulsini, Vico, Monti Sabatini e Colli Albani. Essa è caratterizzata da una spessa copertura di depositi piroclastici, ignimbriti e flussi lavici, particolarmente ricchi in potassio ed eruttati nel Quaternario (0.8 Ma - 0.02 Ma).

I Monti Vulsini (riquadro c in Fig. 2), si estendono per oltre 2000 km<sup>2</sup> e comprendono decine di centri eruttivi, le due caldere di Latera e Montefiascone e la grande depressione vulcano-tettonica che ospita il lago di Bolsena, il più grande lago vulcanico d'Europa (113.5 km<sup>2</sup>). Il complesso vulcanico è impostato sul sistema ad *horst* e *graben* che comprende la fossa tettonica di Siena-Radicondoli, l'alto strutturale di Cetona-Razzano e la fossa del Paglia-Tevere (Fig. 2). Gli spessi prodotti vulcanici appoggiano su sedimenti plio-quadernari, oppure sulle Unità Liguri. Queste ultime ricoprono la Falda Toscana, a sua volta sovrapposta al Basamento metamorfico paleozoico. Le vulcaniti ospitano importanti acquiferi superficiali, peraltro isolati dal sottostante acquifero geotermico dai livelli impermeabili delle Unità Liguri. Tuttavia, un flusso ascendente di fluidi geotermici (compreso il biossido di carbonio) è permesso dalle numerose faglie che intersecano il sistema (Piscopo *et al.*, 2018). Il serbatoio geotermico è collocato nelle formazioni carbonatiche mesozoiche della Falda Toscana, fortemente deformate da pieghe e sovrascorrimenti ed infine dislocate da faglie normali (Vignaroli *et al.*, 2013).

Il cospicuo flusso termico misurato nell'area vulsina ( $200\text{-}300 \text{ mWm}^{-2}$ ) e la presenza di numerose sorgenti calde ha suggerito la ricerca di risorse geotermiche. Ciò ha messo in luce due sistemi geotermici principali: Latera e Torre Alfina, entrambi collocati presso l'alto strutturale Monte Cetona-Razzano. Come accade per il Monte Amiata, i sistemi geotermici dell'area Vulsina presentano una cappa di gas (soprattutto CO<sub>2</sub>), che si è separato dal liquido caldo sottostante.

La caldera di Latera è riempita con vulcaniti spesse 200 metri ai bordi sino a 1500 metri nella zona centrale, ribassata da faglie normali. Seguono le Unità liguri e, sotto, la Falda Toscana, che verso NE è deformata da una piega antiforale rovesciata. La profondità del serbatoio geotermico varia da 600 metri ad oltre 2 chilometri. Il serbatoio copre un'area di circa 32 km<sup>2</sup> ed ospita un geofluido prevalen-

temente liquido a temperatura di 190-230 °C (Doveri *et al.*, 2010). Il campo geotermico è stato attivo dal 1999 al 2003 con 15 pozzi di cui 8 produttivi, che alimentavano una centrale elettrica di 40 MW. Successivamente la centrale è stata chiusa a causa della incontrollabile deposizione di calcite negli impianti e della massiccia emissione di gas. Comunque, questo campo geotermico potrebbe produrre una elevata portata di geofluido (1500-2300 t/h), con una potenza termica stimata di 440-547 MW (Doveri *et al.*, 2010).

Il campo geotermico di Torre Alfina-Castel Giorgio, circa 10 km a nord di Latera, è prossimo ad un vulcano formato tra 0.9 e 0.8 Ma (Peccerillo, 2005). Il sistema geotermico è collocato presso un alto strutturale con numerosi sovrascorimenti che hanno notevolmente ispessito le unità della Falda Toscana. La successiva tettonica estensionale ha determinato le condizioni per la ricarica del sistema dall'area del Monte Cetona (Vignaroli *et al.*, 2013). Il serbatoio geotermico, ubicato a profondità tra 500 e 1700 m, copre un'area di circa 21 km<sup>2</sup> ed è impostato sulle formazioni carbonatiche fratturate. Il geofluido liquido si trova a temperature di 125°-140 °C (Doveri *et al.*, 2010). Mentre 5 pozzi sono produttivi, altri 3 emettono solo biossido di carbonio, in quanto pescano nella cappa di gas pressurizzata collocata sopra il serbatoio.

Le perforazioni profonde effettuate a sud-ovest della depressione vulcanotettonica di Bolsena (Fig. 2) suggeriscono la presenza di un serbatoio geotermico esteso per circa 20 km<sup>2</sup> e profondo oltre 2500 m, con liquido a temperatura

di 160-210 °C. Tale sistema potrebbe produrre 400 t/h di geofluido con una potenza termica di 63-86 MW.

Infine, presso la città di Viterbo si valuta che il serbatoio geotermico sia prossimo alla superficie, con profondità al più di 300-400 m, anche se la temperatura del fluido è modesta (50-70 °C). Tuttavia, la vicinanza al centro urbano, la cospicua stima della portata di geofluido (3700 t/h) e l'elevata potenza termica complessiva (107-193 MW) rendono interessante tale risorsa potenziale (Doveri *et al.*, 2010).

## 6. LO SFRUTTAMENTO DELLE RISORSE GEOTERMICHE

L'impianto geotermoelettrico comincia presso il fondo del pozzo di produzione, ove affluisce il geofluido drenato dalle rocce del serbatoio. La differenza di pressione tra il fondo e la bocca del pozzo spinge il fluido verso l'alto, vincendo la resistenza viscosa e l'attrito con le pareti metalliche. È dunque inevitabile che durante la risalita diminuiscano la temperatura e la pressione del fluido, il quale spesso muta anche lo stato fisico. Partendo da acqua liquida, la caduta di pressione può determinare l'ebollizione nel pozzo (*flashing*). Mentre il vapor d'acqua si arricchisce dei gas che lasciano il liquido, in quest'ultimo si concentrano le sostanze non volatili (colloidi e ioni), tanto che in superficie la fase liquida è spesso una salamoia (*brine*) ricca di silice e sali. In particolare, il passaggio dell'anidride carbonica dal liquido al vapore spesso causa la precipitazione del carbonato di calcio

per lo spostamento verso destra dell'equilibrio tra bicarbonato e carbonato:  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \leftrightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ . Tale repentina deposizione sulle pareti del pozzo e negli impianti in superficie (*scaling*) può arrecare gravi danni, sino alla completa ostruzione delle tubazioni.

Il tipo di impianto per la produzione di corrente elettrica (Fig. 3) dipende dalle caratteristiche del geofluido che esce dal pozzo (DiPippo, 2012). Il vapore secco o surriscaldato è prima inviato alle turbine per produrre corrente elettrica, poi viene raffreddato e condensato (Fig. 3a). In questa fase i gas che si separano dal liquido vengono compressi e sottoposti a lavaggio per eliminare i componenti più inquinanti. Il biossido di carbonio ed i gas inerti sono infine liberati in atmosfera. L'acqua condensata, ancora relativamente calda, è inviata alla torre di raffreddamento, dove raggiunge la temperatura ambiente per contatto con un flusso d'aria in controcorrente. Finalmente il condensato freddo è inviato ai pozzi di iniezione per essere immesso nel serbatoio geotermico. Nell'area di Larderello-Radicondoli prevalgono gli impianti *dry steam* (Fig. 3a), in ragione della disponibilità di vapore ad alta pressione e temperatura. La Tab. 1 riporta le caratteristiche del vapore che alimenta alcune centrali elettriche dell'area di Larderello-Radicondoli.

Se il geofluido esce dal sottosuolo come miscela bifase, il vapore deve essere separato dal liquido (Fig. 3b). Ciò avviene nel cosiddetto separatore a ciclone, ove la miscela è costretta ad una rapida rotazione. Il liquido cade in basso, mentre il vapore esce dall'alto. Mentre il vapore alimenta le turbine come descritto in precedenza, il liquido - che spesso è una densa salamoia - viene inviato al pozzo d'iniezione. Nell'area del Monte Amiata gli impianti sono per lo più di tipo *flash* (Fig. 3b).

Quando la risorsa è interamente liquida, oppure contiene troppi gas nocivi per l'ambiente, si adotta un ciclo binario (Fig. 3c). Il geofluido estratto entra in uno scambiatore di calore, cede la sua energia termica ad un fluido di lavoro ed è poi iniettato nel sottosuolo. Il fluido di lavoro, che percorre un impianto a circuito chiuso, è una sostanza assai volatile in grado di generare un'adeguata portata di vapore. Tra i fluidi usati ricordiamo l'ammoniaca (anche in soluzione acquosa) e gli idrocarburi alcani leggeri come propano, butano e pentano, sia a catena lineare che ramificata (DiPippo, 2012). Un impianto binario di piccola potenza (1 MW), che usa il normal-pentano come fluido di lavoro è in funzione dal 2012 nel campo di Bagnore (Monte Amiata).

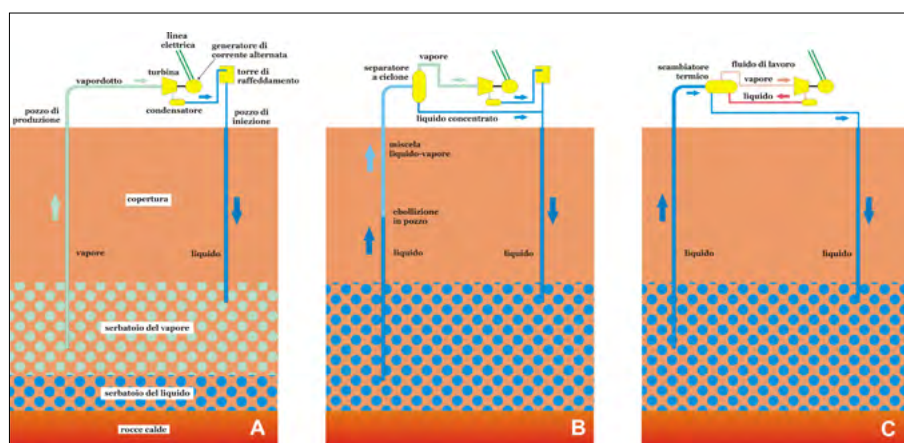


Figura 3. Principali tipi di impianto geotermoelettrico in relazione alle caratteristiche del geofluido nel serbatoio geotermico. a) Impianto a vapore secco (*dry steam*). Il serbatoio intercettato dalla perforazione è saturo di vapore d'acqua, che risale nel pozzo di produzione ed è inviato alla turbina della centrale elettrica. Dopo la condensazione del vapore esausto, il liquido è prima trasferito alla torre di raffreddamento e poi destinato all'iniezione nel serbatoio geotermico. b) Impianto con separazione del vapore. Il geofluido, che nel serbatoio è allo stato liquido, bolle durante la risalita nel pozzo di produzione a causa della caduta di pressione (*flashing*). La miscela bifase che arriva in superficie è diretta nel separatore a ciclone. Il liquido ricco di sali (*brine*) è iniettato nel serbatoio, mentre il vapore è inviato alla turbina e poi condensato, raffreddato ed iniettato come per l'impianto *dry steam*. c) Impianto binario. Il geofluido, che rimane liquido dal serbatoio alla bocca del pozzo di produzione, è inviato allo scambiatore di calore ove riscalda il fluido di lavoro. Il geofluido freddo è poi immesso nel pozzo di iniezione, senza mai venire a contatto con l'ambiente esterno. È l'apposito fluido di lavoro che produce il vapore necessario ad alimentare la turbina della centrale elettrica. Tale vapore è poi condensato ed inviato di nuovo allo scambiatore di calore per ricominciare il ciclo

Per quanto riguarda l'efficienza della conversione dell'energia del geofluido in corrente elettrica, DiPippo (2015) mette in luce l'ottima prestazione degli impianti toscani, in particolare delle centrali modulari costruite dall'inizio del nuovo millennio, progettate tenendo conto delle innovazioni tecnologiche più significative.

## 7. L'IMPATTO AMBIENTALE DELL'INDUSTRIA GEOTERMICA

L'espansione mondiale dell'industria geotermoelettrica ha portato l'opinione pubblica e le autorità di controllo a valutarne i possibili effetti sull'ambiente antropico e naturale. I principali motivi di preoccupazione riguardano l'emissione di sostanze nocive o indesiderate nell'atmosfera, l'interferenza con gli acquiferi superficiali, la subsidenza del terreno, la sismicità indotta dall'iniezione dei liquidi e gli effetti sul paesaggio (DiPippo, 2012; Shorthall *et al.*, 2015; Manzella *et al.*, 2018). I gas non condensabili accompagnano il geofluido dal serbatoio sino alla centrale elettrica. Prevalde largamente il biossido di carbonio (anidride carbonica, CO<sub>2</sub>) assieme a piccole quantità di metano (CH<sub>4</sub>), monossido di carbonio (CO), idrogeno (H<sub>2</sub>), solfuro di idrogeno (acido solfidrico, H<sub>2</sub>S), acido borico (H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>) ed ammoniaca (NH<sub>3</sub>), oltre ad elementi in traccia come il radon (Rn) ed i vapori di arsenico (As) e mercurio (Hg). Inoltre, la reazione con l'ossigeno dell'aria può produrre ossidi inquinanti di zolfo (SO<sub>2</sub>) ed azoto (NO ed NO<sub>2</sub>). Il contenuto di gas è variabile, in relazione all'evoluzione del geofluido nel serbatoio. Come sopra descritto, i serbatoi geotermici superficiali del Monte Amiata e del Lazio settentrionale sono sormontati da una zona satura di gas (sino al 90% in peso di biossido di carbonio). Tuttavia il contenuto di gas tende a diminuire man mano che la produzione investe il serbatoio profondo, ubicato nel basamento metamorfico. Il tenore di gas del geofluido estratto oggi dalle aree geotermiche toscane raramente supera il 10% in peso.

In generale, il rilascio di gas e di particolato solido (polveri sottili) da parte dell'industria geotermica è molto inferiore alle emissioni prodotte dalle fonti convenzionali (Tab. 2). Tuttavia, geofluidi particolarmente ricchi di gas possono influenzare la qualità dell'aria, specie in prossimità delle zone di estrazione. In Toscana l'analisi periodica dell'aria e delle acque è compito dell'Autorità regionale per la protezione dell'ambiente (ARPAT). Le indagini più recenti non hanno rilevato situazioni critiche presso gli impianti geotermici (Gartner, 2018).

**Tabella 1. Proprietà fisiche del vapore che alimenta alcune delle centrali elettriche dell'area geotermica di Larderello-Radicondoli (da DiPippo, 2012)**

Centrale elettrica	Portata (kg/s)	Temperatura (°C)	Pressione (bar)	Gas (% in peso)
Lago boracifero	22,22	127,4	2,5	1,7
Molinetto	36,11	190,0	6,5	4
Gabbro	40,28	162,0	6,5	12
Travale	69,44	195,1	14,0	5

**Tabella 2. Gas e polveri sottili emesse da vari tipi di impianti per la produzione di corrente elettrica. Le quantità riportate sono espresse in kg di sostanza per MWh di energia prodotta (da DiPippo, 2012)**

Impianto	Biossido di carbonio	Biossido di zolfo	Ossidi di azoto	Polveri sottili
A carbone	994	4,71	1,955	1,012
A gasolio	758	5,44	1,814	non stimato
A gas naturale	550	0,0998	1,343	0,0635
Geotermico ( <i>flash</i> )	27,2	0,1588	0	0
Geotermico ( <i>dry steam</i> )	40,3	0,000098	0,000458	trascurabile
Geotermico (binario)	0	0	0	trascurabile

### 7.1 GLI INQUINANTI TOSSICI

È importante distinguere le sostanze tossiche dalle sostanze innocue ma indesiderate, come il biossido di carbonio. La concentrazione nell'aria di gas tossici non può superare i valori di soglia definiti in ambito internazionale, nazionale e regionale. Pertanto, occorre rimuovere le eventuali sostanze tossiche in eccesso prima di scaricare in aria i gas geotermici. Le centrali toscane sono equipaggiate con l'impianto per l'abbattimento del mercurio e del solfuro di idrogeno (AMIS®, Baldacci *et al.*, 2005). I gas compressi ed a temperatura di circa 70 °C attraversano un letto di selenio e carbone attivo, che rimuove le tracce di mercurio. Poi entrano in un reattore catalitico, ove un flusso d'aria determina l'ossidazione esotermica dell'H<sub>2</sub>S ad SO<sub>2</sub>. 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 debolmente basica, formando solfiti, tiosolfiti e tiosolfati solubili che possono essere iniettati nel sottosuolo. Il processo consente la rimozione quasi totale del mercurio e del solfuro di idrogeno dai gas geotermici.

### 7.2 L'ANIDRIDE CARBONICA

È ben noto che alcuni gas ed il vapore d'acqua assorbono la radiazione infrarossa emessa dal suolo con lunghezza d'onda tra 4 e 50 mm, impedendone la dispersione nello spazio. Il biossido di carbonio assorbe solo due bande molto strette di tale emissione infrarossa, centrate sulle lunghezze d'onda di 4.3 e 15 mm.

La possibilità di un cambiamento climatico globale, causato dalla massic-

cia immissione in atmosfera di gas serra prodotti dalle attività umane, è al centro dell'attenzione mondiale. Prevalendo il biossido di carbonio nei gas geotermici, è necessario valutare questo tipo di impatto ambientale ed eventualmente porvi rimedio. Secondo Bloomsfeld *et al.* (2003), il rilascio geotermico nel mondo è pari in media a 91 kg di biossido di carbonio per MWh di energia elettrica prodotta. Tuttavia, per Bravi e Basosi (2014) nel periodo 2002-2009 le centrali del Monte Amiata hanno emesso da 380 a 1045 kg di CO<sub>2</sub> per MWh.

L'unico sistema che previene il rilascio di gas in atmosfera è la re-iniezione totale del geofluido, che implica l'adozione di un impianto a ciclo binario (Fig. 3c). L'assenza di emissioni ambientali, sia gassose che liquide è però accompagnata da un cospicuo calo dell'efficienza termodinamica dell'impianto (oltre il 20% secondo Bruscoli *et al.*, 2015). Inoltre, la re-iniezione di una miscela liquido-gas potrebbe generare bolle gassose nel serbatoio, riducendone la permeabilità. Si potrebbe anche verificare un flusso diretto dei gas dal pozzo d'iniezione a quello di produzione.

Una strategia alternativa è la purificazione dei gas geotermici e la successiva compressione del biossido di carbonio, o addirittura la sua liquefazione. Ciò è reso conveniente dalle non troppo elevate temperatura e pressione critica della CO<sub>2</sub> (rispettivamente 31 °C e 74 bar). In effetti, l'anidride carbonica è una risorsa mineraria impiegata in vari processi industriali (bevande gassate, surgelazione degli alimenti, neutralizzazione delle acque reflue e saldatura). D'altra parte, la Regione Toscana proibisce la



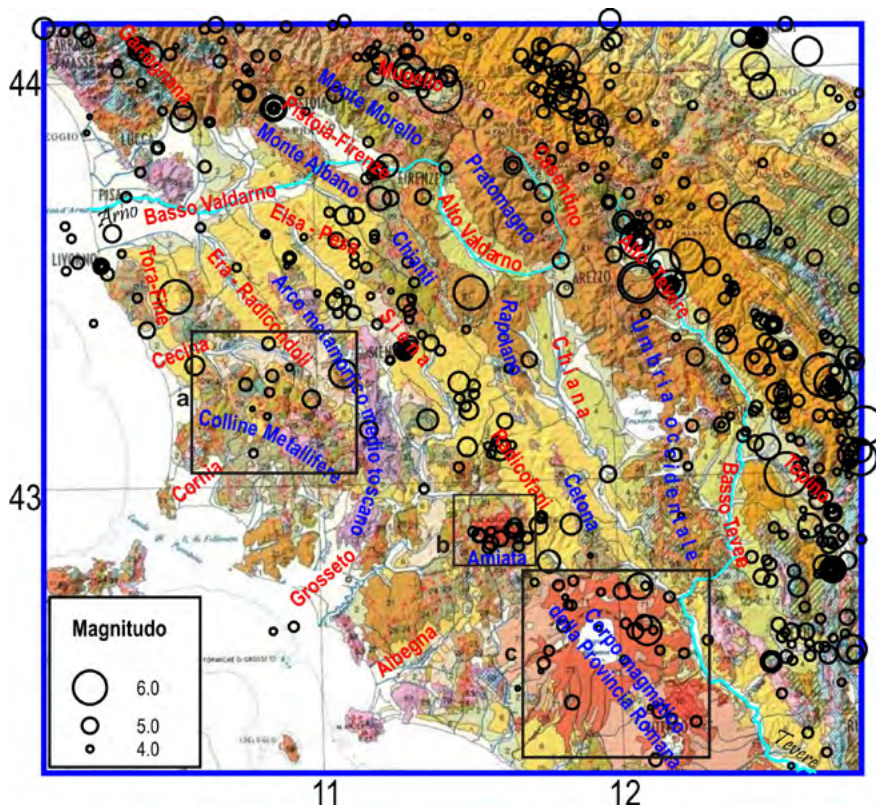


Figura 4. Epicentro dei terremoti avvenuti dal 1000 d.C. nella Toscana meridionale e nel Lazio settentrionale. Il diametro dei cerchi è proporzionale alla magnitudo dei terremoti secondo la scala riportata in basso a sinistra. Dati presi dal catalogo sismico CPTI15 (Rovida et al., 2016). Le scritte rosse indicano i bacini sedimentari neogenici (Miocene superiore-Attuale), riportati anche in Figura 1. Le scritte blu indicano le dorsali morfologiche, ove affiorano unità tettoniche pre-neogeniche. Come nella Figura 1, la carta geologica sullo sfondo è tratta da Compagnoni e Galluzzo (2004)

perforazione di nuovi pozzi di estrazione, imponendo che la CO<sub>2</sub> commerciale provenga solo dagli impianti geotermici. La commercializzazione dell'anidride carbonica prodotta dagli impianti toscani consentirebbe di evitare l'emissione in atmosfera e di generare una cospicua risorsa economica aggiuntiva.

### 7.3 L'INTERAZIONE CON GLI ACQUIFERI SUPERFICIALI

Sia le acque superficiali che sotterranee possono essere contaminate dai geofluidi. L'inquinamento delle acque di fiumi, laghi e coste marine è oggi trascurabile, grazie alla pratica della reiniezione del liquido in tutti i principali campi geotermici del mondo. Durante la perforazione, il fluido in pressione può risalire nel foro e invadere livelli permeabili più superficiali. Tale inconveniente si risolve con il progressivo condizionamento (tubaggio e cementazione) del pozzo. Ricerche geologiche, mineralogiche, geochemiche ed idrogeologiche (Barelli et al., 2010; Doveri et al., 2012; La Felice et al., 2014) mostrano che l'acquifero freatico del Monte Amiata è ben isolato dal sottostante serbatoio geotermico mediante la spessa copertura impermeabile delle Unità liguri. Tale copertura giustifica anche la scarsità di manifestazioni superficiali naturali, come sorgenti calde e fumarole, nell'area geotermica del Monte Amiata.

### 7.4 LA SUBSIDENZA DEL TERRENO

La prolungata estrazione di fluidi può causare importanti deformazioni nelle rocce del serbatoio, in quanto causa la progressiva diminuzione della pressione di poro. Ciò causa la compattazione del serbatoio, con conseguente modifica della permeabilità e della capacità portante della matrice solida. Oltre ad influenzare il flusso del geofluido, tale fenomeno può pregiudicare la stabilità dei pozzi e determinare la subsidenza del suolo (Fjaer et al., 2008). L'entità della subsidenza è molto influenzata dalle caratteristiche meccaniche delle rocce che sovrastano il serbatoio geotermico. Le grandi aree geotermiche dell'Imperial Valley e Cerro Prieto (al confine tra California e Messico) non presentano significativi fenomeni di subsidenza. Al contrario, 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). Ciò a causa della forte compattazione della copertura, formata da brecce di pomice e calciliti (*mudstone*) particolarmente comprimibili. Peraltro, la re-iniezione del liquido esausto si è dimostrata assai efficace per contrastare la subsidenza, che a Wairakei è ora ridotta a 70 mm/anno.

In Toscana i movimenti verticali del terreno sono stati investigati mediante misure satellitari di interferometria ra-

dar (Rosi et al., 2016). Nell'area di Larderello la subsidenza coinvolge un'area di circa 129 km<sup>2</sup>, 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). D'altro canto, la subsidenza del terreno non è significativa per i campi geotermici del Monte Amiata (<1 mm/anno). Ciò può essere legato sia al minore sfruttamento della risorsa geotermica, sia alla locale stratigrafia, caratterizzata dalla spessa copertura delle Unità liguri interposta tra l'apparato vulcanico ed il serbatoio geotermico superficiale.

### 7.5 LA SISMICITÀ INDOTTA

È ben noto che varie attività antropiche possono causare o favorire i terremoti (Foulger et al., 2018). Da tempo sono sotto osservazione le operazioni che implicano l'immissione di fluidi nel sottosuolo, come la produzione di idrocarburi per fratturazione idraulica delle rocce (*fracking*), il riciclo delle acque di rifiuto e la geotermia. L'iniezione immette nel serbatoio fratturato liquido ad alta pressione. L'incremento della pressione di poro riduce lo sforzo normale e la resistenza al taglio, favorendo lo slittamento delle eventuali faglie pre-esistenti (*hydro-shearing*) ed anche la formazione di fratture tensili (*hydro-fracturing*). Come previsto dalla teoria della poro-elasticità, la perturbazione della pressione di poro si diffonde dalla zona di iniezione verso l'esterno, investendo porzioni sempre più ampie della crosta. Ciò spiega la distribuzione nello spazio e nel tempo della sismicità indotta dall'iniezione (Shapiro, 2015).

Presso i pozzi d'iniezione dei liquidi geotermici si verifica un'intensa attività micro-sismica (M<2). 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, solo una scossa di tale sciame ha avuto M>2 (Evans et al., 2012). In effetti, considerazioni teoriche ed evidenze sperimentali suggeriscono che la massima magnitudo attesa cresca con il volume totale di liquido iniettato, assai modesto nel caso degli impianti geotermici (McGarr, 2014). Invece, il problema è importante per l'iniezione delle acque reflue civili ed industriali. Tali attività possono innescare terremoti forti (5<M<6) a causa delle enormi quantità di liquido immesso in prossimità di faglie attive.

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. Tuttavia, nelle zone di tettonica attiva come la Toscana è difficile discriminare i terremoti naturali da quelli indotti o innescati dall'attività antropica. La sismicità storica dei campi geotermici toscani è descritta dalla Fig. 4. Le Colline Metallifere sono state colpite da terremoti forti ( $M > 5$ ) nel 1414 e nel 1723. Invece, dopo più di un secolo di sfruttamento geotermico non si sono verificate scosse importanti.

Anche nel Monte Amiata tutti i terremoti forti noti (1777, 1919 e 1940) sono avvenuti ben prima dell'avvio dell'industria geotermica. Pure il Lazio settentrionale presenta una sismicità storica significativa (terremoti del Viterbese-Orvietano con  $M > 5$  nel 1276, 1349, 1695, 1738 e 1819). Il quadro suddetto corrobora l'ipotesi di Mazzoldi *et al.* (2015), secondo la quale lo sfruttamento geotermico non modifica in modo sostanziale il processo sismogenetico, fatta salva la micro-sismicità generata presso i pozzi di re-iniezione.

## 7.6 LE MODIFICHE DEL PAESAGGIO

Le attività geotermiche richiedono l'occupazione del terreno, prima per ospitare i cantieri di perforazione e poi per la costruzione e l'esercizio dell'impianto geotermico. Peculiare è l'impatto visivo della lunga rete di tubazioni di grande diametro (dell'ordine di 600 mm) ove scorre il geofluido. Nonostante questi inconvenienti, la superficie occupata dagli impianti geotermici è molto minore rispetto alle esigenze degli altri tipi di centrale elettrica, come è ben illustrato dalla Tab. 3. A parità di potenza elettrica installata, altre tipi di fonti energetiche rinnovabili come le turbine eoliche e gli impianti solari richiedono superfici molto più grandi. Ciò rappresenta un indubbio svantaggio, soprattutto nelle zone fortemente antropizzate ove il territorio è un bene prezioso.

Il progetto architettonico innovativo delle centrali geotermiche più recenti della Toscana, come Bagnore 3 e Bagnore 4 presso il Monte Amiata, le rende molto compatibili con l'ambiente in cui si trovano. In particolare, le ingombranti torri di raffreddamento a tiraggio naturale, che potevano raggiungere 70 metri di altezza, sono sostituite da torri a tiraggio forzato inglobate nell'edificio principale della centrale.

Inevitabile è il declino delle manifestazioni idrotermali naturali a causa

dello sfruttamento geotermico. Infatti, la caduta di pressione che alimenta il pozzo di produzione richiama anche il geofluido che sarebbe risalito verso la superficie per convezione naturale. Il drenaggio verso i pozzi è accentuato dalla cospicua portata di fluido estratto. Sino all'inizio del XX secolo l'area di Larderello-Radicondoli era caratterizzata da numerose sorgenti termali e pittoresche emissioni di vapore, denominate *lagoni*, *fumacchi* e *soffioni*. Oggi sopravvivono poche manifestazioni naturali di questo tipo, ubicate per lo più tra Monterotondo Marittimo e Sasso Pisano. La loro tutela è importante sia per preservare le peculiari caratteristiche ambientali, sia per lo sviluppo del turismo locale. Anche l'area del Monte Amiata presenta importanti ecosistemi forestali, pur in assenza di significative manifestazioni idrotermali.

## 8. SOSTENIBILITÀ DELLA GEOTERMIA: L'IMPORTANZA DELLA RE-INIEZIONE

Come già ricordato, l'iniezione di liquido favorisce la ricarica del serbatoio geotermico, permettendo al contempo di eliminare salamoie ricche di sostanze incrostanti ed aggressive. I sistemi geotermici dominati dal vapore producono geofluidi di alta qualità ma sono alquanto vulnerabili. Infatti, la ricarica di vapore nel serbatoio è di norma assai più lenta rispetto all'estrazione. Una produzione di vapore eccessiva o troppo rapida può provocare la scomparsa del velo d'acqua liquida che aderisce ai pori delle rocce, provocando il disseccamento del serbatoio (DiPippo, 2012). In tal caso la produzione può cessare per molti anni, sino a che non si forma una quanti-

tà sufficiente di nuovo vapore dall'acqua che satura la parte profonda del serbatoio (Fig. 3a). La sostenibilità a lungo termine della produzione è dunque più difficile per il sistema di Larderello-Radicondoli, 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 presso Larderello è aumentata rapidamente dal 1950 al 1954 raggiungendo 300 kg/s, per poi declinare a soli 120 kg/s nel 1978. Da quel momento, l'iniezione del liquido ha riportato la produzione a circa 170 kg/s. Nei sistemi dominati dal vapore anche la frequente iniezione di liquido non consente un pieno ripristino della produttività massima iniziale.

Inoltre, la massa iniettata non può mai eguagliare la quantità di vapore estratto. Anzitutto, una frazione seppur modesta del condensato evapora di nuovo nelle torri di raffreddamento della centrale elettrica. Inoltre, l'iniezione non è praticabile ove sia troppo elevata la pressione richiesta per pompare il liquido nel serbatoio. Per quest'ultimo motivo, l'iniezione è effettuata nel campo di Larderello-Lago Boracifero ma non nel campo di Radicondoli-Travale.

In definitiva, la re-iniezione è una pratica di fondamentale importanza sia per assicurare la sostenibilità della produzione, sia per ridurre l'impatto ambientale della geotermia. Tuttavia essa richiede una corretta pianificazione del numero, della disposizione e della profondità dei pozzi di iniezione, oltre che della pressione e della portata del liquido. Ciò per evitare effetti collaterali indesiderati, come il raffreddamento eccessivo delle rocce del serbatoio o la generazione di fastidiosi sciami micro-sismici.

## 9. CONCLUSIONI

Nella Toscana meridionale e nel Lazio settentrionale, i processi magmatici plio-pleistocenici hanno determinato la formazione di importanti e peculiari sistemi idrotermali. Lo sfruttamento di tali sistemi per la produzione di energia elettrica ha ancora ampi margini di sviluppo, per venire incontro all'esigenza sempre più marcata di sostituire i combustibili fossili con fonti energetiche rinnovabili e di minor impatto ambientale.

Sebbene altre zone del territorio nazionale presentino interessanti prospettive per gli usi geotermici, la Toscana meridionale resta un'area privilegiata. Nel nostro Paese sono attivi oltre 50 permessi di ricerca di risorse geotermiche, che investono un'area di 4462.5 km<sup>2</sup> nelle Regioni Lazio, Lombardia, Sarde-

**Tabella 3. Uso del suolo per vari tipi di impianti per la produzione di energia elettrica, espresso in metri quadrati per MW di potenza installata. La cifra riportata si riferisce alla centrale elettrica ed alle dipendenze come i depositi di combustibile, il bacino idroelettrico ecc. (da DiPippo, 2012)**

Impianto	Area occupata (in m <sup>2</sup> /MW)
Idroelettrico	1200000
Solare fotovoltaico	66000
A carbone	40000
Solare termico	28000
Eolico	16000
Nucleare	10000
Geotermico (binario)	1415
Geotermico ( <i>flash</i> )	1260

gna, Sicilia e Toscana, ove però ricade ben l'80% di tale superficie.

D'altra parte, occorre considerare i vincoli imposti dalla disponibilità e dalla qualità della risorsa geotermica, dalla sostenibilità nel tempo della produzione e dai problemi connessi con l'estrazione del geofluido. Nella Toscana meridionale il problema principale sembra essere 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 CO<sub>2</sub> da emissione indesiderata in risorsa economica.

L'industria geotermica può avere conseguenze significative sull'ambiente naturale ed antropico in relazione alla gestione della produzione. Oggi è possibile rendere minimo tale impatto, a patto di avvalersi dei più avanzati modelli scientifici, delle moderne tecnologie impiantistiche e del monitoraggio continuo dei parametri ambientali, come la qualità dell'aria e dell'acqua, i cedimenti del terreno e la sismicità. È auspicabile che le comunità coinvolte, le amministrazioni nazionali e locali ed i gestori della produzione possano unire i loro sforzi in modo da garantire lo sviluppo equilibrato delle aree geotermiche.

## BIBLIOGRAFIA

- BALDACCIO A., MANNARI M., SANSONE F. (2005), *Greening of geothermal power: an innovative technology for abatement of hydrogen sulphide and mercury emission*. Proceeding of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.
- BANKS D. (2008), *An introduction to thermogeology: ground source heating and cooling*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK.
- 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 of the World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- BERTANI R. (2016), *Geothermal power generation in the world 2010-2014 update report*. Geothermics 60.
- BERTANI R., ROMAGNOLI P. (2017), *2016 Italy Country Report*. IEA Geothermal, April 2017.
- BERTINI G., CASINI M., GIANELLI G., PANDELI E. (2006), *Geological structure of a long-living geothermal system, Larderello, Italy*. Terra Nova 18.
- BLOOMFIELD K., MOORE J.N., NEILSON JR. R.M. (2003), *Geothermal energy reduces greenhouse gases*. Geothermal Research. Council Bulletin.
- BRAVI M., BASOSI R. (2014), *Environmental impact of electricity from selected geothermal power plants in Italy*. Journal of Cleaner Production 66.
- BROGI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., RANALLI G., CROP 18 WORKING GROUP (2005), *Crustal structures in the geothermal areas of southern Tuscany (Italy): Insights from the CROP 18 deep seismic reflection lines*. Journal of Volcanological and Geothermal Research 148.
- BRUSCOLI L., FIASCHI D., MANFRIDA G., TEMPESTI D. (2015), *Improving the environmental sustainability of flash geothermal power plants - A case study*. Sustainability 7.
- CASINI M., CIUFFI S., FIORDELISI A., MAZZOTTI A., STUCCHI E. (2010), *Results of a 3D seismic survey at the Travale (Italy) test site*. Geothermics 39.
- Compagnoni B., Galluzzo F. (Coordinators) (2004), *Geological map of Italy 1:1250.000 scale*. Especially Printed for the 32nd International Geological Congress, Florence, 20-28 August 2004, SELCA.
- DINI A., GIANELLI G., PUXEDDU M., RUGGIERI G. (2005), *Origin and evolution of Pliocene-Pleistocene granites from the Larderello geothermal field (Tuscan Magmatic Province, Italy)*. Lithos 81.
- DIPIPPO R. (2012), *Geothermal Power Plants: Principles, Applications, Case Studies, and Environmental Impact, 3rd edition*. Butterworth-Heinemann - Elsevier, Oxford, UK.
- DIPIPPO R. (2015), *Geothermal power plants: Evolution and performance assessments*. Geothermics 53.
- 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.
- DOVERI M., NISI B., CERRINA FERONI A., ELLERO A., MENICHINI 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.
- EPPELBAUM L., PILCHIN A., KUTASOV I. (2014), *Applied Geothermics*. Springer Heidelberg New York-Dordrecht-London.
- 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 CO<sub>2</sub> reservoirs in Europe*. Geothermics 41.
- FANELLI M., MANETTI P., DICKSON M.H., ZAN L. (2007), *Energia Geotermica*. Enciclopedia degli Idrocarburi, ENI e Istituto della Enciclopedia Italiana Vol. 3.
- 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.
- FINETTI I.R. (2006), *Basic regional crustal setting and superimposed local pluton-intrusion-related tectonics in the Larderello-M. Amiata geothermal province, from integrated CROP seismic data*. Bollettino della Società Geologica Italiana 125.
- Foulger G.R., Wilson M.P., Gluyas J.G., Julian B.R., Davies R.J. (2018), *Global review of human-induced earthquakes*. Earth-Science Reviews 178.
- GARTNER I. (2018), *Monitoraggio delle aree geotermiche toscane anno 2016*. ARPAT - Area Vasta Sud Settore Geotermia - Controllo alle emissioni delle centrali geotermoelettriche.
- 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 Volcanological and Geothermal Research 284.
- MANZELLA A., BONCIANI R., ALLANSDOTTIR A., BOTTEGHI S., DONATO A., GIAMBERINI S., LENZI A., PACI M., PELLIZZONE A., SCROCCA D. (2018), *Environmental and social aspects of geothermal energy in Italy*. Geothermics 72.
- 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 Volcanological and Geothermal Research 301.
- McGARR A. (2014), *Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection*. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 119.
- PECCERILLO A. (2005), *Plio-Quaternary Volcanism in Italy. Petrology, Geochemistry, Geodynamics*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, Germany.
- PISCOPO V., ARMIENTO G., BAIOCCHI A., MAZZUOLI M., NARDI E., PIACENTINI S.M., PROPOSITO M., SPAZIANI F. (2018), *Role of high-elevation groundwater flows in the hydrogeology of the Cimino volcano (central Italy) and possibilities to capture drinking water in a geogenically contaminated environment*. Hydrogeology Journal 26.
- ROMAGNOLI P., ARIAS A., BARELLI A., CEI M., CASINI M. (2010), *An updated numerical model of the Larderello-Travale geothermal system, Italy*. Geothermics 39.
- 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.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLIB., GASPERINI P. (2016), *CPTI15, the 2015 Version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italy.
- SHAPIRO S. (2015), *Fluid-Induced Seismicity*. Cambridge University Press, Cambridge.
- 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.
- VIGNAROLI G., PINTON A., DE BENEDETTI A.A., GIORDANO G., ROSETTI F., SOLIGO M., BERARDI G. (2013), *Structural compartmentalisation of a geothermal system, the Torre Alfina field (central Italy)*. Tectonophysics 608.
- VITI M., MANTOVANI E., BABBUCCI D., TAMBURELLI C., CENNI N., BAGLIONE M., D'INTINOSANTE V. (2015), *Belt-parallel shortening in the Northern Apennines and seismotectonic implications*. International Journal of Geosciences 6.