



IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO CASTEL GIORGIO (TR)
Studio di Impatto Ambientale

ALLEGATO D
SUBSIDENZA

INDICE

0	<i>INTRODUZIONE</i>	1
1	<i>SUBSIDENZA NEI CAMPI GEOTERMICI TOSCANI</i>	2
2	<i>SUBSIDENZA IN CAMPI GEOTERMICI NEL MONDO</i>	7
2.1	<i>THE GEYSERS, CALIFORNIA, USA</i>	7
2.2	<i>WAIRAKEI, NUOVA ZELANDA</i>	8
2.3	<i>CERRO PRIETO, MESSICO</i>	10
3	<i>IL CASO SPECIFICO DEL CAMPO GEOTERMICO DI TORRE ALFINA - CASTEL GIORGIO E IL MONITORAGGIO DELL'EVENTUALE SUBSIDENZA</i>	11
	<i>BIBLIOGRAFIA</i>	1

0 *INTRODUZIONE*

L'estrazione di fluidi dal sottosuolo può dar luogo a fenomeni di subsidenza (abbassamento locale del suolo).

Si riporta di seguito una rassegna di questi fenomeni nei campi geotermici toscani e nei campi geotermici nel mondo e si discute il caso del campo geotermico di Torre Alfina fornendo anche informazioni sul monitoraggio programmato per controllare l'eventuale subsidenza indotta.



1

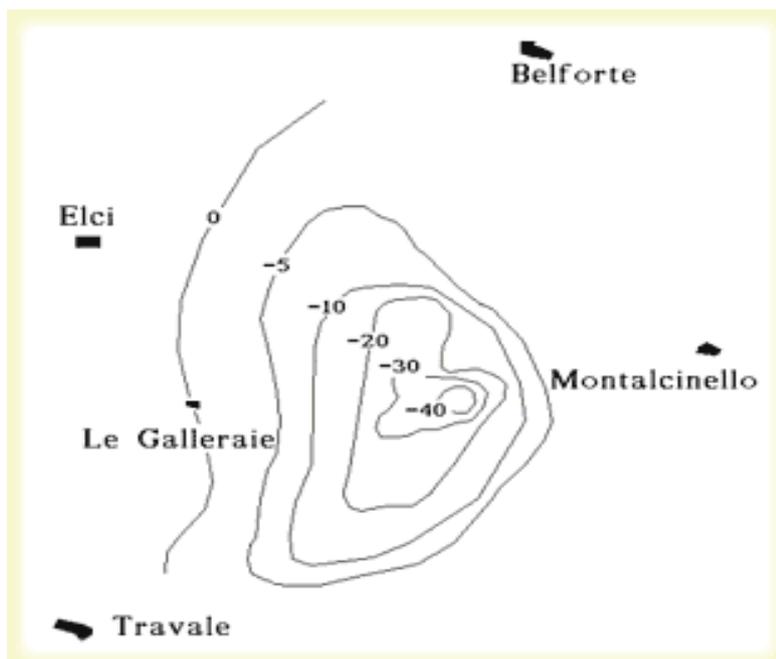
SUBSIDENZA NEI CAMPI GEOTERMICI TOSCANI

Si riporta di seguito quanto scrive in merito al problema della subsidenza l'Agencia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Toscana (www.Arpat.toscana.it Febbraio 2013).

“L'estrazione di fluidi dal sottosuolo può dare luogo a fenomeni di subsidenza (ovvero di abbassamento del suolo), più o meno marcati a seconda dell'intensità degli squilibri che si sono prodotti. Così come lo sfruttamento di una falda d'acqua in eccesso rispetto alla velocità di ricarica, o l'estrazione di gas o di petrolio da un giacimento può portare ad un abbassamento del suolo, anche lo sfruttamento di risorse geotermiche può generare questo tipo di fenomeni. Di solito l'evento è più marcato nei campi a liquido dominante, dove viene prodotta molta acqua e poco vapore. La subsidenza è stata osservata sin dalla seconda metà degli anni '50 a Wairakei: in assenza quasi totale di reiniezione del fluido, si misurava un abbassamento consistente in corrispondenza della regione circostante l'area di sfruttamento. Gli studi avviati all'inizio degli anni '70 nell'area di Travale-Radicondoli hanno rilevato come tra il 1973 ed il 1991 si sia avuto un abbassamento del piano di campagna sino ad oltre 40 cm, in corrispondenza del centro della zona più produttiva (Figura 1a). Il fenomeno è stato più rapido nei primi anni di attività, divenendo poi via via meno marcato, per il raggiungimento di una condizione di deficit di massa abbastanza modesto: attraverso misure di microgravità risultava che solo il 3% dei fluidi estratti dai pozzi nel periodo 1979-91 non veniva reintegrato.

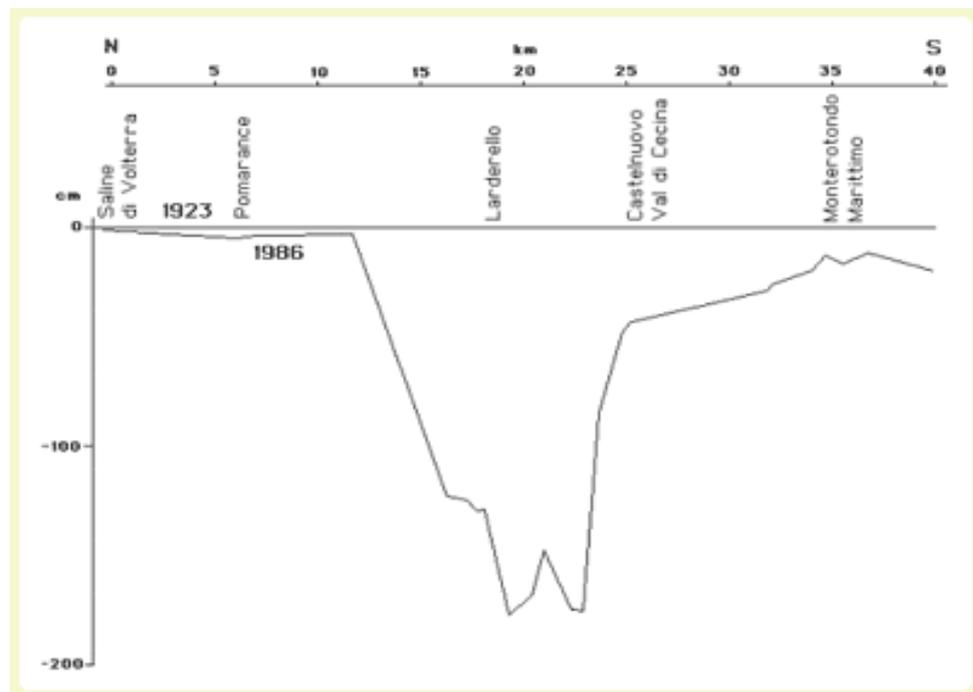
Figura 1a

Subsidenza nel Campo di Vapore di Travale-Radicondoli per il Periodo 1973 - 1991 (da Di Filippo et al., 1995)



Questa situazione di stato quasi-stazionario può essere spiegata con la possibilità di ricarica da acquiferi profondi di dimensione regionale. A Larderello rilievi accurati furono effettuati già nel 1922-23 per volontà del principe Piero Ginori Conti, ad opera dell'Istituto Geografico Militare. Solo nel 1985 è stato, tuttavia, messo in attività un moderno sistema di monitoraggio. La Figura 1b mostra un interessante confronto tra il profilo del livello del piano di campagna nel 1923 e nel 1986: in corrispondenza del centro dell'area, per qualche chilometro il suolo si è abbassato per più di un metro. Le precauzioni di oggi, consistenti nel contenimento dello sfruttamento dei campi di vapore e nella pratica della reiniezione, hanno tuttavia ridotto il fenomeno in maniera significativa: nelle vecchie zone di sfruttamento si ha una buona stabilità, mentre in quelle di più recente attivazione il fenomeno si manifesta con velocità inferiori al centimetro per anno.

Figura 1b

Subsidenza nell'Area di Larderello tra il 1923 ed il 1986 (ENEL, 1995)


Un monitoraggio della subsidenza allo scopo di verificare gli effetti della reiniezione lungo le direttrici Castelnuovo Val di Cecina-Larderello-Pomarance è stato avviato nel 1986. Dopo 7 anni di osservazione si è potuto verificare come nell'area di Larderello si fosse verificato un abbassamento di 0-2 cm, che arrivavano sino ad un massimo di 8,5 cm nelle zone marginali, di più recente sfruttamento. Larderello, grazie anche alle operazioni di reiniezione, risulta ormai abbastanza stabile, mentre a Castelnuovo Val di Cecina la subsidenza permane ancora apprezzabile (circa 1 cm/a, nel caso peggiore). Secondo Celati et al. (1991), lo sfruttamento del campo di vapore, a Larderello, avrebbe influito positivamente sulle velocità di ricarica ad opera di acque superficiali che appaiono contribuire, in maniera tutt'altro che marginale, alla ricostituzione del vapore nel serbatoio. La presenza di trizio a più di 5 km dalla zona di ricarica indica una rapida circolazione dell'acqua di ricarica ed un contatto con le rocce del serbatoio molto limitato. L'ordine di grandezza della portata di ricarica naturale, a Larderello, è di 1000 t/h”.

Si ritiene utile riportare anche quanto scrive in merito alla subsidenza nel campo geotermico toscano di Larderello – Travale, l'associazione ambientalista *Amici della Terra* (2008).

Subsidenza

“La subsidenza, cioè l’abbassamento del terreno provocato dall’emungimento del fluido dal sottosuolo è un fenomeno provocato dalle attività estrattive, sia in campo petrolifero e minerario, sia come effetto di emungimenti consistenti di acqua di falda per usi civili e/o industriali. La manifestazione di fenomeni di subsidenza spesso coincide con la parte del campo geotermico, dove è maggiore lo sfruttamento, a volte, però gli abbassamenti del terreno sono evidenti anche nelle zone limitrofe all’area dei pozzi, e di solito sono maggiori nei sistemi a liquido dominante, dove sono estratti maggiori quantitativi di acqua rispetto ai sistemi a vapore dominante.

Questo fenomeno è comunque, indipendentemente dalla tipologia del sistema geotermico, un indicatore evidente della necessità di mantenere l’acquifero in equilibrio per evitare il depauperamento del sistema geotermico e la perdita di pressione e di portata.

Alcuni dati storici per l’area di Larderello provenienti da una campagna di rilevamento realizzata nel 1923 a cura dell’Istituto Geografico Militare sono stati confrontati con i primi rilevamenti del sistema di monitoraggio introdotto nel 1985. La comparazione dei dati raccolti ha evidenziato come nella zona si siano verificati fenomeni di subsidenza con sprofondamenti del terreno fino oltre 1 metro su una superficie di qualche chilometro.

Un monitoraggio della subsidenza lungo le direttrici Castelnuovo Val di Cecina-Larderello-Pomarance avviato nel 1986 e concluso nel 1993 ha rilevato un abbassamento del terreno di 0-2 cm per l’area di Larderello, con punte massime di 8,5 cm registrate nelle zone di più recente sfruttamento.

Anche per la zona di Travale-Radicondoli alcune indagini effettuate dal 1973 hanno rilevato che quest’area è stata interessata da fenomeni di subsidenza nell’ordine di 2,5 cm all’anno tra il 1973 e il 1983, e di 2 cm negli anni successivi. Nel 1991 da osservazioni fatte nella zona centrale dell’area, è stato evidenziato un abbassamento del suolo di circa 40 cm, con fenomeni inferiori procedendo verso i margini del campo. Gli abbassamenti del terreno registrati nei campi di Larderello, e Travale-Radicondoli sono stati generalmente più accentuati nei primi periodi di coltivazione, divenendo meno marcati negli ultimi anni, fino a raggiungere una situazione quasi stazionaria in alcune zone, in particolare per la zona di Larderello. Questi eventi di arresto o quantomeno di mitigazione sono stati riscontrati dopo l’introduzione della tecnica di reiniezione dei fluidi nel sistema geotermico, operazione che avrebbe contribuito ad arrestare il processo di subsidenza, oltre a diminuire la parte gassosa del fluido, migliorandone la resa energetica e mitigando il potenziale d’inquinamento.

In conclusione quindi anche se la subsidenza rappresenta un effetto per così dire fisiologico dell’attività di estrazione, manifestandosi soprattutto nei primi periodi di coltivazione dei campi geotermici, le moderne tecniche di reiniezione insieme con



un responsabile sfruttamento del sistema rappresentano, a oggi, efficaci misure per minimizzarne gli effetti e contribuire alla soluzione dei problemi ambientali connessi all'utilizzo energetico della risorsa".

I fenomeni di subsidenza nel campo geotermico di Travale – Radicondoli sono stati oggetto anche di un rapporto scientifico presentato nel 2005 al World Geothermal Congress (Ciulli et al., 2005). Si riportano di seguito alcune parti del rapporto.

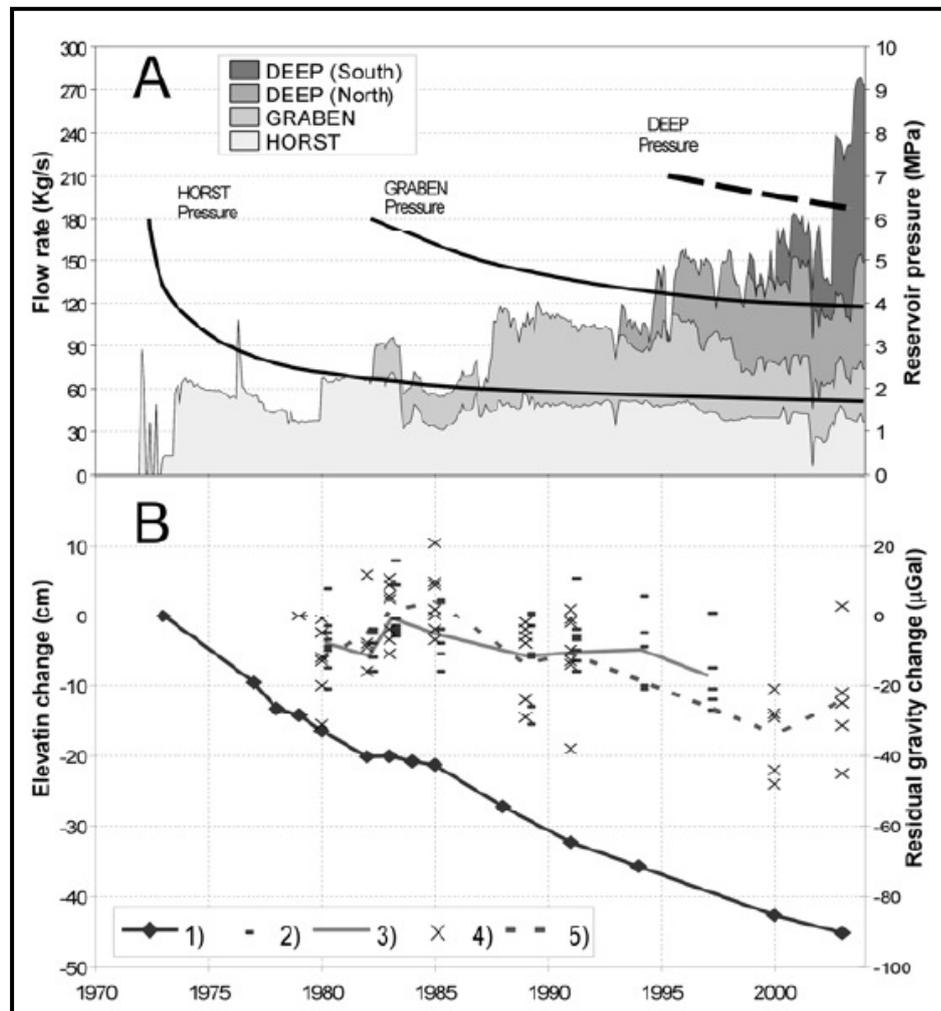
"Lo sfruttamento industriale del campo geotermico di Travale-Radicondoli è iniziato nel 1973. Nel 2003, a 30 anni di distanza, è stata misurata una subsidenza massima di 50 cm in una piccola area centrale del campo. Il tasso iniziale era di 2,3 cm/anno ed è progressivamente diminuito fino all'attuale valore di 1 cm/anno, valore molto piccolo considerato che nel frattempo la produzione totale è passata da 60 a 240 kg/s".

Nella *Figura 1c* è riportata la *Fig.5* di Ciulli et al. (2005), nella quale sono mostrate le variazioni nel tempo della pressione (P) nei tre serbatoi geotermici del campo (horst, graben, profondo). Si noti come la P del serbatoio horst (il primo ad essere stato sfruttato) è scesa da 60 bar (6Mpa) nel 1973 a meno di 20 bar nel 2005, con la maggior parte del decremento avvenuto nel periodo iniziale di sfruttamento. Il decremento di P negli altri due serbatoi è minore (circa 20 bar tra 1983 e 2005 nel serbatoio "graben"; circa 9 bar tra 1997 e 2005 nel serbatoio profondo).

Si richiama l'attenzione sul fatto che la modellizzazione numerica del campo geotermico di Castel Giorgio, realizzata su nostro incarico da Terra Energy – Università di Pisa, indica una diminuzione di pressione nel serbatoio nella zona produttiva di 7-8 bar (si veda l'*Allegato 3 del Progetto Definitivo*). Da rilevare inoltre che nel campo Travale-Radicondoli non vi è stata per lungo tempo alcuna reiniezione di fluido nel serbatoio, mentre a Castel Giorgio è prevista la reiniezione totale del fluido estratto.

Figura 1c

Travale – Radicondoli A: Tasso Totale di Fluido Estratto e Variazione nel Tempo della Pressione in Ciascun Serbatoioio. B: 1) Andamento Medio della Subsidenza, da 2) a 5) Variazioni di Microgravità con Varie Tecniche di Misura (da Ciulli et al., 2005)



È da rilevare che né nel rapporto ARPAT, né nella pubblicazione di *Amici della Terra* (2008) si trova alcun riferimento a fenomeni di subsidenza nella zona geotermica del M. Amiata. Questo lascia pensare che la subsidenza della zona sia trascurabile tanto da non aver richiamato l'attenzione degli organismi di controllo (ARPAT) o di associazioni ambientaliste.

2 **SUBSIDENZA IN CAMPI GEOTERMICI NEL MONDO**

2.1 **THE GEYSERS, CALIFORNIA, USA**

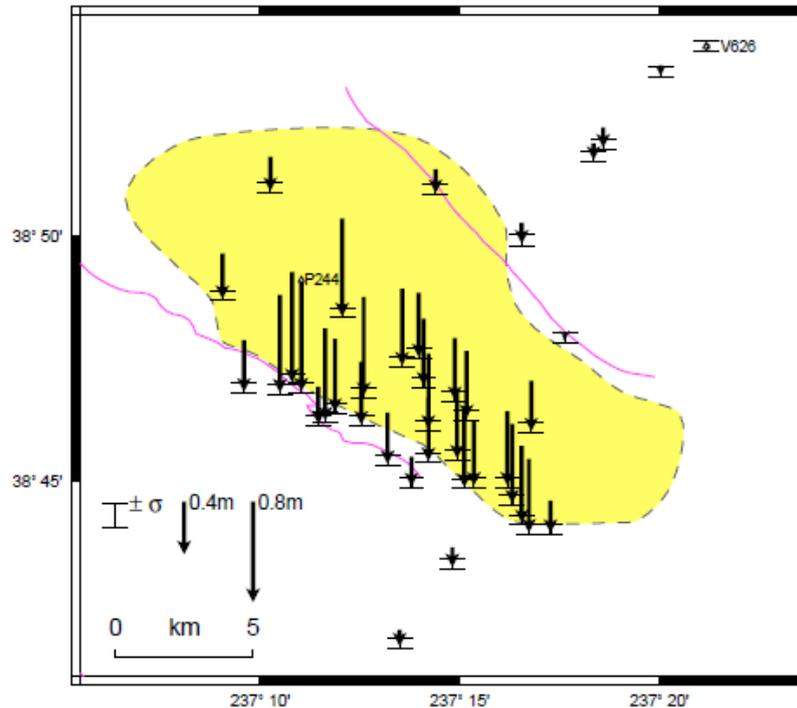
Il campo geotermico di The Geysers in California è il maggior produttore di elettricità al mondo. Al suo massimo, a metà degli anni '80, venivano prodotti circa 2 GW di energia, attraverso l'estrazione di grandi quantità di vapore. La produzione elettrica è poi diminuita perché la pressione del vapore nel serbatoio è scesa dagli iniziali 35 bar fino a 12 bar nel 1988.

Nel periodo 1973-1977 fu misurata una subsidenza massima di 19,2 cm con un tasso medio di 4,8 cm/anno, centrata sull'area di principale estrazione di vapore. Nel periodo 1977-1996 la subsidenza massima è stata di 90 cm, con un massimo di 4,7 cm/anno (*Mossop e Segall, 1997*) (*Figura 2.1a*).

La causa della subsidenza fu inizialmente attribuita al declino della pressione del vapore nel serbatoio (*Lofgren, 1981*). Ma alcuni studiosi (*Denlinger et al., 1981*) osservarono che la riduzione modesta della pressione del vapore fino ad allora registrata (10 bar), combinata con un alto valore del "bulk modulus" stimato dai dati sismici ($K_d = 3 \times 10^{10}$ Pa), non era consistente con la subsidenza osservata e attribuirono il fenomeno a una combinazione di deformazioni termoelastiche e poroelastiche.

Più recentemente *Mossop e Segall (1997)*, modellando la subsidenza di The Geysers, giungono alla conclusione che questa può essere spiegata con una deformazione poroelastica in un serbatoio con un "bulk modulus" quasi statico non superiore a 3.6×10^9 Pa.

Figura 2.1a Subsidenza a The Geysers nel 1977-1986 (da Mossop e Segall, 1997)



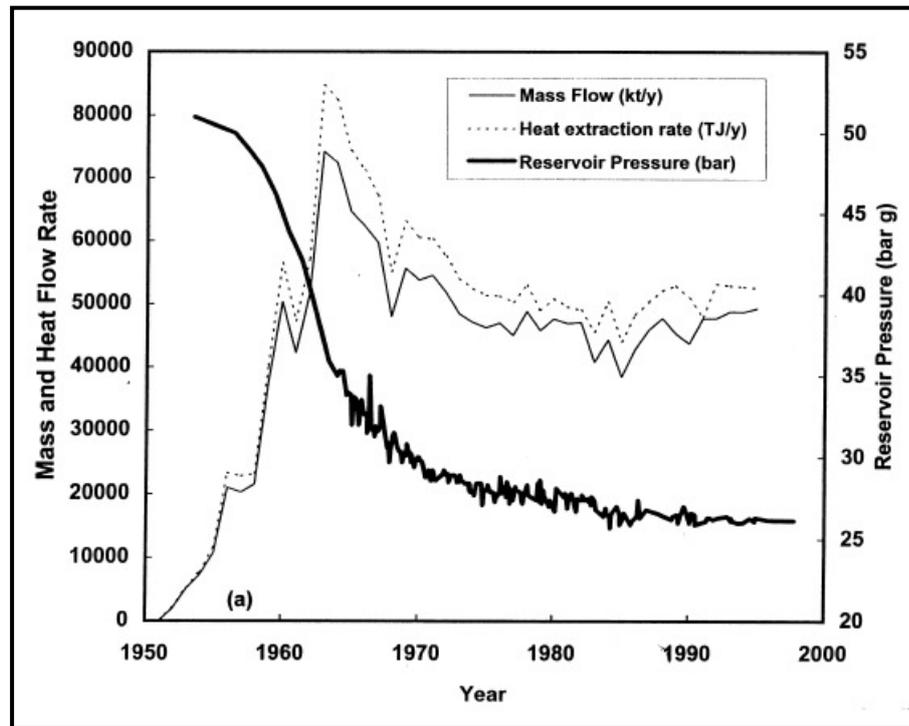
2.2 WAIRAKEI, NUOVA ZELANDA

Il campo geotermico di Wairakei è quello dove si è verificata una subsidenza di gran lunga superiore a quella osservata non solo negli altri campi geotermici del mondo, ma anche nell'estrazione dal sottosuolo di acqua, petrolio o gas (Allis, 2000). Esso rappresenta pertanto un caso molto particolare, non estrapolabile ad altre situazioni.

La centrale elettrica di Wairakei è entrata in esercizio nel 1958. La potenza installata ha raggiunto un massimo di 192 MWe negli anni '60 ed era di circa 165 MWe nel 2005. La reiniezione di fluido è cominciata solo nel 1996 e vengono reiniettate circa 30.000 t/giorno a fronte di 140.000 t/giorno di fluido (vapore ed acqua bollente) estratto da pozzi profondi 500 -1000 m. La produzione ha causato una diminuzione della pressione del fluido nel serbatoio di circa 25 bar, prevalentemente negli anni '60 e '70 (Figura 2.2a).

Figura 2.2a

Variazione nel Tempo della Massa Totale e del Flusso di Calore Estratto a Wairakei dai Pozzi Produttivi e della Pressione del Serbatoio a – 152 m slm (da Allis, 2000)



I fenomeni di subsidenza hanno cominciato ad essere osservati pochi anni dopo l'inizio della produzione. Il massimo di subsidenza si registra in corrispondenza di una depressione avente un diametro di circa 1 km situata a nord del campo dei pozzi e ubicata in prossimità di una zona di manifestazioni termali naturali. Al centro della depressione la subsidenza totale era di 15 m nel 2001 con un tasso che era di quasi 500 mm/anno alla fine degli anni '70 ed è poi diminuito a circa 100 mm/anno (*White et al., 2005; Allis, 2000*).

La causa della subsidenza è attribuita alla compattazione di un livello lacustre di argilla consolidata ad alta porosità e bassa permeabilità situato a 100-200 m di profondità, causata dal lento drenaggio dell'acqua in esso contenuta dovuto alla diminuzione di pressione nel serbatoio geotermico sottostante (*Allis, 2000*). La piccola estensione laterale della depressione viene spiegata con la scarsa compattazione originaria del livello lacustre a causa della sua deposizione al di sopra della zona di emergenza di sorgenti termali (*Allis, 2000*). Questa descrizione testimonia dell'eccezionalità delle condizioni naturali di Wairakei. In particolare nel campo geotermico di Torre Alfina- Castel Giorgio, a causa della presenza di un'efficace copertura di terreni impermeabili sopra il serbatoio, non esistono manifestazioni termali in superficie, a parte quella piccola a sud di Torre Alfina. Si ricorda che un pozzo (Alfina 13), ubicato non lontano da questa manifestazione, è stato utilizzato a lungo per l'estrazione di anidride carbonica, senza che sia stato osservato alcun fenomeno di subsidenza.

2.3

CERRO PRIETO, MESSICO

Il campo geotermico ad acqua dominante di Cerro Prieto ha cominciato a produrre energia elettrica nel 1973 (75 MWe) e dal 2011 ha una capacità installata di 720 MWe che ne fa il secondo più grande generatore di energia geotermoelettrica del mondo, dopo The Geysers.

Vengono sfruttati due serbatoi principali a profondità variabile da 1.500 a 3.000 m e con temperature da 260 a 350 °C.

Nel periodo 1994-1997 il tasso medio di estrazione del fluido è stato di $1,05 \times 10^5$ t/giorno, solo il 18 % del quale è stato reiniettato a profondità di 500-2.600 m (*Sarychikhina et al., 2011*). In realtà nel 2010 la quantità di fluido estratto è stata di 115×10^6 tonnellate, mentre quella di fluido reiniettato è stata di solo 6×10^6 tonnellate (5,2 %) (*Lippmann et al., 2010*).

Il campo geotermico si trova in una zona tettonica attiva, un bacino in espansione interessato da una subsidenza naturale stimata a 0,50 cm/anno, che rappresenta però solo il 4-5 % della subsidenza totale osservata (massimo di circa 12 cm/anno al centro della zona di estrazione del fluido) (*Glowacka et al., 2005, Sarychikhina et al., 2011*). Tutti gli autori citati attribuiscono la subsidenza ad un "forte" abbassamento della pressione del fluido nel serbatoio causata dalla sua estrazione, ma nelle pubblicazioni non si sono trovati valori numerici specifici di questo decremento di pressione.

È da osservare che le caratteristiche litologiche delle rocce che costituiscono il campo geotermico di Cerro Prieto sono molto diverse da quelle del campo geotermico di Torre Alfina-Castel Giorgio.

Il campo di Cerro Prieto si trova infatti in un bacino riempito da una potente serie sedimentaria con più di 2 km di sedimenti non consolidati e livelli sedimentari di argilliti al di sotto di essi. Il fluido geotermico viene estratto da scisti sedimentari idrotermalizzati e fratturati, isolati dai sedimenti non consolidati dal livello di argilliti che costituiscono la copertura (*Glowacka et al., 2005*).

IL CASO SPECIFICO DEL CAMPO GEOTERMICO DI TORRE ALFINA - CASTEL GIORGIO E IL MONITORAGGIO DELL'EVENTUALE SUBSIDENZA

Il campo geotermico di Torre Alfina – Castel Giorgio differisce notevolmente, sotto il profilo geolitologico e delle caratteristiche meccaniche dalle rocce del serbatoio e di copertura dei campi prima descritti degli USA, Nuova Zelanda e Messico. È più simile al campo toscano di Larderello (serbatoio in rocce carbonatiche, copertura di terreni flyshoidi), ma rispetto a questo possiede certamente, oltre ad una più bassa temperatura del fluido (140°C contro oltre 200°C), una copertura impermeabile più efficace e continua come dimostra anche la sostanziale assenza di manifestazioni termali in superficie, a parte la piccola manifestazione presso Torre Alfina, mentre la zona di Larderello era nota prima dello sfruttamento per le sue emissioni naturali di vapore dette “soffioni”. Un'altra sostanziale differenza è data dal fatto che in tutti i casi citati, solo una piccola frazione del fluido estratto viene reiniettato nel sottosuolo (operazione peraltro iniziata assai tardivamente) mentre nel progetto Torre Alfina – Castel Giorgio è prevista la reiniezione totale del fluido estratto.

Un'altra sostanziale differenza è nella diminuzione della pressione del fluido nel serbatoio causata dall'estrazione dello stesso. Abbiamo infatti visto dalla rassegna precedente che, nei casi citati, risultano le seguenti diminuzioni della pressione del serbatoio:

Tabella 3a *Diminuzione della Pressione del Serbatoio*

Luogo	ΔP (bar)
Travale-Radicondoli	40 (serbatoio superficiale) 20 (serbatoio intermedio) 9 (serbatoio profondo)
The Geysers	23
Wairakei	25
Cerro Prieto	Alta, valore non precisato

Dalla modellazione numerica del serbatoio di Castel Giorgio, riportata nell'*Allegato 3 del Progetto Definitivo*, assumendo la quantità massima di fluido estratto e reiniettato (assunto cautelativamente 1.050 t/ora), l'aumento di pressione che si verifica nei pozzi reiniettori è stimato in 8÷9 bar, mentre, per i pozzi produttori, si registra una riduzione stimata a 7÷8 bar. Tale variazione di pressione è ovviamente positiva nella zona di reiniezione e negativa in quella di produzione. Quest'ultima è quella che teoricamente potrebbe causare effetti di subsidenza.

Tuttavia il valore è talmente modesto e soprattutto limitato in termini di estensione areale nell'intorno dei pozzi da far ritenere trascurabile ogni effetto di cedimento del terreno.

Le caratteristiche geologiche del serbatoio fratturato sono tali per cui sarà sufficiente realizzare un modesto aumento di lunghezza del tratto del pozzo aperto per produrre un aumento di iniettività e conseguentemente ridurre il valore assoluto della variazione di pressione necessaria a sostenere il flusso del fluido geotermico con il beneficio di ridurre ancora di più ogni eventuale effetto di subsidenza, ammesso che sia percettibile.

In ogni caso è previsto il monitoraggio degli eventuali movimenti del terreno come di seguito precisato.

Il controllo degli eventuali movimenti del terreno (subsidenza) che dovessero insorgere in conseguenza della gestione operativa del campo geotermico verrà eseguito usando il metodo conosciuto come DInSAR (Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar) (*Gabriel et al., 1989; Bürgmann et al., 2000*) che viene utilizzato con successo per il monitoraggio dei movimenti del terreno in molte aree vulcaniche e geotermiche (*es. Sarychikhina et al., 2011*). Secondo questo metodo coppie di immagini satellitari, scattate dal satellite su un'area definita e a una distanza temporale scelta dall'operatore, vengono processate in modo da ottenere mappe della deformazione superficiale nell'area di interesse con un'accuratezza dell'ordine di centimetri. Dal momento che i sistemi satellitari esistenti hanno cicli di ripetizione delle immagini (passaggio del satellite) sulla stessa area piuttosto corti (inferiori al mese), il metodo DInSAR ha la capacità di determinare efficacemente le variazioni nel tempo di movimenti del terreno. Nel caso specifico del progetto Castel Giorgio – Torre Alfina, verrà selezionata un'immagine satellitare di riferimento al tempo zero, cioè prima dell'inizio delle operazioni industriali e verranno analizzati gli eventuali movimenti del terreno dal confronto con immagini prese ad un anno di distanza. Questo tempo potrà essere accorciato in caso di necessità, ove dovesse rivelarsi l'insorgenza di movimenti apprezzabili.

Il monitoraggio verrà eseguito da personale scientifico specializzato dell'INGV nell'ambito della convenzione con il Proponente. I risultati verranno trasmessi all'ARPA Umbria e agli Enti o Uffici pubblici che ne faranno richiesta.

BIBLIOGRAFIA

Agenzia Regionale per la Protezione dell'ambiente Regione Toscana: www.Arpat.toscana.it (Febbraio 2013).

Allis R. G. (2000). "Review of subsidence at Wairakei field, New Zealand". *Geothermics* 29,455-478.

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

Bürgmann, R., Rosen, P.A. and Fielding, E.J., (2000). "Synthetic aperture radar interferometry to 5 measure Earth's surface topography and its deformation". *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 169-209.

Ciulli B., Dini I., Palmieri F., Rossi A. (2005). "Interpreting Ground Deformation and Microgravity Changes in The Travale-Radicondoli Geothermal Field (Italy)". *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April*.

Denlinger R.P., W.P. Isherwood, and R.L. Kovach. (1981). "Geodetic analysis of reservoir depletion at The Geysers steam field in northern California". *Journal of Geophysical Research*, 86,6091-6096.

Gabriel, A., Goldstein, R. and Zebker, H., (1989). "Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry". *Journal of Geophysical Research*, 94(B7), 9183– 9191.

Glowacka E., Sarychikhina O., Nava F. A. (2005). "Subsidence and Stress Change in the Cerro Prieto Geothermal Field, B. C., Mexico". *Pure Appl. Geophys.* 162, 2095–2110.

Lippmann M. J., Truesdell A. H., Rodríguez M.H., Pérez A. (2004). "Response of Cerro Prieto II and III (Mexico) to exploitation" *Geothermics*, 33, 229–256.

Lofgren B.E. (1981). Monitoring crustal deformation in the geysers-clear lake region. In *Research in The Geysers-Clear Lake geothermal area, northern California*. Geological survey professional paper 1141, United States Government printing office.

Mossop A., Segall P. (1997). "Subsidence at The Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys". *Geophys. Res.Lett.*, 24, 14, 1839-1842.

Sarychikhina O., Glowacka E., Mellors R., Vidal F. S. (2011). "Land subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, from 1994 to 2005. An integrated analysis of DInSAR, leveling and geological data". *J. Volcan. Geoth.Res.* 204, 76-90.

White P. J., Lawless J.V., Terzaghi S., Okada W. (2005). "Advances in Subsidence Modelling of Exploited Geothermal Fields". *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April 2005*.