

Servizio di consulenza relativo all'identificazione delle risorse geotermiche e dei processi idrotermali rilevanti ai fini dell'applicazione dei criteri CE14 e CA1 della GT 29 ISPRA – Studio Università di Pisa

Codice **DN GS 00203**

Fase del progetto -

Data **27/01/2015** Pag. **1**



***Servizio di consulenza relativo all'identificazione
delle risorse geotermiche e dei processi idrotermali
rilevanti ai fini dell'applicazione dei criteri CE14 e
CA1 della GT 29 ISPRA***

Dipartimento di Scienze della Terra -
Università di Pisa



Prof. Alessandro Sbrana

Pisa, li 19/12/2014

INDICE

Introduzione	3
Obiettivi del report	4
Energia geotermica e classificazioni in uso	5
Categorizzazione delle Risorse e delle Riserve geotermiche: il “Geothermal Reporting Code”	6
Risorse geotermiche, definizioni e classificazione	6
Concessioni e titoli minerari, Permessi di Ricerca e Istanze di Permesso di Ricerca	9
Metodologie di studio	12
Inquadramento geologico regionale	14
Caratteristiche geotermiche del territorio nazionale	24
Caratteristiche geotermiche della Regione Toscana	27
Caratteristiche geotermiche della Regione Lazio	34
Caratteristiche geotermiche della Regione Sardegna	41
Caratteristiche geotermiche di parte della Regione Puglia e parte della Regione Basilicata ...	47
Caratterizzazione geotermica delle aree di interesse	51
Area PI-3	52
Area GR-2	55
Area SI-5	58
Area VT-35	61
Area VT-22 e Area RM_VT-21	64
Area VT-14 e Area VT-13	67
Area VT-12, Area VT-15, Area VT-16, Area VT-17, Area VT-20, Area VT-10, Area VT-19, Area VT-11	70
Area VT-1, Area VT-2, Area VT-3, Area VT-4, Area VT-5, Area VT-6, Area VT-18	74
Aree VT-7, VT-8, VT-9, VT-23, VT-24, VT-25, VT-26, VT-27, VT-28, VT-29, VT-30, VT-31, VT-32, VT-33, VT-34, VT-36	79
Aree localizzate nelle regioni Puglia e Basilicata	83
Aree localizzate nella Regione Sardegna	85
Tabella riassuntiva della classificazione geotermica delle singole aree	89
Bibliografia	93

Introduzione

Le risorse geotermiche e le manifestazioni geotermiche superficiali segnalano lo stato di attività della crosta terrestre e sono legate a situazioni geodinamiche ben conosciute e definite. A scala terrestre si osserva la stretta coincidenza tra regioni sismiche, regioni interessate da vulcanismo attivo e aree geotermiche caratterizzate da elevato flusso di calore. Queste ultime sono aree dove sono presenti concentrazioni elevate ed anomale di calore e fluidi, campi geotermici, utilizzabili per generazione di energia elettrica attraverso la conversione di energia termica in meccanica o per uso diretto del calore. Grandi quantità di calore che sono economicamente estraibili tendono ad essere concentrate in zone dove esistono rocce calde o fuse (magma) a bassa profondità nella crosta superiore. Queste zone calde sono per lo più prossime ai confini delle placche rigide che formano la litosfera del pianeta, zone di espansione e zone di subduzione dove si osserva la coincidenza prima detta tra presenza di vulcani ed associato magmatismo, terremoti e campi geotermici. Altre zone calde sono presenti in corrispondenza degli hot spots intraplacca e nelle zone di rift o di estensione crostale intraplacca.

Nel nostro paese le aree a flusso di calore anomalo (Figura 1), superiore a $75-100 \text{ mW/m}^2$, dove sono presenti grandi risorse geotermiche diffuse e concentrate, appaiono legate all'apertura del bacino tirrenico ed ai conseguenti magmatismo e vulcanismo connessi a questa situazione geodinamica. Le aree ad elevatissimo flusso di calore ($100-400 \text{ mW/m}^2$) si sviluppano a terra nelle aree tosco-laziali e nell'antistante bacino tirrenico e nelle aree campana (Distretto vulcanico Flegreo e Vesuvio) e siciliana (Arco eoliano). In tutti questi casi il vulcanismo ed il magmatismo connessi alla risalita della astenosfera o a processi di subduzione nel caso dell'arco insulare delle isole Eolie, sono la causa della generazione dello stoccaggio di energia termica in serbatoi molto superficiali per lo più in sistemi idrotermali attivi. Minori anomalie (100 mW/m^2) sono presenti nel rift di Pantelleria sempre connessi a vulcanismo attivo ed allo sviluppo di sistemi idrotermali magmatici, nel Campidano in Sardegna e nell'area Padana (Colli Euganei) e prealpina.

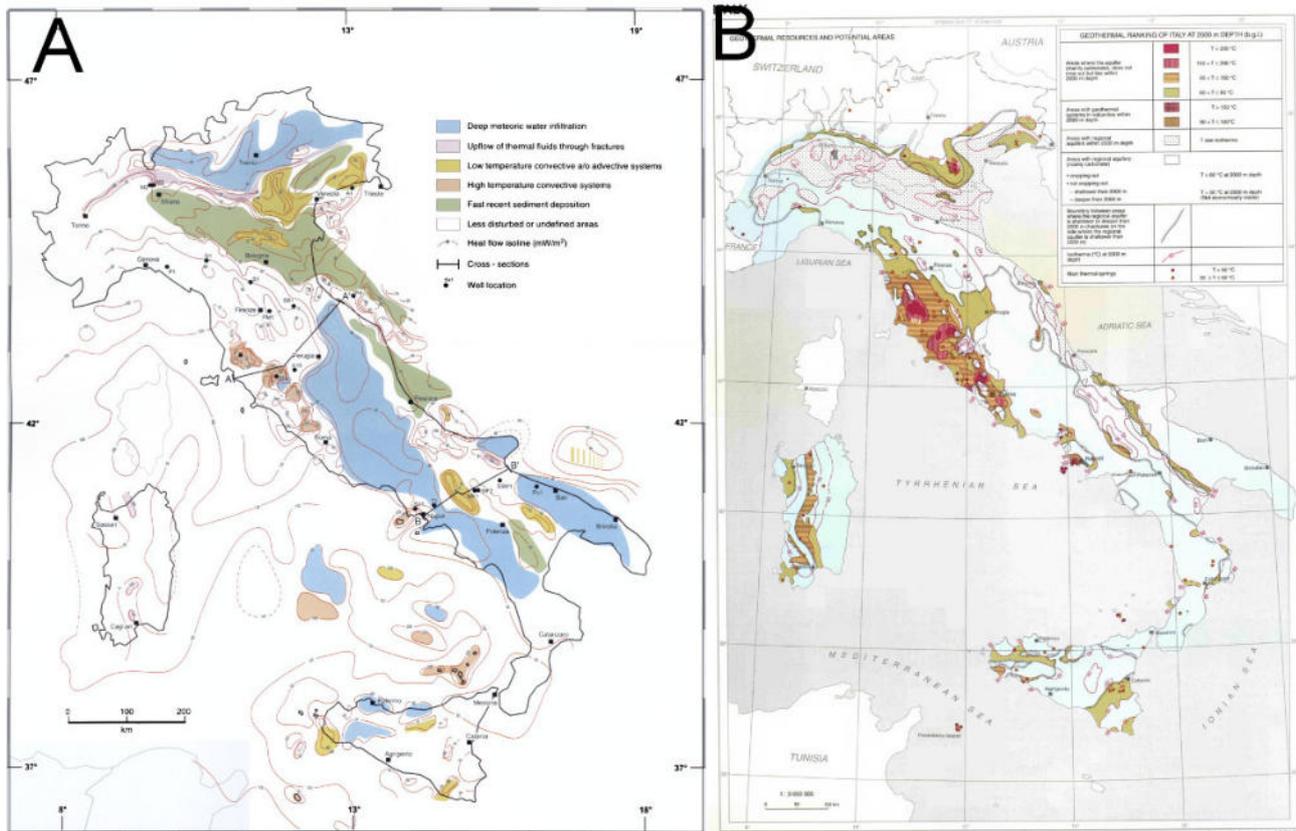


Figura 1 - Confronto tra la mappa del flusso di calore (A - Della Vedova et al., 2001) e la classificazione geotermica del territorio italiano (B - Atlas of Geothermal Resources in Europe, 2002).

Obiettivi del report

L'attività specifica richiesta è legata alla verifica dell'esistenza di risorse geotermiche, della loro tipologia nel sottosuolo, in aree potenzialmente favorevoli alla localizzazione del Deposito Nazionale di rifiuti radioattivi a bassa e media attività ed alle implicazioni che la presenza di risorse geotermiche più o meno concentrate può avere sulla localizzazione stessa. L'attenzione è stata richiesta in particolare sulle risorse geotermiche in quanto espressione di attività vulcanica e/o magmatica e sulla potenziale interferenza tra utilizzazione industriale di risorse geotermiche presenti e presenza in un determinato sito del Deposito Nazionale.

Scopo di questo lavoro è la caratterizzazione geotermica delle aree indicate come previsto dal contratto nell'ambito della Fase 1 di attività.

A questo proposito è stata applicata una metodologia di classificazione delle risorse geotermiche che prevede 5 livelli di classificazione a grado di conoscenza crescente, mutuata da recenti sistematizzazioni della reportistica industriale geotermica sviluppata a livello internazionale, Australia, Canada e in corso di applicazione in Europa. Il modello di riferimento preso è

l’Australian Geothermal Reporting Code una metodologia relativamente ben costretta di descrizione delle risorse che deriva da analoghe metodologie in uso nell’industria Oil-Gas e Mineraria, industrie d’altra parte molto simili all’industria geotermica. La classificazione non è ancora una classificazione quantitativa ma contiene molti elementi ben definiti basati su gradi di conoscenza geologica e mineraria crescenti che diminuiscono molto la soggettività delle valutazioni che possono essere eseguite su “Play Geotermici”. Quali quelli che potenzialmente possono interferire sulla scelta dove localizzare il Deposito Nazionale di stoccaggio.

Energia geotermica e classificazioni in uso

L’energia geotermica è il calore contenuto nell’interno della Terra. L’espressione “energia geotermica” è impiegata per indicare quella parte del calore terrestre, che può o potrebbe essere estratta dal sottosuolo, sfruttata dall’uomo. I fluidi geotermici sono utilizzabili per diversi tipi di utilizzazioni e sono comunemente suddivisi in due categorie, di **alta** e **bassa** entalpia, in relazione al loro contenuto energetico. Recentemente si preferisce usare la suddivisione in funzione della temperatura dei fluidi geotermici essendo questa più comprensibile e diretta.

La legislazione italiana in materia geotermica, Legge 11 Febbraio 2010 n°22, ha indicato la seguente classificazione delle risorse geotermiche per usi industriali e civili.

“Ai sensi e per gli effetti del presente decreto legislativo, valgono le seguenti definizioni:

a) sono risorse geotermiche ad alta entalpia quelle caratterizzate da una temperatura del fluido reperito superiore a 150 °C;

b) sono risorse geotermiche a media entalpia quelle caratterizzate da una temperatura del fluido reperito compresa tra 90 °C e 150 °C;

c) sono risorse geotermiche a bassa entalpia quelle caratterizzate da una temperatura del fluido reperito inferiore a 90 °C.

3. Sono d'interesse nazionale le risorse geotermiche ad alta entalpia, o quelle economicamente utilizzabili per la realizzazione di un progetto geotermico, riferito all'insieme degli impianti nell'ambito del titolo di legittimazione, tale da assicurare una potenza erogabile complessiva di almeno 20 MW termici, alla temperatura convenzionale dei reflui di 15 gradi centigradi; sono inoltre di interesse nazionale le risorse geotermiche economicamente utilizzabili rinvenute in aree marine.

4. Fatto salvo quanto disposto ai comma 3, 3-bis e 5, sono di interesse locale le risorse geotermiche a media e bassa entalpia, o quelle economicamente utilizzabili per la realizzazione di un progetto geotermico, riferito all'insieme degli impianti nell'ambito del titolo di legittimazione, di potenza inferiore a 20 MW ottenibili dal solo fluido geotermico alla temperatura convenzionale dei reflui di 15 gradi centigradi.

5. Sono piccole utilizzazioni locali le risorse geotermiche come definite e disciplinate dall'articolo 10. Le stesse non sono soggette alla disciplina mineraria di cui al regio decreto 29 luglio 1927, n.1443, e all'articolo 826 del codice civile.

6. Le risorse geotermiche ai sensi e per gli effetti di quanto previsto e disciplinato dal regio decreto 29 luglio 1927 n.1443, e dall'articolo 826 del codice civile sono risorse minerarie, dove le risorse geotermiche di interesse nazionale sono patrimonio indisponibile dello Stato mentre quelle di interesse locale sono patrimonio indisponibile regionale”.

Categorizzazione delle Risorse e delle Riserve geotermiche: il “Geothermal Reporting Code”

Ai fini di una descrizione il più possibile accurata delle risorse geotermiche presenti nelle aree ricadenti nella presente relazione è opportuno introdurre una caratterizzazione delle stesse. Le definizioni riportate derivano da una accurata revisione della nomenclatura e delle descrizioni delle risorse geotermiche rivolta agli utilizzatori. Questa classificazione mette ordine nella nomenclatura geotermica, fornendo una base soddisfacente ai regolatori ed agli investitori istituzionali ed allineandola ai “reporting codes” accettati nei settori della ricerca mineraria ed olio/gas. Le definizioni proposte già utilizzate nella letteratura geotermica italiana e mondiale sono state sistematizzate nei reporting code di Australia e Canada e sono in corso proposte analoghe in Europa da parte dell’European Geothermal Energy Council.

Risorse geotermiche, definizioni e classificazione

Una “*Risorsa geotermica*” è una porzione di territorio, in esplorazione mineraria geotermica (Play in senso minerario, olio e gas), dove esistono ragionevoli indicazioni, qualitative e quantitative, della esistenza di prospetti idonei ad una eventuale estrazione economica di energia. Le risorse geotermiche sono suddivise, in ordine di conoscenze geologiche via via maggiori, in risorse presunte, individuate e misurate.

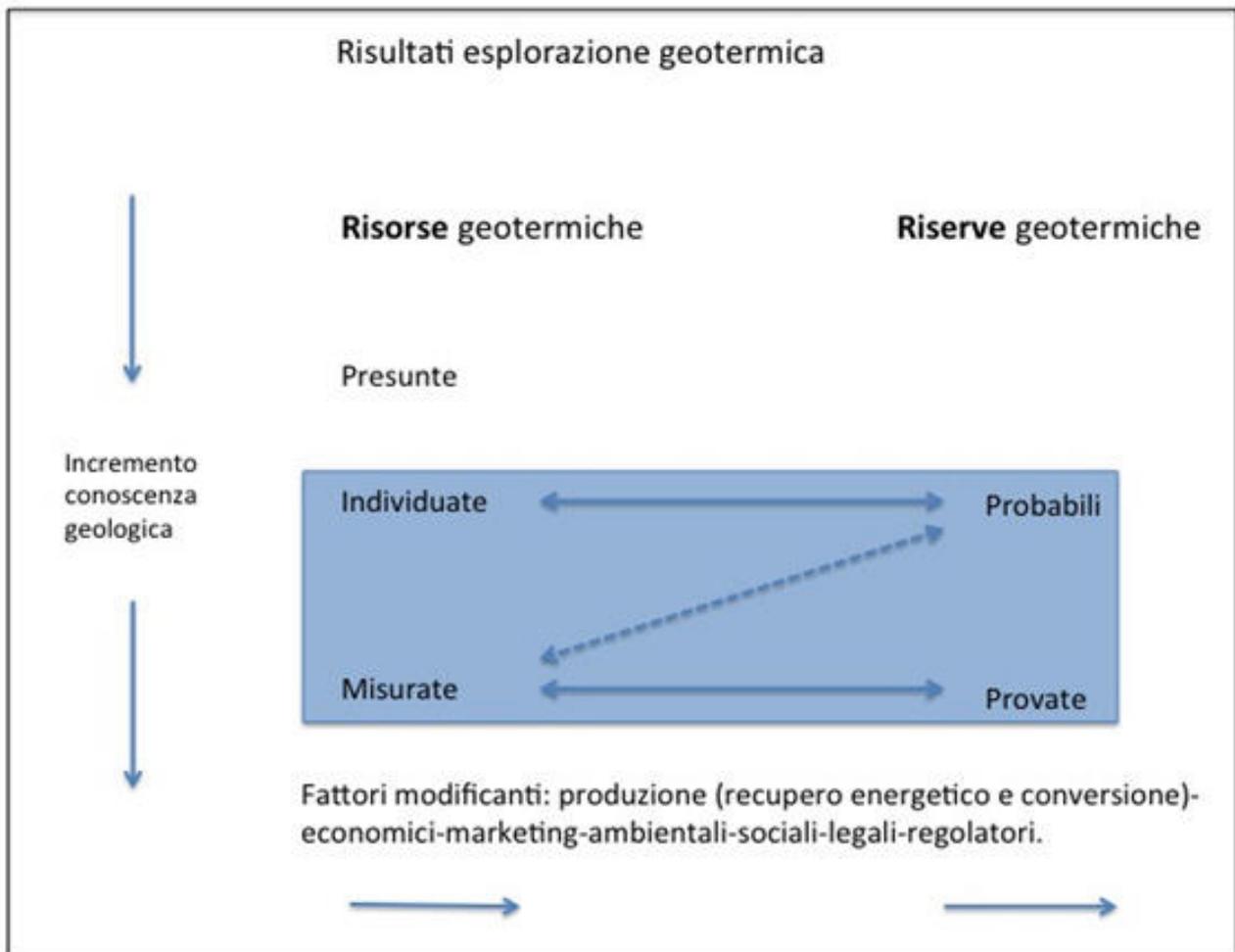


Figura 2 - Schema di classificazione delle risorse geotermiche.

Risorse geotermiche presunte (E): sono la parte di una risorsa geotermica per la quale la “Energia Termica in Posto” può essere stimata solamente con un basso livello di confidenza. Questa categoria è presunta da evidenze geologiche, geochimiche e geofisiche ed è assunta ma non verificata per la entità o capacità di produrre energia geotermica.

Risorse geotermiche individuate (D): sono quelle parti di una risorsa geotermica la cui esistenza è stata dimostrata attraverso misure dirette di temperatura e dimensione tali che l’Energia Termica in Posto possa essere stimata con un livello ragionevole di confidenza. Queste potrebbero anche essere elencate/riportate come Energia Termica Recuperabile oppure come capaci di produzione di energia elettrica con assunzioni e tasso dovuto alla temperatura della risorsa e alle modalità tecnologiche per la conversione in energia elettrica. La categorizzazione è basata su misure dirette e sulla valutazione dei volumi di rocce e possibilmente fluidi caldi, in presenza di indicatori sufficienti a caratterizzare la temperatura e la composizione chimica dei fluidi. Le misure dirette debbono essere

sufficientemente spaziate da indicare l'estensione della risorsa geotermica. Un "Play" geotermico per essere classificato come Risorsa Geotermica Individuata necessita di sufficienti pozzi esplorativi per dare un'interpretazione confidente dell'assetto geologico, la assunzione di continuità della distribuzione di energia termica e una stima ragionevole dell'estensione.

Risorse geotermiche misurate (C): è quella parte di una risorsa geotermica per la quale l'energia termica in posto può essere stimata con un alto livello di confidenza. La stima deve essere basata su misure dirette e valutazione quantitativa di volumi di rocce e fluidi attraverso pozzi di produttività dimostrata e che hanno sufficienti dati per caratterizzare temperatura e chimica. Inoltre le misure dirette (in pozzi) sono sufficientemente spaziate per confermare la continuità della risorsa. La classificazione in risorsa misurata può avvenire quando la natura, qualità, quantità e distribuzione dei dati sono tali che non sorgano ragionevoli dubbi nell'opinione di esperti competenti che l'energia termica in posto è stimata entro stretti limiti. Questa categoria richiede un alto livello di confidenza nella conoscenza e comprensione di geologia e sorgente di calore.

Riserve geotermiche: Una riserva geotermica è quella porzione di una risorsa geotermica indicata o misurata che è considerata economicamente recuperabile dopo la considerazione appropriata dei parametri definiti per le risorse individuate e misurate e dei fattori modificanti, recupero e conversione di energia, economici, legali, ambientali, sociali e regolatori. Queste valutazioni debbono dimostrare al momento del report sulla risorsa che l'estrazione di energia può essere economicamente e tecnicamente giustificata.

Riserva geotermica probabile (B): E' la parte economicamente recuperabile di una risorsa Individuata o Misurata. Sono presenti sufficienti indicatori per caratterizzare temperatura e chimica dei fluidi ma potrebbero mancare misure dirette che diano l'estensione della risorsa nell'ambito di perforazioni economicamente realizzabili.

Riserva geotermica provata (A): E' la parte economicamente estraibile di una risorsa geotermica misurata. Comprende un volume perforato e testato di rocce nel quale la realizzazione di pozzi è stata dimostrata e la produzione commerciale per la durata del progetto può essere prevista con un alto grado di confidenza. Rappresenta la categoria a più elevata confidenza delle riserve stimate.

Concessioni e titoli minerari, Permessi di Ricerca e Istanze di Permesso di Ricerca

Il territorio nazionale italiano è caratterizzato da un'anomalia geotermica positiva, la quale ha permesso la formazione, in condizioni favorevoli nel sottosuolo, di serbatoi geotermici ad alta e media entalpia a profondità economicamente favorevoli allo sfruttamento industriale. Attualmente in Italia sono presenti 11 concessioni di coltivazione di risorse geotermiche, tutte ubicate sulla terraferma (Figura 3, Ministero dello Sviluppo Economico, Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche): 8 in Toscana, 1 nel Lazio, 1 in Emilia-Romagna e 1 in Veneto. Di queste, solamente dalle concessioni presenti sul territorio toscano attualmente si sfrutta l'energia geotermica per la trasformazione del calore presente nel sottosuolo in energia geotermoelettrica. Le concessioni di Ferrara e di Vicenza sono legate ad usi diretti della risorsa geotermica (riscaldamento), mentre la concessione di Valentano nel Lazio non è attualmente produttiva.

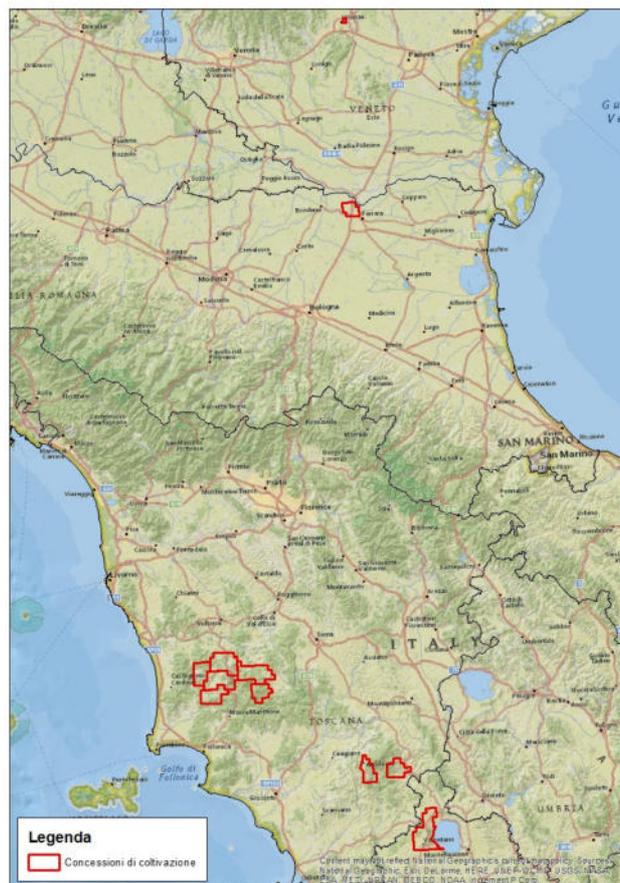


Figura 3 - Concessioni di coltivazione geotermiche in Italia a novembre 2014 (fonte: Ministero dello Sviluppo Economico).

Con il varo del Decreto Legislativo 11 febbraio 2010, n. 22 (G.U. 24 febbraio 2010, n. 45, Riassetto della normativa in materia di ricerca e coltivazione delle risorse geotermiche) il governo

italiano ha di fatto liberalizzato la ricerca e l'eventuale sfruttamento industriale della risorsa rinvenuta, portando molti operatori a richiedere un permesso di ricerca per risorse geotermiche, con la prospettiva di reperire risorse a medio-alta entalpia da utilizzare con impianti del tipo a ciclo binario. Non sono esclusi inoltre usi diretti della risorsa rinvenuta. Si riporta in Figura 4 (Ministero dello Sviluppo Economico, Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche) la situazione attuale, dove si evidenziano sia le concessioni di coltivazione che le istanze di permesso di ricerca (41), i permessi di ricerca già conferiti (51), le istanze di permesso di ricerca per la sperimentazione di impianti pilota (11), le istanze di concessione di coltivazione (1). Le zone maggiormente interessate da queste richieste sono la Toscana meridionale, il Lazio settentrionale, la Sicilia, la Sardegna, e subordinatamente la Campania e la Lombardia.



Figura 4 - Titoli minerari per la ricerca e coltivazione di risorse geotermiche a novembre 2014 (fonte: Ministero dello Sviluppo Economico).

Se mettiamo a confronto la carta con l'ubicazione delle zone interessate da istanze e permessi di ricerca con la carta dell'heat-flow (Figura 5 A, Della Vedova et al., 2001) e la carta della classificazione geotermica del territorio italiano (Figura 5 B, Atlas of Geothermal Resources in Europe, 2002), si può notare immediatamente come la distribuzione di questi ultimi sia legata alle zone geotermicamente anomale della penisola, dove si hanno valori di flusso di calore al suolo ben superiori, in alcune zone, al doppio della media terrestre (65 mW/m^2). La distribuzione di queste anomalie non è casuale, come vedremo in dettaglio nei capitoli seguenti.

Al di fuori delle aree attualmente interessate da permessi di ricerca, possono essere comunque presenti risorse geotermiche locali, concentrate o diffuse, che potrebbero essere di interesse non per la produzione di energia elettrica ma per usi diretti quali balneoterapia, riscaldamento in ambito agrozootecnico ecc.

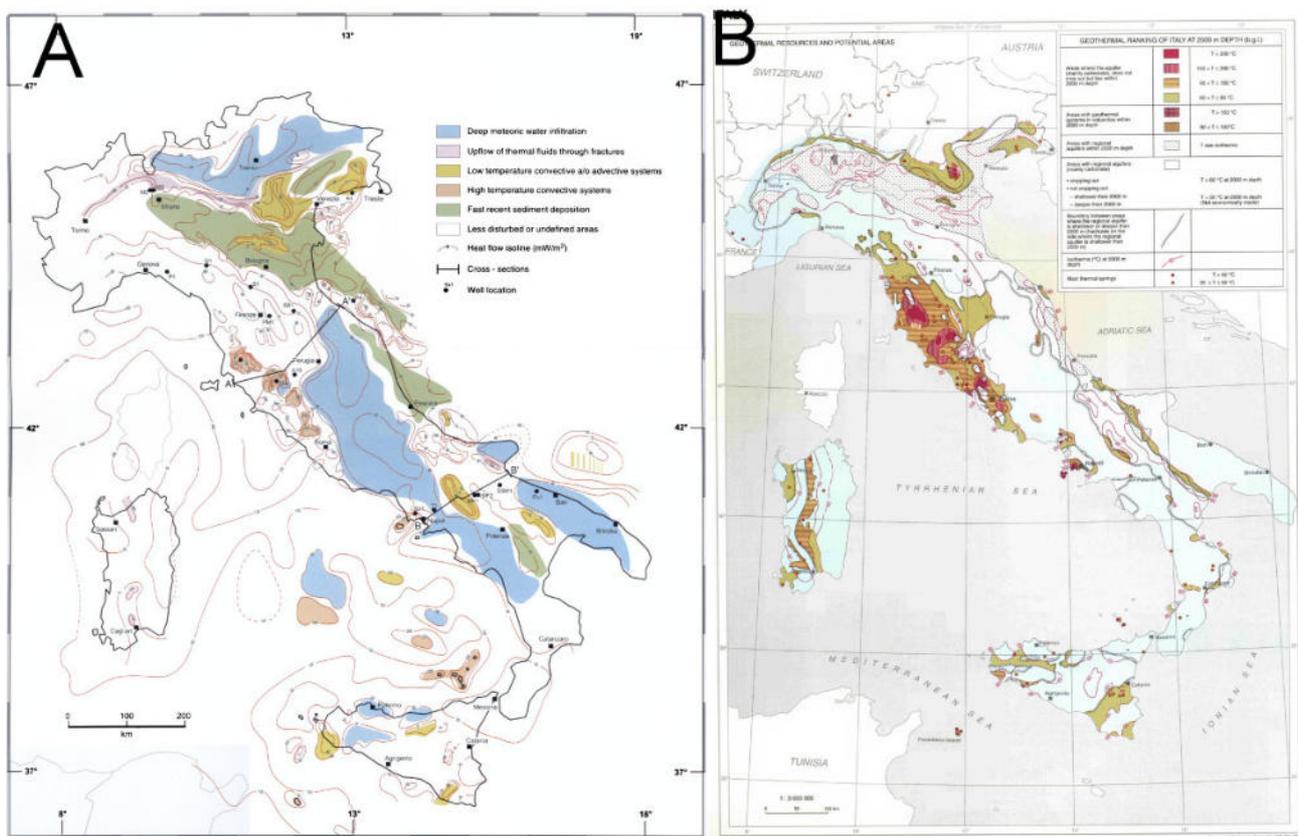


Figura 5 - Confronto tra la mappa del flusso di calore (A - Della Vedova et al., 2001) e la classificazione geotermica del territorio italiano (B - Atlas of Geothermal Resources in Europe, 2002).

Metodologie di studio

La caratterizzazione geotermica di un'area prevede un approccio multidisciplinare. Le metodologie di studio abbracciano infatti diversi settori quali geologia, tettonica, idrogeochimica, geofisica. Nello specifico per quanto riguarda la caratterizzazione geotermica delle aree di cui al capitolo precedente, nell'ambito della Fase 1 dell'attività prevista, lo studio effettuato si è svolto essenzialmente mediante la ricerca e l'interpretazione di dati preesistenti. La ricerca bibliografica per la caratterizzazione regionale e locale delle aree di interesse ha riguardato sia la reinterpretazione di dati già presenti nella nostra banca dati che la ricerca e l'acquisizione di nuovi dati ad hoc presenti in rete o nelle biblioteche statali. Si citano a titolo di esempio le banche dati geotermiche e per la ricerca di idrocarburi del Ministero dello Sviluppo Economico (UNMIG), le banche dati geologiche, idrogeologiche, minerarie della Regione Toscana, la vasta letteratura geotermica legata all'esplorazione dei campi geotermici del Lazio e della Toscana pubblicata da ENEL e molte altre pubblicazioni di carattere geologico, idrogeochimico e geofisico sia a carattere regionale che locale presenti su riviste nazionali e internazionali di settore.

I dati principali su cui si è basato lo studio sono ovviamente i dati termometrici relativi alle aree di interesse; i dati termometrici reperiti sono relativi a temperature misurate in pozzi di gradiente, in pozzi profondi, carte del gradiente geotermico ricavate dalle misure nei pozzetti, carte del flusso di calore, carte delle temperature a diverse profondità estrapolate sulla base delle misure del gradiente superficiale, carte delle temperature attese al tetto del serbatoio geotermico regionale ricavate sulla base di misure dirette all'interno di pozzi profondi o estrapolate a partire dalle misure di gradiente superficiale. I dati termometrici permettono di individuare le aree in cui si ha un'anomalia geotermica positiva e quindi la possibilità di rinvenire una risorsa geotermica nel sottosuolo.

Fondamentali risultano quindi oltre alle misure termometriche, le stratigrafie incontrate dai pozzi nel sottosuolo, al fine di individuare la profondità e lo spessore del potenziale serbatoio geotermico. Oltre ai dati diretti forniti dai pozzi profondi, distribuiti su aree molto limitate del territorio in esame, l'individuazione della profondità del tetto del serbatoio geotermico regionale avviene mediante prospezioni geologiche di superficie e prospezioni geofisiche. Sono state quindi reperite e digitalizzate le carte relative all'andamento del tetto del serbatoio geotermico regionale, le quali unitamente alle mappe termiche permettono di individuare le aree più favorevoli a una possibile ricerca industriale della risorsa geotermica presente nel sottosuolo.

Sono inoltre presenti nella banca dati le sorgenti e le manifestazioni legate alla presenza di circuiti idrotermali superficiali o impostati lungo faglie di importanza regionale, rappresentate da

sorgenti termali, manifestazioni di gas e acqua, pozze gorgoglianti, manifestazioni fredde di anidride carbonica. Attorno a molte di queste manifestazioni superficiali, soprattutto nei dintorni delle sorgenti termali con portata rilevante, sono sorte in passato strutture per lo sfruttamento delle stesse a fini balneoterapeutici. L'analisi idrogeochimica delle acque e dei gas permette di ricostruirne l'origine, i circuiti idrici sotterranei, la temperatura massima che hanno raggiunto nel sottosuolo.

Tutti i dati reperiti sono stati selezionati, digitalizzati e organizzati all'interno di un progetto GIS ad hoc realizzato in ambiente ESRI ArcGis. All'interno dei progetti GIS allegati a questa relazione sono presenti solamente gli shapefile più significativi per la caratterizzazione geotermica delle aree in esame, i quali rappresentano solo una minima parte dei dati già a disposizione o reperiti ad hoc per la stesura di questo rapporto. E' importante sottolineare che i dati reperiti non sono purtroppo sempre di ottima qualità, in alcuni casi per una erronea trascrizione come nel caso di alcune coordinate relative all'ubicazione dei pozzi geotermici presenti nella banca dati UNMIG, in altri casi perché le mappe sono volutamente schematiche e/o poco chiare. Sono stati per questo confrontati diversi dataset al fine di individuare la migliore interpretazione. In ambiente GIS sono stati inoltre confrontati gli shapefile riguardanti i pozzi e le sorgenti del database UNMIG e le manifestazioni superficiali in nostro possesso, con gli stessi set di dati fornitici dalla committenza: dal confronto effettuato, per quanto riguarda i pozzi e le sorgenti termali del database UNMIG abbiamo convenuto che il dataset già in nostro possesso, fosse più preciso, in quanto era già stato modificato da noi sulla base di precedenti studi, mentre per quanto riguarda l'ubicazione delle manifestazioni gassose da un confronto con il dataset fornitoci abbiamo riscontrato che i due set di dati sono uguali, salvo una discrepanza relativa all'ubicazione legata alla proiezione dei punti.

Una volta reperiti tutti i dati necessari si è quindi proceduto ad una valutazione della risorsa geotermica dapprima da un punto di vista regionale e in seguito da un punto di vista locale focalizzandoci sulle aree di interesse forniteci dalla committenza. La risorsa geotermica è stata quindi valutata come diffusa o locale sulla base dei dati a disposizione, ed è stata quindi valutata la possibilità o meno di un futuro interesse industriale della risorsa presente nel sottosuolo. Con i dati a disposizione si specifica che non è possibile indicare se la risorsa presente nelle aree in esame possa essere o meno di interesse nazionale come indicato nel Decreto Legislativo 11 febbraio 2010, n. 22.

Per una migliore chiarezza di esposizione, le aree individuate saranno trattate a gruppi sulla base della loro ubicazione e delle caratteristiche geotermiche omogenee.

Inquadramento geologico regionale

Le aree di cui il seguente rapporto sono localizzate in territori appartenenti alle regioni Toscana, Lazio, Sardegna e Puglia-Basilicata. Da un punto di vista geologico-strutturale, la Toscana e il Lazio sono collocate nella zona interna dell'Appennino Settentrionale, la Sardegna rappresenta il retropaese della catena appenninica in formazione mentre le aree ricadenti in Puglia e Basilicata si trovano in un contesto geodinamico totalmente differente rappresentato dall'avanfossa e dall'avampaese della catena appenninica. In Figura 6 è riportata la mappa strutturale d'Italia con i principali lineamenti strutturali.

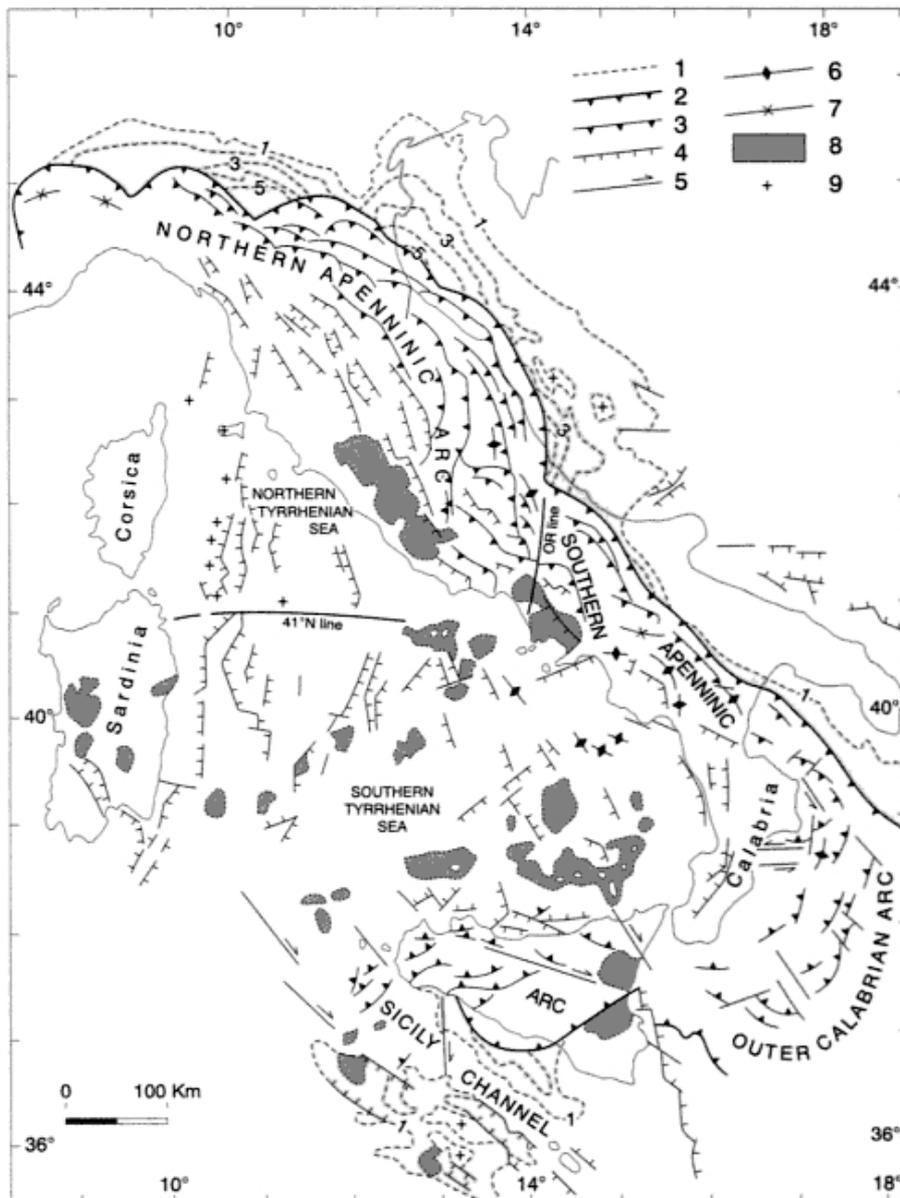


Figura 6 - Mappa strutturale dell'Appennino e del Mar Tirreno. 1) Isobate del Pliocene (km); 2) fronte della catena; 3) thrusts post-Tortoniano; 4) faglie dirette; 5) faglie trascorrenti; 6) anticlinali; 7) sinclinali; 8) rocce effusive; 9) corpi intrusivi (da Vai G.B., 2001).

Per questo motivo Lazio e Toscana avendo subito una storia evolutiva simile saranno trattate assieme; la Sardegna si trova in un contesto deformativo differente ma l'evoluzione tettonica dal Miocene in poi è strettamente legata alle fasi deformative che hanno interessato il margine tirrenico; Puglia e Basilicata si trovano in un contesto geodinamico totalmente differente, sia da un punto di vista tettonico che geotermico e saranno trattate a sé alla fine del capitolo.

Per quanto riguarda Toscana e Lazio, l'evoluzione dell'Appennino Settentrionale è legata ad una prima fase collisionale (Oligocene sup. - Miocene inf.), nella quale si ha la messa in posto in un thrust-and-fold belt delle unità tettoniche precedentemente formatesi, con direzione di trasporto tettonico verso E-NE. La pila tettonica è formata dalle Unità Liguri s.l., rappresentative di un dominio oceanico, poste al di sopra della Falda Toscana, rappresentativa di un dominio continentale, la quale a sua volta risulta accavallata sulle Unità Umbre. Durante questa fase deformativa si sviluppano pieghe e thrust che interessano l'intera pila tettonica, causando la messa in posto delle varie unità tettoniche e la deformazione delle stesse con raddoppi di serie e pieghe isoclinali e rovesciate. In particolare la Falda Toscana viene scollata dal suo basamento paleozoico con un thrust di carattere regionale in corrispondenza della formazione del Calcare Cavernoso.

La Sardegna invece presenta un'evoluzione geologico-strutturale molto diversa. In questa regione affiora estesamente il cosiddetto basamento varisico, costituito da rocce metamorfiche (interessate da intensi piegamenti e da metamorfismo dall'anchizona fino all'alto grado) di età paleozoica connesse con l'orogenesi varisica, rocce magmatiche post-collisionali di età carbonifera dovute ad estensione e collasso della catena varisica e coperture post-varisiche, ed è stata seppur debolmente interessata da una deformazione di tipo alpino, attraverso faglie trascorrenti e sovrascorrimenti.

Da un punto di visto geotermico è la tettonica estensionale che si sviluppa a partire dal Miocene nella zona interna dell'Appennino Settentrionale, nel Mar Tirreno e nel blocco sardo-corso (Figura 6) che porta allo sviluppo dell'anomalia geotermica positiva che tutt'oggi insiste su queste vaste aree.

Dal Miocene inf. nella parte interna dell'Appennino Settentrionale (Toscana e Lazio) il regime tettonico cambia da compressivo ad estensionale, in risposta alla migrazione del sistema catena-avanfossa che si sposta verso le zone più esterne (quindi verso est) e all'apertura del Mar Tirreno in posizione di retroarco tra il blocco sardo-corso e quella che oggi si identifica come penisola italiana. Le strutture legate a questa fase estensionale (faglie dirette) si vanno quindi a sovrapporre a quelle legate alla fase compressiva. Anche l'estensione migra progressivamente da ovest verso est ed a questa congiuntamente l'attività magmatica ad essa correlata. L'estensione può essere suddivisa in due stadi principali: un primo evento estensionale di età miocenica e un secondo

evento estensionale di età mio-pliocenica. In Toscana meridionale, classicamente individuata come la Toscana a sud del Fiume Arno, l'estensione di età miocenica causa l'elisione tettonica di buona parte della Falda Toscana, portando in diretta sovrapposizione le Unità Liguri s.l. con il Calcare Cavernoso o il Verrucano e la formazione di bacini in cui si ha sedimentazione lacustre e di mare basso. Il secondo evento estensionale, a partire dal Miocene sup., porta allo sviluppo di importanti bacini estensionali a direzione appenninica NW-SE e bordati da faglie dirette a geometria listrica. In questi bacini si ha nel Pliocene un'importante sedimentazione marina, con spessori che nella Toscana meridionale possono superare i 2000 metri. I bacini neoautoctoni sono inoltre interrotti da discontinuità interpretate come transfer-faults con orientazione NE-SW (Figura 7). Lo sviluppo dei bacini neogenici avviene sia in Toscana che nel Lazio. Nel Pliocene medio (Toscana) e nel Pleistocene inferiore (Lazio) si registra il sollevamento dell'intera area, marcato dalla posizione dei sedimenti del ciclo del neoautoctono a quote fino a +600 metri sul livello del mare. L'uplift dei sedimenti neogenici viene messo in relazione sia con il riequilibrio isostatico della catena appenninica che localmente con la presenza a bassa profondità di corpi magmatici.

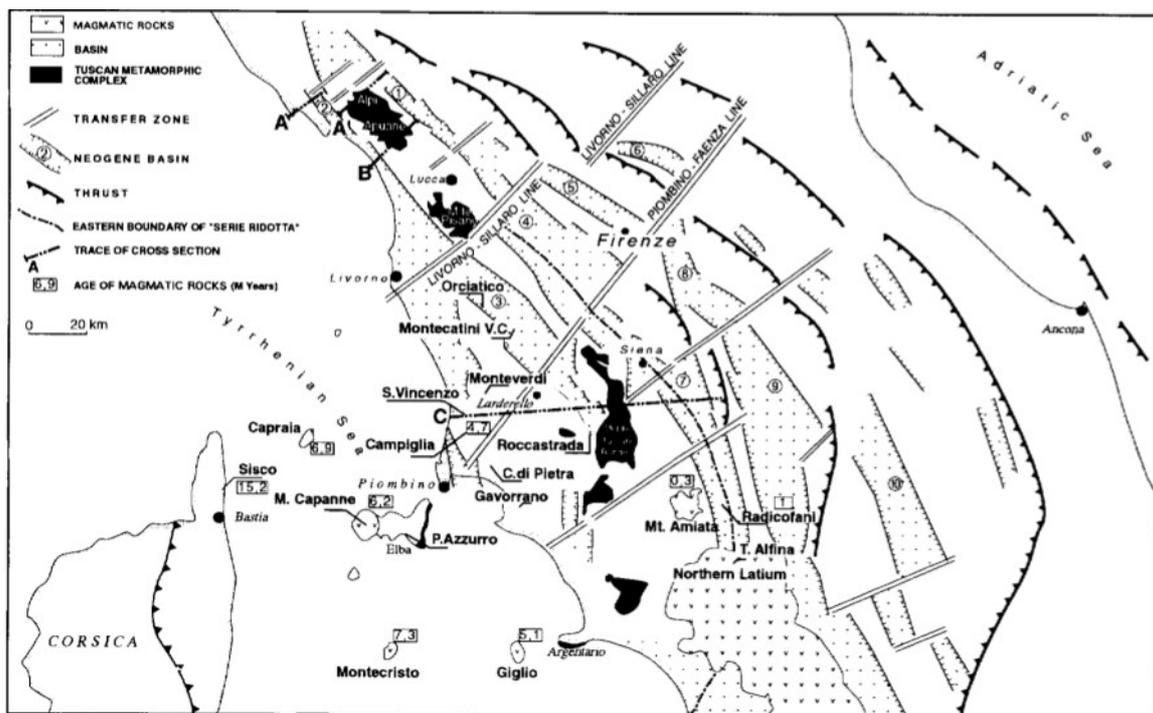


Figura 7 - Schema dell'Appennino Settentrionale, con evidenziati i principali bacini estensionali neogenici e le principali zone di trasferimento (da Carmignani et al., 1994).

Fino al Miocene la Sardegna, unitamente alla Corsica, faceva parte della placca europea ed era saldamente unita al margine iberico-provenzale. Dall'Oligocene al Miocene medio si apre in posizione di retroarco l'oceano balearico causando il distacco dalla penisola iberica e la

rotazione del blocco sardo-corso in senso antiorario di circa 30-40° verso est: anche la Sardegna subisce così un'intensa fase estensionale, che porta alla formazione nella parte occidentale dell'isola del "rift-sardo" o "fossa sarda", un lungo graben bordato da faglie dirette che taglia tutta l'isola da nord (Golfo dell'Asinara) fino a sud (Golfo di Cagliari) con un'orientazione circa N-S. Nella "fossa sarda" si sedimentano fino a 2000 metri di depositi continentali, di delta e marini. Nel Pliocene si sviluppa un nuovo graben nella parte sud-occidentale dell'isola, il "gaben dal Campidano", che si apre in direzione NW-SE, andando parzialmente a sovrapporsi alla preesistente "fossa sarda": il graben del Campidano si apre in relazione all'apertura del mar Tirreno. Il basamento del graben del Campidano è costituito da rocce granitiche-metamorfiche del Paleozoico.

Il margine tirrenico della penisola italiana, il Mar Tirreno e la Sardegna subiscono così un'intensa fase estensionale, che porta ad un assottigliamento crostale (Figura 8 B) e una conseguente risalita del mantello astenosferico (Figura 8 A): questi due fattori contribuiscono alla segregazione di magmi che in alcuni casi danno luogo ad apparati vulcanici di vaste dimensioni (ad esempio il Monte Amiata in Toscana e gli apparati vulcanici del Lazio settentrionale). Questi fattori sono i responsabili dell'elevato flusso di calore (Figura 11) che caratterizza il margine interno dell'Appennino Settentrionale, del Mar Tirreno e della Sardegna.

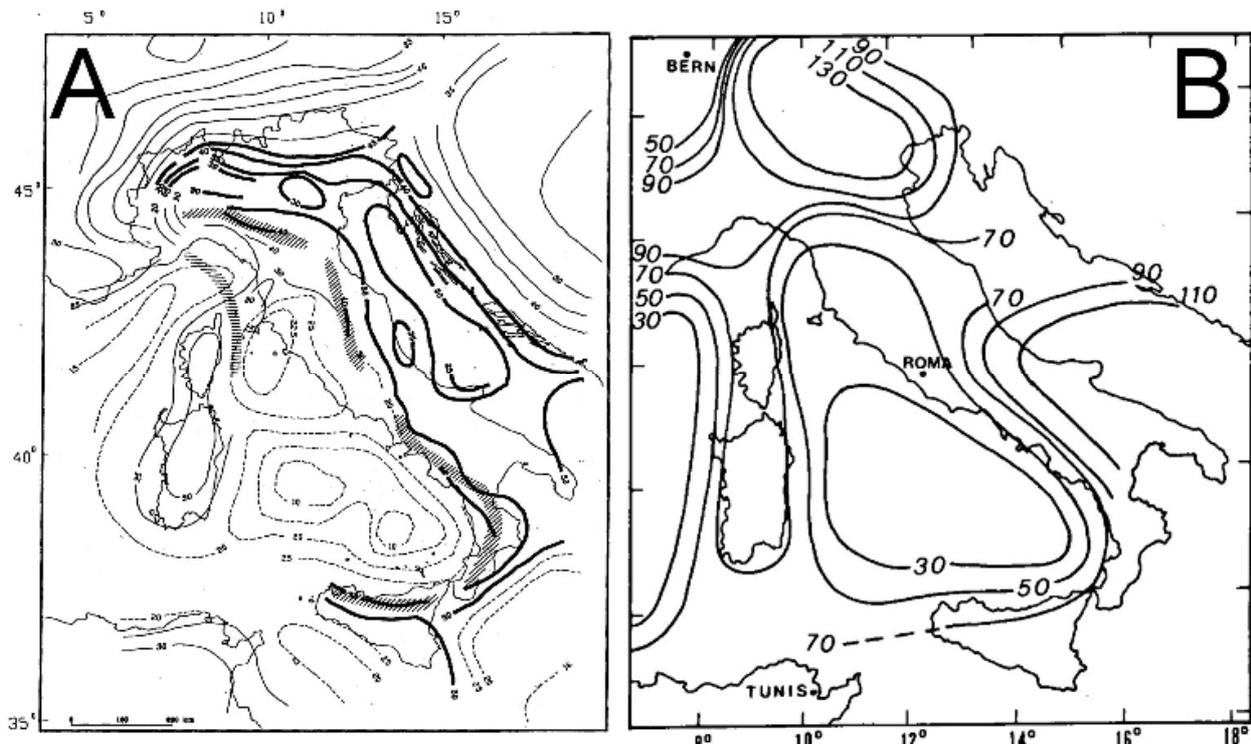


Figura 8 - A) Isobate della Moho in km (da Locardi and Nicolich, 1988); B) spessore della litosfera in km (da Calcagnile and Panza, 1981).

Il magmatismo Plio-Quaternario in Italia si imposta lungo un allineamento NW-SE parallelamente alla catena appenninica e in corrispondenza delle principali zone che hanno subito estensione e assottigliamento crostale (Figura 9): margine tirrenico della penisola, Sicilia occidentale, Mar Tirreno, canale di Sicilia, Sardegna. L'età dei corpi magmatici ringiovanisce da ovest verso est, con i prodotti più vecchi presenti nell'Arcipelago Toscano e in Sardegna e i più giovani nella provincia magmatica romana, fino alle zone in cui il vulcanismo è ancora attivo nella parte sud-orientale della penisola.

La Provincia Magmatica Toscana comprende una gran varietà di prodotti con composizione variabile da mafica a acida, ed è costituita sia da rocce magmatiche effusive (San Vincenzo, Monte Amiata, Roccastrada, Montecatini Val di Cecina, Orciatico, Torre Alfina, Radicofani) che da rocce magmatiche intrusive (Isola d'Elba, Montecristo, Giglio, Campiglia, Gavorrano). L'età varia dal Miocene sup. al Pleistocene. I fusi acidi derivano da fusione parziale della crosta ed un importante mixing con magmi mantellici, mentre i magmi mafici sono di origine mantellica con affinità talvolta ultrapotassica. Tra questi vale la pena citare il Monte Amiata, vulcano pleistocenico la cui attività è legata alla presenza di un'intrusione granitoide a bassa profondità, la quale rappresenta la fonte di calore che ha permesso lo sviluppo di un'importante anomalia geotermica positiva e la formazione di due serbatoi geotermici ad alta entalpia a sud dell'edificio vulcanico. La messa in posto del plutone e la successiva eruzione sono da imputare all'attività di faglie trascorrenti con direzione NE-SW. Oltre ai prodotti magmatici esposti in superficie, sono presenti in Toscana delle "intrusioni nascoste", riconosciute solamente grazie a perforazioni e prospezioni geofisiche: la più importante di queste è sicuramente l'intrusione granitica di età pleistocenica al di sotto del campo geotermico di Larderello. Al contrario della zona amiatina, l'intrusione di Larderello non ha dato luogo a prodotti effusivi rimanendo quindi "nascosta". Anche in questo caso l'intrusione granitica è la fonte di calore che ha permesso la formazione del campo geotermico ad alta entalpia di Larderello.

La Provincia Magmatica Romana si estende dalla Toscana meridionale fino a Roma con un allineamento NW-SE. L'attività magmatica si imposta principalmente all'intersezione tra strutture orientate NW-SE e NE-SW. I prodotti eruttati vengono suddivisi in due gruppi: il primo gruppo comprende le vulcaniti a chimismo acido di età pliocenica (Tolfa, Cerite, Manziate, Monti Cimini), il secondo gruppo comprende i grandi complessi vulcanici dei Monti Vulsini, Vico, Monti Sabatini e Colli Albani di età pleistocenica e composizione potassica. I prodotti eruttati sono per lo più piroclastiti con subordinate colate laviche, frequente attività esplosiva con associate caldere e collassi vulcano-tettonici. Il vulcanismo laziale si imposta lungo lo stesso asse dei bacini estensionali neogenici formati in seguito all'apertura del Mar Tirreno. L'età dei prodotti vulcanici

ringiovanisce da NW (Vulsini) verso SE (Colli Albani). L'anomalia geotermica è fortemente correlata alla presenza delle camere magmatiche che hanno alimentato l'attività vulcanica più recente.

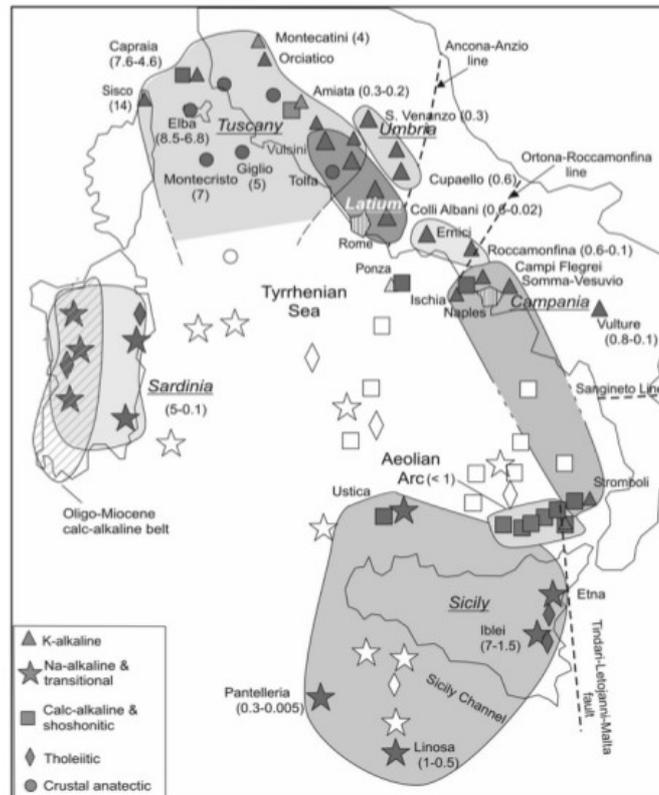


Figura 9 - Distribuzione delle province magmatiche in Italia. Il numero tra parentesi indica l'età in Ma (da Peccerillo A., 2005).

In Sardegna, l'apertura del bacino balearico e la formazione del "rift sardo" è accompagnata nell'Oligocene-Miocene da un'attività vulcanica con segregazione di magmi a composizione calc-alkalina (lave riolitiche e ignimbriti) all'interno del rift stesso. Questa attività vulcanica si ferma 15 Ma, alla fine della rotazione del blocco sardo-corso. Nel Pliocene - Quaternario in seguito all'apertura del Mar Tirreno si ha rifting e magmatismo intraplacca a composizione prevalentemente basaltica, i cui prodotti non sono uniformemente distribuiti nell'Isola. I prodotti effusivi plio-quaternari si rinvencono sia come plateaux basaltici (Gerrei, Gesturi, Orosei) che come grandi complessi vulcanici (Monte Arci, Montiferro, Logudoro) o piccole effusioni (Barisardo, Capo Ferrato).

Le aree di interesse che ricadono in Puglia e in Basilicata sono ubicate, da un punto di vista geodinamico, in corrispondenza dell'avanfossa e dell'avampaese della catena appenninica. L'avanfossa rappresenta un bacino di sedimentazione di età plio-pleistocenica con orientazione NW-SE e si trova compresa tra l'Appennino meridionale ad ovest e l'avampaese apulo a est. La

parte meridionale dell'avanfossa prende il nome di "Fossa Bradanica". La formazione di questo bacino non è correlabile con i bacini estensionali presenti sul margine tirrenico: essa è legata all'azione del carico flessurale prodotto dai processi di subduzione litosferica, ovvero rappresenta la zona in cui la placca apula si inflette a causa del peso della catena stessa creando una depressione strutturale parallela alla catena, la quale è sede di forte sedimentazione (2000 - 3000 metri di depositi). Al di sotto dei sedimenti di riempimento del bacino si trovano i carbonati mesozoici affioranti nell'avampaese apulo, i quali per mezzo dell'azione di faglie dirette sono ribassati verso SW creando lo spazio per la sedimentazione plio-pleistocenica. Il bacino di avanfossa è interessato da un elevato numero di pozzi per ricerca di idrocarburi. Nella parte sud-occidentale del bacino, al di sotto dei sedimenti pliocenici, sono presenti thrusts sepolti (fronte sepolto della catena e cuneo di accrezione), che portano la catena appenninica a sovrascorrere sui depositi di avanfossa. La zona dell'avampese è costituita da spessori notevoli di carbonati mesozoici e risulta attualmente poco deformata. Dopo la fase di subsidenza pliocenica, dal Pleistocene medio l'avanfossa e l'avampaese apulo hanno subito una fase di sollevamento tettonico.

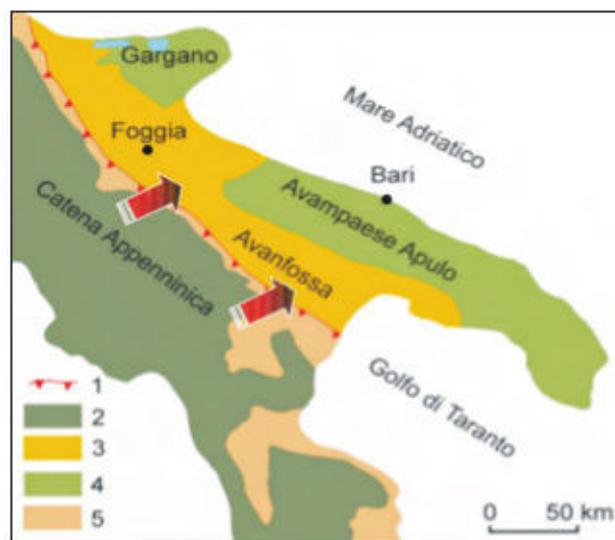


Figura 10 - Rappresentazione semplificata dei domini strutturali in Italia meridionale. Legenda: 1) Fronte dell'alloctono affiorante; 2) Dominio di catena; 3) Depositi di avanfossa; 4) Dominio d'avampaese calcareo; 5) Fronte esterno della catena e bacini di *piggy back* (da Lazzari M., 2008).

Bibliografia scelta per la stesura di questo capitolo (si rimanda inoltre alle referenze presenti all'interno di ciascun lavoro):

Acocella V., Funiciello R., 2006, Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism, *Tectonics*, Vol. 25.

Alagna K.E. et al., 2010, Tertiary to Present Evolution of Orogenic Magmatism in Italy, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, volume 36, paper 18. In: (Eds.) Marco Beltrando, Angelo Peccerillo, Massimo Mattei, Sandro Conticelli, and Carlo Doglioni, *The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins*.

Barberi, F., G. Buonasorte, R. Cioni, A. Fiordelisi, L. Foresi, S. Iaccarino, M. A. Laurenzi, A. Sbrana, L. Vernia, and I. M. Villa (1994), Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium, *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.*, XLIX, 77 – 134.

Barchi M.R., 2010, The Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines: crustal structure, style of deformation and seismicity. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, volume 36, paper 11. In: (Eds.) Marco Beltrando, Angelo Peccerillo, Massimo Mattei, Sandro Conticelli, and Carlo Doglioni, *The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins*, 2010.

Batini, F., Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Pandeli, E., (2003). Geological features of the Larderello-Travale and Monte Amiata geothermal areas (southern Tuscany, Italy). *Episodes* 26/3, 239–244.

Buonasorte, G., Cameli, G.M., Fiordilesi, A., Parotto, M., Perticone, I., 1995. Results of geothermal exploration in Central Italy (Latium-Campania). *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Florence, International Geothermal Association 2, 1293–1298.

Calcagnile, G., Panza, G.F., 1981. The main characteristics of the lithosphere–asthenosphere system in Italy and surrounding regions. *PAGEOPH* 119, 856–879.

Carmignani, L. et al., 1994. Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). *Tectonophysics* 238, 295–315.

Carmignani L. et al., 2001, Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000, Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, volume LX, Geologia della Sardegna.

Carmignani L. et al., 2004, The internal Northern Apennines, the northern Tyrrhenian Sea and the Sardinia-Corsica Block, Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004.

Carminati E. et al., 2010, Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: What we know and what we imagine, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 36, paper 9. In: (Eds.) Marco Beltrando, Angelo Peccerillo, Massimo Mattei, Sandro Conticelli, and Carlo Doglioni, The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins.

Cataldi R. et al., 1995, Geothermal ranking of the Italian territory, Geothermics vol. 24, n. 1, 115-129.

Della Vedova B. et al., 2001, Deep temperatures and surface heat flow distribution, In Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, 65-76, Kluwer Academic Publisher.

European Commission, 2002, Atlas of Geothermal Resources in Europe, Official Publications of the European Communities.

Lazzari M., 2008, Il comportamento tettonico e sedimentario del bacino d'avanfossa Bradanica durante il Pleistocene inferiore, Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVII (2008), pp. 61 - 76.

Locardi, E., Nicolich, R., 1988. Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova Moho. Mem. Soc. Geol. It. 41, 121-140.

Lustrino, M., Melluso, L., Morra, V., 2000. The role of lower continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Sardinia (Italy). Earth Planet. Sci. Lett. 180, 259-270.

Peccerillo A., Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics. 2005, XIV, 365 p. Springer.

Vai, G., 2001. Structure and stratigraphy: an overview. In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogeny. The Apennines and Adjacent Mediterranean Basin. Anatomy of an Orogen and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, pp. 15–31.

Zito G., 2005, Heat flow anomaly and lithospheric thinning of the Tuscan extensional back-arc basin (Italy), *Journal of Geodynamics* 40 (2005) 1–22.

Caratteristiche geotermiche del territorio nazionale

Come è ben noto, l'Italia è stato il primo paese al mondo a sfruttare l'energia geotermica per la generazione di energia elettrica fin dagli inizi del 1900. A partire dagli anni '60 sul territorio nazionale sono state effettuate numerose indagini volte dapprima all'individuazione delle aree di potenziale interesse geotermico e in seguito di maggior dettaglio sulle aree così individuate per una migliore caratterizzazione della risorsa.

La temperatura come sappiamo aumenta in profondità a mano a mano che ci avviciniamo al nucleo terrestre. L'aumento della temperatura con la profondità, il gradiente geotermico, in media è di $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Vi sono poi delle situazioni in cui il gradiente geotermico è molto inferiore alla media terrestre (bacini sedimentari molto profondi) e delle situazioni dove invece il gradiente geotermico può essere di gran lunga superiore alla media terrestre: quest'ultimo caso è rappresentato dalle aree geotermiche, in cui si sviluppa un'anomalia geotermica positiva. Queste aree si concentrano in particolari zone della Terra, ovvero lungo i margini delle placche crostali e nelle aree vulcaniche. Il calore si propaga dall'interno della Terra verso l'esterno per lo più per conduzione. La quantità di calore che fluisce da un'unità di area in un'unità di tempo è detta heat-flow (flusso di calore). Il flusso di calore superficiale può essere semplicemente calcolato moltiplicando la conduttività termica dei terreni per il gradiente geotermico verticale misurato (Legge di Fourier). Sui continenti il valore medio dell'heat-flow è di $65 \text{ mW}/\text{m}^2$. Le aree geotermicamente anomale mostrano valori di heat-flow superiori di due-tre volte alla media.

Affinché si sviluppi un sistema geotermico sono necessari tre elementi: la sorgente di calore, un serbatoio e un fluido. La sorgente di calore nella maggior parte dei casi è rappresentata da un'intrusione magmatica a temperatura molto elevata ($> 600^{\circ}\text{C}$) a profondità relativamente basse (5-10 km), oppure dal normale calore della Terra, come ad esempio nei sistemi a bassa entalpia. Il serbatoio è rappresentato da rocce porose e permeabili nelle quali i fluidi possono circolare liberamente e riscaldarsi, poste al di sotto di una copertura impermeabile. Il fluido è il mezzo che trasporta il calore ed è nella maggior parte dei casi acqua meteorica.

Il territorio italiano, a causa degli eventi geodinamici che lo hanno interessato dal Miocene ad oggi, è caratterizzato da forti anomalie geotermiche positive, ovvero alti valori di flusso di calore: assottigliamento crostale di tutta l'area tirrenica (30-50 km, confronta Figura 8 B), segregazione di fusi magmatici, risalita del mantello (20-25 km di profondità, confronta Figura 8 A). Nella penisola italiana le zone geotermicamente anomale sono: Toscana, Lazio, Campania, Sicilia, Sardegna, Mar Tirreno, dove il flusso di calore mostra i valori più alti. Il flusso di calore sul territorio italiano (Figura 11) varia da 30 a $100 \text{ mW}/\text{m}^2$, con picchi di $400 \text{ mW}/\text{m}^2$ in corrispondenza

dei campi geotermici di Larderello in Toscana e di Cesano nel Lazio. Il margine tirrenico di Toscana, Lazio e Campania è caratterizzato in generale da elevati flussi di calore fino a 200 mW/m^2 , legato alla presenza di corpi magmatici a debole profondità crostale oltre al minor spessore crostale qui presente. Alti valori del flusso di calore si hanno inoltre in corrispondenza del Mar Tirreno meridionale con picchi di 200 mW/m^2 , dove gli alti valori di heat-flow sono da ricollegare alla risalita del mantello, all'assottigliamento crostale e alla risalita di fusi magmatici nelle Isole Eolie. In queste zone se sono presenti acquiferi importanti nel sottosuolo si possono instaurare dei sistemi convettivi ad alta temperatura. I settori orientali e meridionali (Appennino centrale e meridionale) della penisola sono caratterizzati da un basso flusso di calore ($20\text{-}80 \text{ mW/m}^2$) a causa del maggior spessore crostale (100 km) e della presenza di vaste aree in cui affiorano rocce carbonatiche (fratturate e permeabili) che permettono un'infiltrazione molto efficace delle acque piovane fino a profondità importanti.

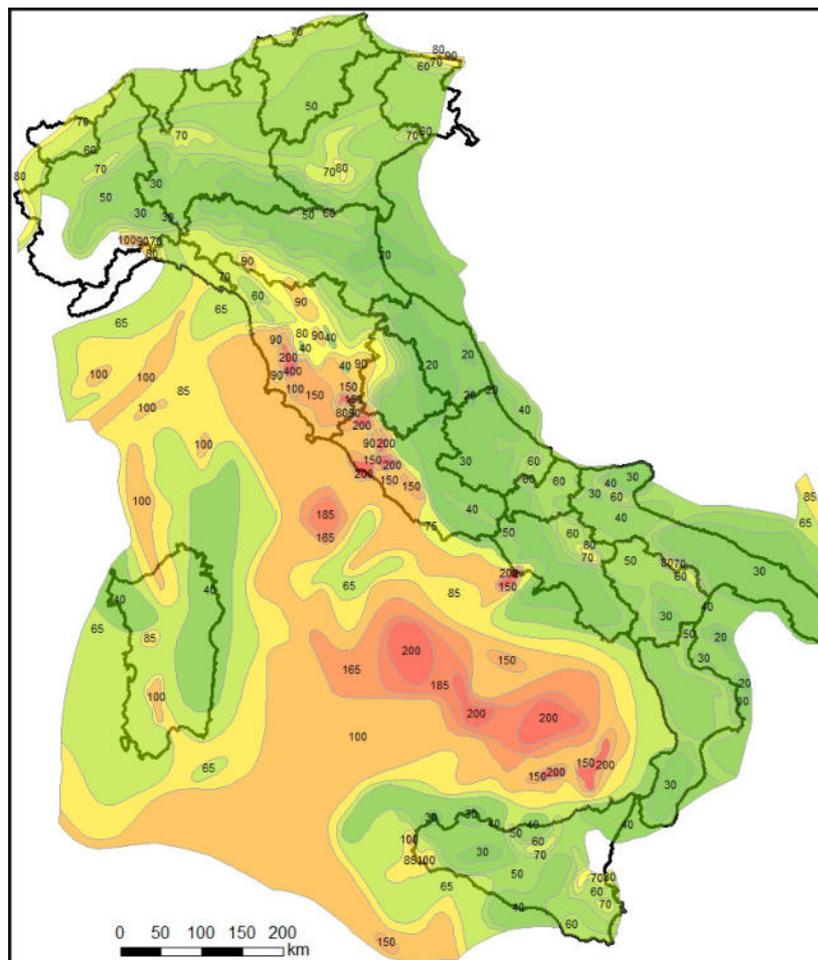


Figura 11 - Mappa del flusso di calore (isolinee in mW/m^2) (da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988).

In Sardegna il flusso di calore in corrispondenza del graben del Campidano, della fossa sarda e del bacino del Logudoro, con valori fino a 100 mW/m^2 è legato al rift continentale, ovvero

al sistema di faglie dirette e fratture che permettono l'infiltrazione in profondità e la risalita di fluidi caldi verso la superficie e non è associato a corpi magmatici a debole profondità (il vulcanismo con componente anatectico-crostante si è estinto nel Miocene) o risalita del mantello. La Pianura Padana è generalmente interessata da valori medio-bassi del flusso di calore essendo una zona in cui si ha avuto deposizione sedimentaria molto veloce in tempi recenti; in alcune zone si possono comunque raggiungere valori di 70-100 mW/m² legati a sistemi idrotermali a bassa temperatura lungo faglie o ad alti strutturali del substrato carbonatico al di sotto dei sedimenti neogenici. La Sicilia sud-occidentale è interessata da un flusso di calore anomalo legato al rifting del Canale di Sicilia e alla formazione del vulcano di Pantelleria (100-150 mW/m²). La Puglia presenta valori di heat-flow molto bassi (20-40 mW/m²) dovuti all'intensa infiltrazione di acqua meteorica dalle strutture carbonatiche qui affioranti e all'alto tasso di sedimentazione nei bacini di avanfossa. La risalita di fluidi caldi e profondi attraverso il substrato carbonatico, in corrispondenza di alti strutturali locali dello stesso, al passaggio tra i sedimenti della fossa Bradanica e gli affioramenti carbonatici, a causa di spinte tettoniche dovute alla convergenza delle coltri appenniniche verso l'avampese apulo, porta ad un aumento dell'heat-flow localizzato al confine tra Puglia e Basilicata con valori che arrivano a 80 mW/m².

La classificazione geotermica del territorio italiano (vedi Figura 5 B) è stata realizzata sulla base della presenza o meno di un acquifero (fino alla profondità massima di 2000 metri) e sulla base della temperatura massima attesa all'interno di quest'ultimo, il flusso di calore misurato, il contesto geodinamico, la geologia e l'idrogeologia. Si individuano così entro i 2000 metri di profondità delle aree con temperature maggiori di 100°C lungo la fascia tirrenica (Toscana, Lazio, Campania), nell'arcipelago eoliano e a Pantelleria, delle aree con temperature comprese tra 60 e 100°C ai margini delle precedenti aree, nella Pianura Padana, nella fossa Bradanica, nella Sicilia sud-orientale e sud-occidentale, nel Campidano, mentre il resto della penisola italiana è caratterizzato da temperature comprese tra 40 e 60°C entro i 2000 metri di profondità. Questo permette di suddividere ulteriormente le zone individuate sulla base dei possibili utilizzi della risorsa geotermica. Le zone in cui si possono rinvenire risorse con temperature superiori ai 90°C a 2000 metri di profondità, sono idonee per la produzione di energia elettrica (margine tirrenico, isole vulcaniche del Tirreno meridionale); le zone in cui si possono rinvenire risorse con temperatura compresa tra i 60 e i 90°C entro i 2000 metri di profondità sono idonee per ogni tipo di uso diretto (Colli Euganei, Pianura Padana, Fossa Bradanica, Sicilia, Sardegna; le zone in cui si possono rinvenire risorse con temperatura compresa tra 30 e 60°C possono avere limitati utilizzi diretti della stessa.

Caratteristiche geotermiche della Regione Toscana

In Toscana sono localizzate le aree geotermiche più importanti, rappresentate dai campi geotermici di Larderello, Travale-Radicondoli e il Monte Amiata, dai quali si produce energia geotermoelettrica con una potenza installata di 842 MW. I campi geotermici in sfruttamento sono localizzati nella zona interna dell'Appennino Settentrionale lungo il margine tirrenico, dove si ha un flusso di calore molto elevato. La vocazione geotermica della Toscana comincia dapprima con lo sfruttamento dei fluidi endogeni nell'industria del Boro e in seguito con la produzione di energia geotermoelettrica, la prima zona al mondo in cui si è sfruttata la geotermia per la produzione di energia elettrica.

Da un punto di vista geologico in Toscana affiorano i seguenti complessi idrogeologici (Figura 12), i quali sono suddivisi da un punto di vista geotermico in:

- depositi alluvionali recenti, costituiti da alternanze di sabbie, ghiaie, argille e limi, sede di importanti acquiferi superficiali sfruttati per uso idropotabile, corrispondono alle principali pianure alluvionali;
- rocce magmatiche neogeniche e quaternarie, rappresentate sia da prodotti magmatici intrusivi che effusivi a prevalente composizione acida; se fratturati possono essere sede di importanti acquiferi superficiali freddi idropotabili; sono per esempio rappresentate dalle vulcaniti del Monte Amiata e di Roccastrada;
- le successioni dei bacini neoautoctoni, costituite prevalentemente da depositi argillosi e subordinatamente da sabbie e conglomerati, di origine marina e continentale, che colmano i bacini estensionali mio-pliocenici; rappresentano essenzialmente un'unità a scarsa o nulla permeabilità e fanno parte della copertura impermeabile del serbatoio geotermico;
- le Unità Liguri (Successioni Epiliguri, Unità Liguri Metamorfiche, Unità Liguri, Unità Sub-Liguri), costituite da alternanze di argilliti, marne, calcari-marnosi, arenarie, rappresentano le unità alloctone sovrascorse sulle unità toscane; hanno in generale scarsa permeabilità (acquicludi) tranne in presenza di rocce ofiolitiche fratturate e orizzonti calcarei e arenacei che possono essere sede di locali acquiferi freddi; rappresentano la copertura impermeabile del serbatoio geotermico;
- le Unità Toscane non metamorfiche, costituite da una successione carbonatico-evaporitica basale rappresentata da carbonati e dolomie e da una successione terrigena soprastante a prevalente composizione argillitica, la quale in Toscana meridionale può essere del tutto assente per elisione tettonica (serie ridotta); le formazioni carbonatico-evaporitiche, fratturate e permeabili, rappresentano il serbatoio regionale il quale assume il significato di

serbatoio geotermico superficiale (o primo serbatoio geotermico) laddove è presente un'anomalia geotermica positiva;

- le Unità Toscane metamorfiche, sono costituite dalle rocce metamorfiche del basamento toscano (filladi, quarziti, micascisti e marmi), che in corrispondenza delle principali anomalie geotermiche positive, se fratturati, possono essere sede di un serbatoio geotermico profondo (o secondo serbatoio geotermico).

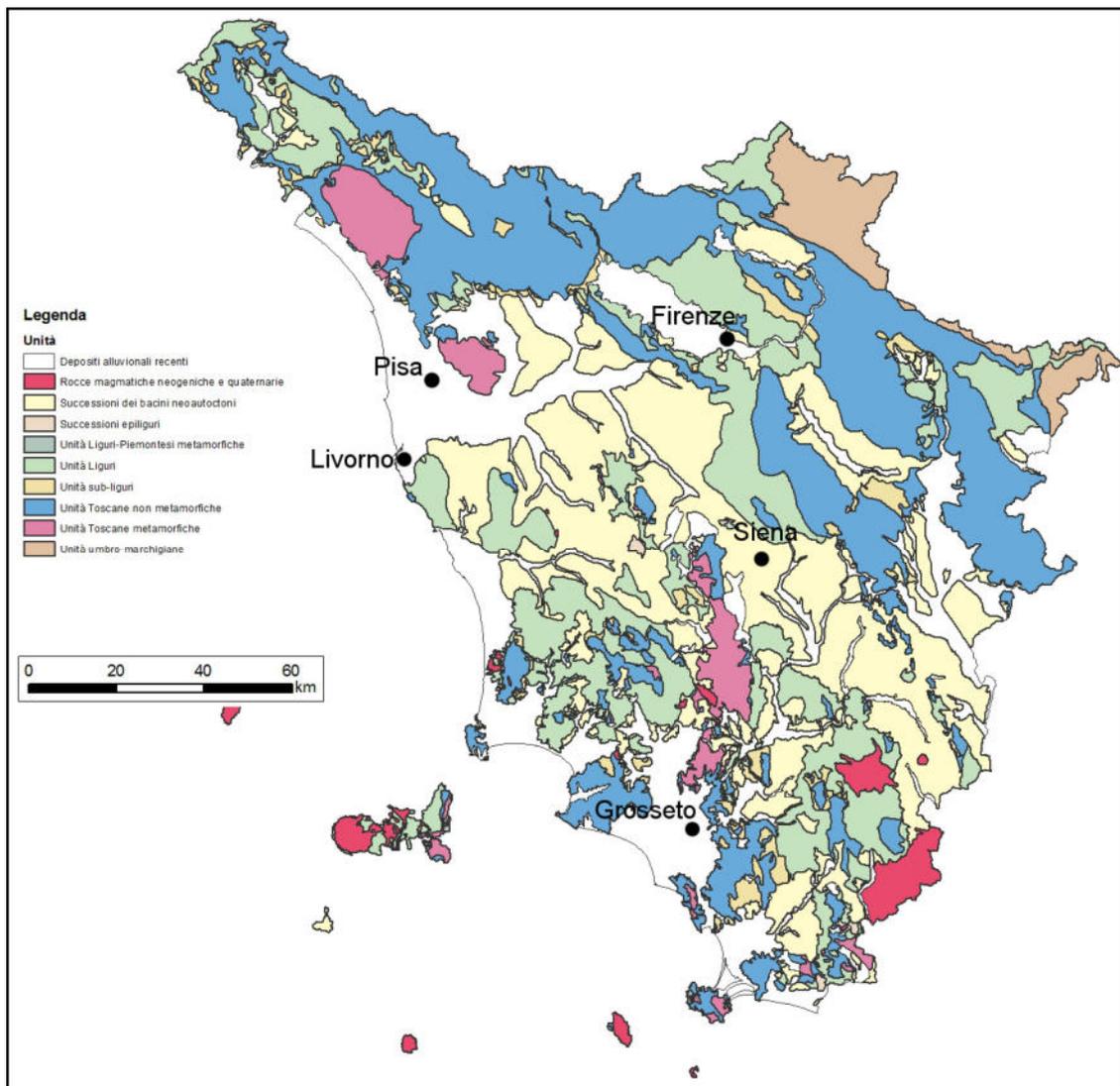


Figura 12 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Toscana (Carta Geologica della Toscana, 2004, L. Carmignani, A. Lazzarotto).

L'anomalia geotermica che caratterizza la Toscana occidentale è da ricollegare all'estensione miopliocenica che ha interessato il margine tirrenico, con la risalita del mantello e la formazione di fusi cristallini anastomatici che hanno portato alla messa in posto di intrusioni granitoidi al di sotto dei campi geotermici di Larderello e del Monte Amiata, individuati sia tramite prospezioni geofisiche

(gravimetria e sismica) che in sondaggio (in alcuni pozzi nella zona geotermica di Larderello). Nelle altre zone interessate da anomalia geotermica positiva, il flusso di calore è legato o alla presenza di piccoli centri effusivi, o al ridotto spessore crostale o a circolazione idrotermale a bassa profondità in prossimità di faglie o di alti strutturali del serbatoio carbonatico.

Tutta la Toscana meridionale è caratterizzata da un gradiente geotermico superiore ai 50°C/km (Figura 13). Nei grandi bacini neogenici, nonostante gli elevati spessori di sedimenti che li colmano, il gradiente risulta sempre maggiore di 50°C/km a dimostrazione dell'intensa anomalia geotermica positiva che caratterizza la regione. Valori superiori ai 100°C/km sono frequenti nella Toscana meridionale, oltre che in corrispondenza dei noti campi geotermici, in corrispondenza del bacino di Volterra, del bacino di Radicofani, sui rilievi di Monte Labbro, nel bacino dell'Albegna, ad ovest di Boccheggiano.

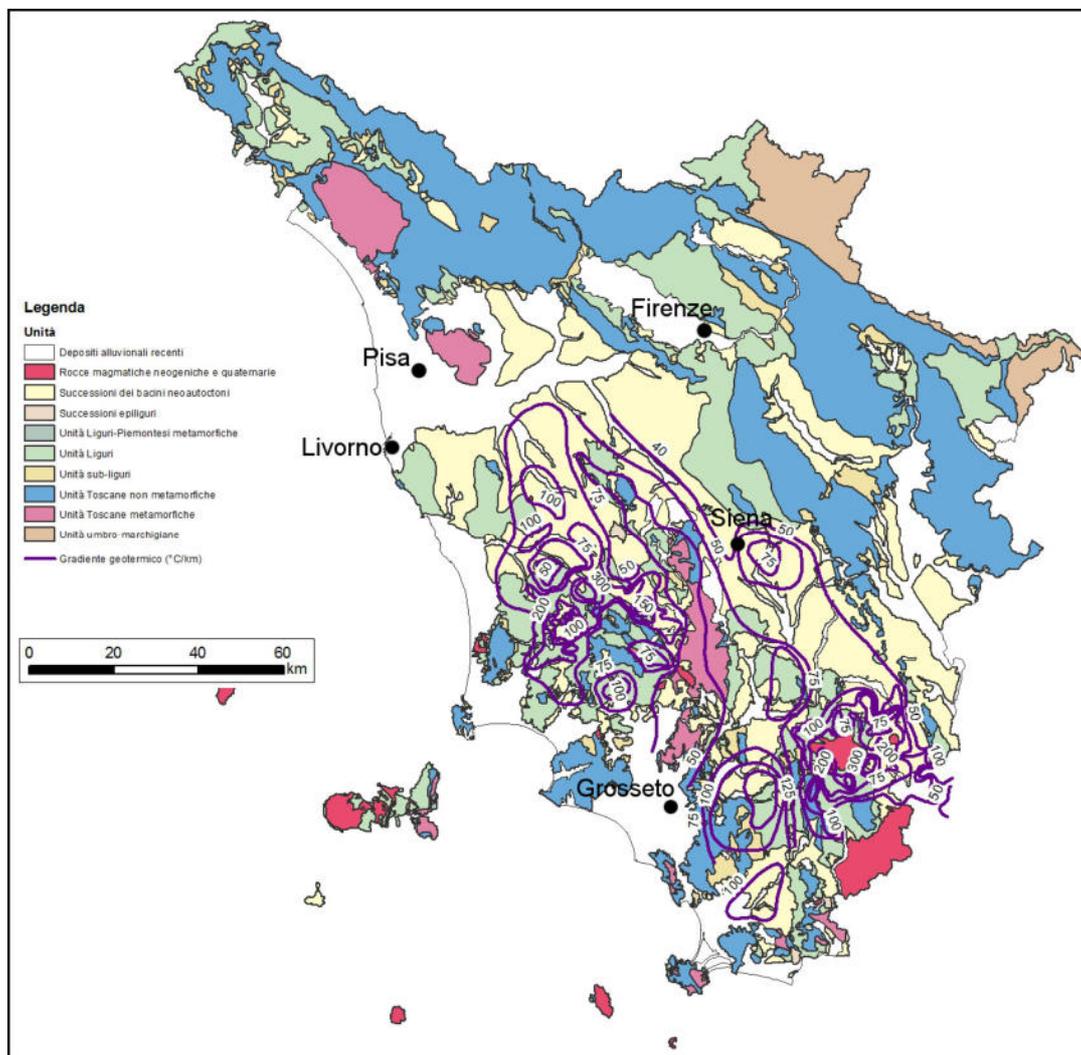


Figura 13 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Toscana (Carta Geologica della Toscana, 2004, L. Carmignani, A. Lazzarotto) e gradiente geotermico (da Baldi et al., 1995).

Il primo potenziale serbatoio geotermico in Toscana, come già detto, è rappresentato da rocce carbonatico-evaporitiche fratturate presenti al di sotto delle formazioni liguri e neogeniche che rappresentano la copertura impermeabile. Le zone in cui le rocce carbonatiche appartenenti alla Falda Toscana affiorano rappresentano le aree di ricarica del serbatoio geotermico, i cui fluidi sono di origine meteorica. Nelle aree in cui affiora il serbatoio si hanno generalmente valori di gradiente geotermico più bassi, dovuti all'infiltrazione di acqua meteorica fredda in profondità. L'andamento del tetto del serbatoio carbonatico (Figura 14) mostra una grande variabilità laterale, dovuta agli eventi tettonici che si sono susseguiti sul territorio. In generale l'andamento del tetto del serbatoio mostra degli alti e bassi strutturali. In corrispondenza dei bacini estensionali neogenici il serbatoio carbonatico si trova a profondità anche di 2000 metri o più, venendosi a trovare in una situazione di basso strutturale. In corrispondenza degli alti strutturali, nelle zone di Larderello e del Monte Amiata, si trovano i campi geotermici attualmente in sfruttamento. Nella Toscana meridionale sovente la Falda Toscana risulta fortemente delaminata e al di sotto della copertura formata dalle successioni liguri e neogeniche spesso si rinviene solamente il Calcarea Cavernoso, con elisione totale di tutte le formazioni soprastanti.

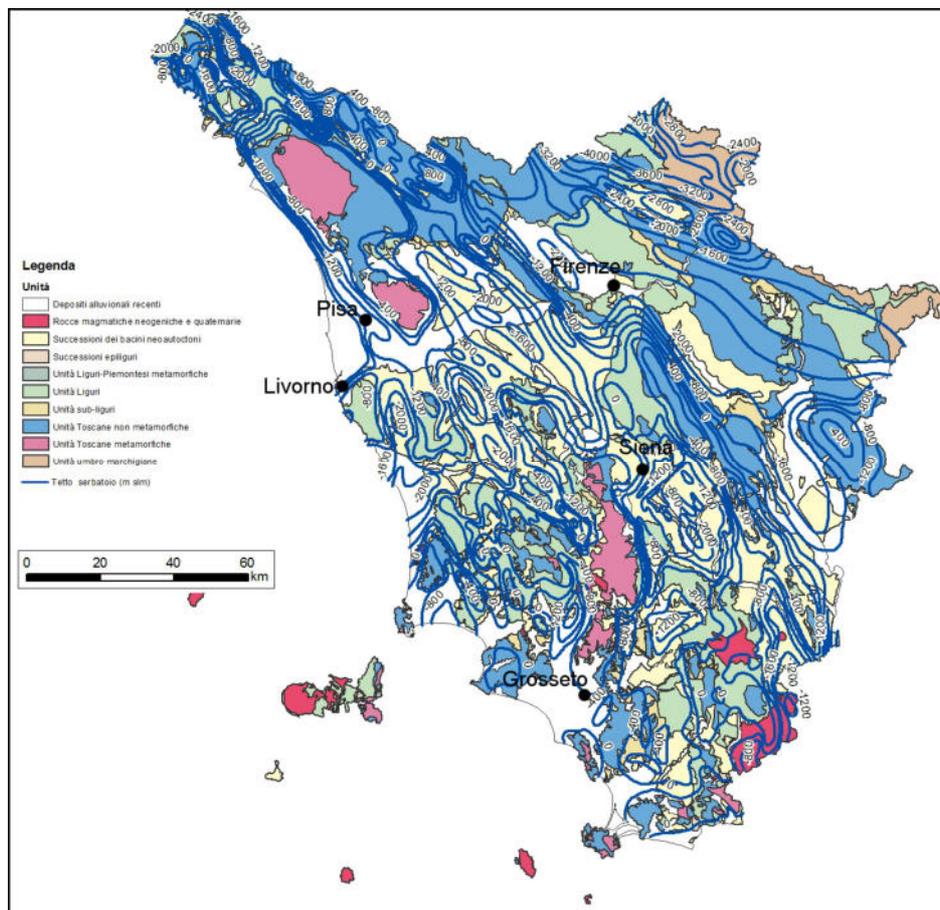


Figura 14 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Toscana (Carta Geologica della Toscana, 2004, L. Carmignani, A. Lazzarotto) e tetto del serbatoio carbonatico (da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988).

L'andamento della temperatura al tetto del primo serbatoio geotermico (Figura 15) è fortemente influenzata da diversi fattori quali la distribuzione delle anomalie geotermiche profonde, dalla permeabilità del serbatoio geotermico, dalla profondità e dallo spessore del serbatoio, dalla copertura impermeabile. La mappa mostra chiaramente come le zone fredde si trovino in corrispondenza degli affioramenti del serbatoio. Tutta la zona compresa tra la dorsale di Monticiano-Roccastrada (dove affiorano le unità metamorfiche toscane) e il mare presenta invece temperature superiori ai 100°C: in questa zona sono presenti i campi geotermici di Larderello e Travale dove le temperature arrivano anche a 250°C. Un'altra zona calda è rappresentata dal bacino di Volterra, dove il serbatoio si trova a profondità notevoli e la temperatura attesa è di 200°C e dal bacino di Siena dove le temperature attese sono di 150°C. Infine la zona geotermica del Monte Amiata mostra temperature fino a 200°C al tetto del serbatoio. Quest'ultima anomalia geotermica prosegue poi verso SE in corrispondenza dei vulcani laziali.

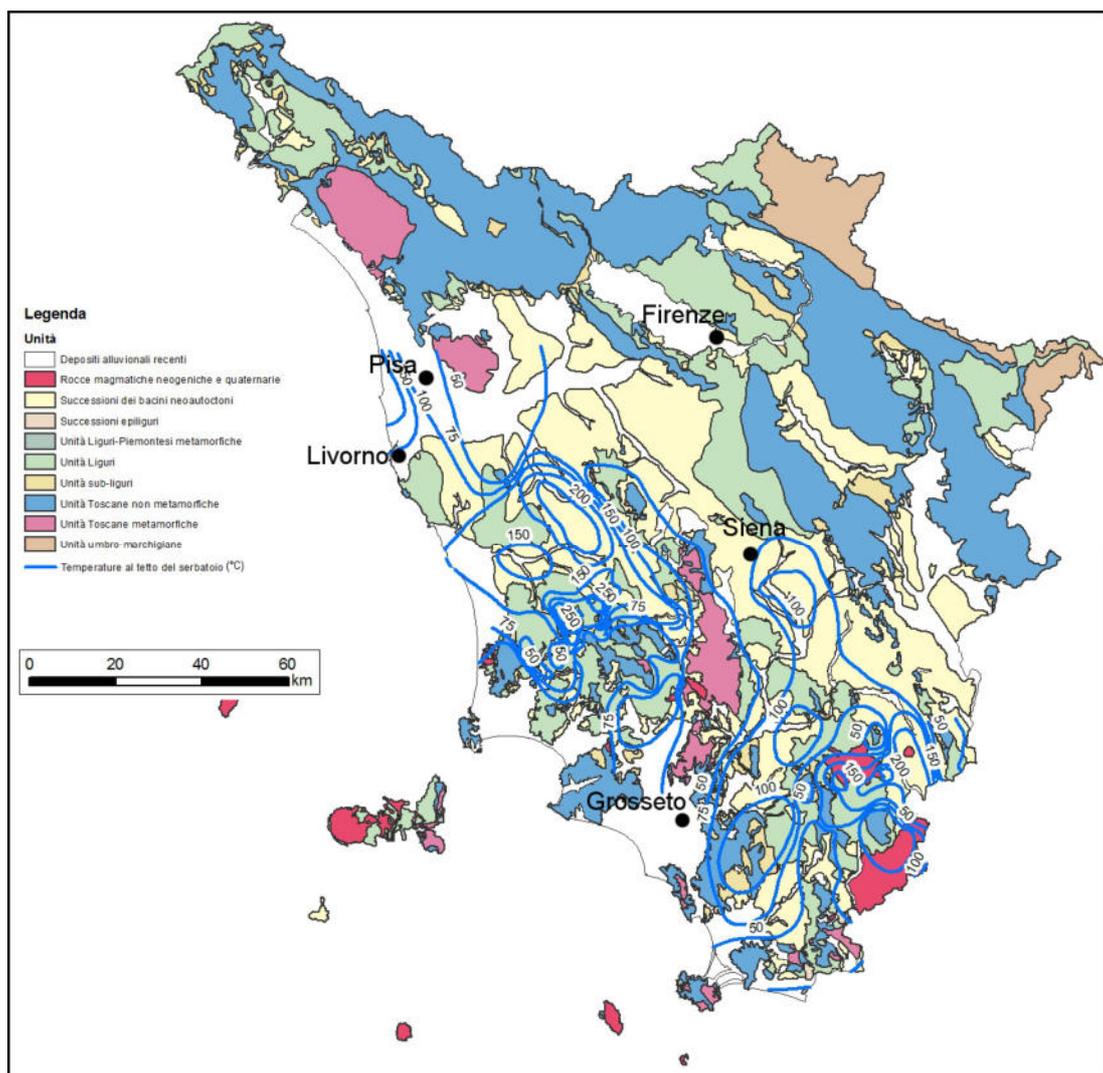


Figura 15 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Toscana (Carta Geologica della Toscana, 2004, L. Carmignani, A. Lazzarotto) e isoterme al tetto del serbatoio (da Atlas of Geothermal Resources, 2002).

Sono presenti in Toscana numerose sorgenti termali e manifestazioni, le quali sono localizzate generalmente ai margini degli affioramenti carbonatici della Falda Toscana e lungo faglie di importanza regionale, caratterizzate da temperature talvolta maggiori di 50°C: le acque meteoriche una volta infiltratesi in profondità si riscaldano e risalgono in superficie lungo strutture fragili, le quali hanno come direttrice principale l'orientazione appenninica NW-SE (Figura 16). In alcune zone le acque termali sono invece legate a circuiti idrotermali superficiali, dove le rocce carbonatiche sono sub-affioranti. La composizione chimica delle acque termali è bicarbonato-solfatica-calcica e riflette la composizione delle rocce entro le quali è venuta a contatto nel sottosuolo (carbonati, dolomie, gessi, anidriti). La temperatura di emergenza delle acque termali dipende dall'anomalia geotermica profonda locale, dal circuito idrico sotterraneo e dall'eventuale mixing con acque fredde più superficiali.

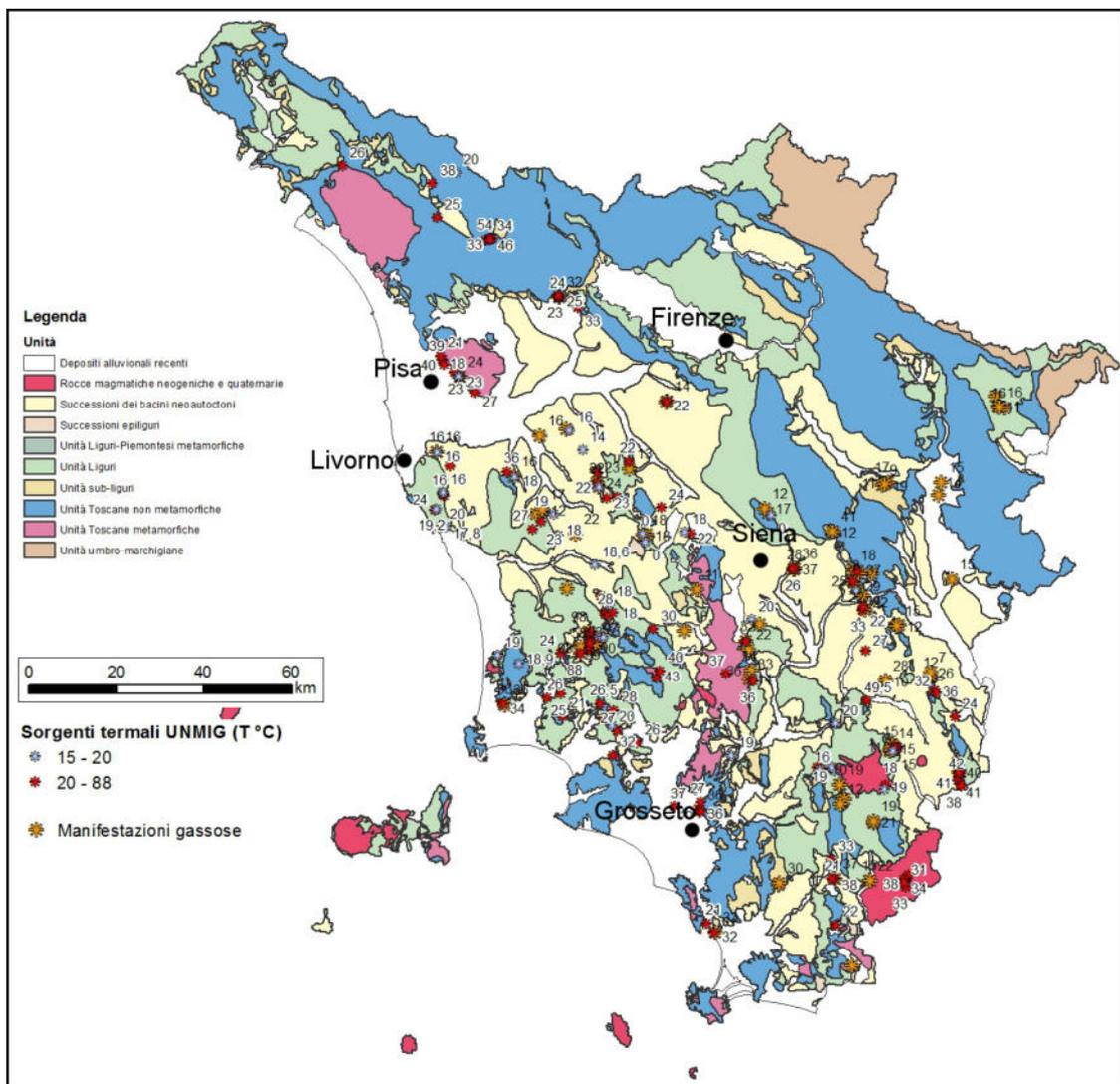


Figura 16 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Toscana (Carta Geologica della Toscana, 2004, L. Carmignani, A. Lazzarotto) e ubicazione delle sorgenti termali (ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988) e delle manifestazioni gassose (Minissale, 2004 e Googas 2009).

E' importante sottolineare che l'emergenza delle acque termali è spesso associata ad emissioni gassose, la cui componente principale è la CO₂, e che manifestazioni gassose non associate ad acque termali sono distribuite capillarmente sul suolo regionale. Oltre alle manifestazioni gassose puntuali riportate nella figura precedente, si sottolinea che la Toscana è interessata in generale da un intenso degassamento dal suolo, così come tutto il margine tirrenico (Figura 17). L'emissione di anidride carbonica dal suolo è sia di origine vulcanica (vulcani quiescenti e attivi dell'Italia centrale e meridionale) che non vulcanica e legata al degassamento e produzione di CO₂ che avviene dalle rocce carbonatiche in ambienti termometamorfici e idrotermali (campi geotermici), dal mantello e dai sistemi di alimentazione dei vulcani, da sistemi intrusivi; in questo senso la maggior parte della CO₂ è di origine mantellica. Anche in questo caso le maggiori emissioni gassose sono legate alle più importanti strutture crostali, posizionandosi in corrispondenza di faglie e fratture, che permettono alla fase gassosa di sfuggire dal sottosuolo. Sistemi idrotermali attivi o fossili sono inoltre testimoniati dalla presenza di depositi di travertino e di mineralizzazioni intensamente sfruttate nel passato (mercurio, arsenico, rame, ferro, argento).

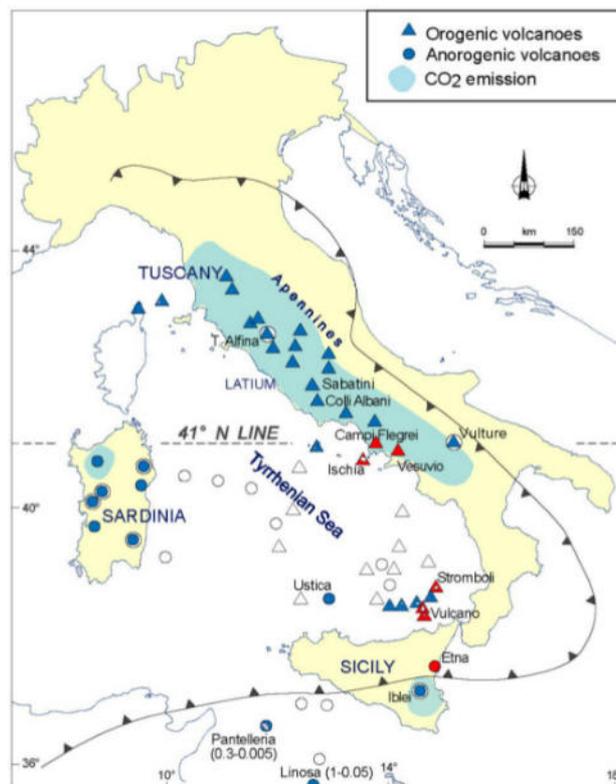


Figura 17 - Emissione di CO₂ dal suolo in Italia, area in azzurro (da Frezzotti et al., 2010).

Caratteristiche geotermiche della Regione Lazio

Il Lazio, nello specifico la sua porzione occidentale, è, insieme alla Toscana e alla Campania, una delle regioni italiane di maggior interesse geotermico. Le aree geotermiche del Lazio coincidono con i grandi centri vulcanici plio-pleistocenici: Monti Vulsini, Monti Cimini, Vico, Monti Sabatini. I campi geotermici laziali si trovano nelle zone di Torre Alfina, Latera, Marta e Cesano. Il Lazio occidentale rappresenta la prosecuzione ideale verso sud delle aree geotermiche toscane, mostrando similitudini nell'assetto strutturale e nell'evoluzione tettonica. Da un punto di vista geologico nel Lazio affiorano i seguenti complessi idrogeologici (Figura 18), i quali sono suddivisi da un punto di vista geotermico in:

- complesso dei depositi quaternari indifferenziati, di copertura e di colmamento, costituito da sabbie e argille prevalentemente che colmano le pianure costiere e le pianure alluvionali recenti; possono essere sede di acquiferi idropotabili superficiali;
- travertini, che testimoniano la presenza di sistemi idrotermali attivi o fossili;
- complesso delle vulcaniti, costituito da due gruppi di vulcaniti: un primo gruppo a composizione acida (Tolfa, Cerite, Cimini, Manziate) e un secondo gruppo ad affinità ultrapotassica (complessi vulcanici dei Vulsini, Vico, Sabatini, Colli Albani); i prodotti vulcanici variano da colate laviche a ignimbriti a coni discorie; sono sede di un acquifero idropotabile freddo il quale localmente può ospitare anche degli acquiferi caldi, se le condizioni di temperatura e permeabilità lo permettono (le vulcaniti sono infatti spesso interessate da fenomeni di argillificazione);
- complesso dei depositi dei bacini neoautoctoni, costituito da depositi argillosi e subordinatamente da sabbie e conglomerati, di origine marina e continentale, che colmano i bacini estensionali pliocenici; rappresentano essenzialmente un'unità a scarsa o nulla permeabilità e fanno parte della copertura impermeabile del serbatoio geotermico;
- complesso ligure, costituito da marne, argilliti, calcari marnosi ed arenarie; la formazione più rappresentativa è il Flysch della Tolfa; sono costituite per lo più da formazioni a scarsa o nulla permeabilità e assieme ai sedimenti del neoautoctono rappresentano la copertura impermeabile del serbatoio geotermico;
- unità carbonatiche appartenenti al dominio di piattaforma carbonatica, di transizione e pelagico, costituita per lo più da carbonati di età mesozoica; all'interno di questa unità ricadono le formazioni appartenenti alla Falda Toscana, alla serie Laziale-Abruzzese e le Unità Umbro-Marchigiane; i carbonati e le formazioni anidritico-dolomitiche appartenenti a

queste successioni, se fratturate e permeabili, rappresentano il serbatoio geotermico regionale.

Il basamento metamorfico, costituito da filladi e quarziti di età paleozoica, affiora solo in una piccola porzione al confine con la Toscana e non è mai stato incontrato dai sondaggi profondi. Queste unità mostrano tra di loro mutui complessi rapporti strutturali, essendo stati rinvenuti in sondaggio numerosi raddoppi di serie e pieghe rovesciate.

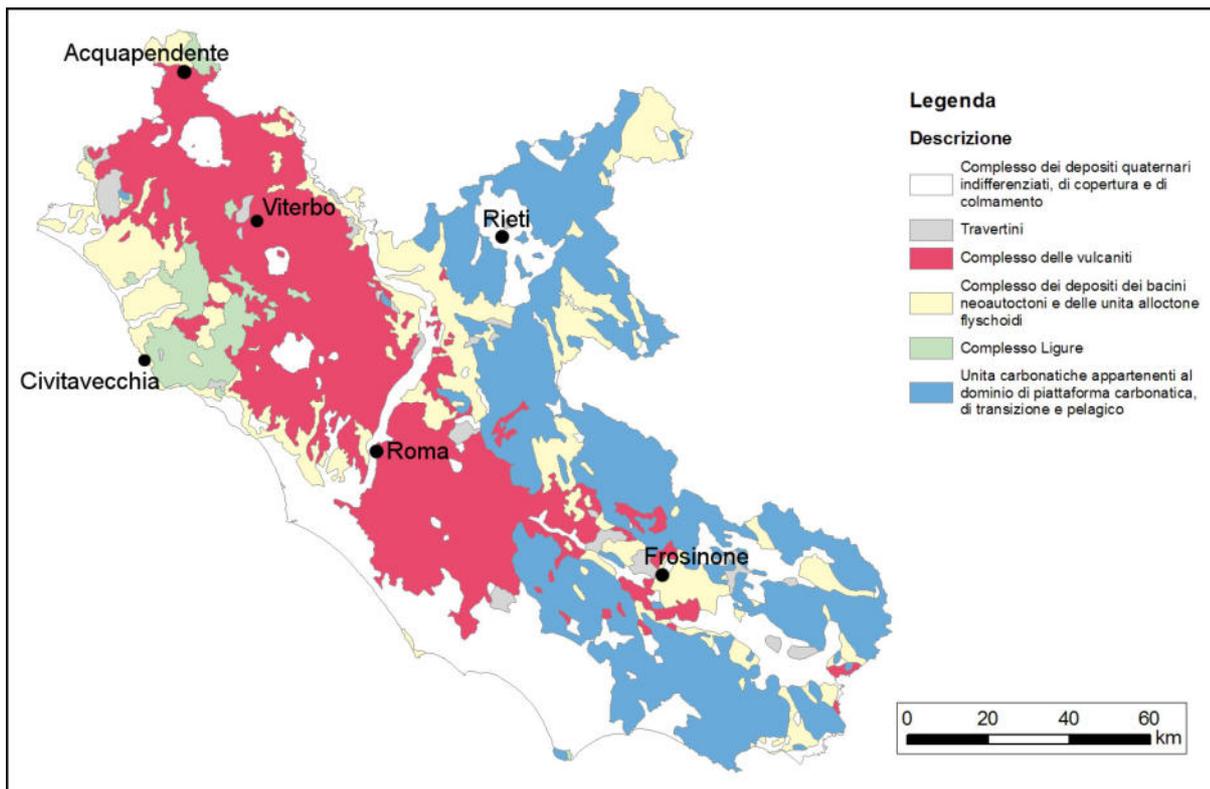


Figura 18 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Lazio (da Boni et al., 1993 e Capelli et al., 2012).

Il serbatoio geotermico può quindi essere ospitato sia all'interno delle formazioni carbonatiche appartenenti alla Falda Toscana che alle formazioni carbonatiche appartenenti alle Unità Umbro-Marchigiane: per comodità di descrizione ci riferiremo al tetto del serbatoio carbonatico senza specificare a quale dominio esso appartenga, tenendo conto che il fronte dei thrust relativi alla Falda Toscana non dovrebbe propagarsi oltre l'allineamento Vetralla-Ferentino. Il tetto del serbatoio geotermico (Figura 19) è caratterizzato, così come in Toscana, da una serie di alti e bassi strutturali; i bassi strutturali coincidono per lo più con i graben di origine pliocenica con direzione NW-SE all'interno dei quali si è impostata la sedimentazione dei depositi del neoautoctono oppure con zone di collasso vulcano-tettonico (Bolsena, Vico, Bracciano ad esempio), mentre gli alti strutturali coincidono con top di pieghe o di thrust che interessano la successione carbonatica e sono rinvenuti lungo ben definiti allineamenti strutturali (fronti): tra un alto strutturale

e l'altro le successioni liguri si ispessiscono notevolmente e il serbatoio geotermico può trovarsi a profondità notevoli. La porzione orientale e meridionale del Lazio è caratterizzata dalla presenza in affioramento delle formazioni carbonatiche appartenenti alle Unità Umbro-Marchigiane e alla serie Laziale-Abruzzese: secondo alcuni autori le formazioni carbonatiche affioranti con il confine umbro potrebbero rappresentare parte della ricarica del serbatoio geotermico. Quel che è certo è che in corrispondenza degli affioramenti di rocce carbonatiche si ha infiltrazione di acqua meteorica e quindi di una zona in cui non vi è presente un'anomalia geotermica positiva. Gli unici affioramenti di Falda Toscana si trovano in corrispondenza del Monte Canino, nel Lazio settentrionale. Nel sottosuolo le rocce carbonatiche possono raggiungere spessori notevoli (2000 metri nel pozzo Vetralla 1) ma viene registrata spesso una scarsa permeabilità, legata all'idrotermalismo e ai fenomeni metasomatici che interessano queste formazioni, che ne causano il self-sealing: si rinvengono quindi grandi volumi di rocce carbonatiche a temperature molto elevate (200-300°C) ma di fatto secche.

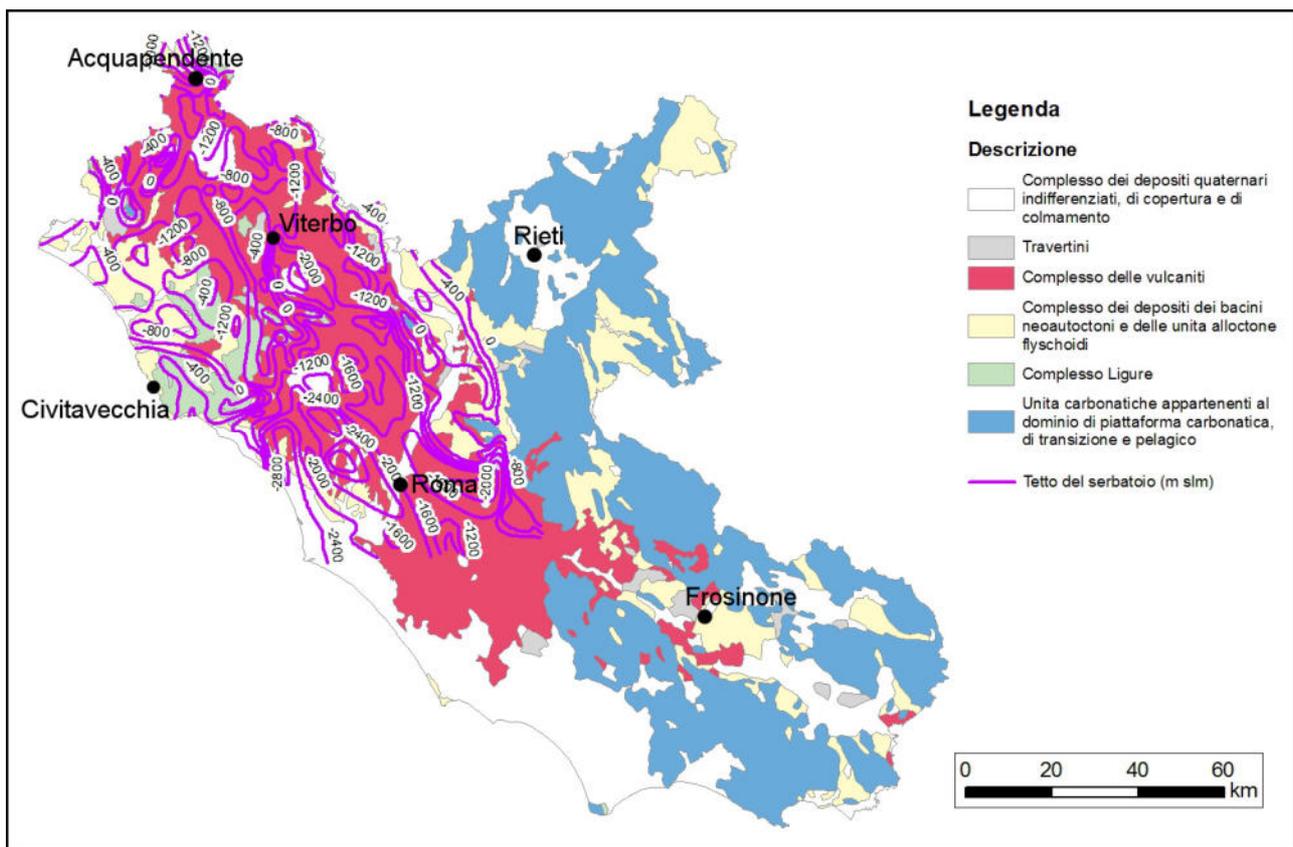


Figura 19 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Lazio (da Boni et al., 1993 e Capelli et al., 2012) e tetto del serbatoio carbonatico (da CNR, PFE, RF 15, 1982).

Per quanto riguarda l'andamento delle temperature, la mappa del gradiente geotermico di Figura 20 mostra come le aree interessate da un'anomalia geotermica positiva siano racchiuse

all'interno di una zona limitata dalla linea di gradiente di 50°C/km, con andamento NW-SE, la quale separa di fatto il margine tirrenico "caldo" dal margine orientale "freddo". Questa porzione di territorio è marcata da un'anomalia geotermica regionale, la quale localmente può arrivare a superare i 100-150°C/km. I valori più alti di gradiente si rinvencono in corrispondenza dei campi geotermici laziali e delle aree legate al magmatismo pleistocenico. I valori massimi si rinvencono in corrispondenza delle caldere di Sacrofano e Baccano dove si trova il campo geotermico di Cesano. Fa eccezione la zona posta immediatamente ad ovest di Viterbo e ad ovest del lago di Bracciano la quale mostra un elevato gradiente geotermico, legato però ad un enorme sistema idrotermale convettivo all'interno del serbatoio carbonatico che si trova qui a bassa profondità, e dove la temperatura massima registrata è di 110°C. Si sottolinea inoltre l'anomalia geotermica allineata in direzione NE-SW tra Torre Alfina, Latera e Canino.

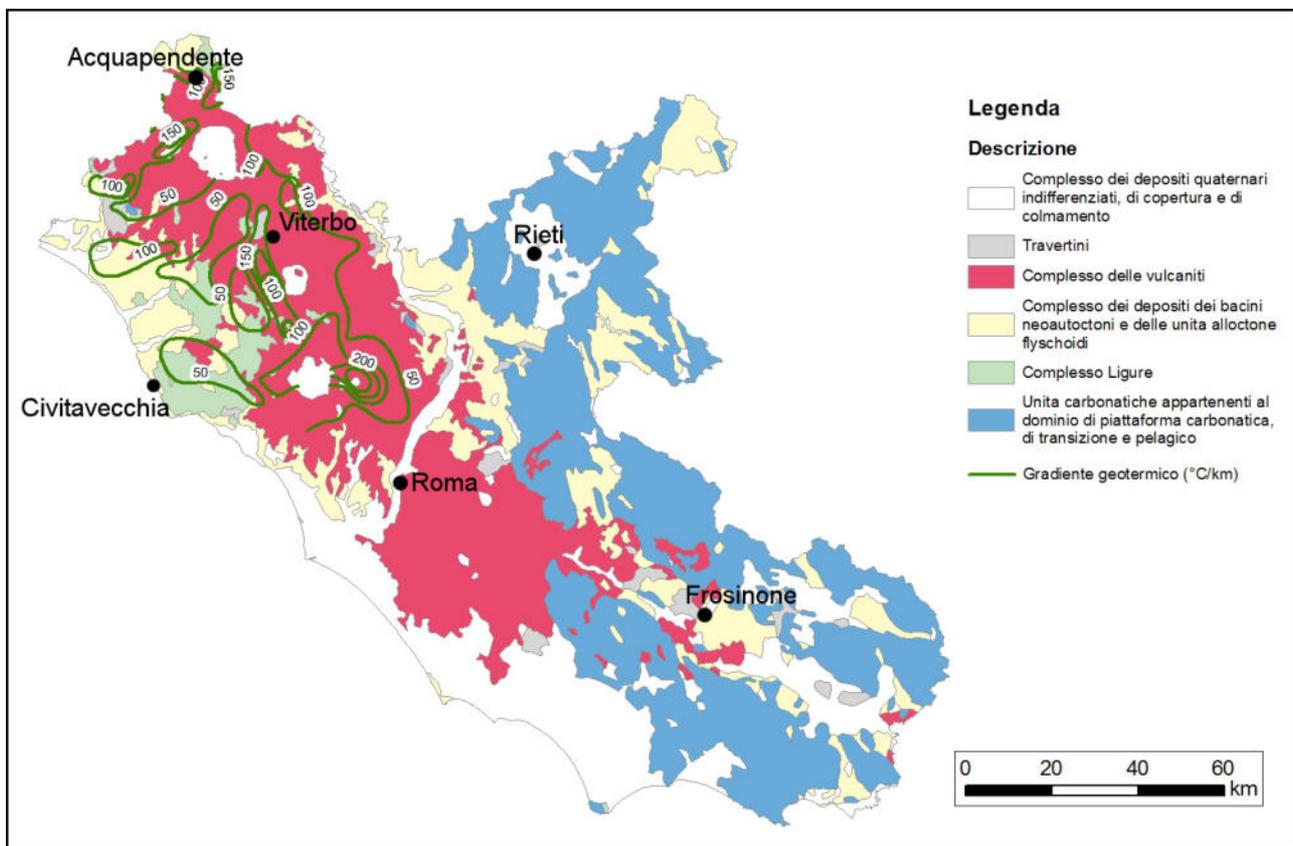


Figura 20 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Lazio (da Boni et al., 1993 e Capelli et al., 2012) e gradiente geotermico (da Santini e Petrone, 1977).

L'andamento della temperatura al tetto del serbatoio (Figura 21) è influenzata dall'estensione e dalla distribuzione dell'anomalia geotermica profonda, dalla presenza di anomalie geotermiche superficiali legate ai corpi magmatici pleistocenici, dalla profondità e dalla permeabilità del serbatoio geotermico. L'andamento della temperatura è fortemente influenzata, come ben

evidenziato in figura, dalle depressioni vulcano-tettoniche di Bolsena, Vico, Bracciano, Baccano, Sacrofano: infatti la distribuzione delle temperature ha un andamento sub-circolare in corrispondenza di queste importanti strutture, dove si registrano anche i valori più alti (200-300°C). Si nota quindi una marcata anomalia termica con direttrice NW-SE all'interno della quale si registrano temperature medie di 150°C, mentre immediatamente ad est di questa le temperature tendono a diminuire con un elevato gradiente orizzontale, fino all'isoterma dei 50°C, che di fatto delimita l'area interessata da anomalia geotermica positiva: ad est del Fiume Tevere si trovano gli affioramenti delle rocce carbonatiche che costituiscono il serbatoio geotermico, le quali sono interessate da forte infiltrazione di acqua fredda meteorica. L'elevato gradiente geotermico e l'elevato heat-flow nella zona ad ovest di Viterbo, del Lago di Vico e di Bracciano sono collegati come già detto a circolazione idrotermale nel serbatoio geotermico a bassa profondità: difatti in questa zona ad un'elevata anomalia geotermica superficiale non corrisponde un'anomalia geotermica profonda, come si riscontra dalla mappa della temperature al tetto del serbatoio, le quali non superano i 100°C in questa zona. Le alte temperature misurate in alcuni pozzi geotermici (oltre i 300°C) causano di fatto, per reazioni metasomatiche, self-sealing all'interno del serbatoio geotermico e quindi scarsa permeabilità.

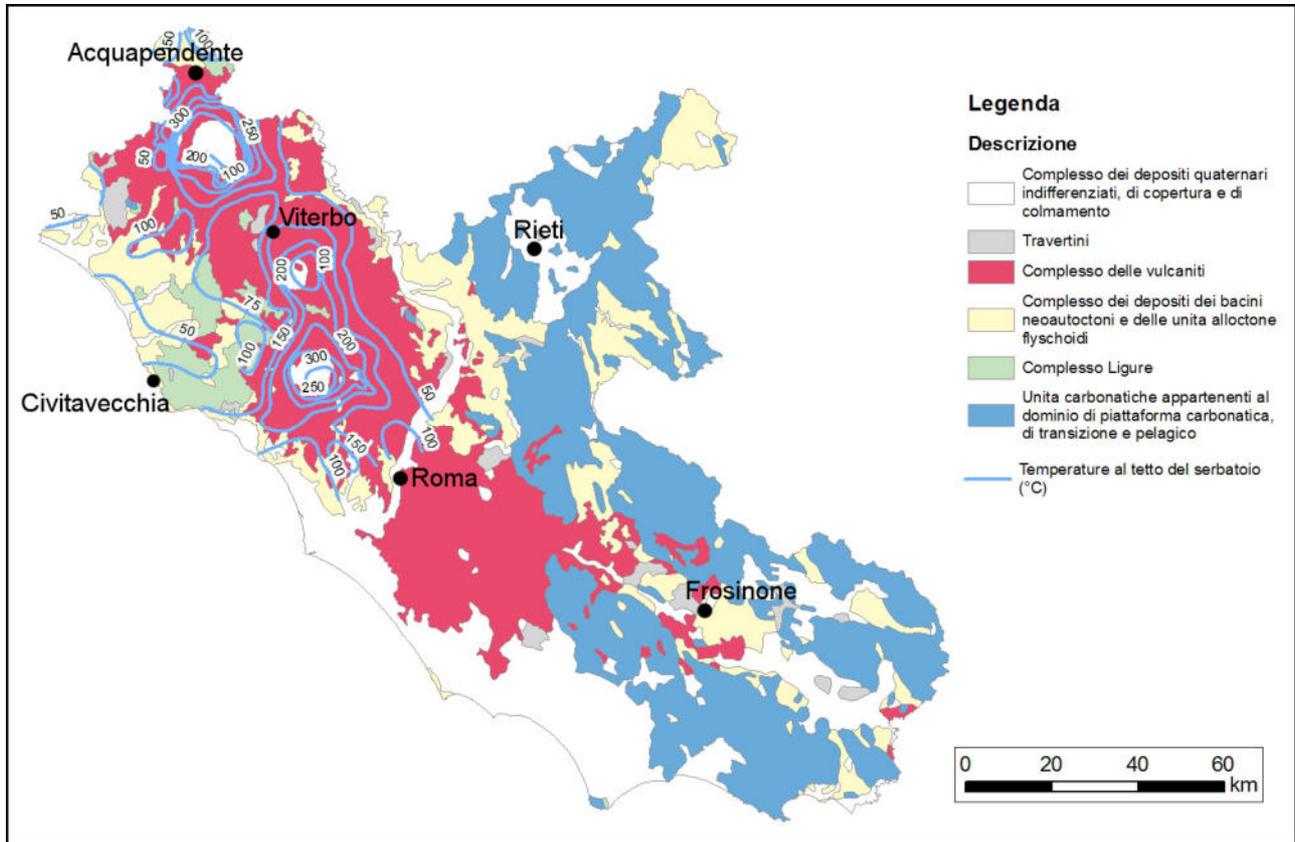


Figura 21 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Lazio (da Boni et al., 1993 e Capelli et al., 2012) e isoterme al tetto del serbatoio (da Atlas of Geothermal Resources, 2002).

Il Lazio settentrionale è caratterizzato dalla presenza di numerose sorgenti termali, ad alto contenuto salino e manifestazioni gassose (Figura 22). A livello regionale, come già detto per la Toscana, il margine tirrenico è caratterizzato da un intenso degassamento dal suolo, il cui componente principale è l'anidride carbonica; oltre a questo degassamento di base (Figura 17) sono presenti numerose manifestazioni gassose locali, rappresentate da pozze gorgoglianti, sorgenti termali con associata una fase gassosa, emissioni secche, fumarole. Le emissioni di CO₂ non sono distribuite casualmente, ma lungo direttrici NW-SE o NE-SW rappresentate da faglie e fratture o in corrispondenza dei campi geotermici. La CO₂ è di origine prevalentemente profonda (degassamento del mantello e reazioni termometamorfiche nella serie carbonatica e nel basamento) e subordinatamente di origine organica.

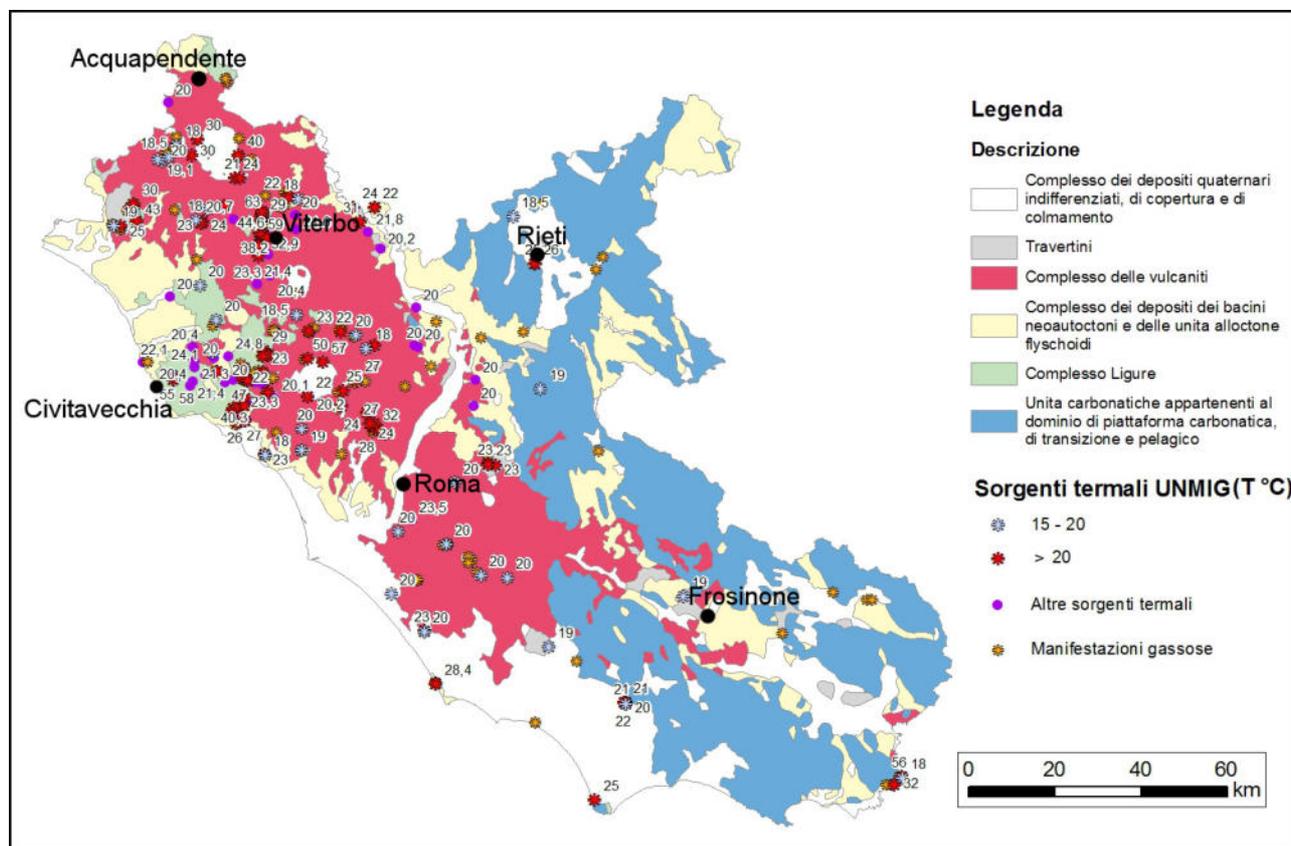


Figura 22 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Lazio (da Boni et al., 1993 e Capelli et al., 2012) e ubicazione delle sorgenti termali (da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988, Cinti et al., 2011, Cinti et al., 2014, Capelli et al., 2012, Arnone G., 1979) e delle manifestazioni gassose (Minissale 2004, Googas 2009, Capelli et al., 2012).

Le sorgenti termali hanno composizione bicarbonato-solfato-calcica, e sono rappresentative di una circolazione all'interno delle rocce carbonatico-evaporitiche che rappresentano il serbatoio geotermico. Le sorgenti termali si rinvergono spesso in prossimità di affioramenti di travertino, la

cui deposizione può essere ancora attuale o può rappresentare una circolazione idrotermale fossile. L'emergenza di queste acque è legata a strutture carbonatiche affioranti (Monte Canino) o sub-affioranti (zona di Viterbo e Tolfa) o a strutture tettoniche: in quest'ultimo caso le acque termali sgorgano dalle vulcaniti. In Figura 23 è riportata la carta dell'uplift dei sedimenti neogenici (in metri); le zone più rialzate si trovano in corrispondenza dei centri vulcanici acidi (Tolfa, Monti Cimini) suggerendo la presenza di intrusioni a bassa densità, mentre in corrispondenza del vulcanismo potassico si assiste a fenomeni di collasso vulcano-tettonico. Confrontando la Figura 22 e la Figura 23 si nota come nelle aree in cui i sedimenti neogenici mostrano un marcato uplift, sono presenti numerose sorgenti termali, suggerendo quindi la presenza di un alto strutturale del substrato carbonatico. La temperatura di emergenza arriva fino a 63°C in corrispondenza della zona termale di Viterbo. Le sorgenti termali sono localizzate solamente in corrispondenza del margine tirrenico dove si ha un elevato flusso di calore.

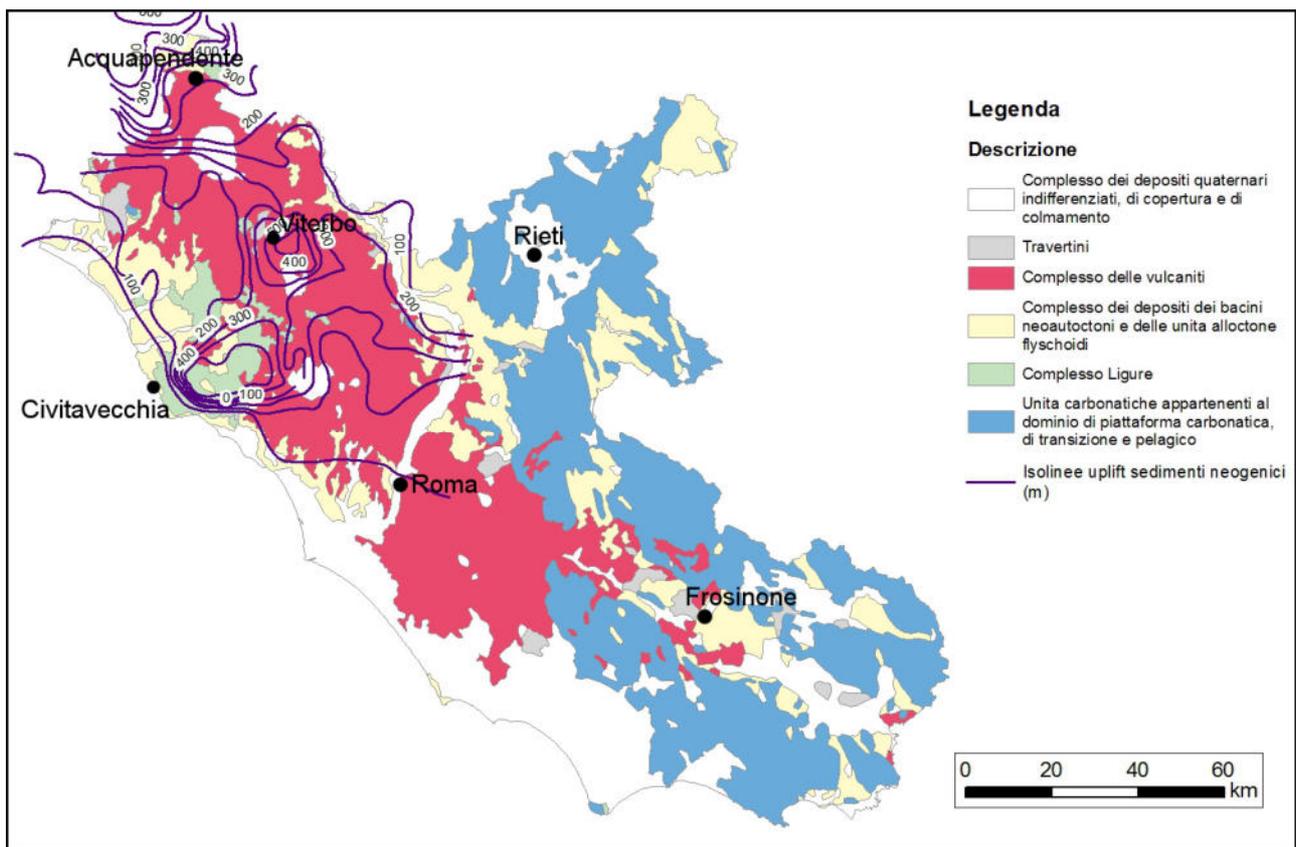


Figura 23 - Carta dei complessi idrogeologici della Regione Lazio (da Boni et al., 1993 e Capelli et al., 2012) e uplift dei sedimenti neogenici (da Barberi et al., 1994).

Caratteristiche geotermiche della Regione Sardegna

La porzione occidentale della Regione Sardegna, da Cagliari a Sassari con andamento circa N-S, è interessata da un'anomalia geotermica positiva, come visto nei capitoli precedenti, in particolare nelle aree del Logudoro, Anglona, Valle del Tirso e Campidano. In queste zone sono presenti numerose sorgenti termali con temperature fino a 75°C. Le ricerche in campo geotermico non sono particolarmente sviluppate nel sottosuolo della Sardegna: si tratta infatti di indagini per lo più superficiali (pozzetti di gradiente, gravimetria, geoelettrica, sismica) e solo tra il 1956 e il 1962 la Società Elettrica Sarda (SES), nell'area di Casteldoria, in Anglona, ha perforato una dozzina di pozzi allo scopo di rinvenire fluidi caldi per la produzione di energia elettrica; il pozzo 8 ha registrato a 1250 metri di profondità 105°C.

Da un punto di vista geologico il territorio sardo può essere suddiviso nelle seguenti unità (Figura 24):

- depositi quaternari alluvionali del graben del Campidano e delle pianure costiere, sono costituiti da conglomerati e da sabbie eoliche;
- basalti intraplacca, rappresentano l'evento magmatico che ha interessato la Sardegna nel Plio-Pleistocene i cui centri vulcanici principali sono Capo Ferrato, Monte Arci, Orosei, Campeda, Montiferro, Logudoro, Gergei, Gesturi, Barisardo; i prodotti eruttati hanno in prevalenza composizione mafica (tholeiiti, hawaiiiti, andesiti). Il complesso vulcanico del Montiferro (400 km²) si colloca all'intersezione tra il rift sardo e faglie orientate NE-SW;
- vulcaniti calc-alcaline, ignimbriti, andesiti, rioliti, tufi di età oligo-miocenica che hanno colmato la fossa sarda;
- rocce sedimentarie dell'Oligocene sup.-Pliocene, rappresentate dai sedimenti (marini e continentali) che colmano i bacini estensionali sul lato occidentale dell'isola (fossa sarda e graben del Campidano); conglomerati, argilliti, arenarie, calcari, calcareniti, marne che possono raggiungere spessori fino a 2000 metri;
- successione vulcano-sedimentaria (Carbonifero-Eocene), caratterizzata da magmatismo alcalino e sedimentazione continentale e marina (Paleozoico) e da sedimentazione marina con evaporiti e carbonati nel periodo Triassico-Cretaceo; si hanno inoltre sedimenti carbonatici e clasto-terrigeni nel Paleocene-Eocene;
- basamento varisico (Cambriano-Carbonifero), costituito da rocce metamorfiche di vario grado e da rocce magmatiche intrusive di composizione granitica (Carbonifero sup.-Permiano), le quali costituiscono da sole quasi un terzo dell'isola.

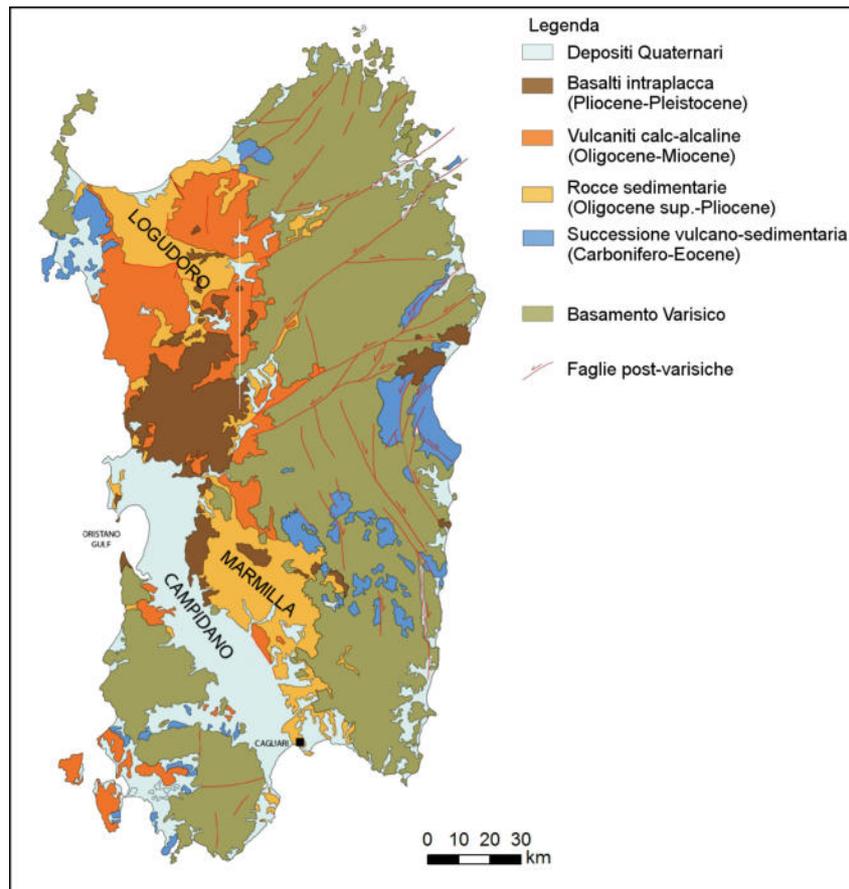


Figura 24 - Carta geologica schematica della Regione Sardegna (modificata da Oggiano et al., 2009).

In Sardegna manca un serbatoio geotermico regionale; la circolazione idrotermale avviene per infiltrazione di acque meteoriche in profondità (1000-2000 metri) lungo faglie e fratture che interessano il basamento paleozoico e successiva risalita lungo strutture tettoniche regionali. In generale la circolazione idrotermale avviene in sistemi a bassa entalpia, con temperature in profondità di 80-110°C.

Da un punto di vista idrogeologico, il complesso varisico costituito prevalentemente da graniti e scisti risulta per lo più impermeabile; i graniti possono tuttavia presentare un pattern di fratture e micro-fratture che possono permettere la formazione di acquiferi locali. I complessi carbonatico-evaporitici paleozoici e mesozoici hanno alta permeabilità e rappresentano acquiferi importanti per fratturazione e carsismo. Le vulcaniti (di tutte le età) i sedimenti arenacei, conglomeratici e siltitici e i depositi quaternari hanno in generale una permeabilità medio-bassa. Da un punto di vista geotermico, possibili serbatoi geotermici possono essere costituiti o dalle sequenze carbonatiche paleozoiche e mesozoiche, se intercalate a scisti impermeabili, o dai graniti paleozoici presenti al di sotto delle coperture terziarie scarsamente permeabili nei graben regionali, se fratturati. Non è per questo possibile riportare come per la Toscana e il Lazio una mappa del tetto del serbatoio geotermico.

I dati termici disponibili riguardanti la Sardegna sono localizzati solamente all'interno della fossa sarda e del graben del Campidano, dove sono presenti pozzetti realizzati per la misura del gradiente geotermico e del flusso di calore, e alcuni pozzi profondi perforati per la ricerca di idrocarburi (Figura 25). Sebbene sia presente un vulcanismo di età plio-pleistocenica, non sono presenti intrusioni di corpi magmatici a bassa profondità tali da poter permettere lo sviluppo di un'anomalia geotermica diffusa, così come avviene in Toscana e nel Lazio. L'anomalia geotermica che interessa la fossa sarda è legata all'assottigliamento crostale dovuto al rifting che ha portato alla formazione di questo importante graben, bordato da faglie dirette con direzioni N-S e NW-SE. I maggiori valori di flusso di calore si hanno nel graben del Campidano e nel bacino del Logudoro (100 mW/m^2). Il gradiente geotermico misurato nel Campidano e nella Marmilla varia da 40 a 85°C/km , mentre risulta leggermente più basso nel Logudoro ($40\text{-}63^\circ\text{C/km}$). I valori misurati sono superiori alla media terrestre (30°C/km) ma non sono tali da permettere la formazione di serbatoi geotermici ad alta entalpia come in Toscana e nel Lazio.

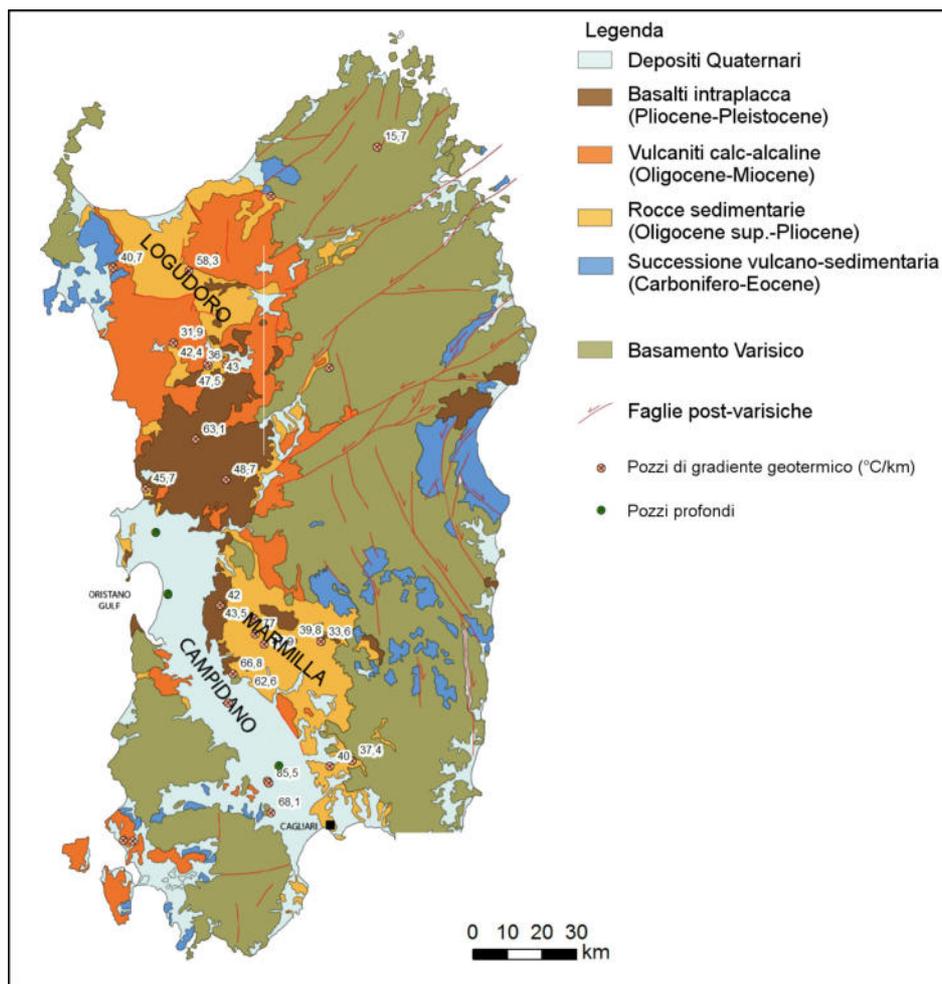


Figura 25 - Carta geologica schematica della Regione Sardegna (modificata da Oggiano et al., 2009) e ubicazione dei pozzetti di misura del gradiente geotermico (di cui è riportato il valore misurato) e dei pozzi profondi (da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988).

L'anomalia geotermica si concentra nella parte settentrionale della fossa sarda (Logudoro-Anglona) e nella parte meridionale del graben del Campidano. La Figura 26 e la Figura 27 mostrano rispettivamente l'andamento delle temperature nel sottosuolo a 1000 e a 2000 metri di profondità. La temperatura massima prevista a 2000 metri di profondità è di 130°C. La presenza di un serbatoio geotermico a questa profondità è legata solamente alla possibilità di rinvenire nel sottosuolo fratture all'interno dei graniti paleozoici.

Le principali manifestazioni termali della Sardegna (Figura 28) si rinvencono in corrispondenza dell'incrocio delle principali direttrici tettoniche, orientate rispettivamente NW-SE e NE-SW e comunque in corrispondenza dei bordi dei graben. Le acque che scaturiscono a temperature maggiori si trovano nella Sardegna settentrionale, nei pressi di Casteldoria (75°C). Da un punto di vista chimico, la composizione delle acque termali varia a seconda delle litologie entro cui scorrono: si rinvencono acque a chimismo bicarbonato-sodico che scaturiscono dalle vulcaniti oligo-mioceniche e acque a chimismo (bicarbonato)-clorurato-sodiche che invece sono legate a circuiti idrogeologici all'interno del basamento paleozoico (rocce metamorfiche e graniti).

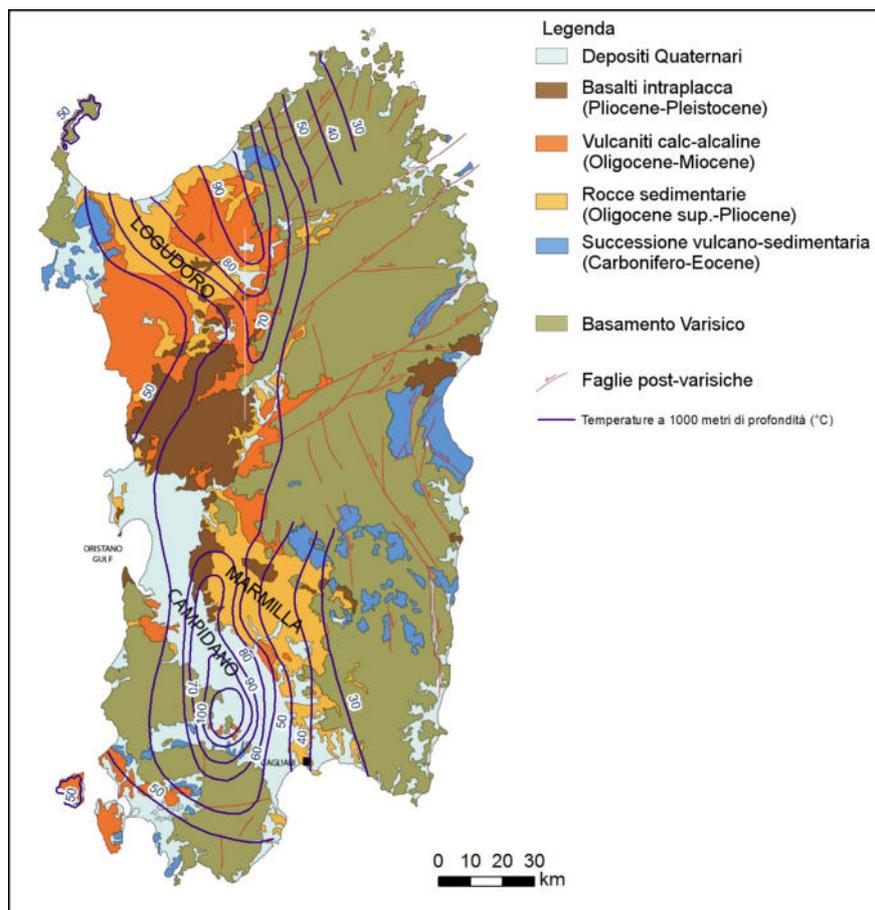


Figura 26 - Carta geologica schematica della Regione Sardegna (modificata da Oggiano et al., 2009) e temperatura a 1000 metri di profondità (da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988).

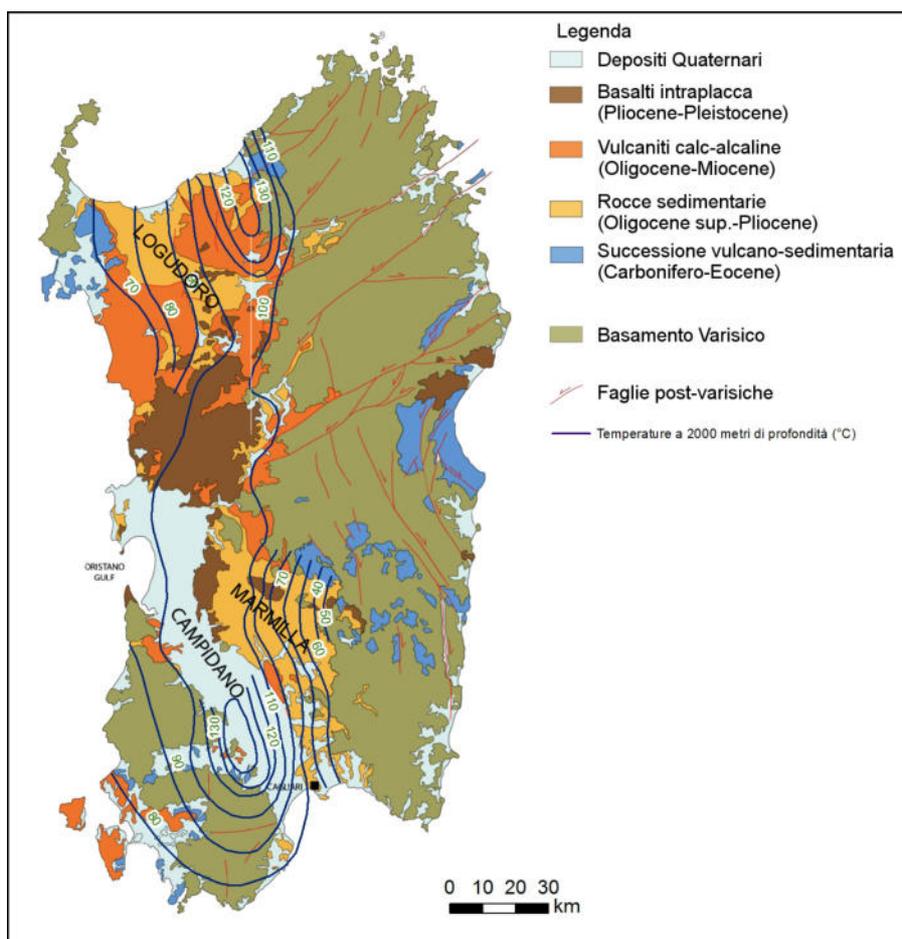


Figura 27 - Carta geologica schematica della Regione Sardegna (modificata da Oggiano et al., 2009) e temperatura a 2000 metri di profondità (da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988).

Nella zona del graben del Campidano, le sorgenti (sia termali che fredde) si dispongono lungo le faglie bordiere del graben; il circuito idrogeologico è legato alle rocce del basamento paleozoico che si trovano ai margini del graben e che rappresentano le zone di ricarica; le acque meteoriche si infiltrano poi in profondità (fino a 2000 metri) al di sotto della successione vulcano-sedimentaria e si arricchiscono in gas (prevalentemente CO₂); le acque termali risalgono poi lungo le strutture regionali che bordano il graben. Queste acque hanno una composizione (bicarbonato)-clorurato-sodica. Un altro gruppo di sorgenti termali si rinviene lungo la valle del Tirso (o graben del Tirso), lungo una struttura regionale con direzione NE-SW (e l'intersezione con una struttura regionale a direzione NW-SE). Questa zona non è interessata da una particolare anomalia geotermica. Le acque termali nella zona del Logudoro sono caratterizzate da una composizione bicarbonato-sodica e scorrono all'interno delle vulcaniti oligo-mioceniche: in questa zona si ha un flusso di calore anomalo paragonabile a quello presente nel graben del Campidano.

E' importante inoltre sottolineare che a più riprese la Sardegna è stata interessata da fenomeni metallogenici che hanno portato alla formazione di molti depositi minerali.

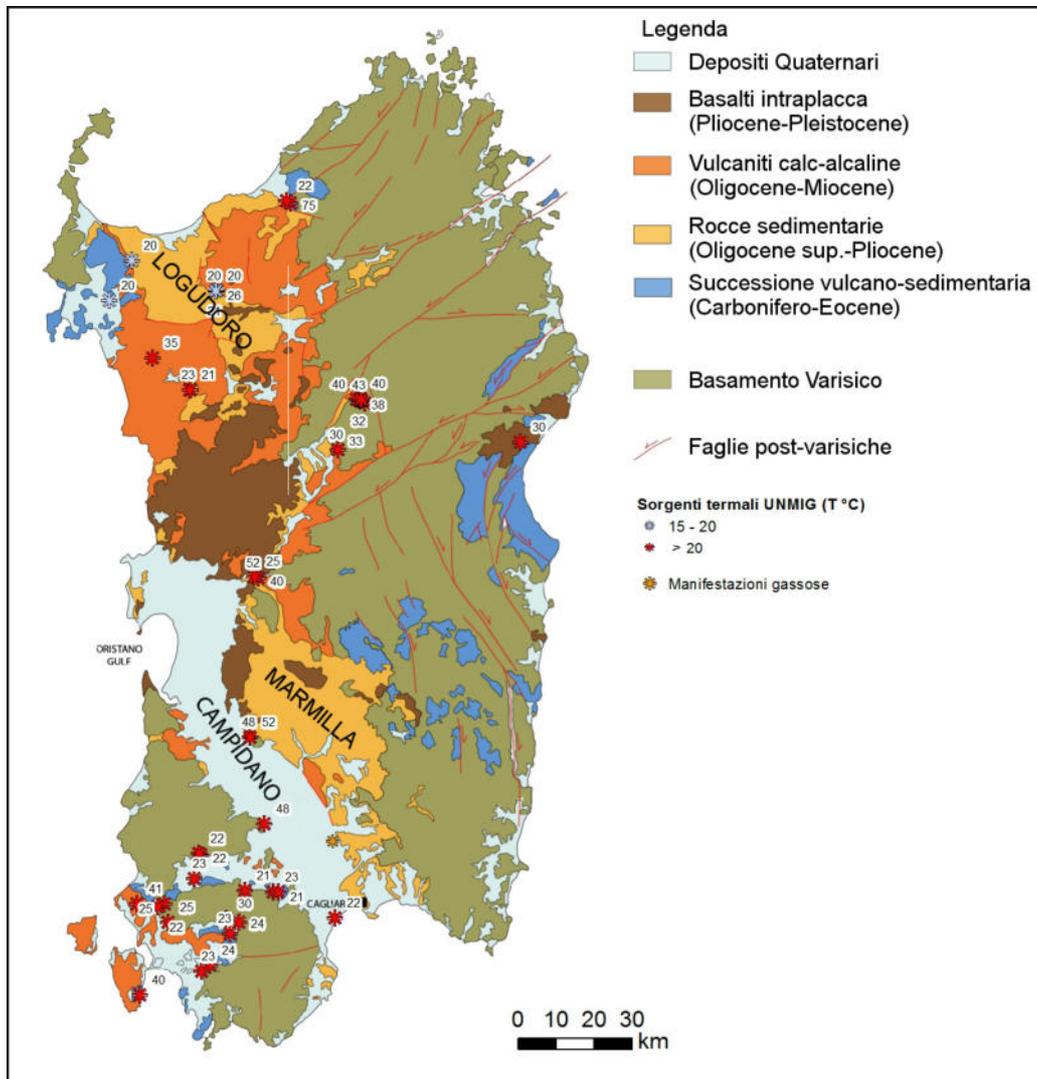


Figura 28 - Carta geologica schematica della Regione Sardegna (modificata da Oggiano et al., 2009) e sorgenti termali (da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988).

Caratteristiche geotermiche di parte della Regione Puglia e parte della Regione Basilicata

Le aree di interesse ricadono all'interno della Fossa Bradanica, posta a cavallo tra le Regioni Puglia e Basilicata. La Fossa Bradanica è un bacino asimmetrico a sedimentazione terrigena, la cui formazione è legata all'azione del carico flessurale prodotto dai processi di subduzione litosferica, ovvero rappresenta la zona in cui la placca apula si inflette a causa del peso della catena stessa creando una depressione strutturale parallela alla catena. All'interno della Fossa Bradanica si sedimentano successioni del Pliocene-Quaternario, con spessori superiori ai 2000 metri, costituiti da torbiditi e argille siltose. Lungo la costa orientale della Puglia affiorano invece le successioni appartenenti all'avampaese apulo, costituite formata da una potente successione di rocce calcareo – dolomitiche di età mesozoica costituenti il Gargano, le Murge e il Salento. L'Unità del Lagonegro rappresenta le unità appenniniche esterne, ed è costituita da una successione bacinale (calcari selciferi, radiolariti, argilliti) dal Triassico all'Oligocene (Figura 29).



Figura 29 - Carta geologica semplificata dell'Appennino meridionale in corrispondenza della Fossa Bradanica (da Lazzari M., 2008).

Il bacino della Fossa Bradanica è interessato nella zona di Matera da un'anomalia geotermica positiva locale (flusso di calore di 80 mW/m^2 , Figura 30), legata alla risalita all'interno delle successioni carbonatiche sepolte al di sotto dei sedimenti di avanfossa, di acque a debole termalità ($20\text{-}21^\circ\text{C}$) che si infiltrano fino a notevoli profondità. Non sono presenti nella zona manifestazioni termali, essendo questa zona legata per lo più ad infiltrazione di acque fredde meteoriche dai vasti

affioramenti carbonatici che circondano la fossa. La zona è infatti interessata da un gradiente geotermico prossimo alla media (circa $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Questi dati sono supportati dalle carte delle temperature a 1000 (Figura 31), 2000 (Figura 32) e 3000 (Figura 33) metri di profondità.

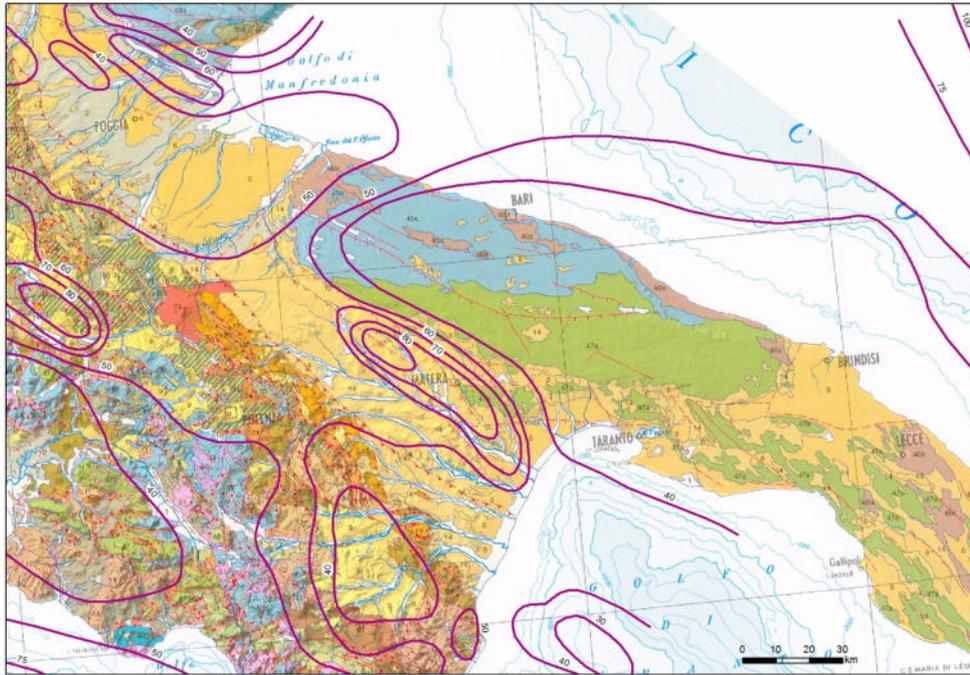


Figura 30 Carta geologica dell'Appennino meridionale (APAT, 2004) e flusso di calore (isolinee in mW/m^2 , da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988)

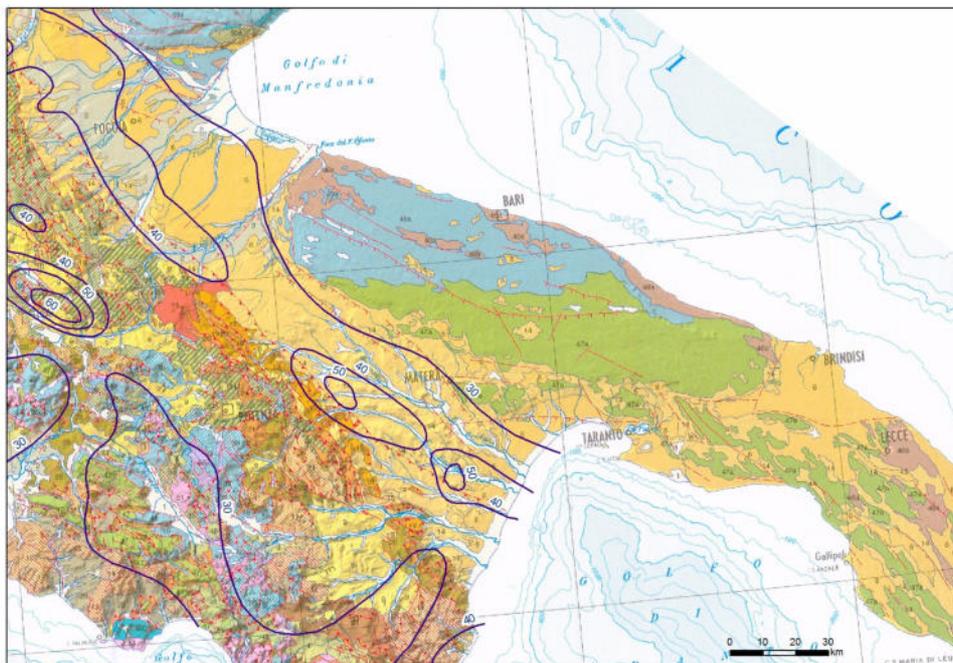


Figura 31 - Carta geologica dell'Appennino meridionale (APAT, 2004) temperature a 1000 metri di profondità (isolinee in $^{\circ}\text{C}$, da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988)

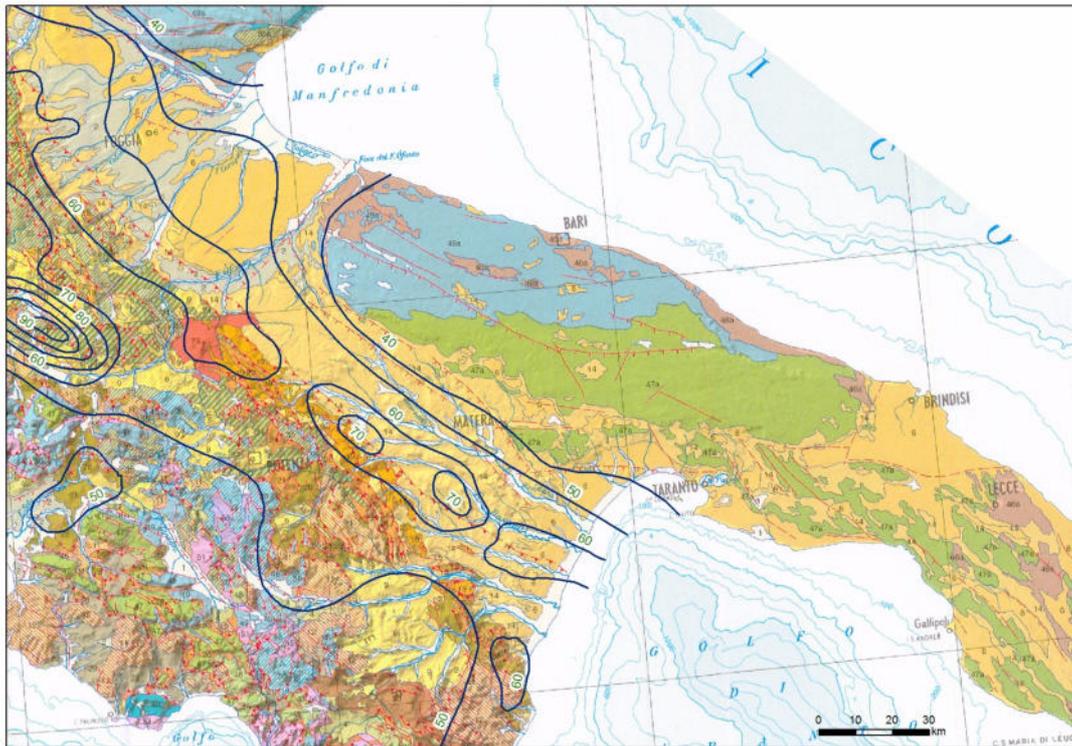


Figura 32 - Carta geologica dell'Appennino meridionale (APAT, 2004) temperature a 2000 metri di profondità (isolinee in °C, da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988)

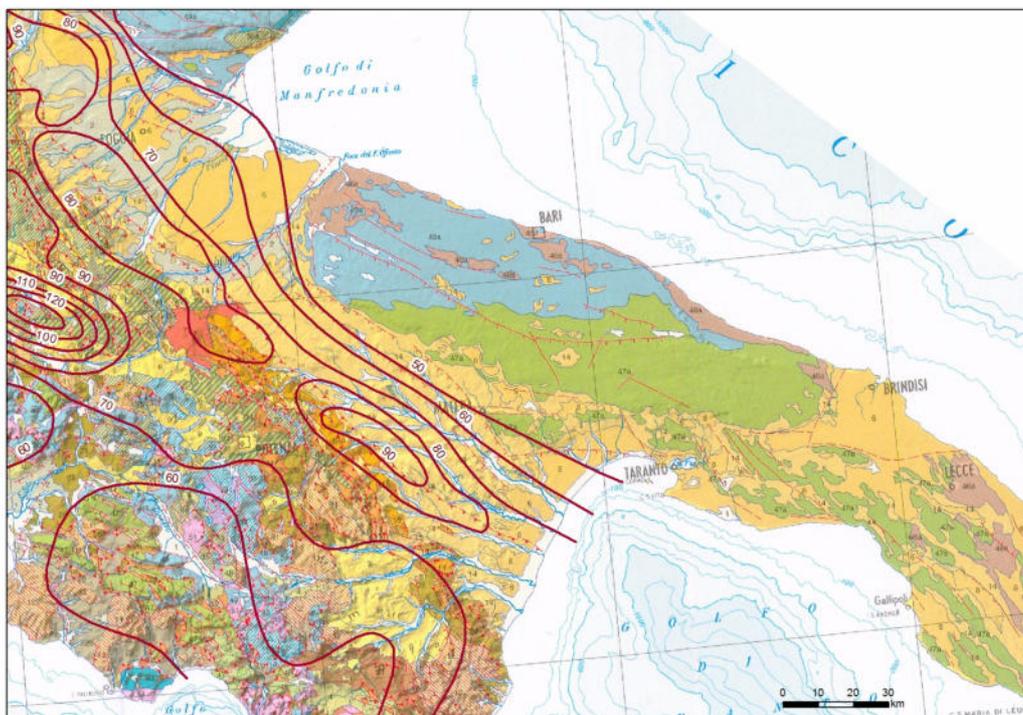


Figura 33 - Carta geologica dell'Appennino meridionale (APAT, 2004) temperature a 3000 metri di profondità (isolinee in °C, da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988)

In corrispondenza degli affioramenti carbonatici della piattaforma apula la temperatura si mantiene inferiore ai 50°C fino ad alte profondità con un gradiente geotermico di fatto inferiore alla media terrestre, mentre in corrispondenza della Fossa Bradanica si ha un aumento della temperatura di circa 30°C/km, che porta ad avere temperature massime di 90°C a 3000 metri di profondità nelle vicinanze di Matera (dove si riscontrano i più alti valori di heat-flow).

In generale l'intera area non è interessata da un'anomalia geotermica positiva a causa del contesto geodinamico in cui si trova, non essendo presente una fonte di calore a debole profondità che permetta la formazione di sistemi idrotermali a profondità economicamente interessanti e a causa dell'elevata infiltrazione di acque meteoriche fredde dai rilievi carbonatici.

Caratterizzazione geotermica delle aree di interesse

Nei successivi paragrafi si procederà alla descrizione geotermica delle singole aree di interesse o di gruppi di aree geotermicamente affini. Per ciascuna area o gruppo di aree sarà quindi descritta l'anomalia geotermica presente, la presenza o meno di una risorsa a profondità economicamente interessanti e il tipo di risorsa presente.

- Regione Toscana: sono presenti tre aree, delle quali una localizzata in provincia di Pisa, una in provincia di Grosseto e una in provincia di Siena.
- Regione Lazio: sono presenti 34 aree, delle quali 33 sono localizzate in provincia di Viterbo e una a cavallo tra le province di Roma e Viterbo.
- Regione Sardegna: sono presenti 22 aree, distribuite nelle province di Cagliari, Medio Campidano, Oristano e Ogliastra.
- Regioni Puglia e Basilicata: sono presenti 40 aree, distribuite tra le province di Matera, Bari, Potenza, Taranto, Lecce e Foggia, alcune delle quali ricadono a metà tra le due regioni.

Area PI-3

L'area PI-3 (Figura 34) si trova in Toscana all'interno del bacino del Tora-Fine in provincia di Pisa. Il bacino del Tora-Fine è un bacino estensionale delimitato da faglie dirette ad orientazione appenninica (NW-SE) di età mio-pliocenica (Figura 35). Il bacino è delimitato ad ovest dai rilievi dei Monti Livornesi, ad est dalla dorsale Casciana Terme-Orciatico e a nord e a sud da due importanti lineazioni tettoniche trasversali (NE-SW): la linea Livorno-Pistoia a nord e il bacino del fiume Cecina a sud. Nel bacino del Tora-Fine affiorano i sedimenti legati al ciclo del neoautoctono mentre sui rilievi circostanti affiorano le Unità Liguri (Figura 36). La Falda Toscana affiora nei pressi di Casciana Terme a NE e a Quercianella ad ovest. Come tutta la Toscana meridionale anche questa zona è stata interessata da uplift nella parte superiore del Pliocene.

La zona è interessata da un'anomalia geotermica positiva, legata alla vicinanza con il margine tirrenico e all'assottigliamento crostale dovuto all'estensione che interessa la zona interna dell'Appennino settentrionale dal mio-pliocene. Il flusso di calore è di circa 100 mW/m^2 e il gradiente geotermico è di circa $60\text{-}65^\circ\text{C/km}$ (misura nei pozzi Solvay di Rosignano, posti a circa 10 km di distanza dall'area in esame in direzione SW). Sui Monti Livornesi nelle vicinanze di Gabbro e di Nibbiaia sono presenti delle sorgenti a debole termalità ($20\text{-}24^\circ\text{C}$), legate alla circolazione di acque meteoriche in profondità all'interno delle ofioliti fratturate qui affioranti. Altre manifestazioni termali si trovano a Casciana Terme posta a circa 11 km a NE dell'area in esame. Il tetto del serbatoio geotermico (ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988) in corrispondenza dell'area PI-3 si trova tra i -1800 e i -2000 metri (s.l.m.), e risale con un forte gradiente orizzontale a profondità minori a mano a mano che ci si allontana dal depocentro del bacino. Non vi sono nella zona dati di sottosuolo diretti, ma sulla base delle conoscenze dei bacini estensionali della Toscana meridionale si possono fare alcune considerazioni:

- al di sotto delle successioni neogeniche che colmano il bacino del Tora-Fine sono presenti le Unità Liguri, in continuità con gli affioramenti presenti sui Monti Livornesi e sulla dorsale di Casciana Terme; entrambe le unità costituiscono la copertura impermeabile del serbatoio geotermico;
- al di sotto delle Unità Liguri si trova il serbatoio geotermico regionale: sulla base delle conoscenze relative agli altri bacini della Toscana meridionale si suppone che l'unica formazione appartenente alla Falda Toscana qui presente sia il Calcere Cavernoso (assetto a "serie ridotta");
- il bacino è interessato da un'intensa anomalia gravimetrica negativa legata all'elevato spessore di sedimenti neogenici a bassa densità che lo colmano: il minimo gravimetrico è

posto leggermente più a nord rispetto alla zona più ribassata individuata sul tetto del serbatoio geotermico;

- sulla base della profondità del tetto del serbatoio e sulle misure di gradiente geotermico si stima una temperatura al tetto del serbatoio compresa tra i 100 e i 150°C.

Sulla base delle precedenti considerazioni si può concludere che in corrispondenza dell'area PI-3 è presente a profondità di circa 2000 metri un serbatoio regionale con temperature che potrebbero permettere uno sfruttamento industriale del calore ivi presente. Questo interesse è evidenziato dalla presenza immediatamente ad ovest del perimetro individuato, del permesso di ricerca denominato "Rosignano" della società Iterna, volto al reperimento di fluidi a media entalpia per la produzione di energia elettrica tramite centrali a ciclo binario. Si sottolinea inoltre la presenza, ad est dell'area, di una mineralizzazione a ferro e rame un tempo sfruttata.

In corrispondenza dell'area PI-3 è presente una risorsa geotermica presunta di bassa temperatura. Non esistono dati diretti o indiretti relativi all'esistenza o meno di un serbatoio geotermico superficiale. Potrebbe essere presente il serbatoio geotermico regionale a profondità di 1600 - 2000 metri.

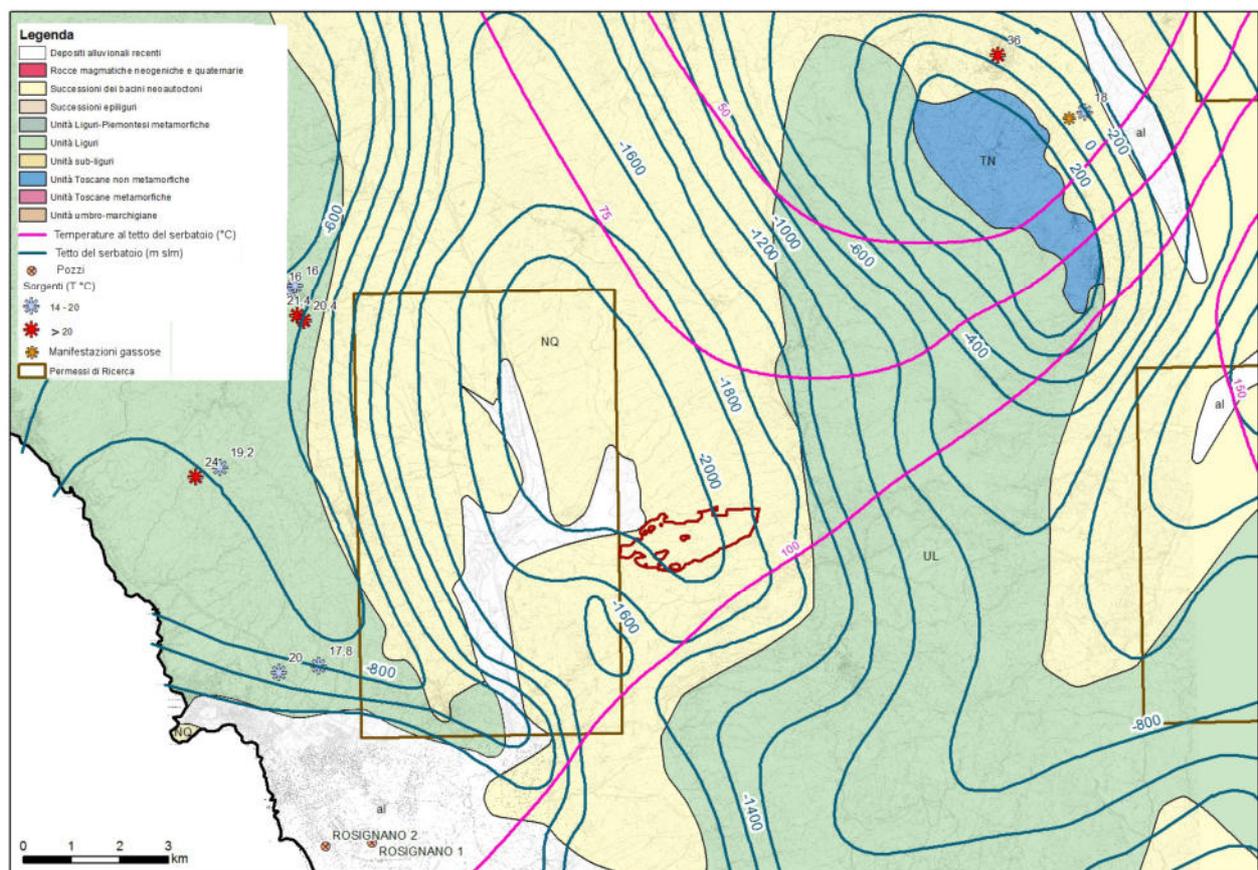


Figura 34 - Area PI-3 e principali dati geotermici.

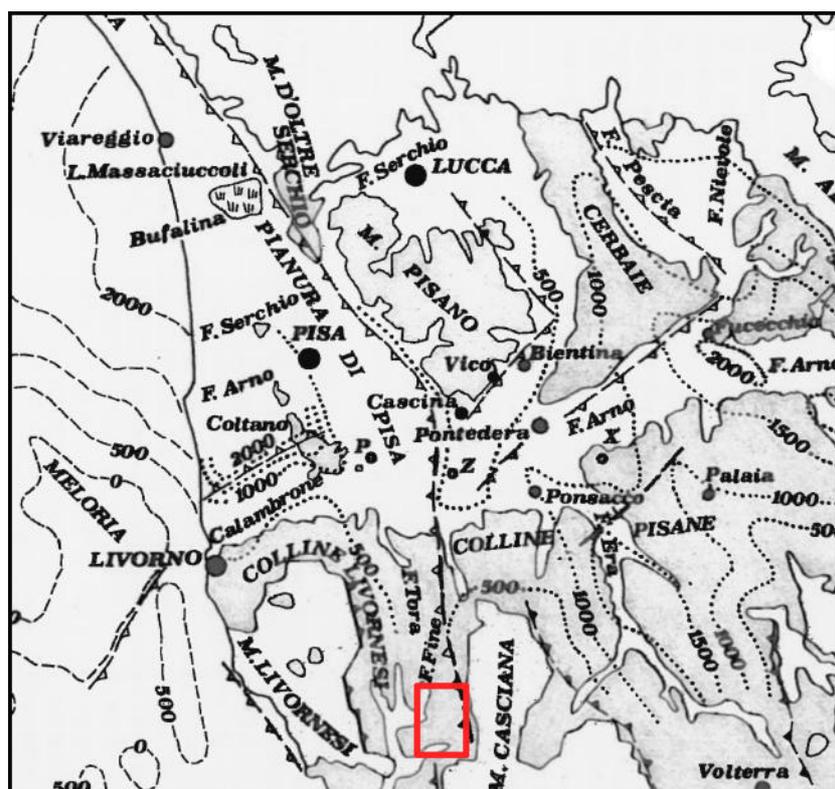


Figura 35 - Carta geologica schematica dell'area PI-3 (da Mazzanti R., 2000). I simboli con i dentini indicano le principali faglie distensive.

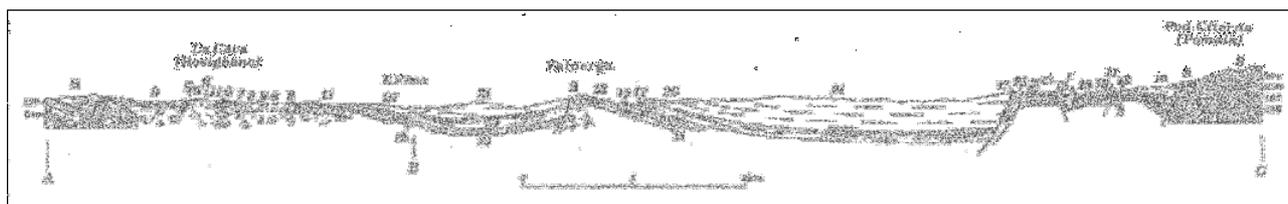


Figura 36 - Sezione schematica della parte meridionale della val di Fine, nella quale si evidenziano ad ovest e ad est gli alti strutturali rappresentati dagli affioramenti delle Unità Liguri (da Bossio et al., 1999). S, substrato pre-neogenico; i numeri indicano le varie formazioni del Miocene, Pliocene e Quaternario.

Area GR-2

L'area GR-2 (Figura 37) si trova in Toscana in provincia di Grosseto, nei pressi dell'abitato di Campagnatico, all'interno del bacino di Cinigiano-Baccinello. Il bacino di Cinigiano è uno dei bacini estensionali neogenici che caratterizzano la Toscana meridionale; ha un andamento circa NNE-SSW ed è solcato dal fiume Ombrone (Figura 38). Il bacino è delimitato ad est dalla dorsale Monticiano-Monti Leoni e ad ovest dalla dorsale Monte Aquilaia-Semproniano, a sud il bacino chiude contro i rilievi di Scansano: tutti questi rilievi sono caratterizzati dalla presenza in affioramento delle unità toscane; in corrispondenza dei Monti Leoni affiorano anche le unità toscane metamorfiche le quali si trovano a contatto con le Unità Liguri ("serie ridotta", Figura 39). L'area si colloca nella porzione meridionale di un alto strutturale in cui affiorano sia le Unità Liguri che le Unità Toscane (rappresentate dalla formazione del Macigno, che parzialmente affiora all'interno del perimetro dell'area GR-2), e i sedimenti alluvionali recenti del fiume Ombrone. Nel bacino affiorano per lo più i sedimenti di età miocenica. Anche questa area è stata sollevata nel Pliocene sup., come dimostrato dalle quote dei sedimenti neogenici (da + 100 a + 300 metri s.l.m.).

Nel suo insieme l'area si colloca ad ovest del Monte Amiata ed è stata investigata in passato con la perforazione di alcuni pozzetti geotermici (tra i 7 e i 15 km di distanza dall'area GR-2 in direzione est e sud-est) per verificare la prosecuzione verso ovest dell'anomalia geotermica del Monte Amiata. Trovandosi in una posizione molto vicina agli affioramenti della Falda Toscana, il gradiente geotermico risulta parzialmente "depresso" rispetto agli alti gradienti misurati nella zona amiatina, ma i valori stimati in prossimità dell'area in esame sono comunque dell'ordine dei 75°C/km. Il gradiente diminuisce a 50°C spostandoci verso nord e verso est. Il flusso di calore nell'area interessata è inferiore ai 100 mW/m². Non vi sono dati di sottosuolo diretti, ma sulla base della ricostruzione riportata in Figura 37 (ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988) il serbatoio geotermico dovrebbe trovarsi a profondità comprese tra i - 600 e i - 800 metri (s.l.m.). Le temperature attese all'interno del serbatoio geotermico sono stimate tra i 75 e i 100°C. Non sono presenti nelle immediate vicinanze dell'area di studio sorgenti e manifestazioni termali, non essendo presenti in affioramento le unità rappresentative del serbatoio geotermico regionale; le sorgenti termali più vicine si trovano presso Roselle (13 km in direzione SW, 37°C).

Sulla base delle considerazioni effettuate in precedenza si può concludere che in corrispondenza dell'area GR-2 il serbatoio geotermico regionale si troverebbe a una profondità inferiore ai 1000 metri e con temperature comprese tra i 75 e i 100°C: la profondità e la temperatura stimate fanno supporre che in questa zona non dovrebbero esserci i presupposti per un eventuale interesse industriale di sfruttamento dei fluidi per la produzione di energia elettrica, ma potrebbero

essere invece interessanti per altri usi diretti del calore. L'area GR-2 ricade per intero all'interno del permesso di ricerca per risorse geotermiche denominato "Cinigiano" di proprietà della società "Gesto": il programma dei lavori prevede il rinvenimento di fluidi nel serbatoio geotermico regionale posto a profondità comprese tra 1000 e 1800 metri dal piano campagna con temperature previste di 100 - 150°C; sulla base di queste dichiarazioni è possibile che l'interesse della società sia rivolto alla parte centrale del bacino di Cinigiano, dove il serbatoio geotermico si trova a profondità maggiori e risulta quindi interessato da temperature più alte.

La risorsa geotermica relativa all'area GR-2 è una risorsa presunta di bassa temperatura. Non esistono dati diretti (pozzi) nell'area in esame, che permettano una conoscenza diretta della stratigrafia e delle temperature nel sottosuolo.

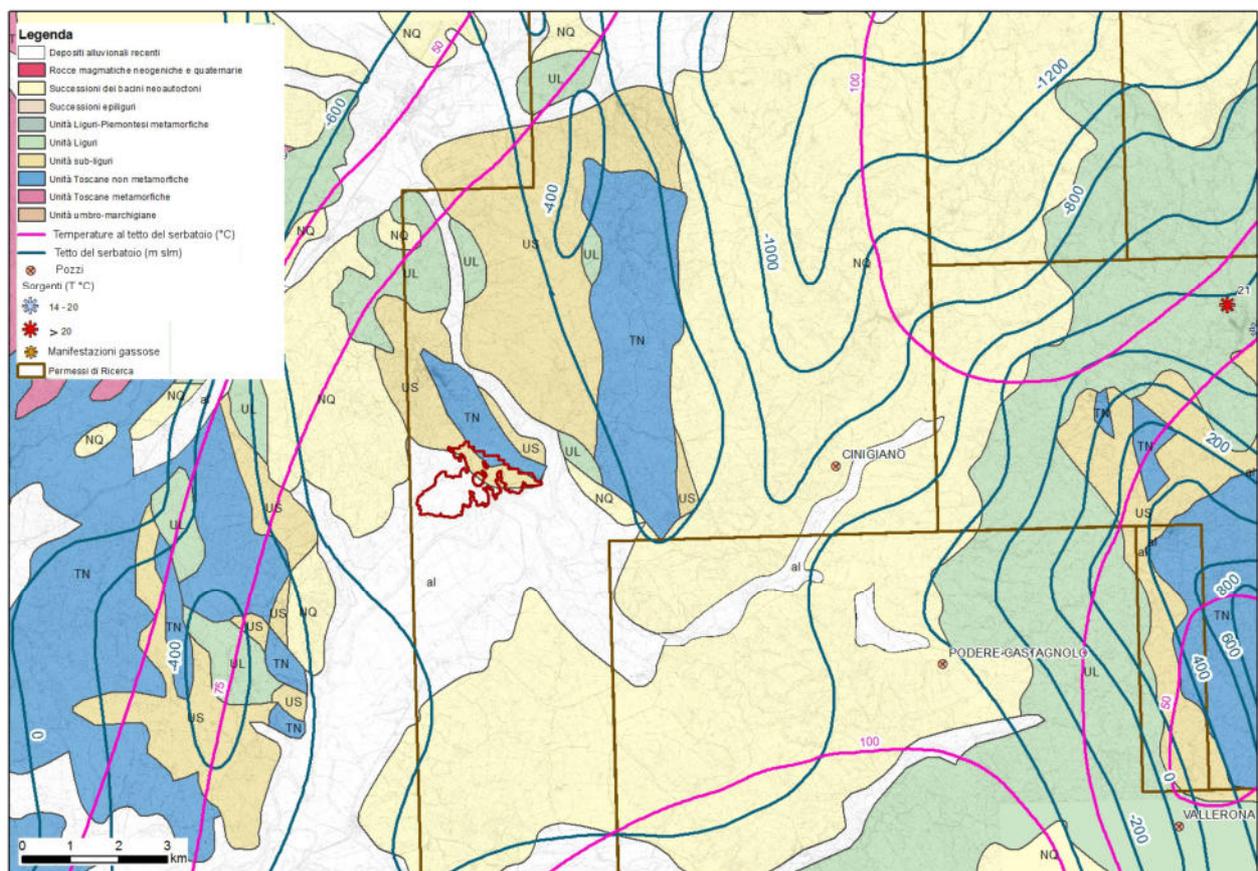


Figura 37 - Area GR-2 e principali dati geotermici.

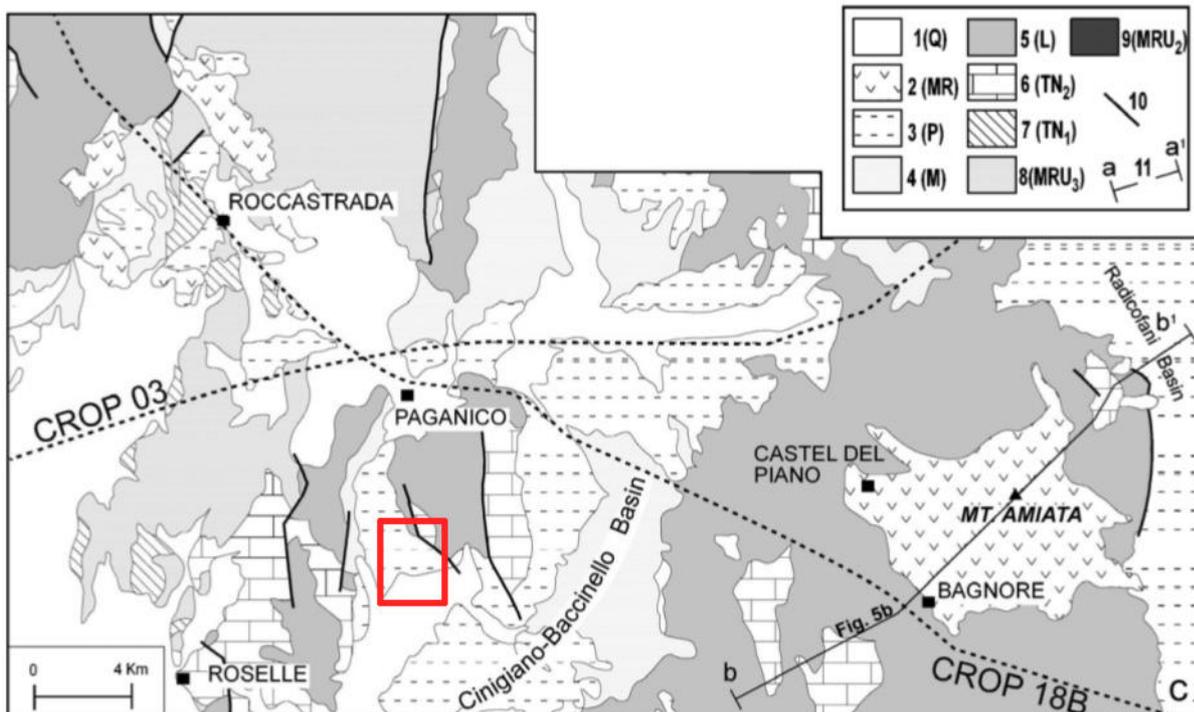


Figura 38 - Carta geologica schematica del bacino di Cinigiano (da Brogi et al., 2005). Q, quaternario; MR, rocce magmatiche; P, sedimenti Pliocene; M, sedimenti Miocene; L, Unità Liguri; TN2 e TN1, Falda Toscana, MRU2 e MRU3, Falda Toscana metamorfica.

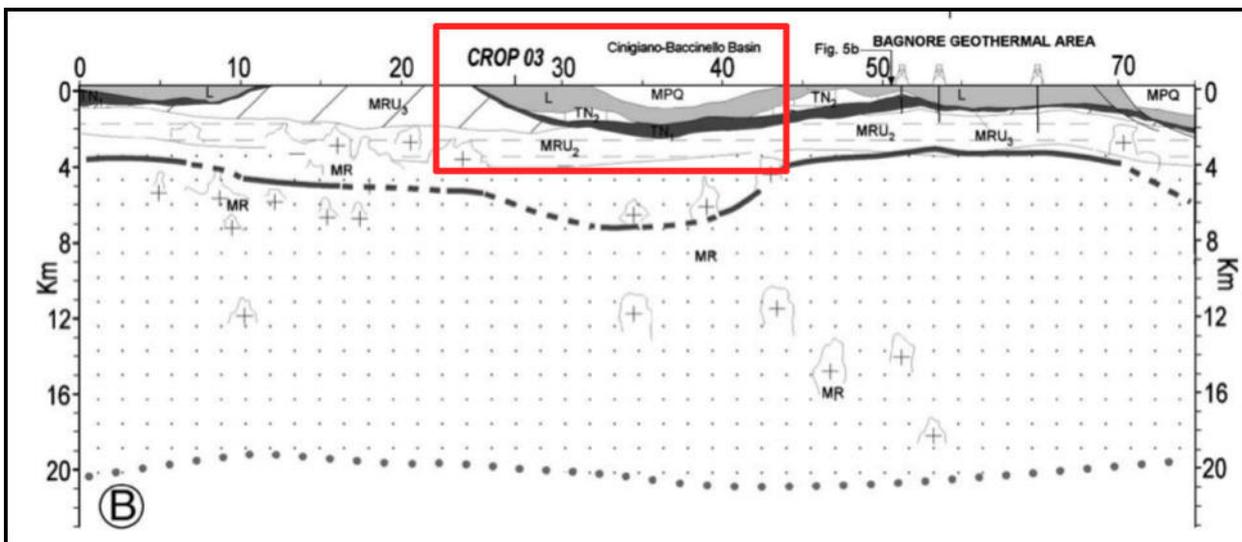


Figura 39 - Profilo sismico CROP18B passante dal bacino di Cinigiano (da Brogi et al., 2005). MPQ, sedimenti Miocene, Pliocene, Quaternario; L, Unità Liguri; TN2 e TN1, Falda Toscana, MRU, Falda Toscana Metamorfica.

Area SI-5

L'area SI-5 (Figura 40) si trova in Toscana in provincia di Siena. L'area è ubicata al margine orientale del bacino di Siena, un'ampia depressione strutturale che assieme al bacino di Radicofani, forma una struttura allungata in direzione NW-SE che si estende dai Monti del Chianti a nord fino al Lazio a sud. Ad est il bacino di Siena è bordato dalla dorsale Rapolano-Monte Cetona-Torre Alfina, ad ovest dalla dorsale medio-toscana. Il bacino di Siena-Radicofani è stato nel mio-pliocene sede di un'importante sedimentazione continentale e marina con spessori che possono superare i 2000 metri. L'area SI-5 è localizzata ai margini della dorsale Rapolano-Monte Cetona in corrispondenza della quale affiorano tutte le formazioni appartenenti alla Falda Toscana. Il bordo orientale del bacino di Siena è delimitato dalla faglia di Rapolano (in prossimità dell'abitato di Rapolano Terme a circa 20 km a nord dall'area, Figura 41), struttura tettonica distensiva che ha guidato l'estensione del bacino, la quale prosegue verso sud riaffiorando in corrispondenza del Monte Cetona. Lungo la faglia di Rapolano, dove questa è interessata da strutture tettoniche trasversali di età quaternaria (orientate NE-SW), si ha deposizione di travertino ed emergenza di acque termali, con temperature fino a 38°C (Figura 42).

L'area si colloca in corrispondenza di depositi del ciclo pliocenico e in prossimità dell'affioramento di rocce appartenenti alla Falda Toscana, in particolare alle formazioni che, per fratturazione, costituiscono dove presenti nel sottosuolo il serbatoio geotermico regionale assieme al Calcere Cavernoso (Calcere Massiccio, Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta). Questi piccoli affioramenti non sono altro che la prosecuzione verso ovest dell'affioramento più importante lungo la dorsale Rapolano-Monte Cetona: in tutta la zona le formazioni appartenenti alla Falda Toscana sono sub-affioranti al di sotto di una esigua coltre di sedimenti neogenici (Figura 40, ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988). Il serbatoio si approfondisce poi verso ovest all'interno del bacino. L'area è interessata da un flusso di calore anomalo con valori compresi tra 50 e 100 mW/m² e un gradiente geotermico compreso tra i 40 e i 50°C/km: le formazioni appartenenti alla Falda Toscana presenti in affioramento sono sede di infiltrazione di acque meteoriche. Le temperature attese nel serbatoio non dovrebbero superare i 50°C nella parte sepolta nei dintorni dell'area. Si sottolinea la presenza a circa 4 km a NW dell'area SI-5 di una sorgente termale con temperatura di 27°C captata da un agriturismo.

Sulla base di queste considerazioni si può concludere che l'area SI-5, trovandosi in una posizione in cui le rocce appartenenti al serbatoio geotermico sono sub-affioranti e in cui le temperature massime previste non dovrebbero superare i 50°C, non risulta interessante da un punto di vista industriale per la produzione di energia elettrica dai fluidi presenti nel primo serbatoio, ma

potrebbe essere interessante per usi diretti dei fluidi a bassa entalpia qui presenti, come testimoniato dall'agriturismo sorto nelle vicinanze di una scaturigine a 27°C. Nelle immediate vicinanze dell'area, ad est e a sud, sono presenti dei permessi di ricerca e delle istanze di permesso di ricerca per risorse geotermiche: non di tutte è stato possibile reperire la documentazione. Nelle istanze reperite l'obiettivo minerario è il rinvenimento di fluidi caldi all'interno del serbatoio geotermico regionale, posto in queste zone a profondità maggiori.

La risorsa geotermica relativa all'area SI-5 è una risorsa presunta di bassa temperatura. Il serbatoio carbonatico regionale è affiorante. Non esistono dati diretti (pozzi) nell'area in esame, che permettano una conoscenza diretta della stratigrafia e delle temperature nel sottosuolo.

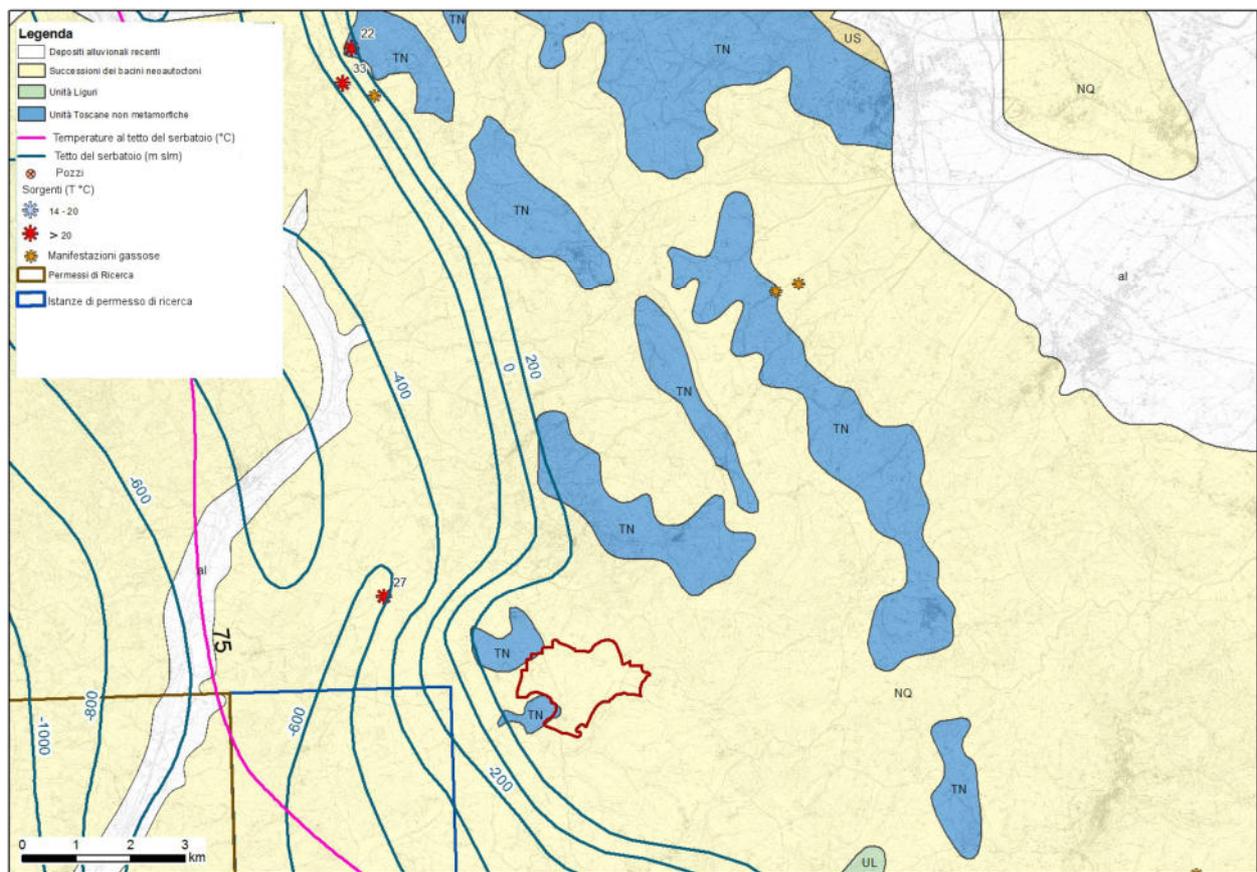


Figura 40 - Area SI-5 e principali dati geotermici.

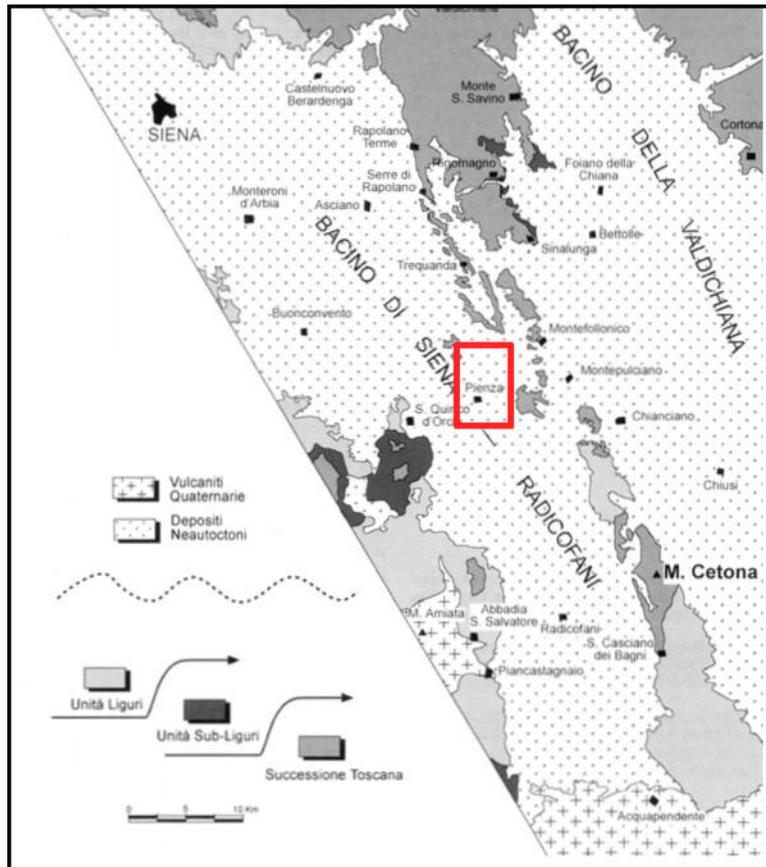


Figura 41 - Carta geologica schematica in corrispondenza dell'area SI-5 (da Aque e Brogi, 2002).

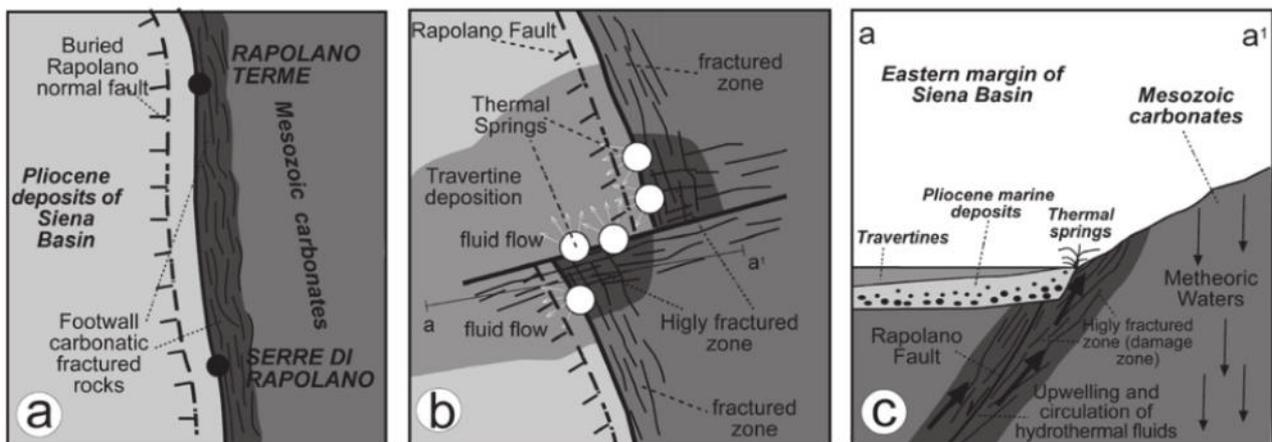


Figura 42 - Schema della circolazione idrotermale in corrispondenza di Rapolano Terme (da Brogi, 2004).

Area VT-35

L'area VT-35 (Figura 43) è ubicata nel Lazio, in provincia di Viterbo, al confine con la regione Toscana. L'area si colloca all'interno del bacino di Radicofani, importante struttura estensionale di età mio-pliocenica, compresa tra la dorsale Monte Amiata-Castell'Azzara a ovest e la dorsale Monte Cetona-Torre Alfina a est (Figura 44). Il bacino è orientato all'incirca in direzione NW-SE e nel depocentro è stato stimato uno spessore dei sedimenti neogenici di circa 2500 metri (il pozzo Radicofani1 situato a circa 8 km dell'area di interesse) ha perforato 2000 metri di sedimenti neogenici senza toccare il sottostante substrato). A sud il bacino di Radicofani confluisce assieme al bacino della Valdichiana nel bacino del fiume Tevere. Nelle immediate vicinanze dell'area sono presenti in affioramento due grandi complessi magmatici: il Monte Amiata (circa 11 km a NW) e il complesso magmatico vulsino (a meno di 4 km a sud). Il bacino di Radicofani è stato densamente investigato tramite prospezioni sismiche negli anni '80 da parte di AGIP-FINA per la ricerca di idrocarburi, le quali hanno permesso di individuare al di sotto della spessa coltre di sedimenti neogenici, la presenza delle unità liguri, e al di sotto il serbatoio geotermico regionale, costituito solamente dal Calcere Cavernoso ("serie ridotta", Figura 45). La strutturazione del bacino di Radicofani è ha horst e graben, con gli horst (alti strutturali) costituiti dalle dorsali che lo bordano e il graben che è rappresentato dal bacino stesso. Sugli alti strutturali si rinviene la serie toscana completa, la quale risulta invece delaminata ("serie ridotta") all'interno del bacino. Sul lato orientale del bacino in corrispondenza degli affioramenti di Falda Toscana del Monte Cetona è riconosciuta una scarpata di faglia diretta immergente verso il centro del bacino il cui rigetto complessivo è stimato in oltre 2000 metri. L'evoluzione del bacino di Radicofani è da ricondurre a quella di un semigraben bordato da faglie dirette a geometria listrica; i sedimenti che lo colmano poggiano in discordanza sul substrato pre-neogenico.

L'area VT-35 si trova in un'area interessata da un'anomalia geotermica positiva, trovandosi a meno di 3 km a SE dalla concessione di coltivazione della società ENEL Green Power di Piancastagnaio. L'area è interessata da un flusso di calore compreso tra i 100 e i 150 mW/m² e un gradiente geotermico compreso tra i 50 e i 75°C/km. L'anomalia geotermica è da relazionare all'intrusione granitica al di sotto della regione amiatina, ed in parte ai sistemi magmatici dei vulcani del complesso vulsino. Non vi sono nelle immediate vicinanze dell'area VT-35 manifestazioni termali, trovandosi il serbatoio geotermico in questa zona a notevole profondità (tra i -1600 e i - 2000 metri s.l.m.) e non essendo l'area posta nelle vicinanze di alcun lineamento tettonico importante. Le temperature al tetto del serbatoio geotermico sono stimate attorno ai 150°C ma potrebbero essere anche superiori.

Sulla base di queste considerazioni possiamo affermare che nell'area VT-35 è presente una risorsa a medio-alta entalpia all'interno del serbatoio geotermico regionale posto a profondità comprese tra i - 1600 e i - 2000 metri, che potrebbe essere interessante per uno sfruttamento industriale e la produzione di energia elettrica. Si esclude la possibilità che nell'area siano presenti risorse geotermiche più superficiali, essendo presenti spessori notevoli di sedimenti impermeabili. L'interesse geotermico che quest'area riveste è testimoniato dalla presenza di numerosi permessi di ricerca e di istanze attorno all'area in esame. L'area stessa ricade all'interno dell'istanza denominata "Ponte Rigo" della società Iterna in concorrenza con l'istanza "Centeno" della società Sorgenia Geothermal e in parte all'interno del perimetro del permesso di ricerca "Montorio" sempre della società Sorgenia Geothermal, entrambi richiesti per la ricerca e l'eventuale sfruttamento dei fluidi rinvenuti all'interno del serbatoio geotermico regionale per la produzione di energia elettrica. Nelle zone limitrofe sono inoltre presenti altri permessi di ricerca a coprire l'intera anomalia geotermica positiva che interessa la regione amiatina, a riprova dell'elevato interesse industriale per questa zona geotermica.

L'area VT-35 è sede di una risorsa geotermica presunta di medio-alta temperatura.

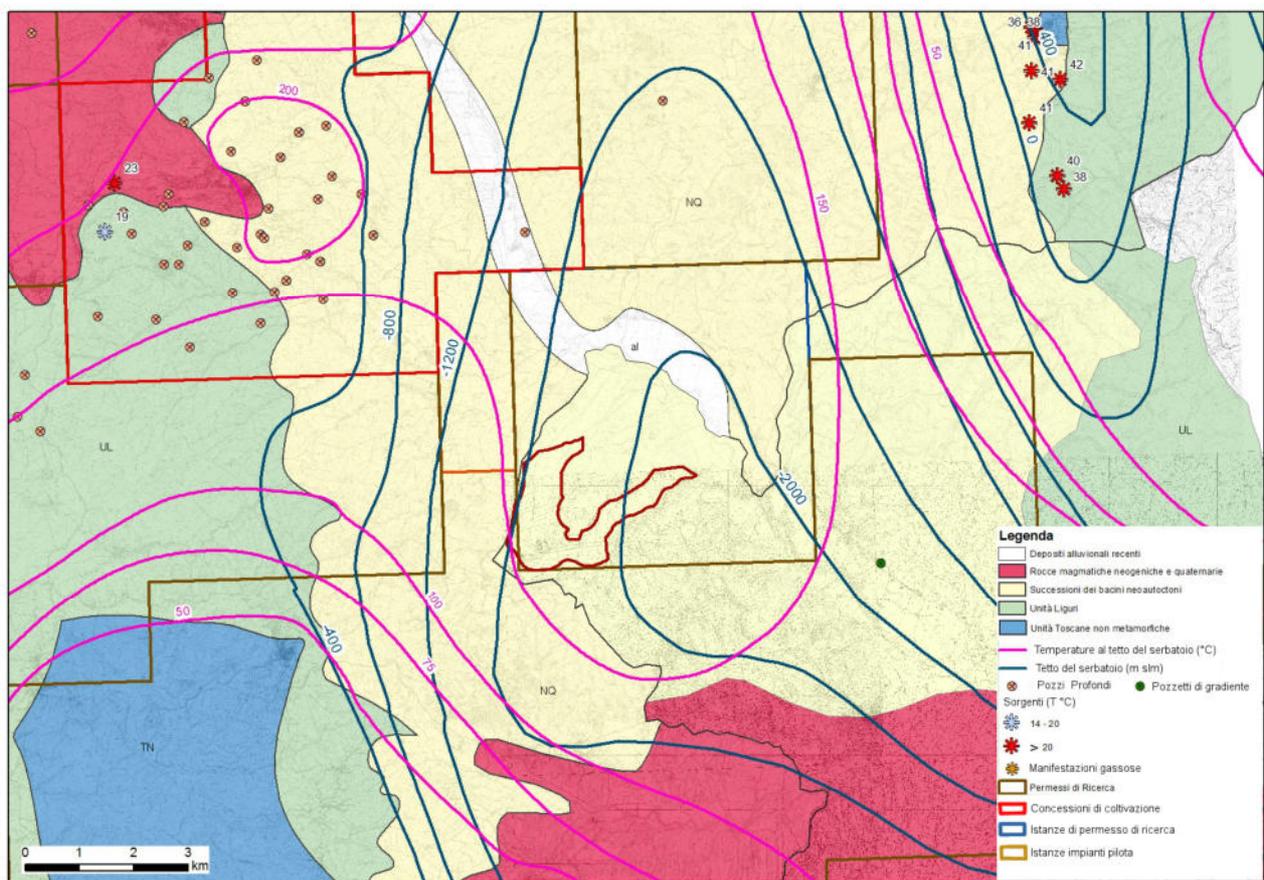


Figura 43 - Area VT-35 e principali dati geotermici.

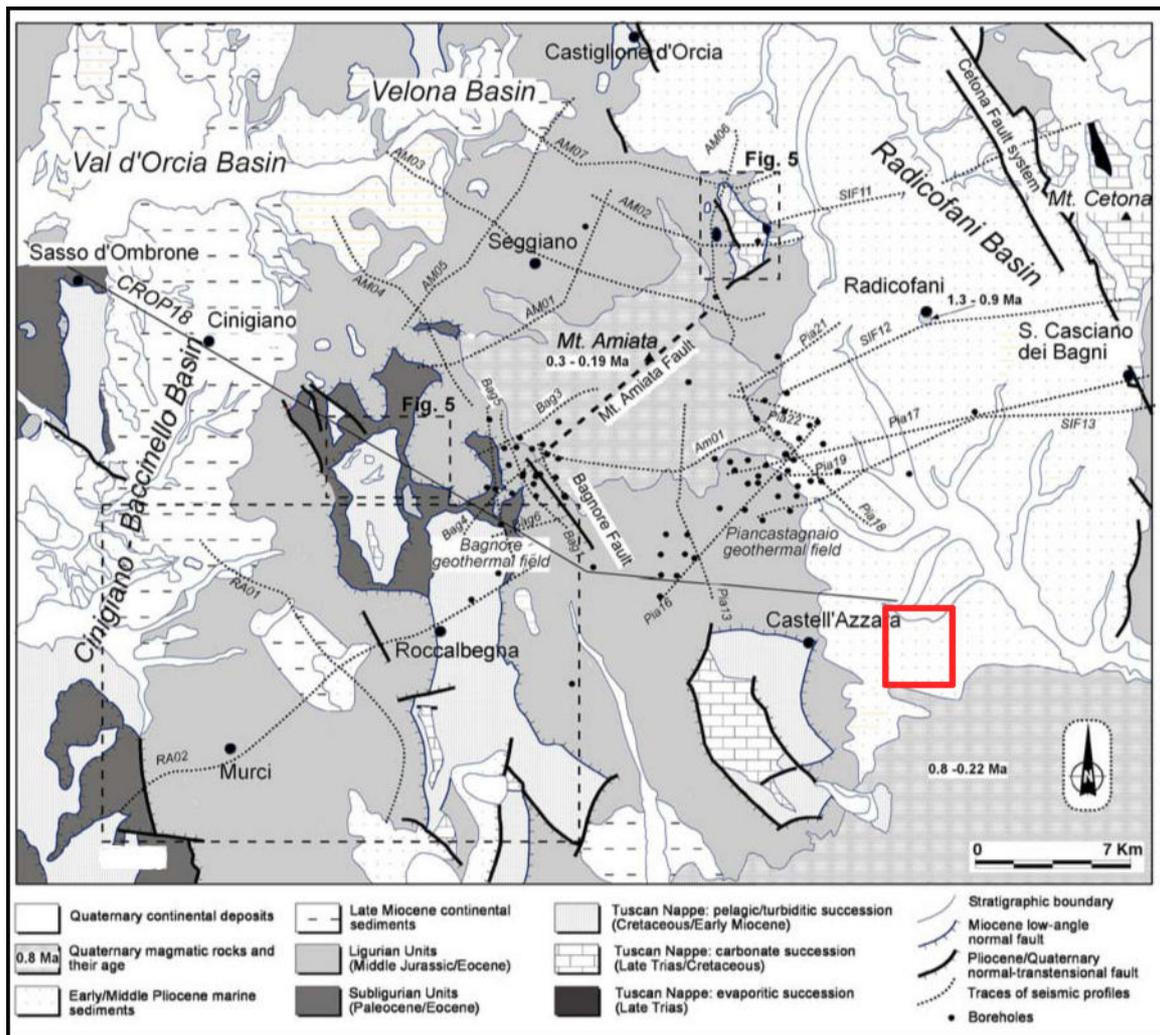


Figura 44 - Carta geologica schematica dell'area in esame (da Brogi A., 2008).

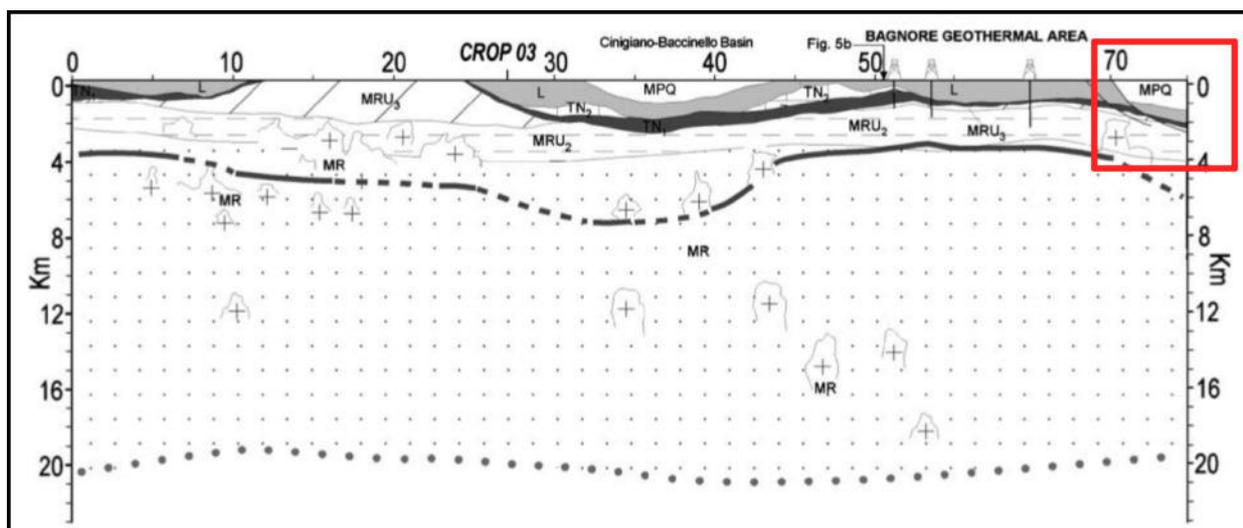


Figura 45 - Profilo sismico CROP18B passante dal bacino di Radicofani (da Brogi et al., 2005). MPQ, sedimenti Miocene, Pliocene, Quaternario; L, Unità Liguri; TN2 e TN1, Falda Toscana, MRU, Falda Toscana Metamorfica.

Area VT-22 e Area RM_VT-21

Le aree VT-22 e RM_VT-21 (Figura 46) sono localizzate nella valle del medio Tevere nel Lazio, a cavallo tra le provincie di Roma e Viterbo. Le litologie sulle quali queste aree insistono sono rappresentate dalle rocce magmatiche appartenenti al distretto sabatino, travertini, rocce carbonatiche appartenenti alla successione umbra e depositi del complesso del neoautoctono. Le rocce carbonatiche affiorano in corrispondenza del Monte Soratte e di Sant'Oreste, in un alto strutturale del serbatoio geotermico regionale, i quali costituiscono una dorsale che dal Monte Soratte prosegue lungo i Monti Cornicolani con direzione NW-SE, e delimita il complesso vulcanico dei Monti Sabatini verso est (Figura 47). Lungo lo stesso allineamento NW-SE rappresentato dall'affioramento del Monte Soratte sono presenti dei depositi di travertino, i quali indicano che in passato la zona è stata interessata da una circolazione idrotermale o da fenomeni di carsismo. Immediatamente ad est delle aree di interesse si trova l'attuale alveo del Fiume Tevere. La dorsale Monte Soratte - Monti Cornicolari si eleva all'interno del graben del Tevere - Paglia, costituendo un horst isolato: la strutturazione a horst e graben deriva dall'estensione plio-pleistocenica che ha interessato tutta la zona. All'interno del graben del Tevere si sono sedimentati i depositi del neogene e parzialmente al di sopra di questi i depositi vulcanici dei Monti Sabini (Figura 48). La dorsale di Monte Soratte rappresentava nel Pliocene un'isola emersa. La prima attività vulcanica del complesso sabatino si imposta nella zona più est proprio in prossimità del Monte Soratte, ma di questo antico centro eruttivo non rimane oggi nulla. In prossimità del Monte Soratte le vulcaniti poggiano direttamente al di sopra delle rocce carbonatiche.

Le aree VT-22 e RM_VT-21 si trovano in una zona in cui si hanno valori di heat flow (40-50 mW/m²) e di gradiente geotermico (inferiore ai 50 °C/km) molto bassi rispetto alla fascia tirrenica della Regione Lazio. Questa situazione è dovuta alla lontananza dai centri eruttivi laziali e alla vicinanza con gli affioramenti di rocce carbonatiche che costituiscono il serbatoio geotermico regionale. Il Monte Soratte rappresenta infatti un'area sollevata e di ricarica del serbatoio geotermico. Una lieve termalità nella zona è testimoniata dalla presenza di depositi di travertino fossili, dalla presenza di una sorgente ad est con una temperatura di 20°C e dalla presenza di alcuni pozzi all'interno dei quali sono state registrate temperature comprese tra i 15 e i 20°C (o superiori) ma che non sono caratterizzati da acque con bassa conducibilità elettrica (scarsa salinità, circuiti idrogeologici brevi). Il serbatoio geotermico affiora in corrispondenza del Monte Soratte per poi sprofondare verso profondità notevoli all'interno del graben del Paglia-Tevere. Nelle aree in questione il serbatoio geotermico regionale è sub-affiorante o si trova a profondità massime di 600

metri. La temperatura all'interno del serbatoio geotermico è in questa zona inferiore ai 50°C, la quale è fortemente influenzata dall'infiltrazione di acqua fredda meteorica.

Sulla base delle precedenti considerazioni si può affermare che le due aree non ricadono in una zona in cui possa svilupparsi un interesse per la produzione di energia elettrica, a causa della presenza in affioramento o a bassa profondità del serbatoio geotermico, e a causa della mancanza di un'anomalia geotermica positiva spiccata. Possono essere presenti acque a debole termalità con temperature di circa 20°C.

Le aree VT-22 e RM_VT-21 non sono sede di risorse geotermiche.

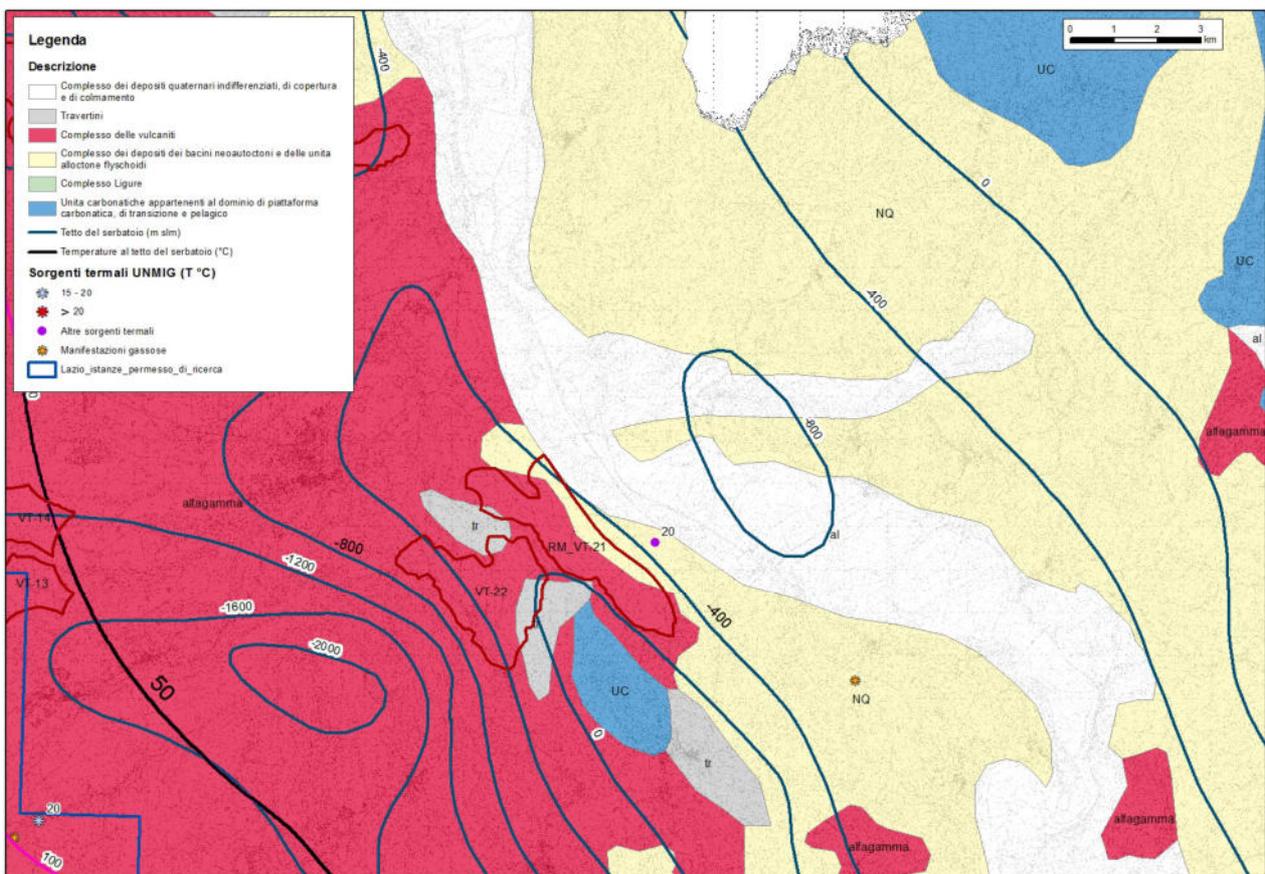


Figura 46 - Area VT-22 e Area RM_VT-21 e principali dati geotermici.

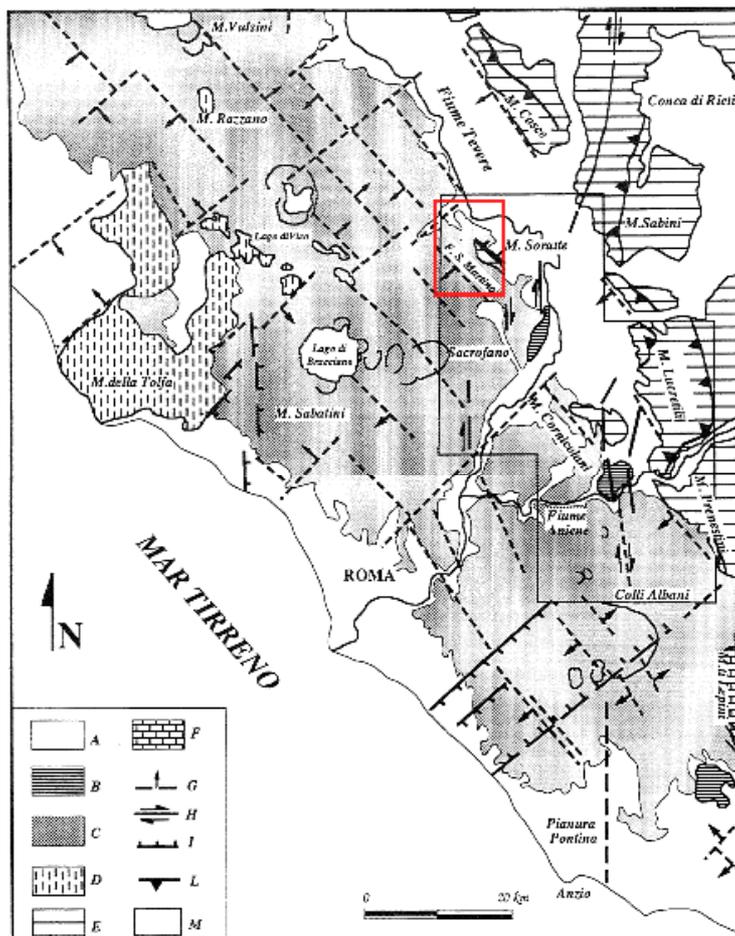


Figura 47 - Carta geologica schematica delle aree in esame (da Faccenna e Funicello, 1993). A, sedimenti neogenici; B, travertino; C, rocce magmatiche; D, Flysch della Tolfa; E e F, successioni carbonatiche; G, principali faglie sepolte; H, faglie trascorrenti; I, faglie normali; L, sovrascorrimenti.

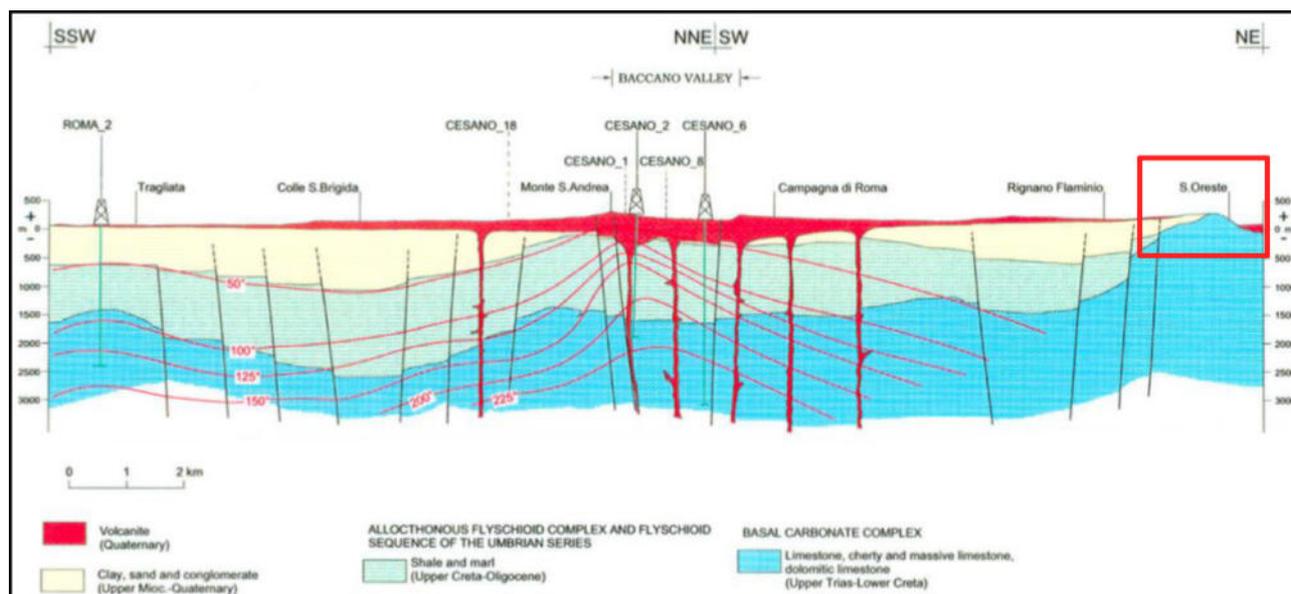


Figura 48 - Sezione geologica schematica dal Monte Soratte (emergenza del serbatoio geotermico e zona di ricarica) alla caldera di Baccano (da Baldi et., 1982).

Area VT-14 e Area VT-13

Le aree VT-14 e VT-13 sono localizzate tra i 7 e gli 11 km di distanza in direzione SSE rispetto al lago di Vico (provincia di Viterbo), nella Regione Lazio. Le aree sono localizzate interamente all'interno dei prodotti magmatici appartenenti al complesso vicano, e sono rappresentati da tufi litoidi; circa 3 km a SSW affiora la successione ligure rappresentata dal Flysch della Tolfa. Le aree ricadono all'interno della struttura ribassata rappresentata dal graben del Tevere. Questa struttura è limitata verso SW dagli affioramenti presso Sutri di Unità Liguri, le quali fanno parte di una più importante struttura rialzata, non sempre affiorante, con direzione circa N-S i cui affioramenti si rinvencono in corrispondenza di Monte Razzano (ad ovest del Lago di Vico), Vetralla, Capranica e Sutri (Figura 50). Nella zona è inoltre riconosciuta un'importante struttura trasversale con andamento NE-SW che disloca la strutturazione ad horst e graben qui presente, e prosegue in direzione NE fino a separare l'alto strutturale di Orte dall'alto strutturale di Monte Soratte. Al di sotto delle vulcaniti sono presenti i sedimenti neogenici e le unità liguri, che costituiscono la copertura impermeabile del sottostante serbatoio geotermico regionale (Figura 51).

L'andamento del tetto del serbatoio riflette la strutturazione ad horst e graben descritta in precedenza, la quale deriva dall'estensione plio-pleistocenica che ha interessato la regione. Il tetto del serbatoio infatti mostra un basso strutturale in corrispondenza del graben del Tevere e tende a risalire verso l'alto strutturale di Sutri. Le aree in esame si trovano in una sella, molto probabilmente in corrispondenza di una struttura trasversale con andamento NE-SW. Il serbatoio geotermico regionale in corrispondenza delle aree VT-14 e VT-13 si trova tra i - 1200 e i -1600 metri (s.l.m.). Le aree sono interessate da un'anomalia geotermica positiva con valori di flusso di calore fino a 150 mW/m^2 e di 100 mW/m^2 , nella parte più occidentale dell'area VT-14, ovvero quella posta più vicina al Lago di Vico, nei dintorni del quale si concentra l'anomalia geotermica. Verso est il flusso di calore diminuisce (in corrispondenza dell'area VT-13) con valori compresi tra i 75 e i 50 mW/m^2 . Nelle immediate vicinanze dell'area VT-14 è presente un pozzetto di gradiente geotermico, nel quale è stato misurato un gradiente geotermico di 85°C/km. Anche il gradiente geotermico diminuisce nelle dure aree da ovest a est, portandosi sui 50°C/km. L'area più a est risente quindi maggiormente dell'influenza delle infiltrazioni di acque meteoriche fredde dai rilievi di Narni, Amelia e Monte Soratte. Le temperature attese nel serbatoio geotermico variano dai 50°C (a est) a 150°C (a ovest). Le manifestazioni termali presenti a 4-5 km di distanza a sud rispetto alle aree di interesse, mostrano una debole termalità e una composizione chimica che non è riferibile ad una circolazione all'interno del serbatoio geotermico regionale, ma piuttosto ad una circolazione

superficiale all'interno delle vulcaniti e delle formazioni del substrato sedimentario, se localmente permeabili.

Sulla base delle precedenti considerazioni si può affermare che l'area VT-14 nella sua porzione più occidentale mostra sicuramente un interesse industriale per lo sfruttamento dei fluidi geotermici eventualmente presenti nel serbatoio geotermico regionale, trovandosi questo a profondità economicamente accessibili e a temperature consone ad uno sfruttamento per la produzione di energia elettrica. La parte più orientale dell'area VT-14 e l'area VT-13 sembrano invece mostrare un generale raffreddamento, evidenziato dai dati di flusso di calore e di gradiente geotermico, mantenendo comunque una temperatura stimata nel serbatoio geotermico attorno ai 100°C. L'interesse industriale per questa zona è evidenziato dalla presenza di permessi di ricerca e di istanze di permesso di ricerca per risorse geotermiche che ricoprono la quasi totalità delle due aree in esame. La presenza di un elevato flusso di calore e di manifestazioni termali nelle vicinanze fanno supporre che in presenza di condizioni favorevoli all'interno delle vulcaniti possano svilupparsi dei locali acquiferi termali con temperature attorno ai 20-25°C.

Le due aree sono sede di risorse geotermiche presunte di bassa e media temperatura.

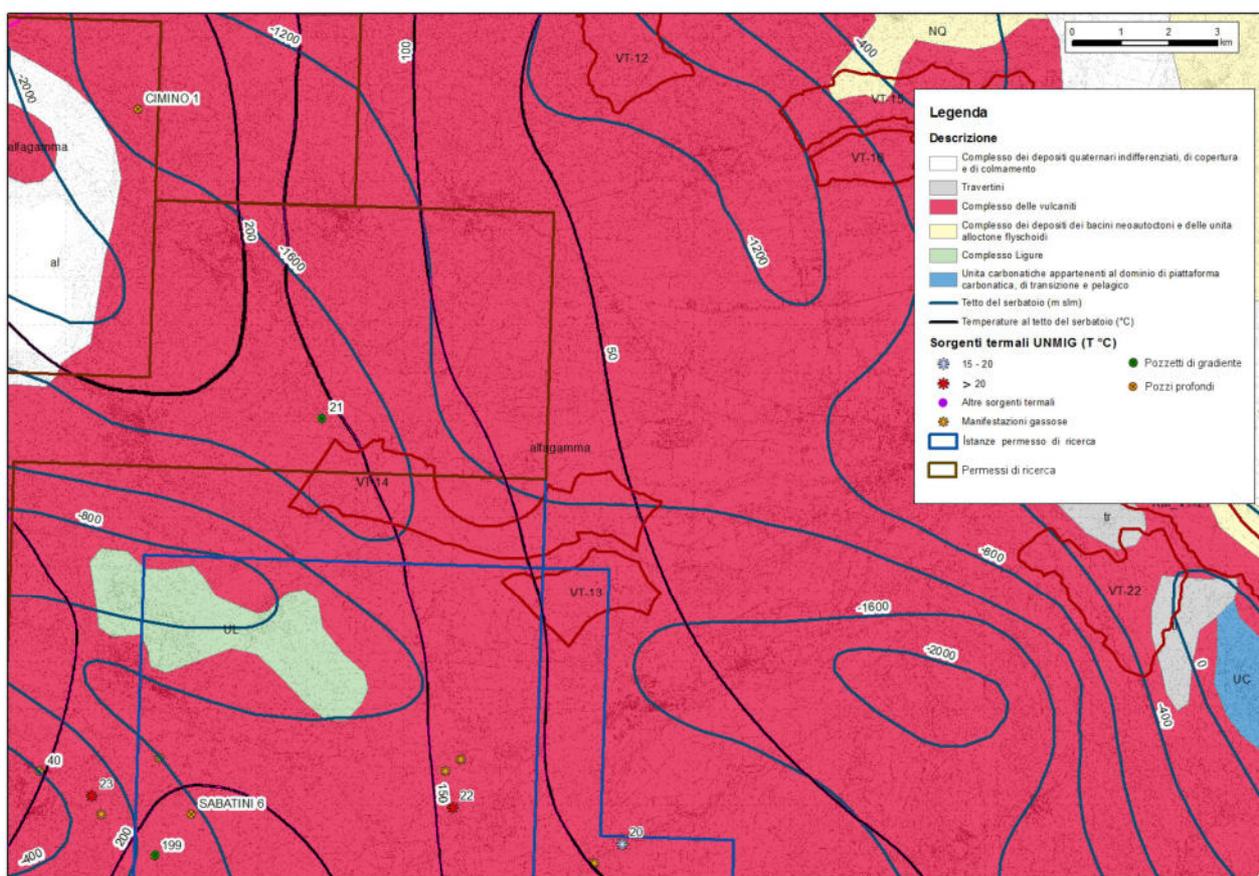


Figura 49 - Area VT-14 e Area VT-13 e principali dati geotermici.

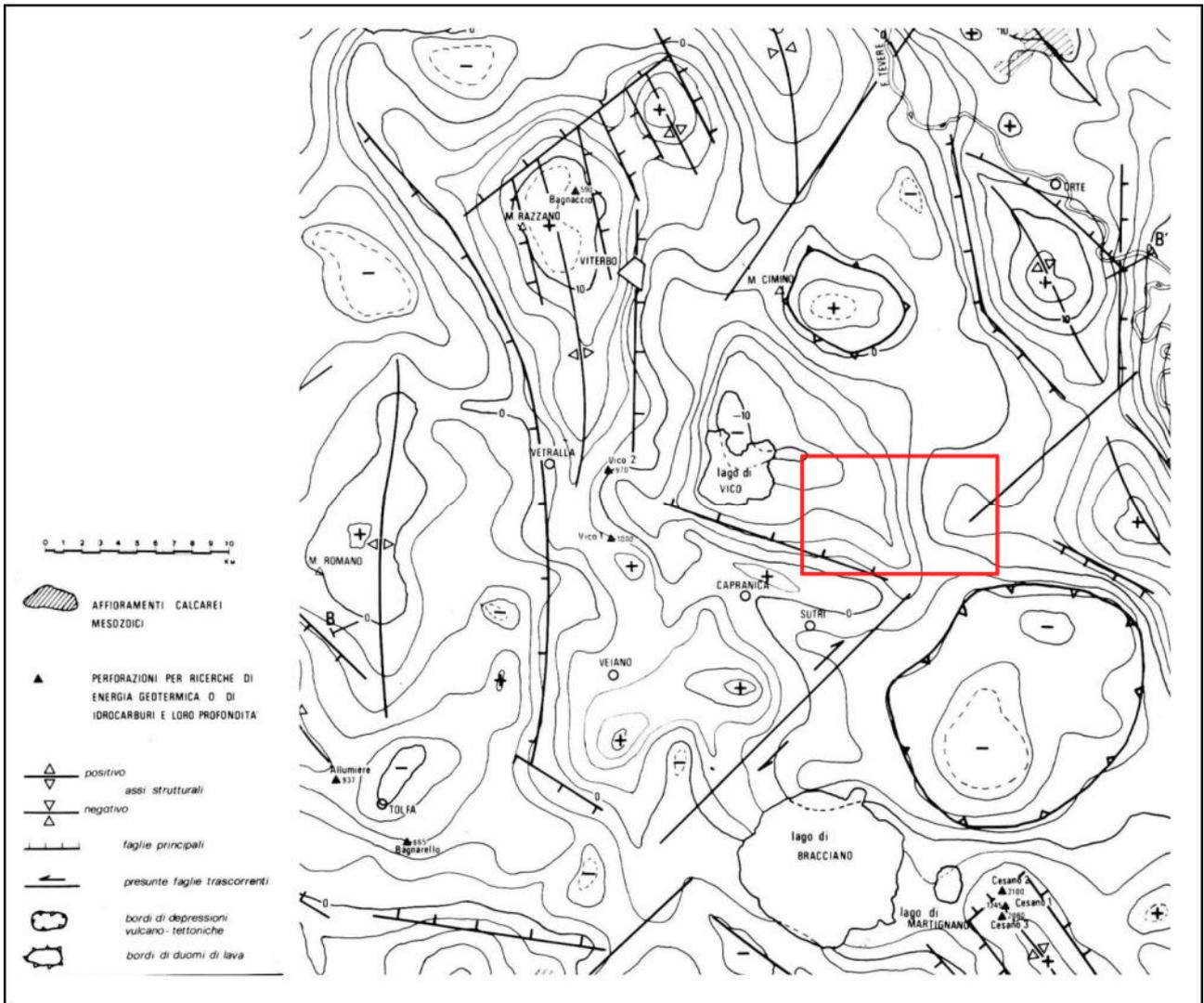


Figura 50 - Carta delle anomalie residue di gravità, isolinee in mgal, e delle principali strutture profonde (da Toro B., 1978).

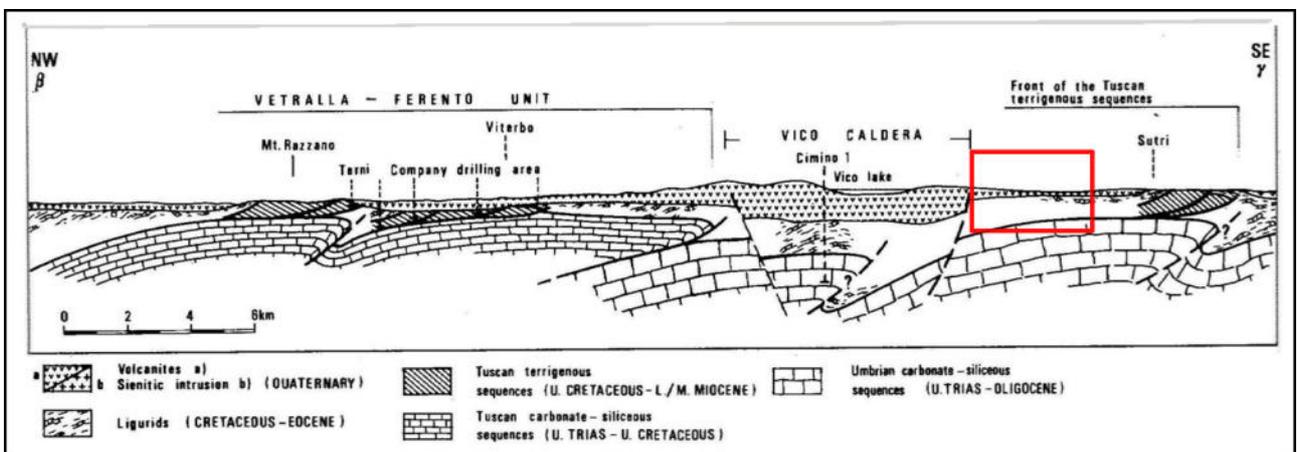


Figura 51 - Sezione geologica rappresentativa della caldera di Vico e degli alti strutturali di Vetralla e di Sutri (da Buonasorte et al., 1987).

Area VT-12, Area VT-15, Area VT-16, Area VT-17, Area VT-20, Area VT-10, Area VT-19, Area VT-11

Le aree VT-12, VT-15, VT-16, VT-17, VT-20, VT-10, VT-19, VT-11 (Figura 52) sono localizzate nel Lazio, nelle tra il Monte Cimino e Orte in provincia di Viterbo. Le formazioni che affiorano sono rappresentate dalle vulcaniti appartenenti al complesso Cimino-Vico, i sedimenti del neogene e i travertini. Le aree sono localizzate all'interno del graben del fiume Tevere, importante struttura estensionale formatasi nel plio-pleistocene per azione di faglie dirette con direzione NW-SE. Al di sotto delle vulcaniti sono presenti i sedimenti neogenici e le unità liguri, che costituiscono la copertura impermeabile del sottostante serbatoio geotermico regionale (Figura 53). Il graben è delimitato ad est dalla dorsale Narni - Amelia e dall'alto strutturale di Orte, che rappresenta la prosecuzione in direzione NW dell'alto strutturale di Monte Soratte: l'alto strutturale di Orte si trova all'interno del graben, suddividendo di fatto il paleo alveo del Tevere, ad ovest, dall'attuale alveo del Tevere, ad est (Figura 54). Il vulcano di Vico è uno stratovulcano che si trova al centro dell'omonima caldera, in corrispondenza di un'importante sistema di faglie trasversali orientate NE-SW che da Vico arrivano fino ai monti di Amelia passando per Orte. L'area, oltre all'uplift regionale che ha interessato la catena nel Pliocene, è stata inoltre interessata da un locale uplift dovuto alla presenza di un'intrusione al di sotto del Monte Cimino (ben evidenziata dall'anomalia gravimetrica positiva). I travertini si rinvencono sia in affioramento che intercalati alle vulcaniti e ai sedimenti neogenici; la formazione dei travertini e la presenza delle manifestazioni termali (sorgenti e emissioni gassose) presenti tra gli 8 e i 13 km di distanza in direzione nord rispetto alle aree in esame è legata alla presenza della struttura Vico-Orte, lungo la quale fluidi e gas a debole termalità (21 - 31°C) risalgono dal serbatoio geotermico regionale localizzato qui a breve profondità in un alto strutturale, all'interno del quale si sviluppa un circuito idrotermale convettivo a bassa temperatura.

L'area all'interno della quale ricadono le otto aree in esame è stata in passata oggetto di esplorazione geotermica, in quanto in questa zona ricadeva il permesso di ricerca per risorse geotermiche denominato "Monti Cimini" (Agip Spa). L'area è stata quindi oggetto di prospezioni geofisiche di dettaglio ed è stato inoltre perforato il pozzo profondo "Cimino1" a circa 9 km di direzione SW delle aree, vicino il lago di Vico. Il tetto del serbatoio geotermico carbonatico mostra un alto strutturale nelle vicinanze dell'abitato di Orte, venendosi a trovare a quote inferiori di -400 metri (s.l.m.) in corrispondenza dell'area VT-17. Il serbatoio geotermico si porta di nuovo verso profondità notevoli ad ovest di questa struttura raggiungendo una profondità di circa - 1200 metri (s.l.m.) all'interno del graben del Tevere, per poi sprofondare via via verso profondità maggiori

avvicinandosi alla caldera di Vico. Tranne l'area VT-17 e parte dell'area VT-15, le aree in esame si vengono così a trovare a profondità comprese tra i - 400 e i - 1200 metri (s.l.m.). Le aree VT-12, VT-15, VT-16, VT-17, VT-20 sono interessate da un basso flusso di calore, 50 mW/m^2 e anche inferiore, mentre le aree VT-10, VT-19, VT-11 sono interessate da un flusso di calore lievemente maggiore tra i 50 e i 100 mW/m^2 . Tutte le aree sono interessate da un basso gradiente geotermico, 50°C/km . Le temperature attese nel serbatoio geotermico sono inferiori ai 50°C per quanto riguarda le aree più vicine all'alto strutturale di Orte, mentre sono comprese tra i 50 e i 100°C per le aree situate più a ovest. Ad est delle aree in esame come già detto sono presenti delle sorgenti ternali e delle manifestazioni gassose, legate al sistema di fratture Vico-Orte.

Sulla base delle precedenti considerazioni in corrispondenza delle aree VT-12, VT-15, VT-16, VT-17, VT-20, VT-10, VT-19, VT-11 le temperature stimate all'interno del serbatoio geotermico regionale non sono interessanti per lo sfruttamento industriale e la produzione di energia elettrica. Tuttavia nelle zone in cui il serbatoio geotermico si trova a bassa profondità i fluidi potrebbero essere interessanti per gli usi diretti. La zona attorno al Monte Cimino e al lago di Vico è interessata da numerose richieste di permesso di ricerca per risorse geotermiche, essendo queste interessate da una forte anomalia geotermica positiva la quale è incentrata sulla caldera di Vico. L'area VT-10 ricade all'interno del permesso di ricerca "Canepina" della società Power Field.

Le aree in oggetto ricadono in zone dove sono attese risorse geotermiche presunte di bassa temperatura legate alla presenza di acquiferi di carattere regionale di tipo ipotermale.

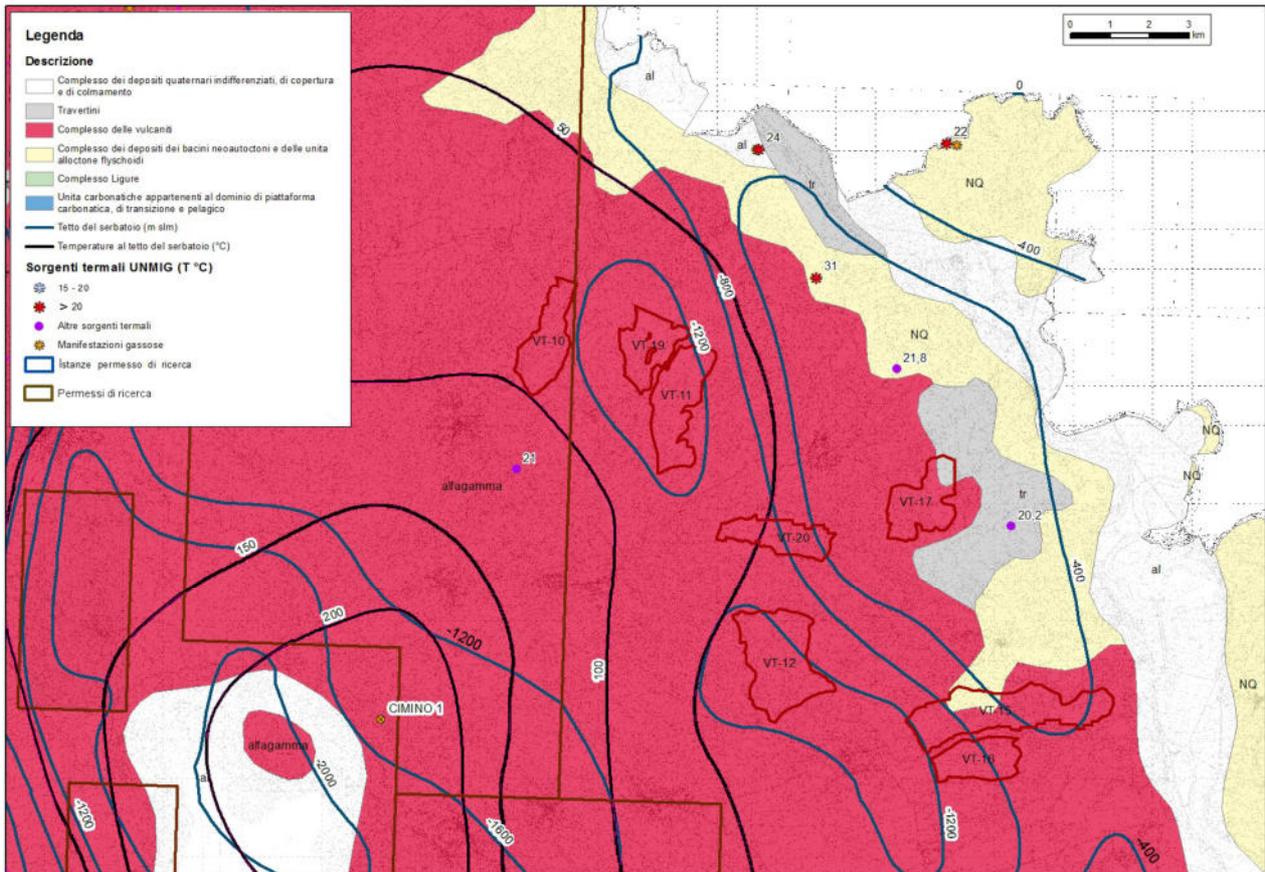


Figura 52 - Area VT-12, Area VT-15, Area VT-16, Area VT-17, Area VT-20, Area VT-10, Area VT-19, Area VT-11 e principali dati geotermici.

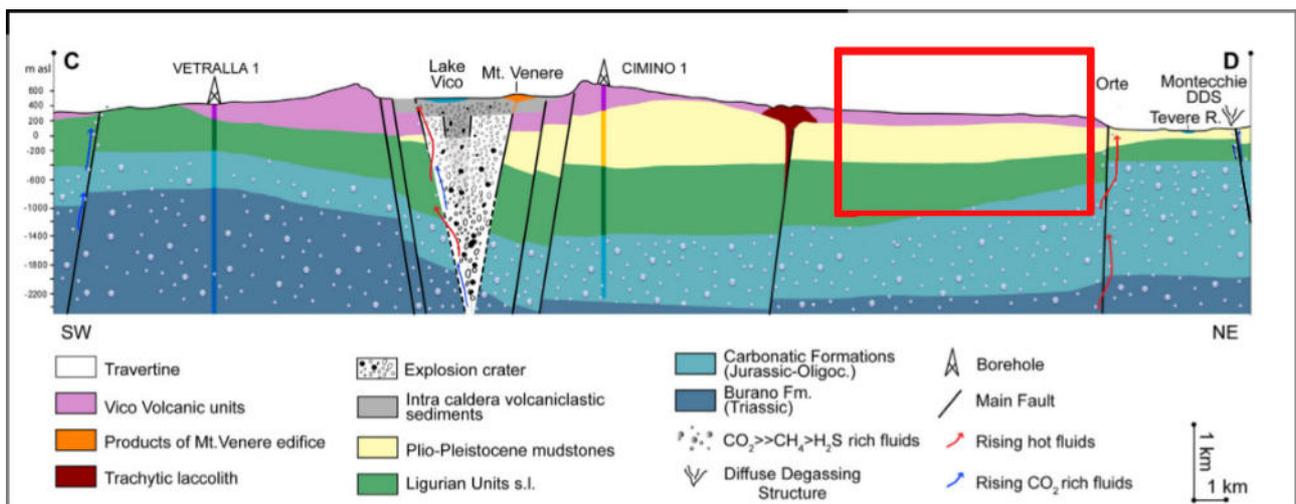


Figura 53 - Sezione idrogeologica schematica della zona Cimino-Orte (da Cinti et al., 2014).

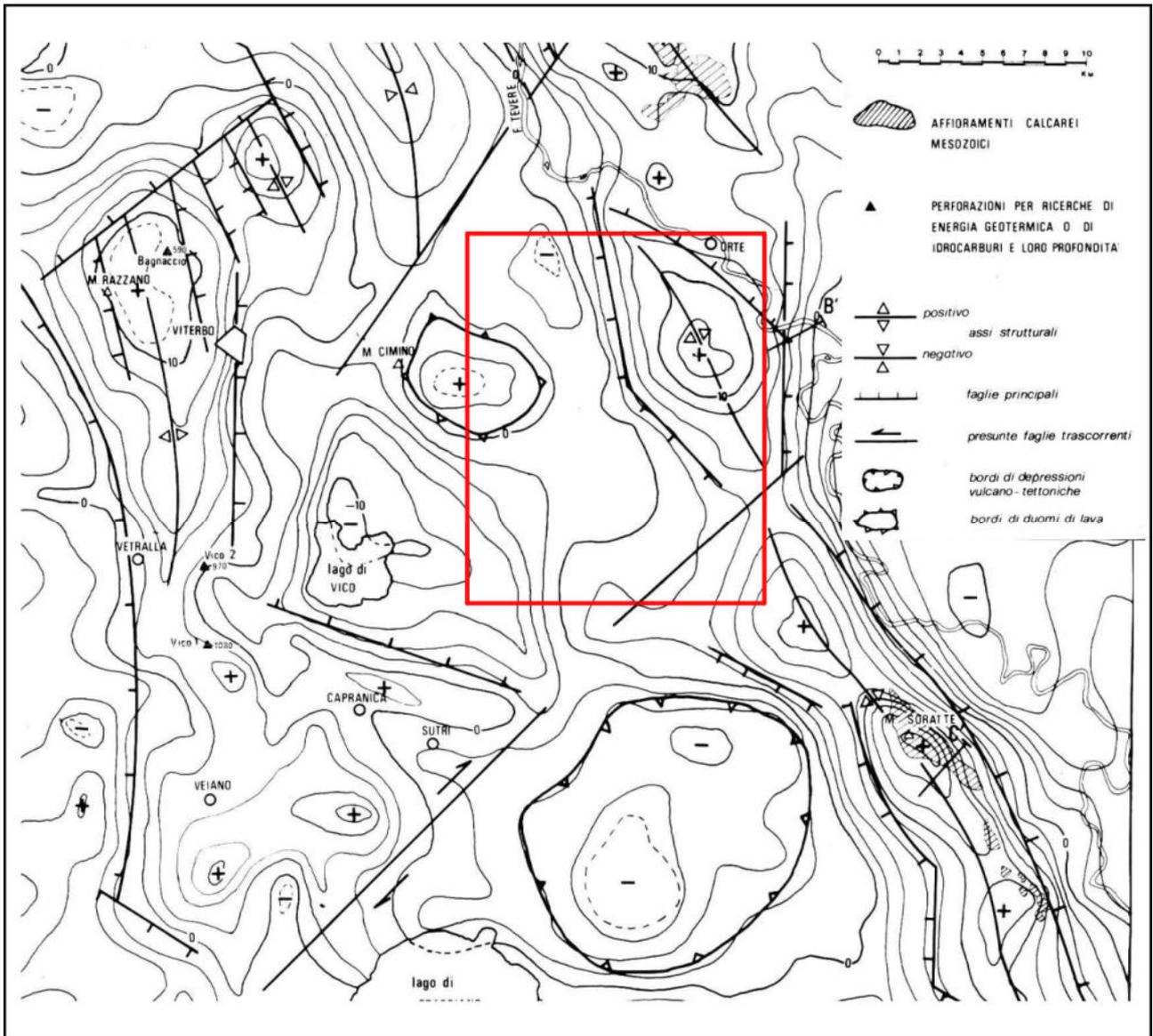


Figura 54 - Carta delle anomalie residue di gravità, isolinee in mgal, e delle principali strutture profonde (da Toro B., 1978).

Area VT-1, Area VT-2, Area VT-3, Area VT-4, Area VT-5, Area VT-6, Area VT-18

Le aree VT-1, VT-2, VT-3, VT-4, VT-5, VT-6, VT-18 sono localizzate nel Lazio, ad ovest del Lago di Vico, tra Veiano a sud e le terme di Viterbo a nord. Nonostante la distanza lineare tra l'area più a nord (VT-6) e l'area più a sud (VT-1) sia di circa 20 km, queste verranno trattate assieme in quanto appartenenti allo stesso circuito idrotermale. Le formazioni che affiorano in corrispondenza delle aree o nelle immediate vicinanze sono le vulcaniti appartenenti al complesso vicano, il Flysch della Tolfa, le formazioni neogeniche e i travertini (Figura 55). Le aree in esame sono localizzate in corrispondenza dell'alto strutturale Monte Razzano-Vetralla-Veiano, ben evidenziata dalla carta delle anomalie di gravità, e in parte sul basso strutturale tra questa dorsale e il Monte Romano (Figura 57). L'andamento di questa struttura positiva è nord-sud in accordo con la strutturazione ad horst e graben che ha interessato il margine tirrenico nel plio-pleistocene. Una serie di faglie dirette e di faglie trasversali (NE-SW) delimita questa struttura separandola dal graben del Tevere ad est, dalla caldera di Bracciano a SE e dai minimi gravimetrici della Tolfa e dei Ceriti a sud (legati alla probabile presenza in sottosuolo di rocce acide leggere, ipotesi confermata dall'uplift che i sedimenti neogenici hanno subito in questa zona) in aggiunta alle strutture già citate. In corrispondenza di Monte Razzano, del Monte Romano e nei dintorni di Veiano si hanno in affioramento le rocce appartenenti al Flysch tolfetano. In corrispondenza dell'alto strutturale Monte Razzano-Vetralla-Veiano al di sotto delle vulcaniti non sono presenti i depositi neogenici, essendo probabilmente stata un'isola emersa durante l'ingressione marina pliocenica, mentre si rinvengono il Flysch della Tolfa e la successione toscana. Al di fuori della dorsale in corrispondenza di un piccolo graben sono invece presenti i sedimenti del ciclo neogenico.

In prossimità delle aree esaminate sono presenti numerose sorgenti termali (fino a 64°C all'emergenza), manifestazioni gassose, travertini (con deposizione attuale dalle acque termali) e pozzi profondi. Il serbatoio geotermico regionale, rappresentato in questa zona dalle formazioni appartenenti alla successione toscana, si trova a bassa profondità (Figura 55) nell'alto strutturale Monte Razzano-Vetralla-Veiano. Il serbatoio geotermico è stato infatti incontrato in sondaggio da numerosi pozzi perforati in quest'area. I pozzi perforati nella zona ad ovest di Viterbo, sono stati perforati dalla società Terni, mentre i pozzi perforati ad ovest del Lago di Vico e a nord del Lago di Bracciano sono della società ENEL e della joint-venture ENEL-AGIP. In particolare a circa 7 km in direzione SE rispetto all'abitato di Vetralla, fu perforato il pozzo "Vetralla1", profondo 2900 metri, allo scopo di verificare la presenza di un secondo serbatoio geotermico profondo, il quale nelle ipotesi avanzate dalle società prima della perforazione, doveva trovarsi o in corrispondenza di un raddoppio della successione toscana e della successione ligure o all'interno del basamento

metamorfico sottostante: entrambe le ipotesi vennero smentite dalla perforazione del pozzo stesso, il quale è rimasto per 1800 metri all'interno delle formazioni carbonatico-evaporitiche della Falda Toscana (Figura 56). Tutti i pozzi perforati nell'area che hanno raggiunto il serbatoio geotermico regionale hanno rinvenuto un serbatoio geotermico con una temperatura, più o meno costante, di 70°C. Il pozzo "Vetralla1" a fondo foro ha registrato un innalzamento di temperatura minimo, arrivando a 110°C. A sud, il pozzo "Sabatini7" ha registrato una temperatura massima di 60°C. La dorsale Monte Razzano-Vetralla-Veiano rappresenta quindi un serbatoio geotermico a bassa temperatura (circa 70°C) molto sviluppato, il quale a causa dei moti convettivi che si sviluppano al suo interno, causano un'anomalia geotermica positiva molto sviluppata nella zona: infatti si registrano lungo la dorsale valori di flusso di calore fino a 200-250 mW/m² legati proprio all'enorme sistema convettivo a bassa profondità qui presente. Il gradiente geotermico è in media di 50°C/km, mentre i valori di 150°C/km misurati nei pozzetti di gradiente geotermico presenti nella zona, non trovano riscontro all'interno del serbatoio geotermico a causa del sistema convettivo qui presente. I valori di flusso di calore compresi tra i 100 e i 250 mW/m² che interessano le aree VT-18, VT-1, VT-5 e VT-6 non sono quindi indicativi di un serbatoio geotermico ad alta entalpia. Il serbatoio geotermico si trova a profondità molto basse (tra - 400 e 0 metri s.l.m.) in corrispondenza delle aree VT-6 e VT-1, mentre si trova a profondità comprese tra - 800 e - 400 metri s.l.m. nelle altre zone. Nelle immediate vicinanze dell'area VT-1 si trovano delle manifestazioni gassose, stessa cosa dicasi per l'area VT-6 posta immediatamente ad ovest dei travertini e delle sorgenti termali della zona di Bagnaccio. La risalita di fluidi profondi (acque termali e gas) è legata alla presenza di alti strutturali del serbatoio geotermico regionale e a faglie normali con direzione NW-SE e faglie trasversali con direzione NE-SW che interessano il substrato. Le acque termali che sgorgano in questa zona hanno una composizione chimica che indica la loro origine proprio nel serbatoio geotermico regionale. Per quanto riguarda l'origine delle acque termali secondo alcuni autori (Chiocchini et al., 2010, Figura 58) la ricarica del serbatoio geotermico arriverebbe dai Monti di Amelia dove affiorano le rocce carbonatiche, mentre secondo altri autori (Piscopo et al., 2006, Figura 59) la ricarica del serbatoio avverrebbe attraverso le vulcaniti qui affioranti.

Sulla base delle considerazioni precedenti, le aree VT-1, VT-2, VT-3, VT-4, VT-5, VT-6, VT-18 sono localizzate in corrispondenza di un sistema geotermico molto superficiale (dai 400 ai 900 metri di profondità) a bassa temperatura (70°C). La risorsa presente non è sfruttabile per la produzione di energia elettrica ma potrebbe essere interessante per usi diretti trovandosi a bassa profondità e a temperature superiori ai 50°C. Una parte dell'area VT-1 ricade nel margine inferiore del permesso di ricerca "Lago di Vico" della società "Geothermics Italy".

Possiamo quindi classificare le aree VT-1 e VT-6 come risorse geotermiche individuate di bassa temperatura, mentre le aree VT-5, VT-18, VT-2, VT-3, VT-4 come risorse geotermiche presunte di bassa temperatura.

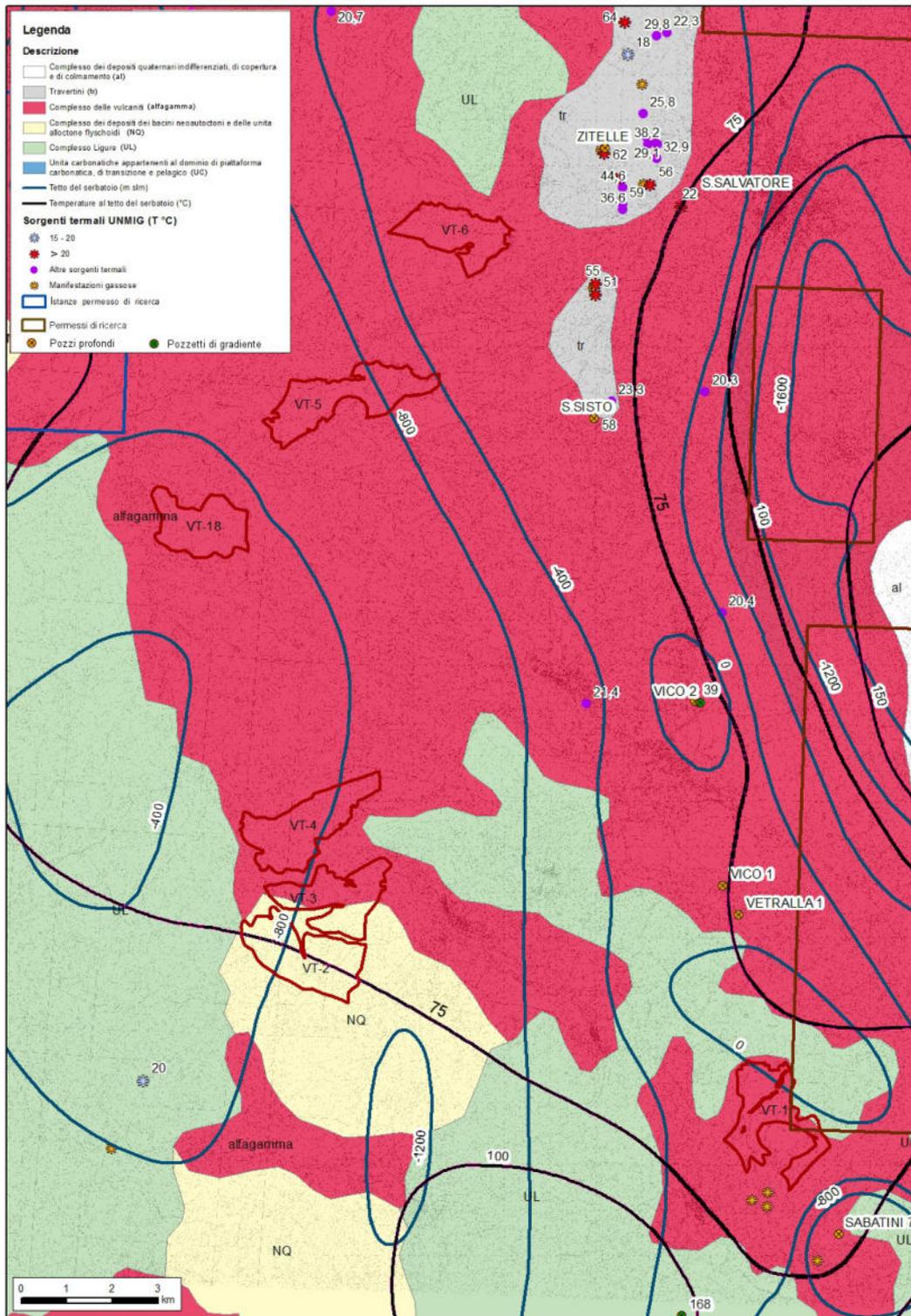


Figura 55 - Area VT-1, Area VT-2, Area VT-3, Area VT-4, Area VT-5, Area VT-6, Area VT-18 e principali dati geotermici.

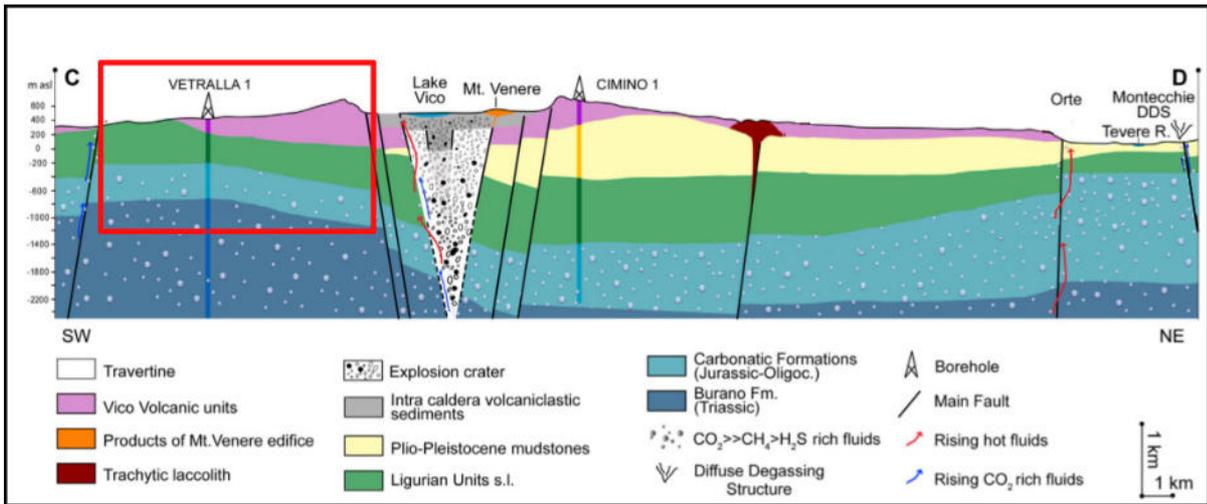


Figura 56 - Sezione idrogeologica schematica della zona Monte Razzano-Vetralla-Veiano (da Cinti et al., 2014).

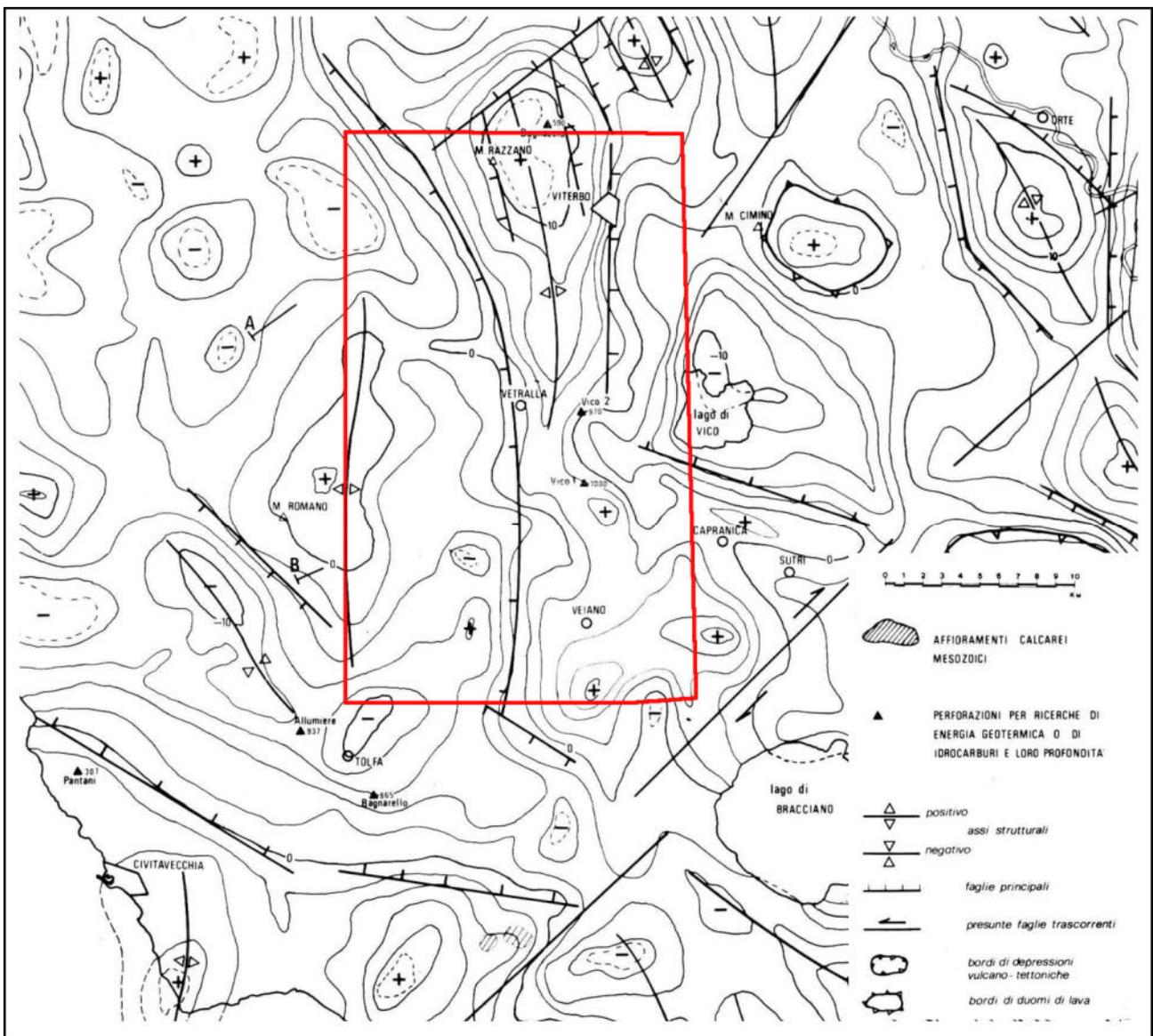


Figura 57 - Carta della anomalie residue di gravità, isolinee in mgal, e delle principali strutture profonde (da Toro B., 1978).

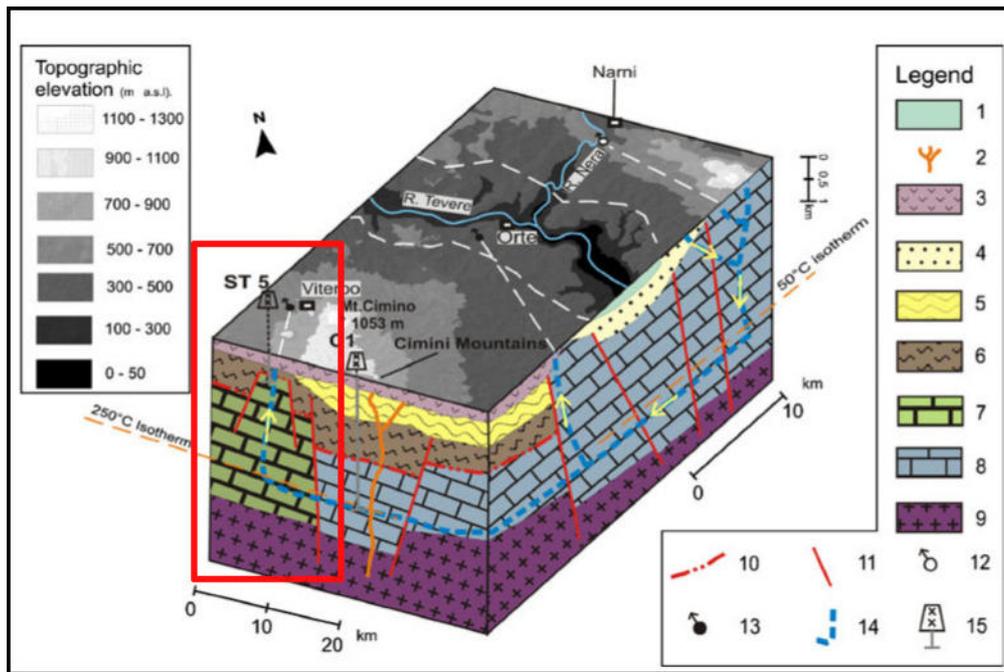


Figura 58 - Schema idrogeologico secondo l'interpretazione di Chiocchini et al., 2010. 1, depositi alluvionali; 2, camini vulcanici; 3, vulcaniti; 4-5, sedimenti neogenici; 6, Flysch tolfetano; 7, serie carbonatica toscana; 8, serie carbonatica umbro-marchigiana; 9, basamento filladico; 10, thrust, 11, faglia diretta; 12, sorgente; 13, sorgente termale; 14, circolazione idrica sotterranea; 15, pozzo.

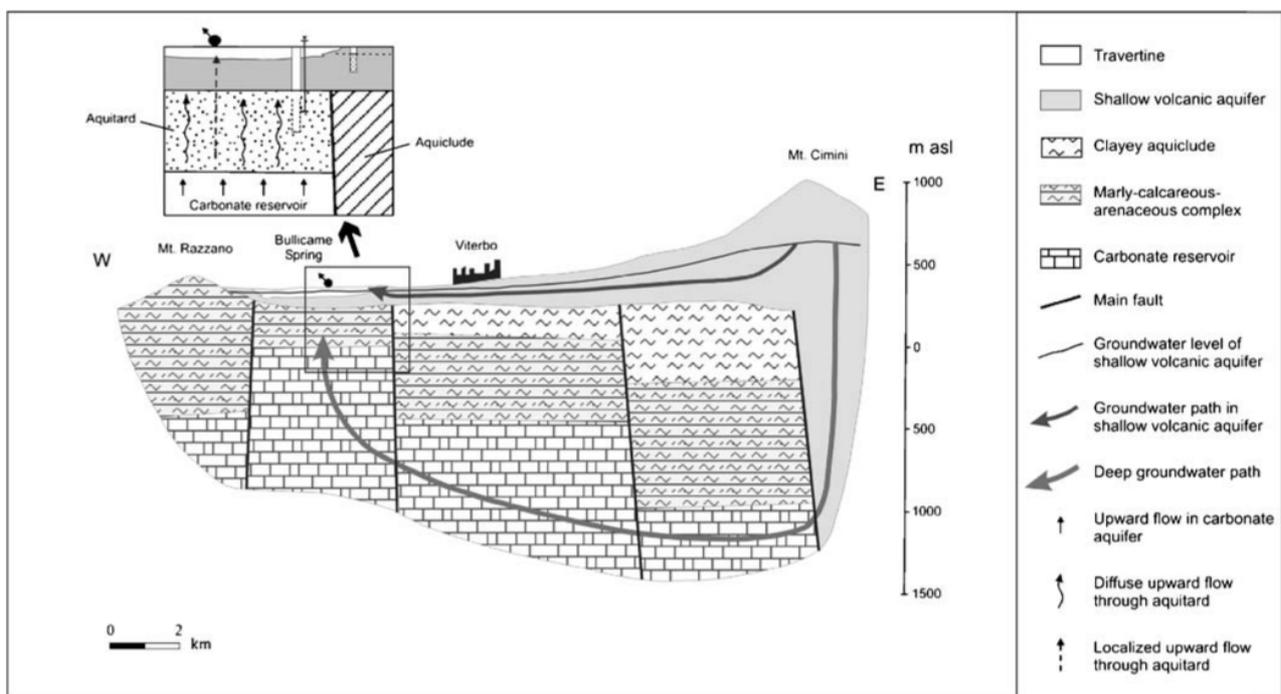


Figura 59 - Schema idrogeologico secondo l'interpretazione di Piscopo et al., 2006.

Aree VT-7, VT-8, VT-9, VT-23, VT-24, VT-25, VT-26, VT-27, VT-28, VT-29, VT-30, VT-31, VT-32, VT-33, VT-34, VT-36

Le aree VT-7, VT-8, VT-9, VT-23, VT-24, VT-25, VT-26, VT-27, VT-28, VT-29, VT-30, VT-31, VT-32, VT-33, VT-34, VT-36 sono localizzate nel Lazio settentrionale, tra Canino, Montalto di Castro e Tuscania (Figura 60). Le formazioni che affiorano nella zona sono rappresentate dai prodotti vulcanici del complesso vulsino, i sedimenti del ciclo neogenico, i travertini deposti dalle sorgenti termali, le formazioni carbonatiche appartenenti alla Falda Toscana che affiorano in corrispondenza del Monte Canino, il Flysch tolfetano. L'area si colloca all'interno del graben di Tarquinia che si estende lungo la costa tirrenica, delimitato a nord dalla dorsale di Capalbio, a sud dai Monti della Tolfa, ad est dalla dorsale Monte Razzano-Vetralla. Il graben di Tarquinia fa parte dei bacini estensionali di età plio-pleistocenica che si rinvengono nel Lazio settentrionale. L'anomalia gravimetrica negativa che interessa il bacino di Tarquinia risulta molto frastagliata (Figura 61): emergono infatti i massimi gravimetrici del Monte Canino e di Monte Romano, legati ad alti strutturali del serbatoio geotermico regionale. I massimi gravimetrici lungo il margine tirrenico da Montalto di Castro a Civitavecchia non sono invece correlabili ad un alto strutturale del serbatoio geotermico regionale quanto piuttosto ad un alto del basamento profondo (mantello litosferico). Le aree VT-9, VT-34, VT-29, VT-7 si trovano in prossimità dell'affioramento di rocce carbonatiche appartenenti alla successione toscana e ad un vasto affioramento di travertino. Quest'ultimo si è deposto dalle acque termali che sgorgano e sgorgavano in passato nei pressi del Monte Cimino: in Figura 62 è riportato un possibile schema di circolazione idrica sotterranea, che prevede infiltrazione di acque meteoriche dai rilievi carbonatici, circolazione profonda all'interno del serbatoio dove si riscaldano e risalita delle acque divenute termali da sistemi di fratture regionali. Le sorgenti termali che si rinvengono ai piedi del Monte Canino hanno temperature fino a 47°C, le quali indicano una circolazione idrotermale molto profonda. La composizione delle acque è di tipo solfato calcica, ovvero sono acque che circolano nelle formazioni appartenenti al serbatoio geotermico regionale.

L'andamento del tetto del serbatoio geotermico regionale rispecchia l'andamento ad alti e bassi gravimetrici di cui si è appena discusso. Il tetto del serbatoio geotermico affiora in corrispondenza del Monte Canino, il quale parrebbe rappresentare la prosecuzione in direzione SW dell'alto strutturale in corrispondenza del campo geotermico di Latera (in direzione NE rispetto a Canino). Il serbatoio geotermico viene poi a trovarsi a profondità maggiori all'interno del graben di Tarquinia: per quanto riguarda le aree che si trovano ad est e a sud di Canino, il serbatoio geotermico è infatti ubicato tra i - 800 e i - 1200 metri s.l.m., mentre in corrispondenza delle aree

VT-8 e VT-36 il serbatoio geotermico è più superficiale, trovandosi in una posizione più prossima agli affioramenti di Falda Toscana presenti lungo la dorsale Capalbio-Manciano. In prossimità dell'area VT-9 è presente il pozzo profondo "Ischia di Castro1", il quale ha incontrato in sondaggio il serbatoio geotermico: il fluido presente nel serbatoio geotermico ha una temperatura massima misurata di 70°C. Possiamo quindi paragonare il sistema idrotermale di Canino al sistema idrotermale di Monte Razzano-Vetralla, ovvero un sistema idrotermale convettivo con una temperatura massima di 70°C. Le aree che si trovano in prossimità di Monte Canino e della dorsale Capalbio-Manciano presentano temperature all'interno del serbatoio tra i 50 e i 100°C, la cui temperatura è provata dal pozzo "Ischia di Castro 1" e la quale è fortemente influenzata dalla vicinanza con le aree di ricarica. Le aree poste nella zona più a sud-est sono racchiuse all'interno dell'isoterma dei 100°C. Gli elevati valori di flusso di calore nelle vicinanze di Canino sono legati al sistema idrotermale convettivo a bassa temperatura qui presente (fino a 200 mW/m²).

Come si può vedere dalla Figura 60 molte delle aree in esame ricadono all'interno di permessi di ricerca o di istanze di permesso di ricerca per risorse geotermiche. Le aree che ricadono nelle vicinanze di Canino e della dorsale Capalbio-Manciano per la bassa profondità del serbatoio geotermico e le temperature presenti sono interessanti per usi diretti del fluido geotermico qui presente (aree VT-29, VT-9, VT-36, VT-8, VT-7, VT-34). Per le rimanenti aree, la temperatura attesa e la profondità stimata del serbatoio geotermico lasciano supporre la probabile esistenza di un sistema idrotermale a bassa temperatura (con temperatura di circa 100°C).

Si possono quindi classificare le aree VT-29 e VT-9 come risorsa geotermica individuata di bassa temperatura, mentre le aree rimanenti (VT-7, VT-8, VT-23, VT-24, VT-25, VT-26, VT-27, VT-28, VT-30, VT-31, VT-32, VT-33, VT-34, VT-36) come risorsa geotermica presunta di bassa temperatura.

Nello specifico, l'area VT-7, trovandosi a meno di un chilometro di distanza da una sorgente termale (ipotermale) a temperatura di 25°C e molto vicina al deposito di travertino e alle sottostanti lave permeabili, potrebbe rivestire un interesse per fluidi ipotermali per soli usi diretti.

Per le aree VT-25, VT-23, VT-27, VT-28, VT-32 non sono presenti misure dirette di temperatura nel serbatoio geotermico regionale, il quale si trova a profondità stimate tra i - 800 e -1200 metri (s.l.m.) e non sono inoltre presenti manifestazioni termali superficiali, ma dati relativi a pozzetti di gradiente geotermico suggeriscono temperature comprese tra i 50 e 100 °C all'interno del serbatoio, le quali possono quindi essere considerate come risorse geotermiche diffuse; un eventuale utilizzo per generazione di energia elettrica tramite centrali a ciclo binario è al limite della possibilità di impiego considerate le temperature medie atmosferiche annuali delle aree in esame.

Per le aree VT-24, VT-34, VT-26, VT-33 le considerazioni sono le medesime, mancando dati diretti di temperatura nel sottosuolo e non essendo presenti manifestazioni termali superficiali; il serbatoio geotermico si trova tra i - 800 e i - 400 metri (s.l.m.) e la temperatura presunta all'interno del serbatoio è leggermente inferiore (75-50°C). Per queste aree non sono possibili utilizzi di eventuali fluidi geotermici reperiti nel serbatoio geotermico regionale per la produzione di energia elettrica, mentre sono possibili utilizzazioni dirette dei fluidi (se presenti).

Per le aree VT-30 e VT-31, trovandosi più prossime al sistema vulcanico vulsino (pozzi "Marta" a circa 4,5 km di distanza in direzione NE), mostrano temperature stimate all'interno del serbatoio di circa 100°C (la temperatura, vista la vicinanza ai pozzi "Marta" potrebbe essere sottostimata), con il serbatoio geotermico regionale posto a profondità relativamente basse (- 800 metri s.l.m.); la risorsa geotermica presunta per queste due aree e di bassa (media) temperatura; l'interesse geotermico per queste aree è ulteriormente dimostrato dalla presenza di numerose istanze e permessi di ricerca per risorse geotermiche, anche per generazione di energia elettrica. Quest'ultima possibilità, considerato il quadro conoscitivo attuale, presenta comunque un rischio minerario molto elevato, essendo al limite della possibilità di generazione, economicamente sostenibile nelle condizioni attuali, attraverso centrali a ciclo binario.

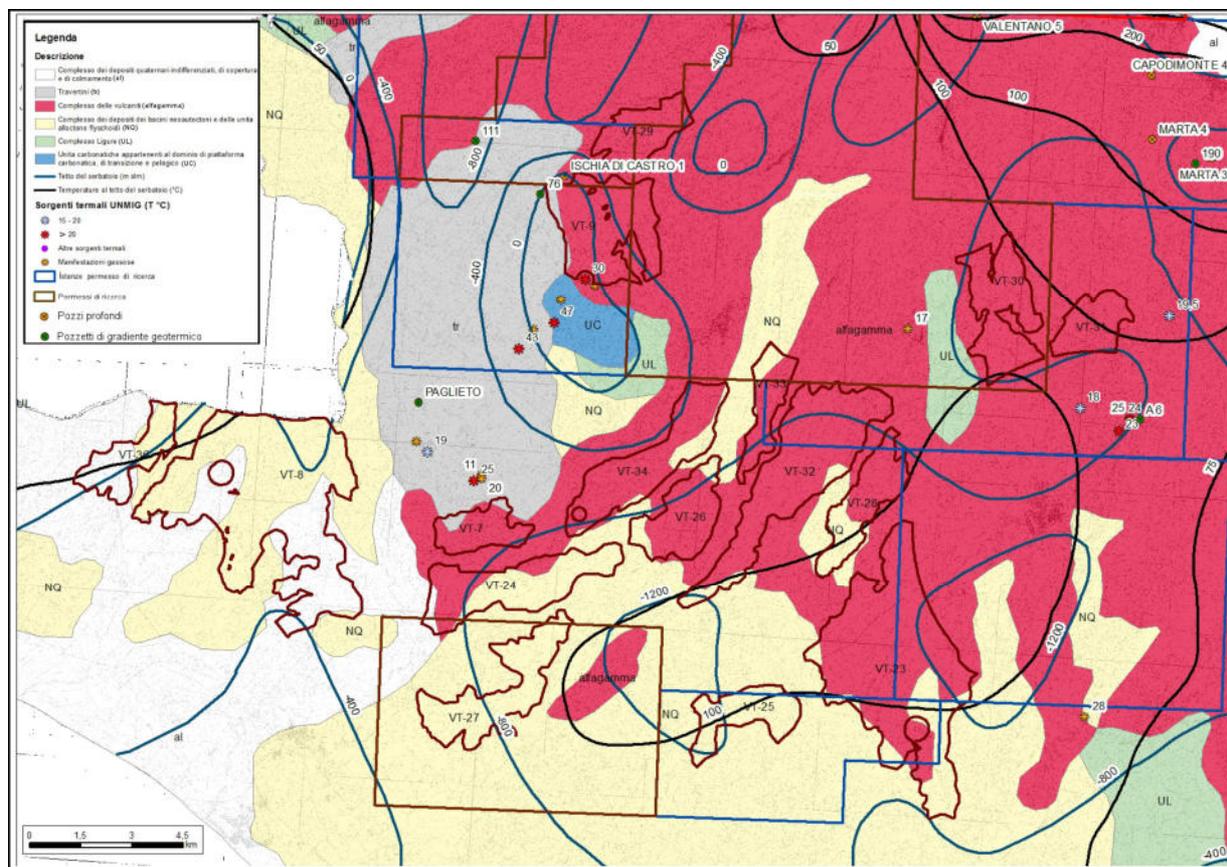


Figura 60 - Aree VT-7, VT-8, VT-9, VT-23, VT-24, VT-25, VT-26, VT-27, VT-28, VT-29, VT-30, VT-31, VT-32, VT-33, VT-34, VT-36 e principali dati geotermici.

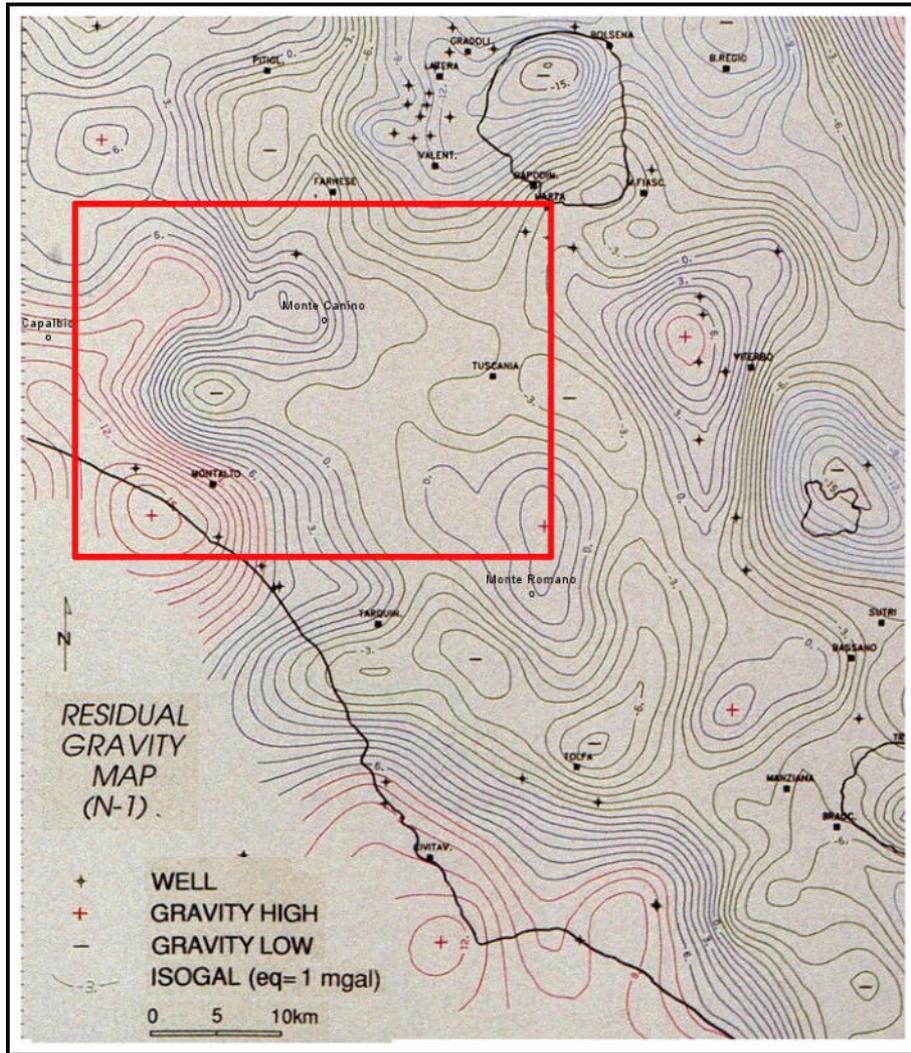


Figura 61 - Carta della anomalie residue di gravità, isolinee in mgal (da Barberi et al., 1994).

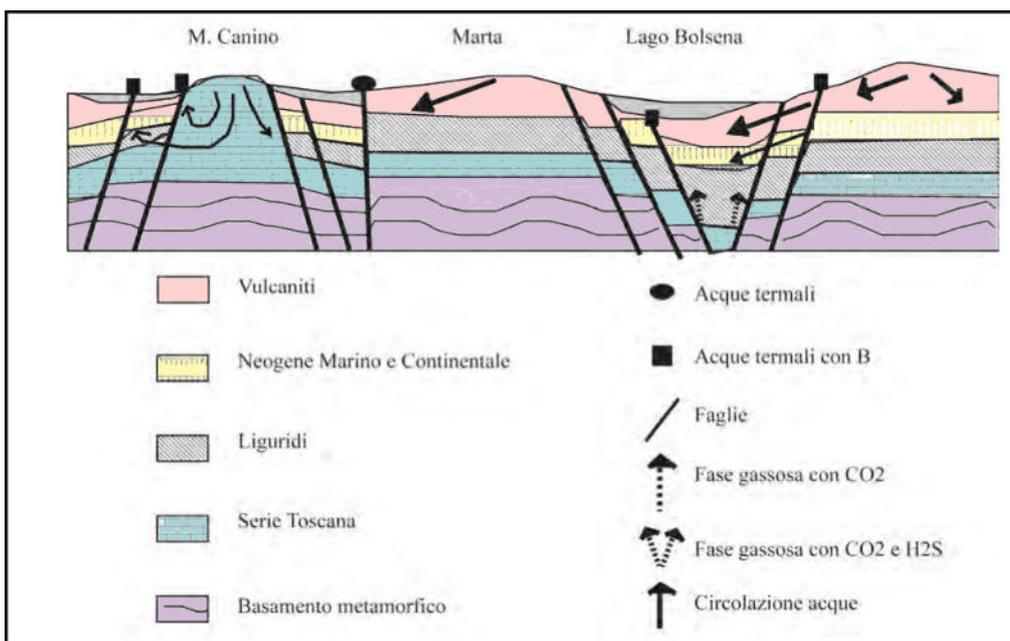


Figura 62 - Sezione idrogeologica schematica dell'area di Canino (da Di Salvo et al., 2013).

Aree localizzate nelle regioni Puglia e Basilicata

Le aree MT-1, MT-2, MT-3, BA_MT-4, BA_MT-5, MT_PZ-6, MT_PZ-7, PZ-8, PZ-9, PZ-10, PZ-11, PZ-12, PZ-13, PZ-14, MT-15, MT-16, TA_MT-17, TA_MT-18, BA_MT-19, LE-1, TA-2, TA-3, TA-4, BA-5, BA-6, FG-7, FG-8, FG-9, FG-10, FG-11, FG-12, FG-13, FG-14, FG-15, FG-16, FG-17, BA-18, BA-19, BA-20, BA-21 sono localizzate nelle regioni Puglia e Basilicata. La zona dell'avanfossa Bradanica è stata intensamente interessata da perforazioni e da prospezioni geofisiche per la ricerca di idrocarburi. Le formazioni che affiorano nelle aree di interesse sono i sedimenti plio-quadernari della Fossa Bradanica e i carbonati mesozoici appartenenti alla piattaforma apula. L'acquifero è costituito dai carbonati qui estesamente affioranti, i quali si rinvenivano anche al di sotto dei sedimenti neogenici (Figura 64). L'acquifero non assume però in nessuna delle aree di interesse il significato di serbatoio geotermico.

Il contesto geodinamico in cui sono localizzate le aree, ovvero sul margine del sistema catena-avanfossa, non è interessato da anomalia geotermica positiva, così come dimostrano le temperature a 2000 metri di profondità (Figura 63), le quali non superano i 70°C in alcune aree molto circoscritte nei dintorni di Matera. La lieve risalita delle isoterme in questa zona è da imputare ad una circolazione molto profonda delle acque che si infiltrano dai rilievi circostanti e che risalgono lungo sistemi di fratture portando acque a debole termalità (20°C) in superficie. In generale le zone in esame sono dominate dall'infiltrazione di acque meteoriche fredde nei grandi massicci carbonatici che rappresentano quindi un enorme reservoir freddo.

Le aree localizzate nelle regioni Puglia e Basilicata non sono sede di risorse geotermiche.

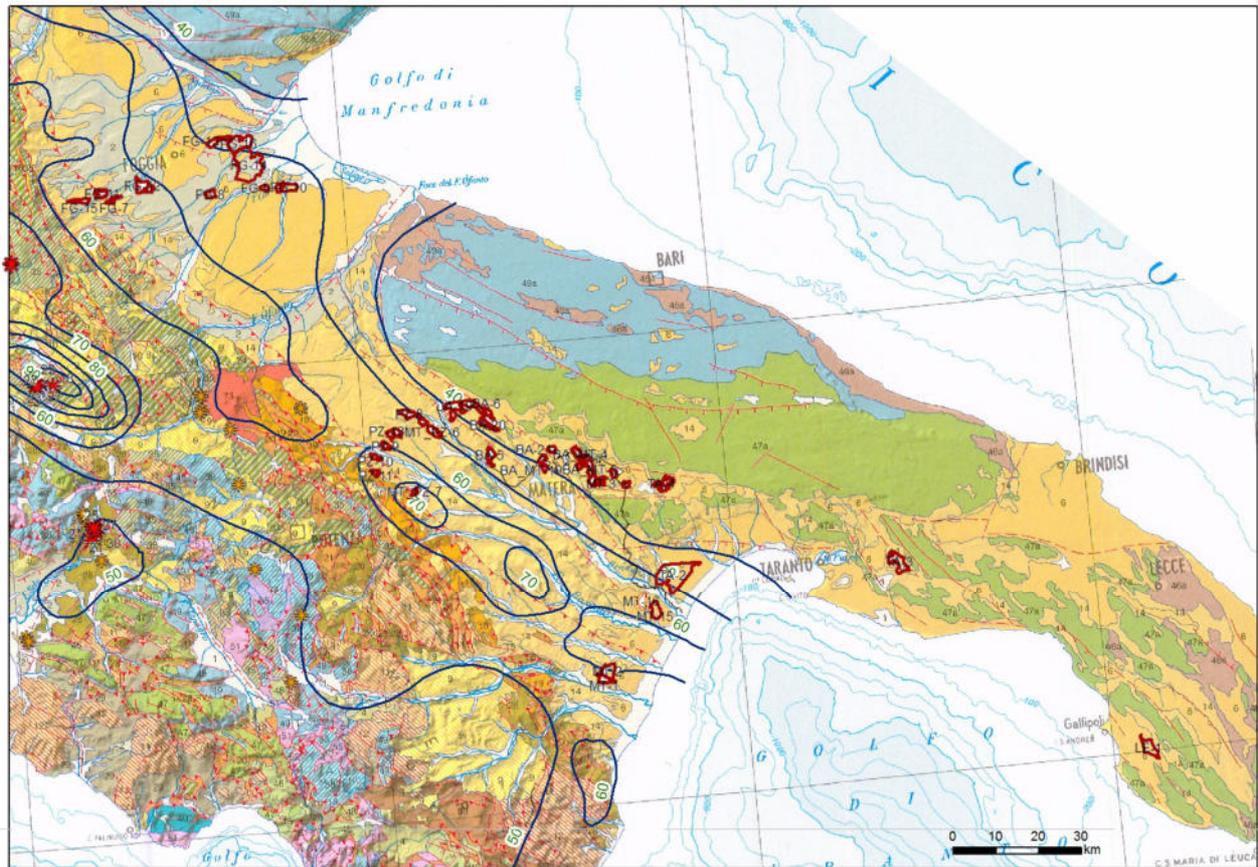


Figura 63 - Carta geologica dell'Appennino meridionale (APAT, 2004) temperature a 2000 metri di profondità (isolinee in °C, da ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988)

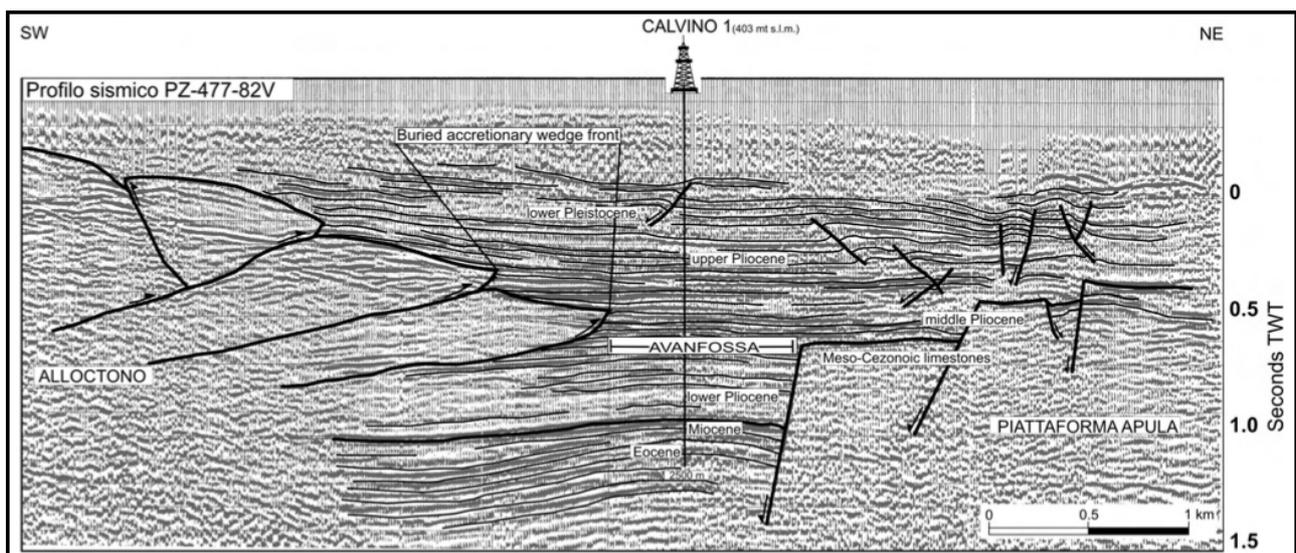


Figura 64 - Esempio di sezione sismica interpretata attraverso l'avanfossa Bradanica (da Lazzari M., 2008).

Aree localizzate nella Regione Sardegna

Le aree CA-31, CA-32, CA-40_A, VS_CA-43, CA_VS-44, VS-45, CA-47, OG-48, CA-49, OR-58, OR-59, OR-60, OR-61, CA-64, OR_VS-65, CA-73_B, CA_VS-74, CA-75, VS-76, VS-77, CA-73_A, CA-73_C sono localizzate nella Regione Sardegna, nelle regioni della Marmilla, Sarcidano e Ogliastra. L'area OG-48 è geograficamente separata dalle altre, trovandosi nella zona orientale della Sardegna, nella regione dell'Ogliastra dove affiorano le rocce granitoidi appartenenti al basamento metamorfico paleozoico della Sardegna. Tutte le altre aree sono più o meno omogeneamente distribuite in corrispondenza delle regioni della Marmilla e del Sarcidano dove affiorano i sedimenti dell'Oligocene-Pliocene, le vulcaniti oligo-mioceniche e i basalti plio-pleostocenici. In particolare quest'ultima regione si colloca immediatamente ad est del graben del Campidano, fossa tettonica ad orientazione NW-SE che si estende dal golfo di Oristano al golfo di Cagliari. Il graben del Campidano è stato interessato da numerosi studi geofisici (geoelettrica, sismica, gravimetria) e da alcuni sondaggi profondi per la ricerca di idrocarburi ("Oristano1", "Oristano2", "Campidano1"). La deposizione dei sedimenti oligo-pliocenici e l'approfondimento del graben del Campidano con deposizione di depositi marini pliocenici e continentali plio-quadernari è diretta conseguenza dell'estensione crostale che ha portato al distacco del blocco sardo-corso della penisola iberica con l'apertura dell'oceano provenzale. L'estensione porta alla formazione di horst e graben ben riconosciuti tramite profili sismici (Figura 66), per l'azione di faglie dirette a geometria listrica con immersione opposta verso NE e verso SW. La deposizione dei sedimenti oligo-miocenici è associata ad un magmatismo a composizione calc-alcalina. All'interno del graben del Campidano sono stimati fino a 3000 metri di sedimenti oligo-miocenici e plio-quadernari. Al di sotto dei sedimenti oligo-miocenici e delle vulcaniti associate sono presenti le rocce appartenenti al basamento paleozoico, le quali non sono state raggiunte da nessuno dei pozzi profondi qui perforati.

In Sardegna non è riconosciuto un serbatoio geotermico regionale come in Toscana e nel Lazio; eventuali serbatoi geotermici sono ipotizzabili all'interno di fratture nei graniti appartenenti al basamento paleozoico. Le prospezioni geotermiche nella zona meridionale hanno riguardato la misura del flusso di calore e del gradiente geotermico in numerosi pozzetti superficiali, localizzati però esclusivamente all'interno del rift sardo, ovvero nella zona in cui affiorano i sedimenti e le vulcaniti oligo-mioceniche. Il valore massimo del flusso di calore misurato è di 100 mW/m^2 mentre il gradiente geotermico varia da 40 a 85°C/km . Le temperature stimate a 2000 metri di profondità variano da 130°C all'interno del graben del Campidano e diminuiscono con un gradiente orizzontale abbastanza marcato verso NE (Marmilla) dove si arriva ad avere 40°C stimati a 2000 metri. Le temperature a 2000 metri di profondità in corrispondenza delle aree in esame variano dai 100 ai

40°C. Per quanto riguarda l'area localizzata nella regione dell'Ogliastra (OG-48) non sono presenti dati termici diretti. Della Vedova et al., 2001 nella carta dell'heat-flow stimano in quest'area valori di flusso di calore tra i 40 e i 50 mW/m², ovvero inferiori alla media terrestre. La circolazione idrotermale avviene per infiltrazione di acque meteoriche in profondità (1000-2000 metri) lungo faglie e fratture che interessano il basamento paleozoico e successiva risalita lungo strutture tettoniche regionali. In generale la circolazione idrotermale avviene in sistemi a bassa entalpia localizzati. Le emergenze di acque termali, che in prossimità delle aree in esame raggiungono temperature massime di 52°C (Fordongianus, a 6 km di distanza dall'area OR-58 e Sardara, a 13-15 km di distanza dal gruppo di aree OR_VS-65, VS-45, VS-77, VS-76), possono essere legate a circuiti idrotermali locali profondi lungo faglie e fratture che consentono la percolazione, riscaldamento e risalita di fluidi meteorici. Le principali sorgenti termali sarde sono localizzate ai bordi dei graben, lungo le faglie bordiere, o all'incrocio tra faglie con direzione NW-SE e con direzione NE-SW. Le sorgenti termali sono spesso associate ad emissioni gassose, soprattutto CO₂ e N₂. La composizione chimica delle acque è sodico-bicarbonato-clorurato.

Nella zona del graben del Campidano sono presenti alcuni permessi di ricerca per risorse geotermiche, volti al reperimento di fluidi a medio-bassa entalpia per la produzione di energia elettrica in impianti del tipo a ciclo binario. Nelle vicinanze delle sorgenti termali esistenti o nel caso di reperimento di fluidi a bassa entalpia a bassa profondità sono possibili usi diretti dei fluidi idrotermali per usi balneoterapeutici, zootecnici e in agricoltura.

In corrispondenza delle aree OG-48, CA-31, CA-47, CA-32, CA-40_A, VS_CA-43, CA_VS-44, VS-45, CA-49, OR-58, OR-59, OR-60, OR-61, CA-64, OR_VS-65, CA-73_B, CA_VS-74, CA-75, VS-76, VS-77, CA-73_A, CA-73_C, utilizzando la classificazione proposta nei primi capitoli, che individuano i play geotermici, non sono presenti risorse geotermiche per: assenza di serbatoio geotermico verificato, temperature massime a 1000 metri di profondità di 70°C (presunte sulla base dell'estrapolazione dei valori di gradiente geotermico superficiale misurato), con valori medi di 40°C (prossimi alle temperature medie terrestri per questa profondità, Figura 67).

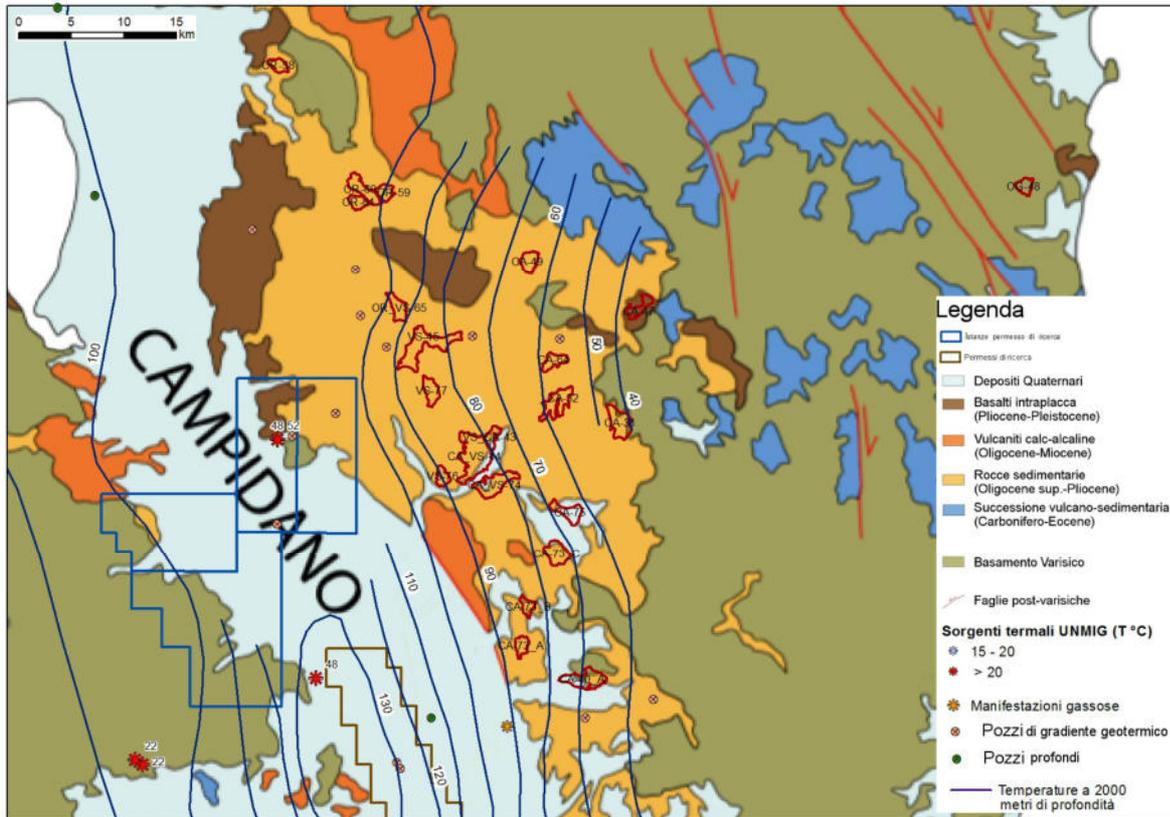


Figura 65 - Aree CA-31, CA-32, CA-40_A, VS_CA-43, CA_VS-44, VS-45, CA-47, OG-48, CA-49, OR-58, OR-59, OR-60, OR-61, CA-64, OR_VS-65, CA-73_B, CA_VS-74, CA-75, VS-76, VS-77, CA-73_A, CA-73_C e principali dati geotermici (temperature a 2000 metri di profondità).

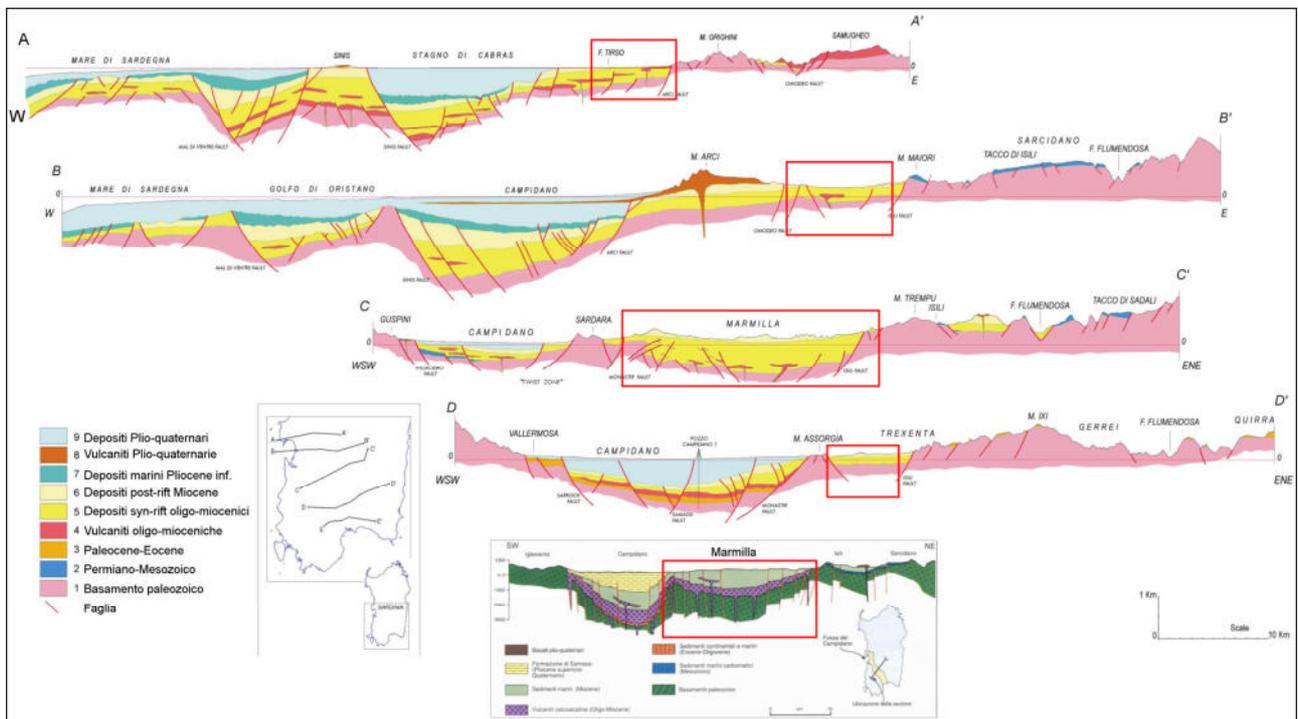


Figura 66 - Sezioni geologiche schematiche derivanti dalle prospezioni geofisiche nel graben del Campidano (da Casula et al., 2001 e da Balia et al., 1991)

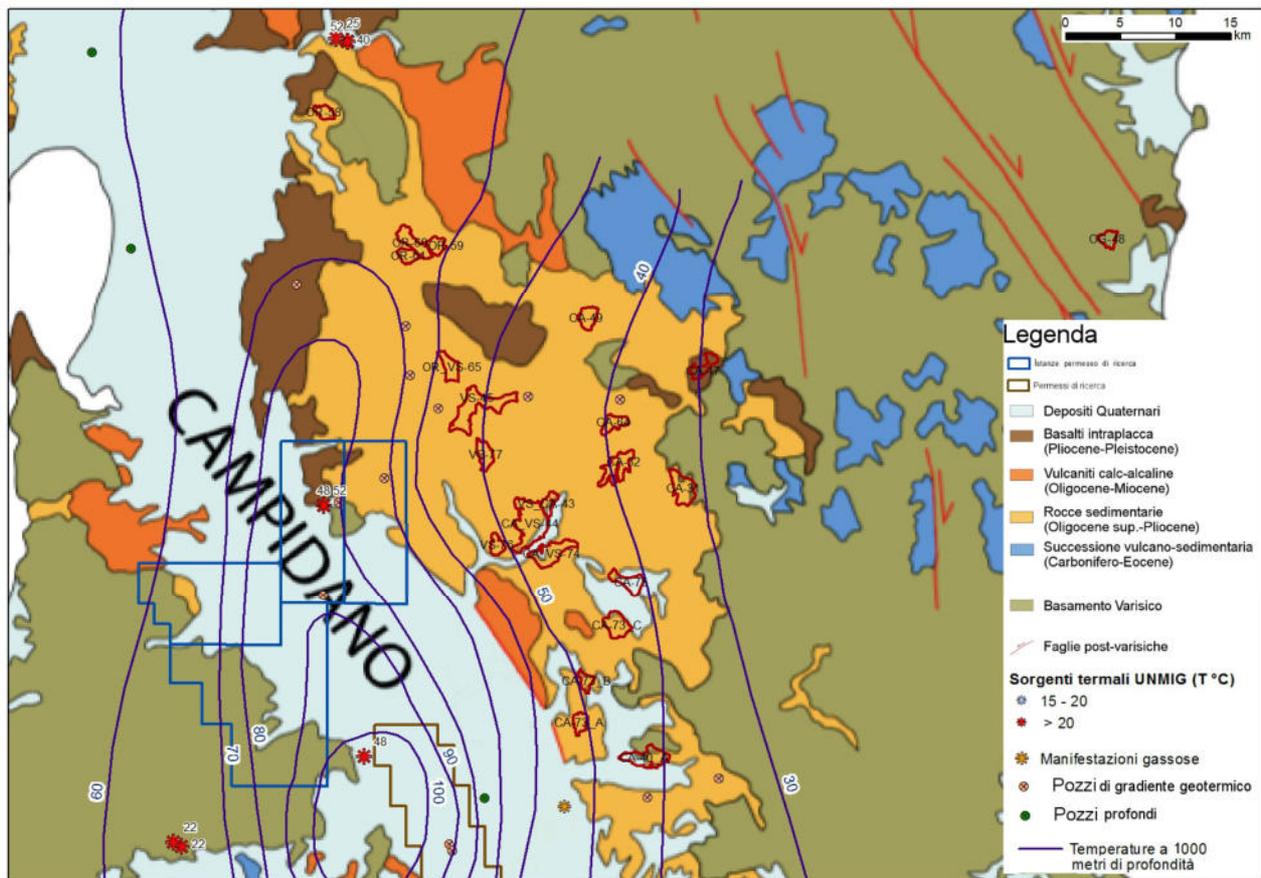


Figura 67 - Aree CA-31, CA-32, CA-40_A, VS_CA-43, CA_VS-44, VS-45, CA-47, OG-48, CA-49, OR-58, OR-59, OR-60, OR-61, CA-64, OR_VS-65, CA-73_B, CA_VS-74, CA-75, VS-76, VS-77, CA-73_A, CA-73_C e principali dati geotermici (temperature a 1000 metri di profondità).

Tabella riassuntiva della classificazione geotermica delle singole aree

Si riporta una tabella riassuntiva con la classificazione geotermica delle singole aree. Il punteggio è assegnato ad ogni area seguendo la classificazione discussa nel capitolo iniziale, il cui punteggio dal più basso (nessuna risorsa geotermica presente) al più alto (riserva geotermica provata) viene di seguito riportato:

1. **Nessuna risorsa geotermica presente (F)**
2. **Risorse geotermiche presunte (E)**
3. **Risorse geotermiche individuate (D)**
4. **Risorse geotermiche misurate (C)**
5. **Riserva geotermica probabile (B)**
6. **Riserva geotermica provata (A)**

Nr.	CODICE AREA	CLASSIFICAZIONE
1.	PI-3	E
2.	GR-2	E
3.	SI-5	E
4.	VT-35	E
5.	VT-22	F
6.	RM_VT-21	F
7.	VT-14	E
8.	VT-13	E
9.	VT-12	E
10.	VT-15	E
11.	VT-16	E
12.	VT-17	E
13.	VT-20	E
14.	VT-10	E
15.	VT-19	E
16.	VT-11	E
17.	VT-1	D
18.	VT-6	D

19.	VT-5	E
20.	VT-18	E
21.	VT-2	E
22.	VT-3	E
23.	VT-4	E
24.	VT-7	E
25.	VT-8	E
26.	VT-9	D
27.	VT-23	E
28.	VT-24	E
29.	VT-25	E
30.	VT-26	E
31.	VT-27	E
32.	VT-28	E
33.	VT-29	D
34.	VT-30	E
35.	VT-31	E
36.	VT-32	E
37.	VT-33	E
38.	VT-34	E
39.	VT-36	E
40.	MT-1	F
41.	MT-2	F
42.	MT-3	F
43.	BA_MT-4	F
44.	BA_MT-5	F
45.	MT_PZ-6	F
46.	MT_PZ-7	F
47.	PZ-8	F
48.	PZ-9	F
49.	PZ-10	F
50.	PZ-11	F
51.	PZ-12	F

52.	PZ-13	F
53.	PZ-14	F
54.	MT-15	F
55.	MT-16	F
56.	TA_MT-17	F
57.	TA_MT-18	F
58.	BA_MT-19	F
59.	LE-1	F
60.	TA-2	F
61.	TA-3	F
62.	TA-4	F
63.	BA-5	F
64.	BA-6	F
65.	FG-7	F
66.	FG-8	F
67.	FG-9	F
68.	FG-10	F
69.	FG-11	F
70.	FG-12	F
71.	FG-13	F
72.	FG-14	F
73.	FG-15	F
74.	FG-16	F
75.	FG-17	F
76.	BA-18	F
77.	BA-19	F
78.	BA-20	F
79.	BA-21	F
80.	CA-31	F
81.	CA-32	F
82.	CA-40_A	F
83.	VS_CA-43	F
84.	CA_VS-44	F

85.	VS-45	F
86.	CA-47	F
87.	OG-48	F
88.	CA-49	F
89.	OR-58	F
90.	OR-59	F
91.	OR-60	F
92.	OR-61	F
93.	CA-64	F
94.	OR_VS-65	F
95.	CA-73_B	F
96.	CA_VS-74	F
97.	CA-75	F
98.	VS-76	F
99.	VS-77	F
100.	CA-73_A	F
101.	CA-73_C	F

Bibliografia

Angelone M., Gasparini C., Guerra M., Lombardi S., Pizzino L., Quattrocchi F., Sacchi E. e Zuppi G.M., 2005, Fluid geochemistry of the Sardinian Rift-Campidano Graben (Sardinia, Italy): fault segmentation, seismic quiescence of geochemically “active” faults, and new constraints for selection of CO₂ storage sites. *Applied Geochemistry* 20, 317–340.

Arnone G., 1979, Studio delle sorgenti termali del Lazio settentrionale, *Rend. Soc. Ital. Min. e Petr.*, 35, 647-666

APAT, 2004, Dipartimento di Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Carta Geologica d'Italia, Scala 1:1.250.000.

Aquè e Brogi, 2002, La Dorsale Monti del Chianti-Monte Cetona nel quadro evolutivo della Catena Appenninica settentrionale: tettonica polifasata nella trasversale Trequanda-Sinalunga (Toscana meridionale), *Boll. Soc. Geol. It.*, 121, 365-376.

Baldi P., Bellani S., Ceccarelli A., Fiordelisi A., Squarci P., Taffi L., 1995, Geothermal anomalies and structural features of southern Tuscany. *World Geothermal Congress Proceedings Florence*, pp 1287–1291.

Baldi P. et al., 1993, Geothermal Fields of Central Italy, *Resource Geology Special Issue*, 16, 69-81.

Baldi P., et al., 1982, Exploration methodology, deep drilling, and geothermal model of the Cesano field. *First Turkish-Italian seminar on Geothermal Energy*, vol. 2, Ankara.

Balia R., Fais S., Klingelè E., Marson I. & Porcu A. (1991b) - Aeromagnetic constraints on the geostructural interpretation of the southern part of the Sardinian Rift, Italy. *Tectonophysics*: 195, 347-358, Amsterdam.

Barberi, F., Buonasorte, G., Cioni, R., Fiordelisi, A., Foresi, L., Iaccarino, S., Laurenzi, M.A., Sbrana, A., Vernia, L., Villa, I.M., 1994. Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia* 49, 77–134.

Barbier E., 1984, Geothermal Energy in Italy, Lecture given at the United Nations University Geothermal Training Programme, Reykjavik, Iceland.

Boni C. et al., 1993, Genesi e regime di portata delle acque continentali del Lazio. CNR (Centro di studio per il Quaternario e l'evoluzione ambientale) – Università La Sapienza. Roma.

Boni C. et al., 1988, Schema idrogeologico dell'Italia Centrale, Memorie della Società Geologica Italiana, v. 35.

Bossio A., Foresi L.M., Liotta D., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. & Squarci P., 1999. Riordino delle conoscenze sul bacino neogenico del Tora-Fine (Toscana, Italia). Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, 106: 1-16.

Brogi, A., 2004. Faults linkage, damage rocks and hydrothermal fluid circulation: tectonic interpretation of the Rapolano Terme travertines (southern Tuscany, Italy) in the context of the Northern Apennines Neogene-Quaternary extension. *Eclogae Geol. Helv.* 97, 307–320.

Brogi, A., 2008. The structure of the Mt. Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension. *Int. J. Earth Sci.* 97, 677–703.

Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Ranalli, G., 2005. Crustal structures in the geothermal areas of southern Tuscany (Italy): insights from the CROP 18 deep seismic reflection lines. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 148, 60–80.

Buonasorte, G., Cameli, G.M., Fiordilesi, A., Parotto, M., Perticone, I., 1995. Results of geothermal exploration in Central Italy (Latium-Campania). Proceedings of the World Geothermal Congress. Florence, International Geothermal Association 2,1293–1298.

Buonasorte, G., Fiordilesi, A., Pandeli, E., Rossi, U., Sollevanti, F., 1987. Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoautochthonous sedimentary sequences of Northern Latium. *Period. Mineral.* 56, 111–122.

Burgassi R. et al., 1965, Prospezione delle anomalie geotermiche e sua applicazione alla regione amiatina.

Capelli G. et al., 2012, Nuova Carta Idrogeologica del Territorio della Regione Lazio alla scala 1:100.000 (4 fogli), Regione Lazio.

Carmignani L. et al., 2001, Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000, Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, volume LX, Geologia della Sardegna.

Carmignani L., Lazzarotto A., 2004, Carta Geologica della Regione Toscana (2004), scala 1:250.000.

Capetti G., Romagnoli P. e Sabatelli F., Geothermal power generation in Italy 2005-2009- update report; 2010; Proceedings world geothermal congress 2010.

Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, vari fogli, Cartografia Realizzata Dal Servizio Geologico D'Italia Organo Cartografico Dello Stato (Legge 2/2/1960 N.68).

Chiocchini, U., Castaldi, F., Barbieri, M., Eulilli, V., 2010. A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal springs, and their recharge areas, in Cimini Mountains–Viterbo area, central Italy. *Hydrogeol. J.* 18, 1319–1341.

Casula G., Cherchi A., Montadert L., Murru M. & Sarria E. (2001) - The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 863-888, Amsterdam.

Cinti, D., Procesi, M., Tassi, F., Montegrossi, G., Sciarra, A., Vaselli, O., Quattrocchi, F., 2011. Fluid geochemistry and geothermometry in the western sector of the Sabatini Volcanic District and the Tolfa Mountains (Central Italy). *Chem. Geol.* 284, 160–181.

Cinti D. et al., 2014, Fluid geochemistry and geothermometry in the unexploited geothermal field of the Vicano–Cimino Volcanic District (Central Italy), *Chemical Geology* 371, 96–114.

CNR, PFE, RF 15, 1982, Contributo alla conoscenza delle potenzialità geotermiche della Toscana e del Lazio. Relazione finale. Progetto Finalizzato Energetica.

Cataldi R. et al., 1995, Geothermal ranking of the Italian territory, *Geothermics* vol. 24, n. 1, 115-129.

Della Vedova B. et al., 2001, Deep temperatures and surface heat flow distribution, In *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, 65-76, Kluwer Academic Publisher.

Dettoni B., Zanzari A.R., Zuddas P.: *Le acque termali della Sardegna*; 1982; *Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano- Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto energia geotermica - Relazione finale sul tema di ricerca "Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo-CNR-PFE-RF 10, Pisa.*

Di Salvo C. et al, 2013, Gli acquiferi in travertino del Lazio: schemi idrogeologici e caratteristiche chimico-fisiche, *Rend. Online Soc. Geol. It.*, Vol. 27 (2013), pp. 54-76, 30 figs., 1 tab.

ENEL, ENI-AGIP, CNR e ENEA, 1988, *Inventario delle risorse geotermiche nazionali*, Legge 9 dicembre 1986, n.896, abrogata dal Decreto Legislativo 11 febbraio 2010, n.22 e successivo aggiornamento (febbraio 1994).

European Commission, 2002, *Atlas of Geothermal Resources in Europe*, Official Publications of the European Communities.

Faccenna e Funiciello, 1993, Tettonica pleistocenica tra il Monte Soratte e i Monti Cornicolani (Lazio), *Il Quaternario*, 6 (1), 103-118.

Frezzotti M.L. et al., 2010, Earth's CO₂ degassing in Italy, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 36, paper 21. In: (Eds.) Marco Beltrando, Angelo Peccerillo, Massimo Mattei, Sandro Conticelli, and Carlo Doglioni, *The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins*.

Gambardella B. et al., 2004, Fluxes of deep CO₂ in the volcanic areas of central-southern Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 31– 52

Googas Catalogue. Results of the INGV-DPCV5 project: the catalogue of Italian gas emissions. 2009. Available at: <http://googas.ov.ingv.it/>

Huenges E., *Geothermal Energy Systems - Exploration, Development and Utilization*, Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 2010.

Lazzari M., 2008, Il comportamento tettonico e sedimentario del bacino d'avanfossa Bradanica durante il Pleistocene inferiore, *Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXVII* (2008), pp. 61 - 76.

Loddo M., Mongelli F., Pecorini G., Tramacere A.: Prime misure di flusso di calore in Sardegna; 1982; Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano-Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto energia geotermica - Relazione finale sul tema di ricerca "Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo-CNR-PFE-RF 10, Pisa.

Loddo M. and Mongelli F., 1978, Heat flow in Italy, *Pageoph*, vol. 117.

Maggiore M. e Pagliarulo P., Circolazione idrica ed equilibri idrogeologici negli acquiferi della Puglia, *Periodico dell'Ordine dei Geologi della Puglia - Supplemento al n. 1/2004*.

Mazzanti R., 2000, Geomorfologia del bacino versiliese-pisano con particolare riferimento alla "gronda del lupo", scarpata fossile che separa le colline livornesi, con i loro terrazzi eustatici, dalla pianura alluvionale di Pisa, *Atti soc. tosc. Sc. Nat. Mem. Serie A*, pag. 165-189.

Minissale A., Magro G., Tassi F., Frau F., Vaselli O., 1999, The origin of natural gas emissions from Sardinia Island, Italy; *Geochemical Journal* Vol. 33 pp 1-12.

Minissale A., 1991, Thermal springs in Italy: their relation to recent tectonic, *Applied Geochemistry*, vol. 6, pp 201-212.

Minissale A., 2004, Origin, transport and discharge of CO₂ in central Italy, *Earth-Science Reviews* 66, 89-141.

Nuti et al., 1977, Il termalismo nella Provincia di Sassari; possibile modello del circuito termale di Casteldoria, *Boll. Soc. Geol. It.* 96, 491-504.

Oggiano G., Funedda A., Carmignani L. & Pasci S., 2009, The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Appennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia. *Boll.Soc.Geol.It.* Vol.128, No.2, 527-539.

Peccerillo A., Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics. 2005, XIV, 365 p. Springer.

Piscopo, V., Barbieri, M., Monetti, V., Pagano, G., Pistoni, S., Ruggi, E., Stanzione, D., 2006. Hydrogeology of thermal waters in Viterbo area, central Italy. *Hydrogeol. J.* 8, 1508–1521.

Santini S. e Petrone F., 1977, La geotermia nel quadro della ricerca infrastrutturale, *L'industria mineraria*, 223-236.

Toro B., 1987, Anomalie residue di gravità e strutture profonde nelle aree vulcaniche del Lazio settentrionale, *Geologica Rom.*, 17, 35-44.