

PERMESSO DI RICERCA DI RISORSE GEOTERMICHE FINALIZZATO ALLA SPERIMENTAZIONE DI UN IMPIANTO PILOTA DENOMINATO "LUCIGNANO"

COMUNE DI RADICONDOLI – PROVINCIA DI SIENA

PROPONENTE:

Lucignano Pilot Project S.r.l



PROGETTO DEFINITIVO

NUMERO ELABORATO:

LCG-RP01-A01-V00

TITOLO:

RELAZIONE TECNICO-MINERARIA

DATA:

Luglio 2015

PROGETTISTI:

RENEWEM S.r.l

Via Norvegia n° 68 - 56021 Cascina (PI) - ITALIA

UFFICI:

Lucignano Pilot Project srl
Via Norvegia n° 68 - 56021 Cascina (PI) - ITALIA
tel. 0039 050 6205317 fax. 0039 050 0987814

REVISIONE

DATA		NOTE	
REV.1			
REV.2			
REV.3			



PERMESSO DI RICERCA DI RISORSE GEOTERMICHE FINALIZZATO ALLA SPERIMENTAZIONE DI UN IMPIANTO PILOTA DENOMINATO “LUCIGNANO”

COMUNE DI RADICONDOLI – PROVINCIA DI SIENA

PROCEDURA DI VALUTAZIONE DI IMPATTO AMBIENTALE

RELAZIONE TECNICO-MINERARIA

RENEWEM S.R.L.

Direzione e coordinamento:

Dott. S. Paloni

Gruppo di lavoro:

Renewem exploration team

SOMMARIO

1	PREMESSA	1
2	SITUAZIONE GEOLOGICA E GEOTERMICA DELL'AREA DI RIFERIMENTO.....	1
2.1	INQUADRAMENTO REGIONALE	1
2.2	ASSETTO GEOLOGICO E GEOTERMICO	5
2.3	DATI DI POZZO	8
2.4	DATI GRAVIMETRICI	12
2.5	DATI SISMICI.....	12
2.6	CARTA MAGNETOMETRICA	18
2.7	DATI GEOCHIMICI.....	19
2.8	CARTE TEMATICHE.....	22
2.9	MODELLO GEOLOGICO	24
	BIBLIOGRAFIA	26

1 PREMESSA

In data 26 aprile 2012 il Raggruppamento Temporaneo di Imprese tra la Società Geenergy S.r.l. (ora Renewem S.r.l.) e il Consorzio per lo sviluppo delle aree geotermiche (Co.Svi.G) ha presentato al Ministero dello Sviluppo Economico, competente per materia, una relazione tecnico-geologica, al fine di delineare un quadro quanto più esaustivo possibile delle situazione geologica e geotermica dell'area di riferimento (Figura 1-1), con particolare riguardo al serbatoio geotermico.

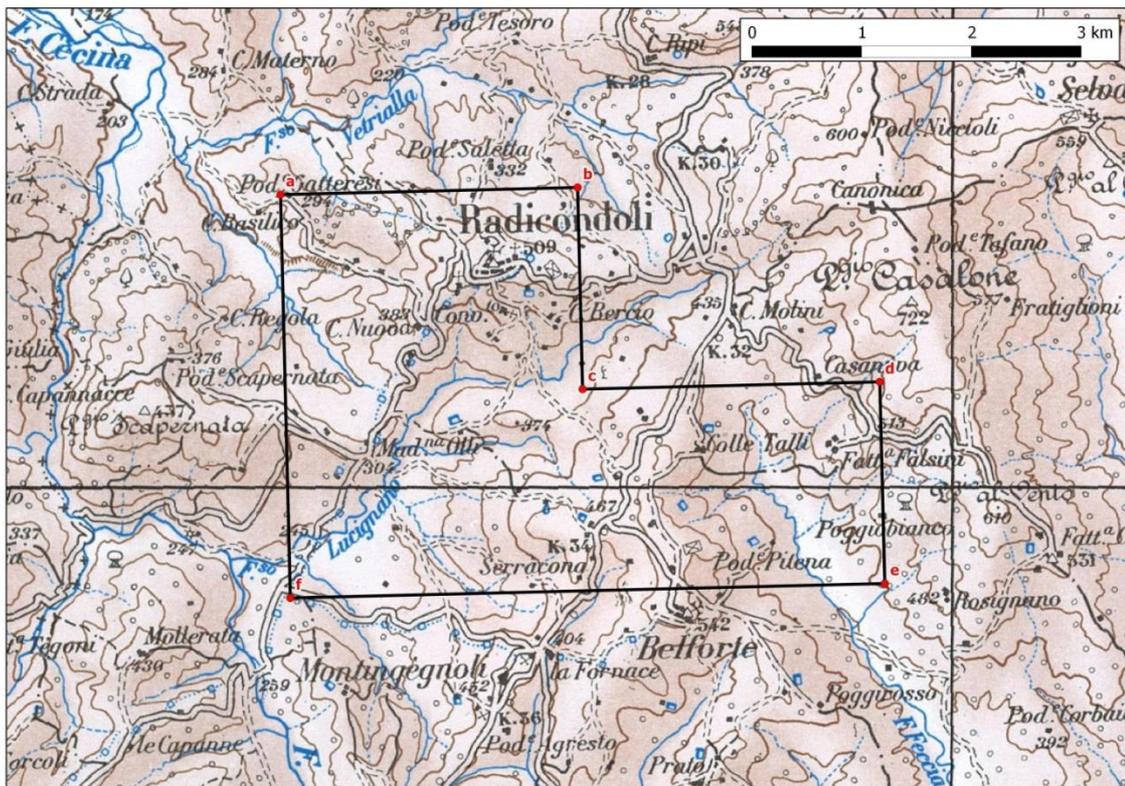


Figura 1-1. Area del permesso di ricerca per l'impianto pilota LUCIGNANO.

2 SITUAZIONE GEOLOGICA E GEOTERMICA DELL'AREA DI RIFERIMENTO

La fattibilità del progetto è basata sulla presenza, già accertata nell'area indicata, di risorse geotermiche qualitativamente idonee ad uno sfruttamento energetico di interesse economico, trovandosi l'area in esame al margine est dell'area geotermica tradizionale di Larderello-Travale. Per questa zona sono disponibili diversi dati di superficie e di sottosuolo, che hanno consentito di definire un modello concettuale sufficientemente attendibile del serbatoio geotermico.

2.1 INQUADRAMENTO REGIONALE

Da un punto di vista geologico, la Toscana Meridionale appartiene alla catena appenninica, che è considerata un *thrust-and-fold belt* derivato dalla collisione tra la

placca europea, includendo in questa la microplacca sardo-corsa, e la placca Adria. La storia geologica dell'Appennino Settentrionale, e quindi anche della Toscana Meridionale, comprende diverse fasi che si sviluppano dal Trias fino al Neogene, per un periodo di tempo di circa 200 ma.

A partire dal Trias si sviluppa infatti una fase di *rifting*, caratterizzata dallo sviluppo di faglie dirette associate a un magmatismo alcalino, ancora identificabile in alcuni settori dell'Appennino, come ad esempio nella zona di Punta Bianca, vicino La Spezia. I processi tettono-magmatici legati alla fase di *rifting* portano nel Giurassico Medio, a una fase di *spreading* connessa con l'apertura del bacino Ligure-Piemontese, un settore non più ampio di 400-500 km costituita da litosfera oceanica, che separava il margine continentale europeo da quello della placca Adria.

L'apertura di questo bacino è la diretta conseguenza dei movimenti tra le placche europea ed africana, che in questo periodo di tempo avvengono sostanzialmente in direzione est-ovest. I movimenti tra queste due placche cambiano a partire dal Cretaceo Superiore assumendo una direzione all'incirca E-W. Questo provoca un cambio importante nella geodinamica che ha come conseguenza l'inizio di movimenti convergenti tra la placca europea e adria, con sviluppo di un piano di subduzione associato a un ben sviluppato prisma di accrezione. Nell'Eocene medio, i processi di subduzione provocano la chiusura del bacino oceanico Ligure-Piemontese e l'inizio della collisione continentale. A partire dall'Oligocene Inferiore, la collisione continentale provoca la deformazione del margine continentale della placca Adria, che risulta nello sviluppo di un sistema catena-avanfossa. Questo sistema-catena avanfossa, e quindi anche il fronte compressivo, è soggetto, fin dall'Oligocene Inferiore, a una progressiva migrazione in direzione est verso l'interno della placca Adria. Questa migrazione si sviluppa per tutto l'oligo-miocene ed è ancora attivo con il fronte compressivo situato attualmente in Pianura Padana e nel mare Adriatico. E' durante questa fase che si origina l'impilamento di unità tettoniche che caratterizza la catena appenninica, dove vengono riconosciute le Unità Liguri e Subliguri, costituite da successione rappresentative dal bacino oceanico e della sua transizione al margine continentale, che sormontano le Unità toscane, metamorfiche e non metamorfiche, e le Unità Umbro-marchigiane, entrambe derivate dal margine continentale della placca Adria. Questa struttura è chiaramente riconoscibile in Toscana meridionale dove al di sopra delle Unità Toscane metamorfiche, affioranti principalmente nella Dorsale Medio-Toscana, si ritrova l'Unità Toscana non metamorfica (Falda Toscana), sormontata a sua volta delle Unità Subliguri e Liguri. Questo impilamento di Unità tettoniche si sviluppa nell'area corrispondente alla Toscana meridionale essenzialmente nel Miocene Inferiore. Questa struttura tettonica, a causa dell'instabilità connessa con il forte ispessimento dovuta alla sovrapposizione delle unità tettoniche, viene interessata da una successiva tettonica estensionale a basso angolo che si sviluppa essenzialmente nel Miocene Medio. Questa tettonica estensionale è caratterizzata da faglie dirette a basso angolo (*low-angle normal fault LANF*) che provocano la laminazione tettonica della struttura preesistente costituita dalla

sovrapposizione delle unità tettoniche (conosciuta in letteratura come *serie ridotta*) (Figura 2-1).

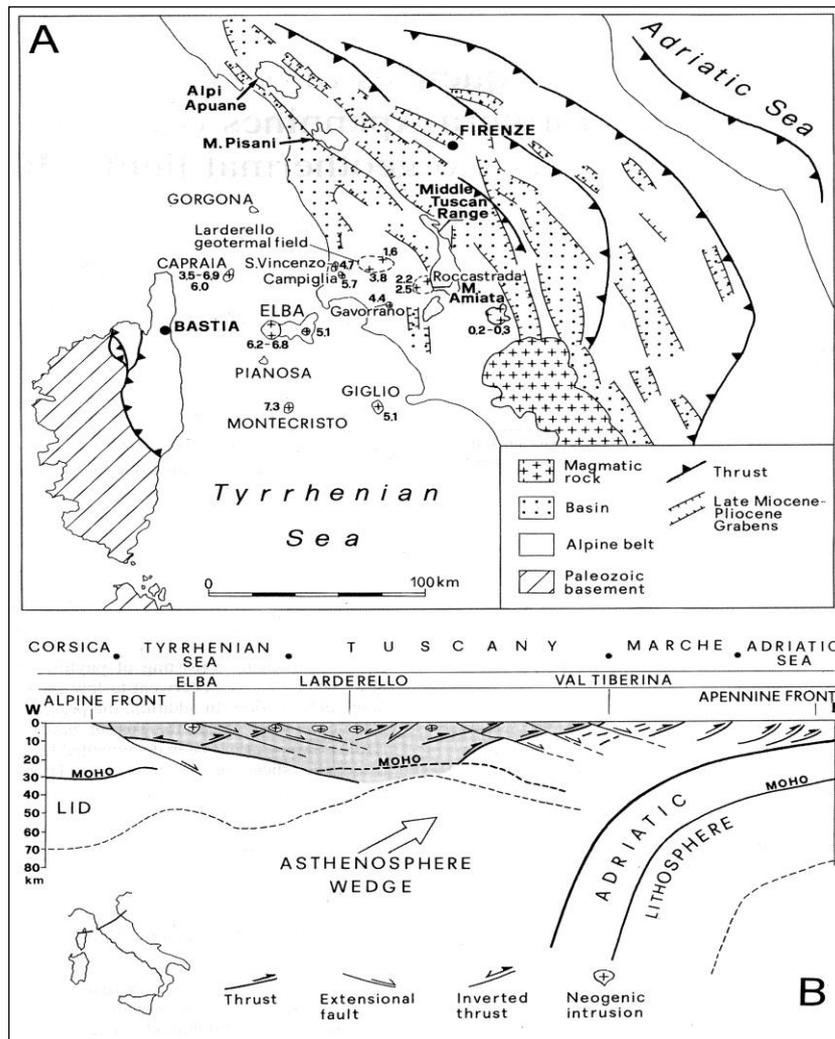


Figura 2-1. Quadro strutturale dell'Appennino Settentrionale (tratto da Carmignani et al., 1995; Doglioni et al., 1998).

Una caratteristica essenziale dell'evoluzione tettonica della catena appenninica, e, in particolare, del settore della Toscana meridionale, è rappresentata dal fatto che la progressiva migrazione del fronte catena-avanfossa verso est e la successiva tettonica estensionale a basso angolo è seguita nello spazio e nel tempo dall'instaurarsi di una ulteriore tettonica estensionale, caratterizzata però dallo sviluppo da faglie dirette ad alto angolo.

In Toscana meridionale questa tettonica estensionale si sviluppa a partire dal Miocene Superiore, ed ha come risultato la creazione di bacini sedimentari, che risultano delimitati dalle faglie dirette ad alto angolo e vengono progressivamente colmati da successioni del Miocene Superiore - Pliocene.

Le principali successioni identificate in Toscana meridionale sono rappresentate dalla successione fluvio-lacustre del Tortoniano Superiore (FOS), dalla successione marine del

Messiniano inferiore (RAQ –ROS), dalla successione lago-mare del Messiniano Superiore (BAM-EMO) e dalle successioni plioceniche del primo e del secondo ciclo (AZR –VLM).

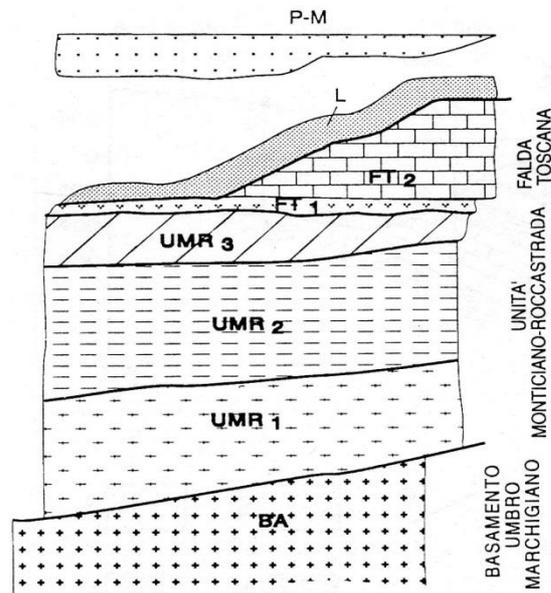


Figura 2-2. Ricostruzione della struttura geologica della Toscana Meridionale sulla base delle successioni affioranti e dei sondaggi nel campo geotermico di Larderello. Successione mio-pliocenica: P-M - Unità Liguri:L - Falda Toscana (Unità Toscana non metamorfica): FT1: calcare Cavernoso; FT2: successione carbonatica, Scaglia Toscana e Macigno - Unità Toscana metamorfica (UMR): UMR 3: Verrucano triassico; UMR 2: gruppo filladico-quartzitico (?Paleozoico); UMR 1: gruppo dei Micascisti (?Paleozoico) - Complesso degli Gneiss (BA): gneiss e paragneiss (?Paleozoico). Da notare che la situazione che vede la sovrapposizione delle Unità Liguri sui vari livelli della falda Toscana risultato della fase tettonica estensionale del Miocene medio.

La tettonica estensionale mio-pliocenica non è associata solo dallo sviluppo di faglie dirette e di bacini sedimentari, ma anche da un diffuso magmatismo che, al pari del fronte compressivo e della tettonica estensionale, migra progressivamente da ovest verso est. I corpi magmatici, sia intrusivi che effusivi, si sviluppano a partire dal Miocene Superiore (6.2-6.8 ma - Isola d'Elba) fino al magmatismo più recente (800 K), rappresentato dall'edificio vulcanico del Monte Amiata e di Radicofani. E' in relazione a questo processo di estensione crostale e all'associato magmatismo, che in Toscana meridionale si originano un alto flusso di calore, come nella zona Larderello-Travale e del Monte Amiata, che ha permesso lo sviluppo dei campi geotermici che sono attualmente in coltivazione.

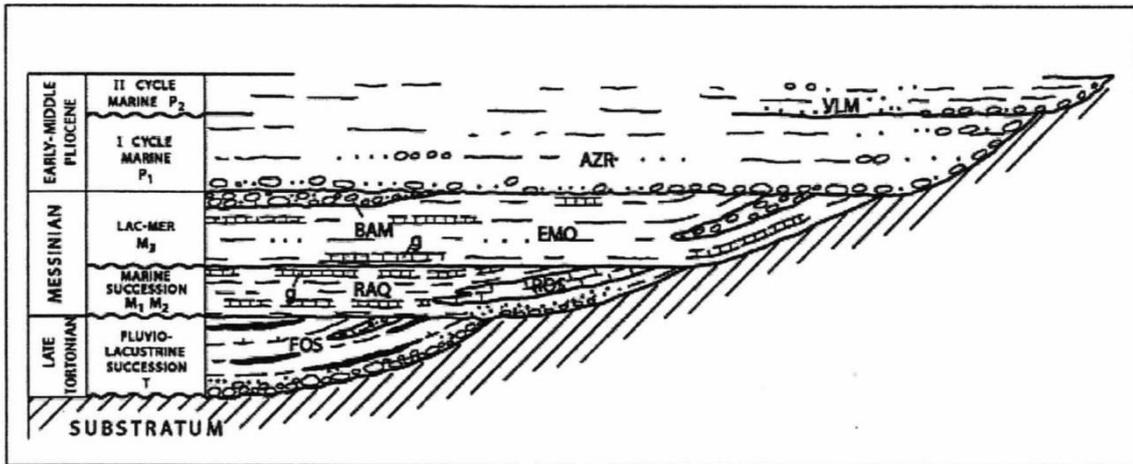


Figura 2-3. Ricostruzione schematica dei rapporti tra le diverse successioni mio-plioceniche nell'area in esame (da Batini et al., 2003). Per le sigle vedi il testo.

2.2 ASSETTO GEOLOGICO E GEOTERMICO

L'area di studio ricade all'interno del Bacino di Radicondoli, uno dei principali bacini sedimentari medio-tardo-Miocenici della Toscana meridionale. Questo bacino, delimitato ad oriente dal Middle Tuscan Range ed ad occidente dalle Colline Metallifere, consiste in una depressione tettonica orientata NNW-SSE lunga circa 60 Km e larga 14-18 Km. Il Bacino di Radicondoli è una depressione strutturale con una forma concava verso l'alto come documentato dai dati dei sondaggi e dalle linee di sismica a riflessione. Questa depressione è stata colmata da sedimenti Miocenici affioranti principalmente nel settore meridionale del bacino e sepolti dai sedimenti Pliocenici del Bacino di Volterra a Nord e dai sedimenti Pliocenici e Villafranchiani a Sud. Nell'area del Permesso di Ricerca affiorano, oltre ai sedimenti Miocenici e Pliocenici, le unità relative al Dominio Ligure ed in particolare la Formazione di Monteverdi Marittimo. I dati stratigrafici profondi permettono la ricostruzione dei rapporti tra le unità tettono-stratigrafiche costituenti il substrato del Bacino di Radicondoli. Da questi dati emerge che le Liguridi appaiono tettonicamente assottigliate mentre la Falda Toscana ed il gruppo del Verrucano risultano lateralmente discontinui. Questo assetto è derivato dall'attività di faglie dirette mediotardo-Mioceniche correlate al susseguirsi di due eventi estensionali. Il primo ha prodotto la segmentazione laterale delle Liguridi e della Falda Toscana mentre il Gruppo del Verrucano è stato interessato da faglie dirette soltanto durante la seconda fase deformativa. A questi eventi si è sovrainposta, nel Pliocene inferiore e medio, una tettonica estensionale che ha portato alla formazione di bacini caratterizzati da una sedimentazione sin-tettonica (Brogi e Liotta, 2008).

Il Bacino di Radicondoli può quindi essere spiegato come un *Hanging Wall Basin* sviluppatosi in un contesto di elevata distensione. La segmentazione laterale dei livelli competenti del basamento ha giocato un ruolo fondamentale nel controllo della sedimentazione sintettonica: l'ampiezza del bacino è stata influenzata dalla segmentazione dovuta alla differenza di competenza mentre, la profondità del bacino è stata invece definita dalla differenza di spessore tra i livelli competenti e l'orizzonte

evaporitico di distacco (Brogi e Liotta, 2008). L'inizio della segmentazione laterale non è stato ancora ben definito ma potrebbe essere compreso tra la fase di thrusting (tardo Oligocene-Miocene Inferiore) e la sedimentazione sin-tettonica del tardo Tortoniano - tardo Messiniano (Brogi e Liotta, 2008).

Nella zona di Radicondoli affiorano alcune delle unità della successione neogenica del versante tirrenico dell'Appennino settentrionale (Figura 2-4), in particolare la Formazione di Chiusdino (CHD) e i Conglomerati del lago boracifero (CLB) (Pliocene inferiore-medio) e le argille e gessi del fiume Era Morta (EMO) e dalla formazione del torrente Raquese (RAQ) (Miocene medio-sup.). Ai margini del bacino affiorano invece le torbiditi carbonatiche della Formazione di Monteverdi Marittimo (MTV-Cretaceo sup.), le argilliti e calcari di monte Rocchino (RCH-Cretaceo) e le argille e calcari di Canetolo (ACC-Eocene medio sup.).

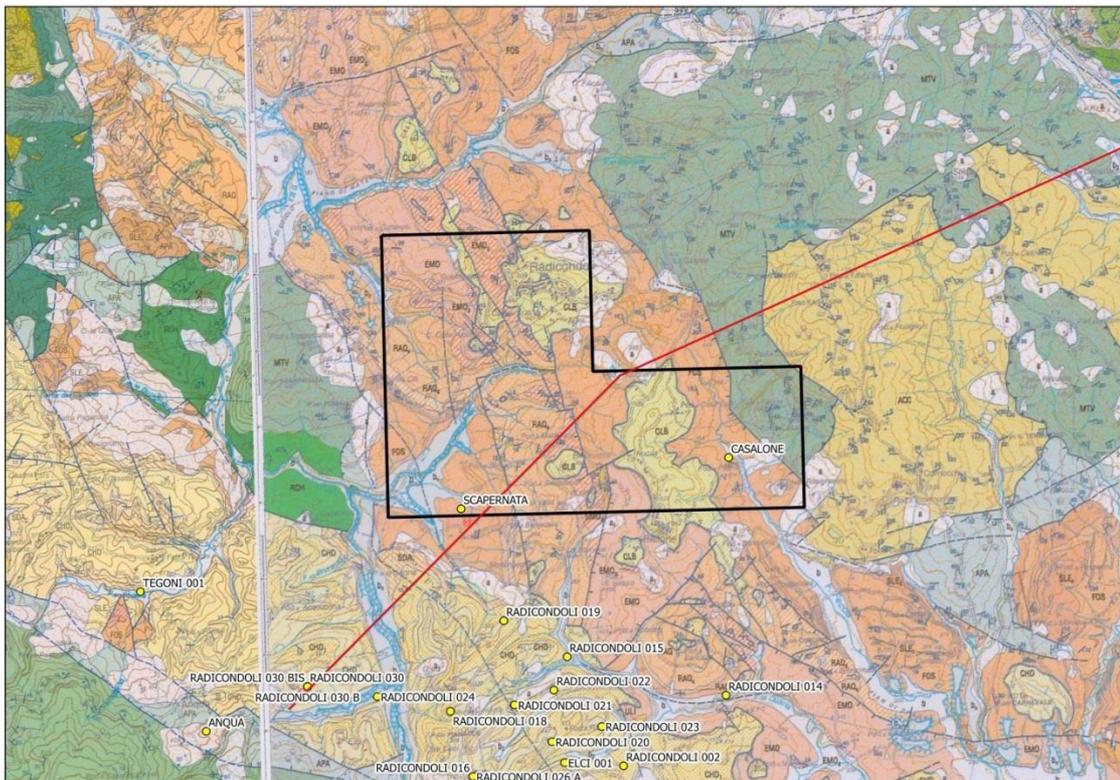


Figura 2-4. Dettaglio sulla zona in esame, del Foglio 295-Pomarance della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (Lazzarotto A. coord., 2002). Legenda in Figura 2-6. Sono mostrate inoltre le ubicazioni dei pozzi (Banca dati Nazionale Geotermica) e della sezione geologica di Figura 2-7.

La sezione geologica (Figura 2-5) mette bene in evidenza il top del serbatoio geotermico, target della ricerca. Le unità del Dominio Ligure e le coperture Neogeniche costituiscono la copertura del sistema geotermico garantendo l'isolamento termico e idraulico del serbatoio.

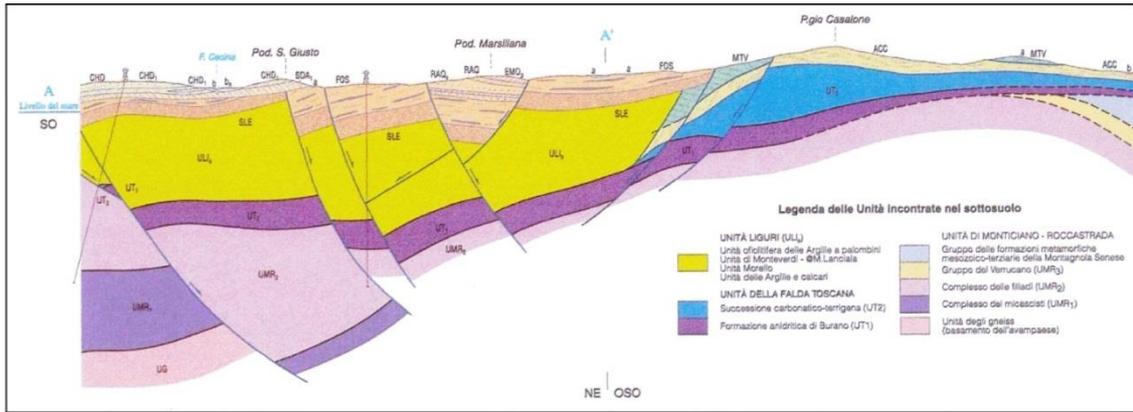


Figura 2-5. Sezione geologica a direzione est-ovest della zona di Radicondoli (dal Foglio 296 Siena della carta geologica d'Italia in scala 1:50.000). La traccia della sezione è mostrata in Figura 2-4.

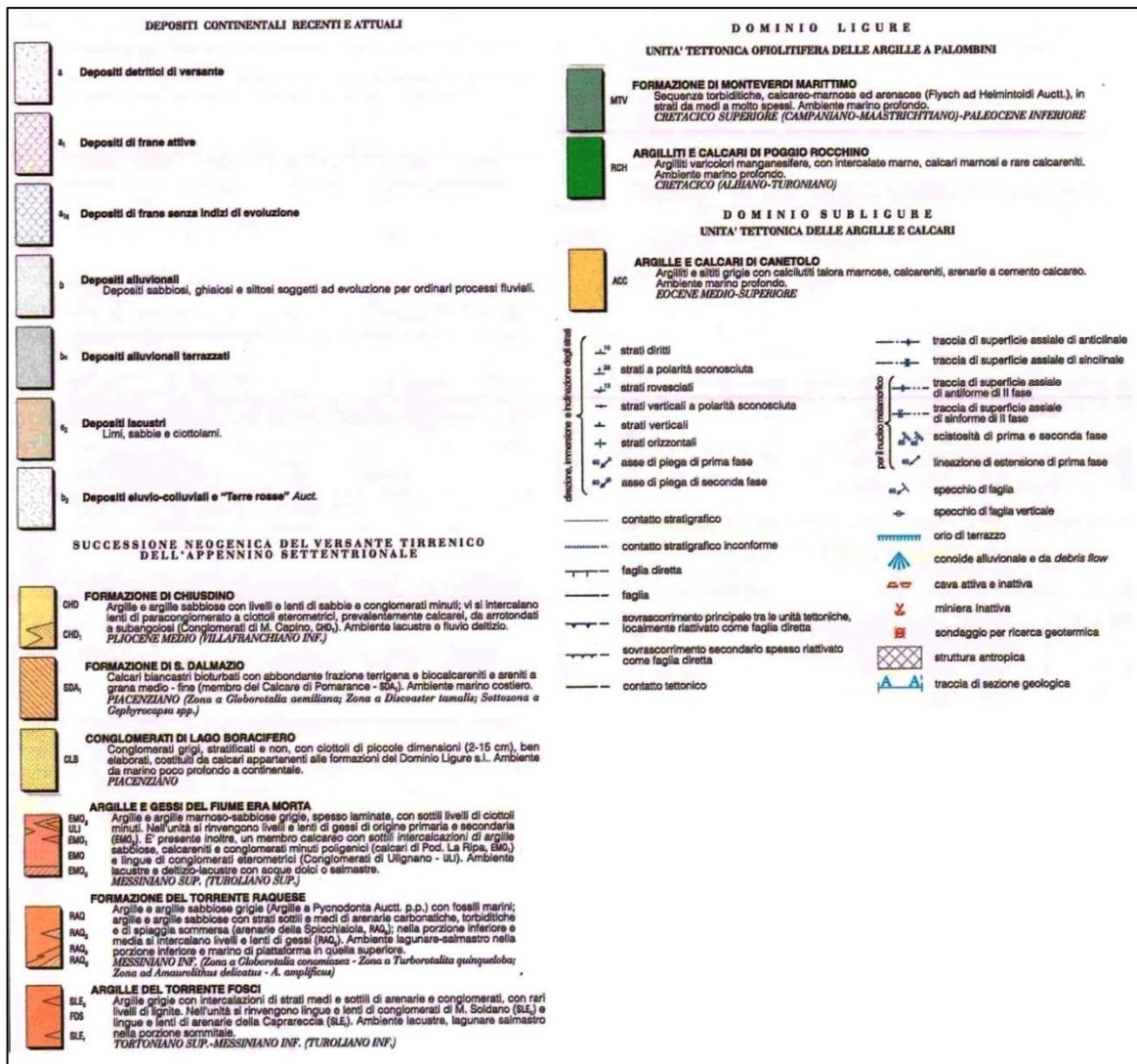


Figura 2-6. Legenda del Foglio 295-Pomarance della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (Lazzarotto A. coord., 2002).

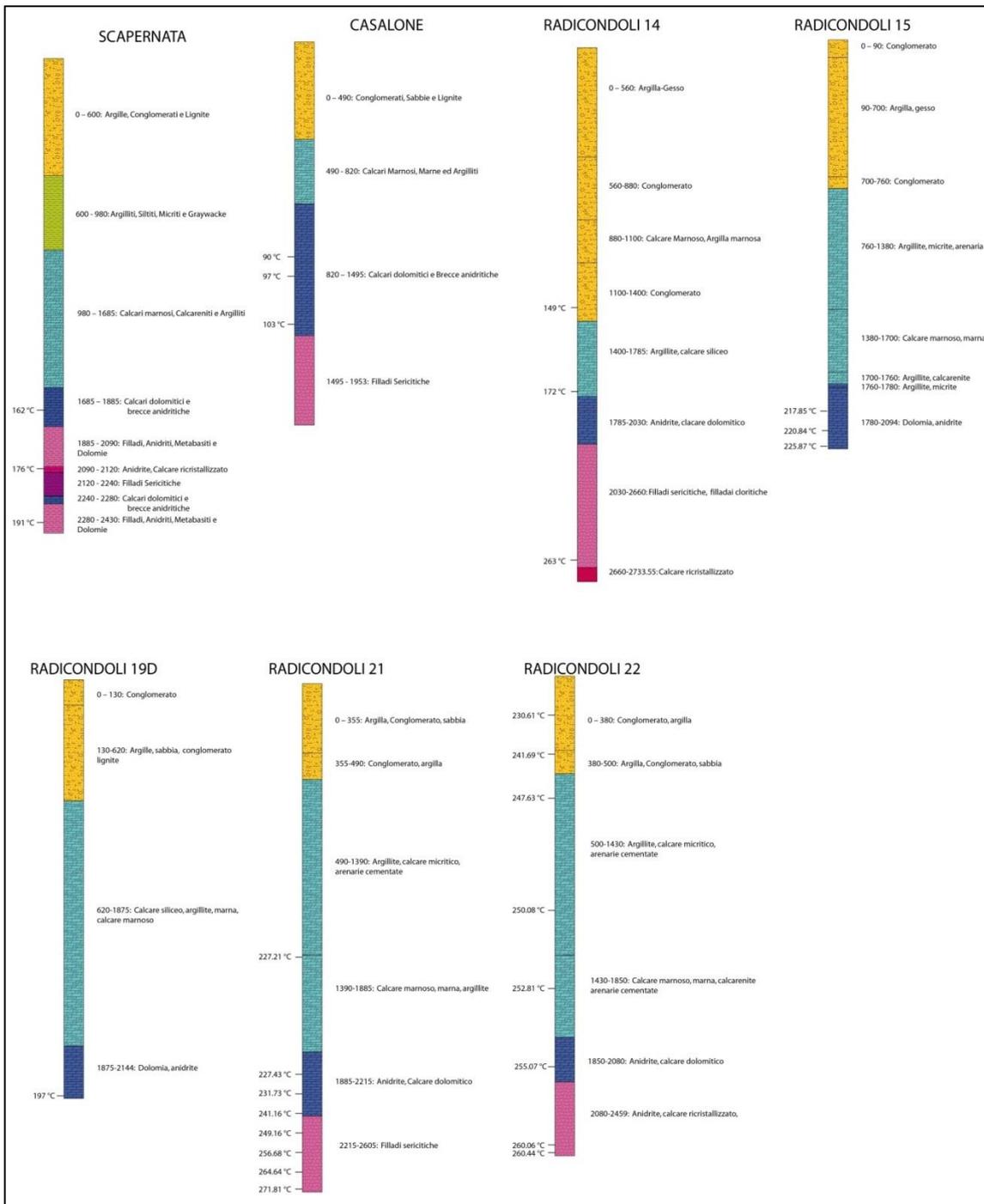


Figura 2-7. Stratigrafia dei pozzi perforati da ENEL (Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali, UNMIG), presenti nell'area del Permesso di Ricerca. Le ubicazioni sono mostrate in Figura 2-4.

2.3 DATI DI POZZO

Dalla stratigrafia dei pozzi ENEL presenti in zona (Figura 2-7) è possibile ricostruire l'andamento del tetto e dello spessore del potenziale serbatoio geotermico. Il pozzo "Scapernata" incontra il Calcare Cavernoso ad una profondità di 1685 m dal p.c. per uno spessore di 200 m. Procedendo verso Est, come visibile anche dalla sezione geologica di Figura 2-5, il tetto del serbatoio si rinviene a profondità inferiori. La stratigrafia del

pozzo “Casalone” infatti evidenzia la presenza del Calcere Cavernoso ad una profondità di 820 m dal p.c. per uno spessore di oltre 650 m.

I pozzi Radicondoli 14, 15, 19D, 21 e 22, ubicati poco più di un chilometro a sud dell’area del permesso, ricadono all’interno del bacino di Radicondoli e permettono quindi una accurata ricostruzione dell’assetto geologico del sottosuolo. Questi pozzi incontrano il top del serbatoio a profondità comprese tra i 1700 ed i 1900 m evidenziando la continuità della struttura tra la parte meridionale e quella settentrionale.

Nel corso dell’accurata revisione dei dati a disposizione per l’area di studio e per le aree limitrofe sono state analizzate le modalità di perforazione dei pozzi geotermici a disposizione. Questa analisi ha messo in evidenza, attraverso le schede dei pozzi geotermici dell’inventario delle risorse geotermiche nazionale, come non sussista una separazione all’interno del serbatoio tra le anidriti e dolomie della falda toscana e la successione filladi-anidriti e dolomie metamorfiche. Se si guarda al pozzo ENEL Scapernata, pozzo di riferimento per il progetto Lucignano, si nota infatti che il pozzo sia stato progettato lasciando a foro scoperto per la produzione da 1685 m, top delle anidriti e dolomie della falda toscana, fino a fondo pozzo (Figura 2-8, Figura 2-9).

1685.00	1885.00	Dolomia Anidrite	I	Breccia anidriti e dolomie SCT
1885.00	2090.00	Filladi cloritiche Metabasiti	F	Formazione di boccheggiano
2090.00	2120.00	Anidrite Calcere ricristalliz	F	Formazione di boccheggiano
2120.00	2240.00	Filladi sericitiche	F	Formazione di boccheggiano
2240.00	2280.00	Anidrite Dolomia	F	Formazione di boccheggiano
2280.00	2430.00	Filladi cloritiche Metabasiti	F	Formazione di boccheggiano

Figura 2-8. Stratigrafia del pozzo Scapernata (Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali, UNMIG).

FORO LIBERO

DIAMETRO (Inch)	DA (m)	A (m)
12" 1/4	1683.50	1684.00
8" 1/2	1684.00	2429.80

Figura 2-9. Profilo di tubaggio del pozzo Scapernata (Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali, UNMIG).

Questa considerazione può essere fatta analogamente anche per l'altro pozzo presente all'interno dell'area del permesso, il pozzo Casalone, nonché per molti altri pozzi perforati nei pressi dell'area del permesso di ricerca. Se si guarda a come si è evoluta la coltivazione del campo di Radicondoli-Travale questo aspetto risulta ancor più evidente. In Tabella 2-1 sono riportati, per gran parte dei pozzi di tale campo, disponibili attraverso l'inventario delle risorse geotermiche nazionale, con associati l'anno di completamento, se il pozzo ha attraversato significativamente le successioni delle filladi-anidriti e dolomie metamorfiche e da quale tratto il pozzo è stato lasciato a foro scoperto per la messa in produzione.

Nome	Anno	Attraversa le unità metamorfiche?	Inizio tratto a foro scoperto*
Travale 5	1951	No	FT
Travale 10	1952	Poco	FT
Travale 6	1952	No	FT
Travale 7	1952	Si	FT (parziale)
Travale 11	1953	Poco	FT (parziale)
Travale 13	1953	Poco	FT
Travale 14	1953	Poco	FT
Travale 9	1953	Poco	FT (parziale)
Travale 15	1954	No	FT
Travale 16	1954	Poco	FT
Travale 3bis	1954	Poco	FT (parziale)
Travale 17	1955	No	FT
Travale 19	1957	No	FT
Travale 20	1957	Poco	FT
Travale 21	1962	Poco	FT

Travale 4bis	1969	No	FT
Travale 22	1972	No	MT
Radicondoli 2	1973	Poco	FT
Radicondoli 3	1974	No	FT
Radicondoli 4	1974	No	FT
Radicondoli 5	1974	No	FT
Travale 23	1975	No	FT
Radicondoli 8dir	1976	No	FT
Radicondoli 9	1976	No	FT
Radicondoli 11D	1977	Poco	FT
Radicondoli 6	1977	Poco	FT
Anqua	1978	Si	FT (parziale)
Chiusdino 2	1978	Poco	FT
Radicondoli 14	1978	Si	FT
Radicondoli 15	1979	No	FT
Scapernata	1979	Si	FT
Castelletto	1980	Si	FT
Radicondoli 18	1980	No	FT
Casalone	1981	Si	FT
Radicondoli 16	1981	Si	FT
Radicondoli 19	1981	No	FT
Travale 8	1981	Si	MT
Radicondoli 20	1982	No	FT
Chiusdino 3	1983	Si	FT
Radicondoli 21	1983	Si	FT
Tegoni 1	1983	Poco	MT
Radicondoli 1	1984	Si	MT
Radicondoli 17	1984	Si	MT
Radicondoli 22	1984	Si	FT
Radicondoli 7	1984	No	FT

Tabella 2-1. Elenco dei pozzi del campo di Travale-Radicondoli e dintorni (inventario delle risorse geotermiche nazionale) in cui sono riportati l'anno del completamento, se il pozzo ha attraversato significativamente le successioni filladi-anidriti e dolomie metamorfiche e da quale tratto il pozzo è stato lasciato a foro scoperto per la messa in produzione (*FT: anidriti e dolomie della falda toscana; MT: successioni filladi-anidriti e dolomie metamorfiche).

Dalla Tabella 2-1 risulta evidente come nei primi anni di sfruttamento del campo l'unico obiettivo della perforazione fossero le breccie di anidriti e dolomie della falda toscana. Le sottostanti unità metamorfiche venivano attraversate al massimo per poche centinaia di metri, probabilmente solo a scopo esplorativo. Dalla fine degli anni '70 ENEL ha

cominciato a interessarsi seriamente a queste formazioni. Il perché di questo interessamento è da riscontrarsi in un altro aspetto importante, che risulta dai dati di completamento del pozzo e più in particolare dalle unità lasciate a foro scoperto per la messa in produzione. In Tabella 2-1 infatti si nota come anche i pozzi che entrano in maniera importante nelle unità metamorfiche lascino a foro scoperto il pozzo dal top delle brecce di anidriti e dolomie della falda toscana fino a fondo pozzo. Questo dato lascia presupporre che, pur passando dalle unità della serie toscana a quelle metamorfiche, il serbatoio sia da considerarsi unico, probabilmente in comunicazione tramite faglie e sistemi di fratturazione.

2.4 DATI GRAVIMETRICI

I dati gravimetrici (Figura 2-10) confermano quanto sopra esposto. A scala regionale la carta dell'anomalia di bouguer evidenzia la presenza di un alto strutturale nella parte sud-occidentale dell'area, caratterizzato da un minimo gravimetrico interpretabile con la presenza di corpi intrusivi. Procedendo verso NE, in corrispondenza dell'area del permesso, si ha un aumento nei valori dell'anomalia gravimetrica corrispondente all'approfondimento delle strutture carbonatiche mesozoiche ed all'ispessimento dei depositi neogenici all'interno del bacino. I valori dell'anomalia gravimetrica aumentano ulteriormente nella parte nord-orientale del permesso, contestualmente ad una situazione di alto strutturale ben evidenziata anche dalle stratigrafie dei pozzi.

2.5 DATI SISMICI

Importanti informazioni sull'assetto geologico strutturale dell'area derivano dai rilievi sismici effettuati da ENEL nel corso dell'esplorazione dell'area di Travale-Radicondoli. In particolare nell'area ricadono le linee sismiche LAR-7, LAR-37, LAR-14 ed ai margini la linea TR-2 (Figura 2-10).

L'esame delle linee sismiche mostra abbastanza distintamente l'assetto strutturale del permesso. In particolare si distinguono: il riempimento clastico dei bacini estensionali neogenici e le unità tettoniche Mesozoico-Terziarie, sovrapposte ed impilate in seguito ad una tettonica polifasica (Fiordelisi et al., 2005).

Il segnale ad alta riflettività delle unità carbonatico evaporitiche (Calcare cavernoso) triassiche mette in evidenza il passaggio dalla porzione superficiale sedimentaria alla parte metamorfica profonda della successione e rappresenta il top dell'obiettivo minerario dei pozzi previsti. Al disotto dei carbonati le rocce paleozoiche sono caratterizzate da un metamorfismo che aumenta con la profondità variando da filladi a cornubianiti. Questa situazione della parte profonda è evidenziata nelle sezioni sismiche dalle riflessioni dell'orizzonte H poste come noto nel campo di Larderello all'interno delle cornubianiti. A maggiori profondità sono presenti le riflessioni profonde legate all'orizzonte K (Fiordelisi et al., 2005).

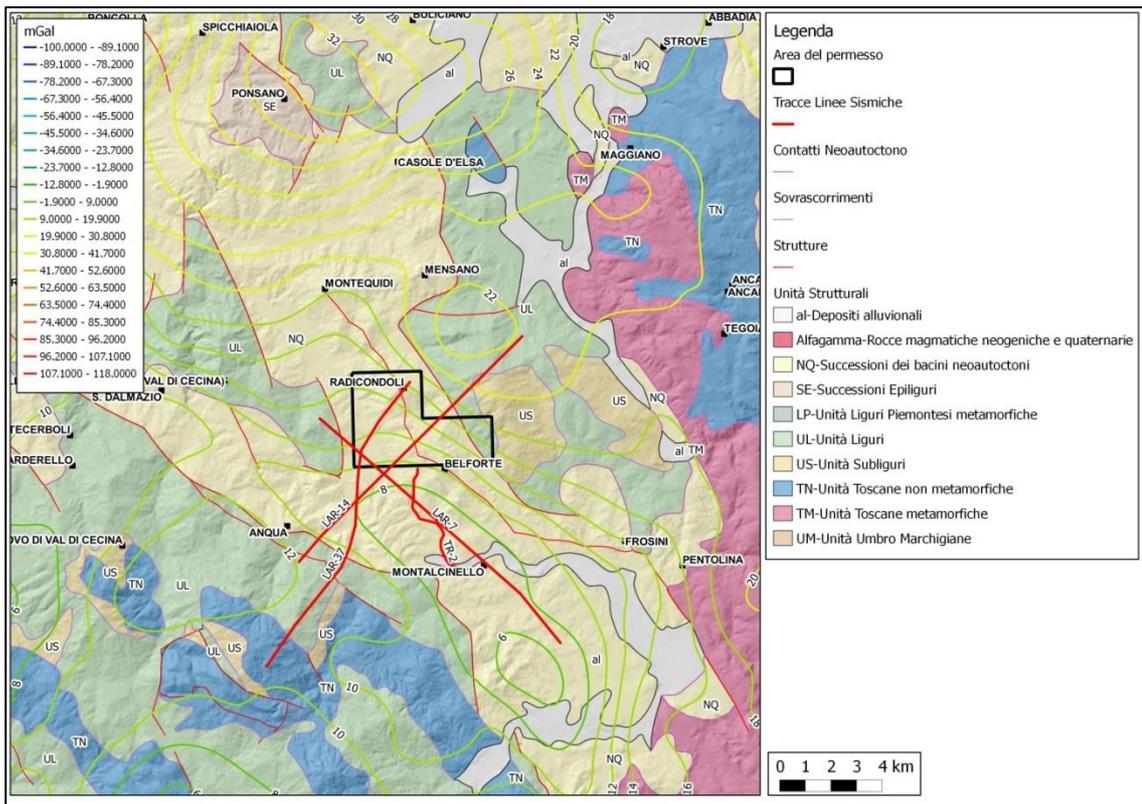


Figura 2-10. Carta dell'anomalia di bouguer (Dettaglio della Carta gravimetrica d'Italia 1:250.000, ISPRA). Vengono inoltre riportate le tracce delle linee sismiche presenti nell'area del Permesso (Fiordelisi et al., 2005; Bertini et al., 2005; Batini e Nicolich, 1984; Batini e Nicolich, 1985).

La LAR-7 (Figura 2-11) evidenzia considerevoli spessori di sedimenti Neogenici e dei flysch Liguri. La base delle Liguridi non è ben definita mentre il top del basamento è ben evidente nella parte centrale della sezione. L'orizzonte K è evidenziato da eventi ad elevata ampiezza. Dalla linea risulta evidente come l'intero basamento risulta essere interessato, soprattutto nella parte sinistra della linea, da segmenti di riflessioni che, seppur discontinui, evidenziano elevate ampiezze (Batini e Nicolich, 1984).

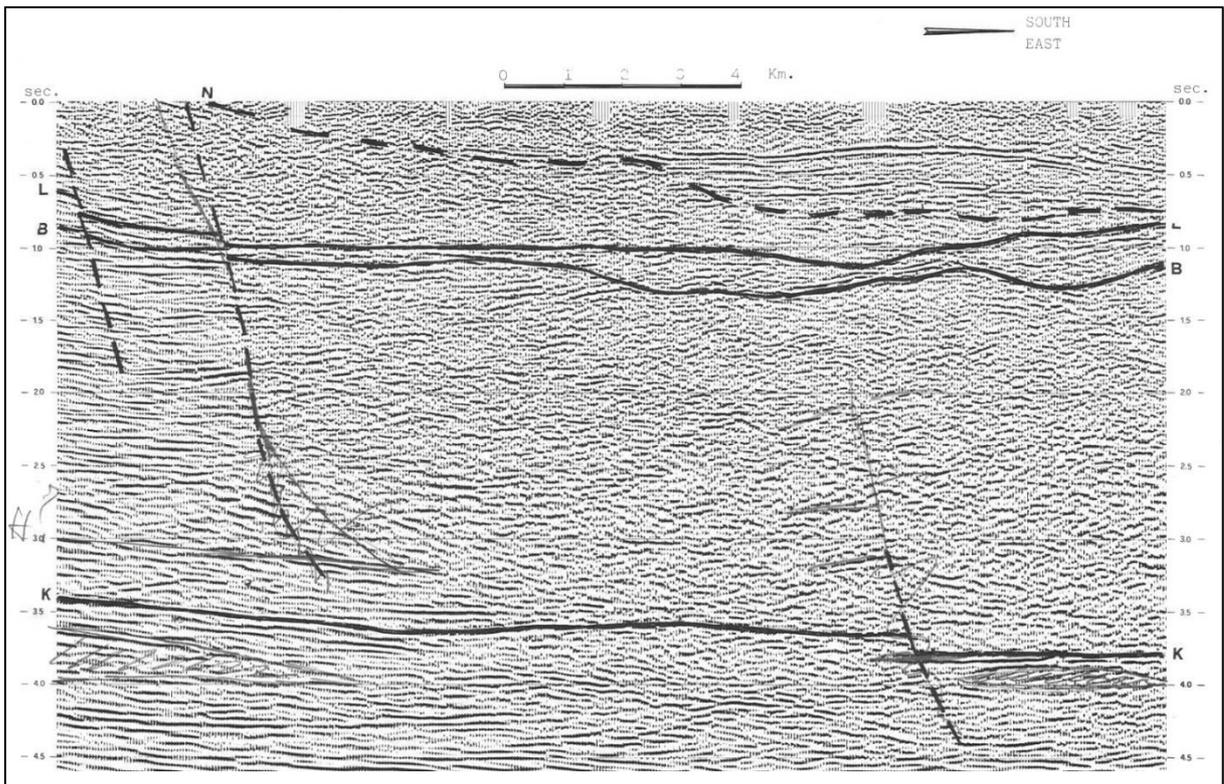


Figura 2-11. Linea LAR7 migrata interpretata (Batini e Nicolich, 1984).

La LAR-37 (Figura 2-12) evidenzia la presenza del marker K alla profondità di 6000-8000 m che si approfondisce gradualmente in direzione E-SE dove è caratterizzato da una minore ampiezza di segnale e da evidenti discontinuità. Queste hanno una direzione NW-SE che richiama l'andamento delle strutture superficiali. Il marker H è alla profondità di circa 4000 m e diversi pozzi hanno confermato la sua corrispondenza con i livelli di rocce termometamorfiche. Le perforazioni hanno raggiunto i livelli granitici ad una profondità di 4000 m, poche centinaia di metri al disotto dell'aureola termometamorfica. L'orizzonte H rappresenta inoltre un importante marker dove si concentrano i livelli più produttivi. Ulteriori livelli produttivi sono stati rinvenuti a profondità minori ma sempre nelle formazioni metamorfiche (Bertini et al., 2005).

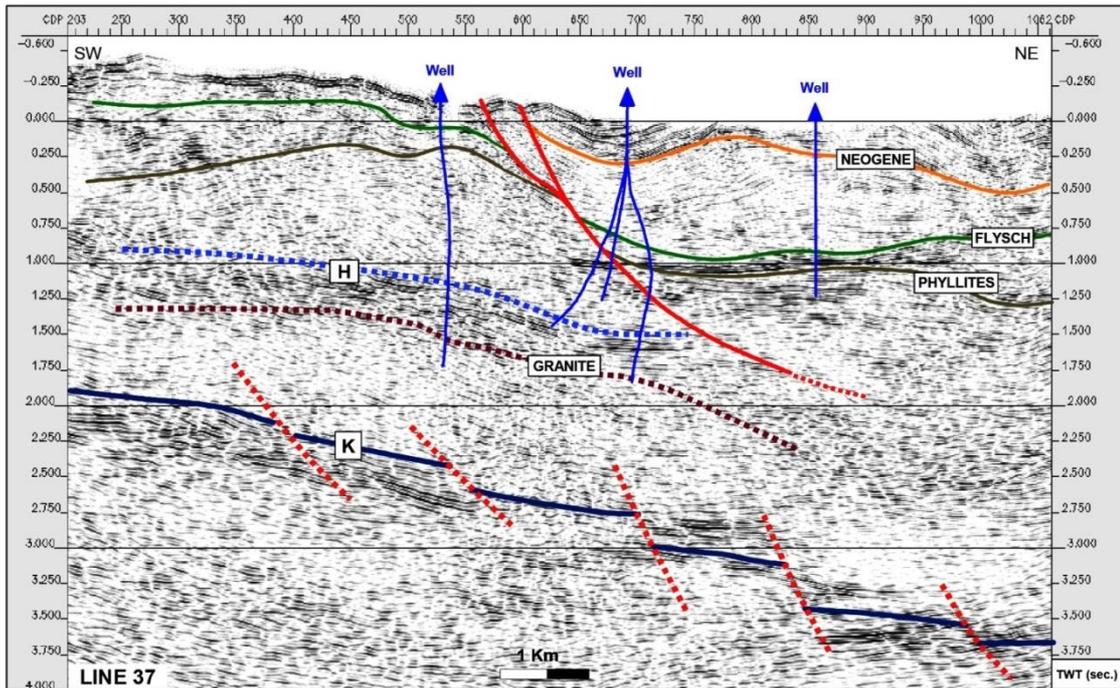


Figura 2-12. Linea LAR37 riprocessata, migrata e interpretata con l'ausilio di alcuni pozzi (Fiordelisi et al., 2005).

Le mappa dell'orizzonte K mette in evidenza il progressivo approfondimento dell'orizzonte verso E fino a profondità superiori ai 12000 m (Fiordelisi et al., 2005). Nell'orizzonte K sono state riconosciute quattro principali discontinuità interpretate come faglie estensionali, tre con direzione NW-SE ed una orientata N-S. Quest'ultima in particolare sembra dislocare le faglie ad andamento appenninico con un movimento trascorrente destro (Figura 2-13).

La carta dell'orizzonte H segue il top dei corpi granitici che comunque rimangono non definiti a causa della mancanza di contrasto tra le rocce intrusive e le metamorfiche (Fiordelisi et al., 2005). L'orizzonte H, che rappresenta l'espressione sismica di livelli fratturati al cui interno è presente vapore, tende ad approfondirsi in direzione NE raggiungendo profondità di 1900-2000 m all'interno dell'area di interesse (Figura 2-14).

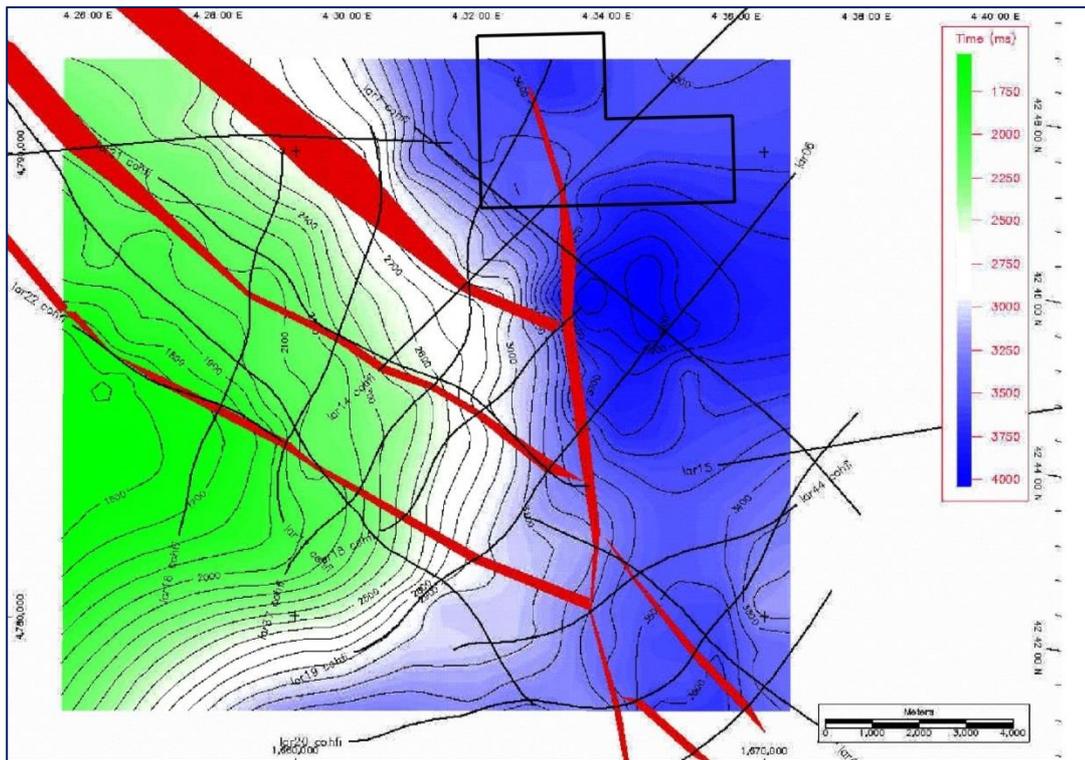


Figura 2-13. Mappa del top dell'orizzonte K in TWT in cui è riportata l'ubicazione delle faglie e delle linee sismiche (Fiordelisi et al., 2005).

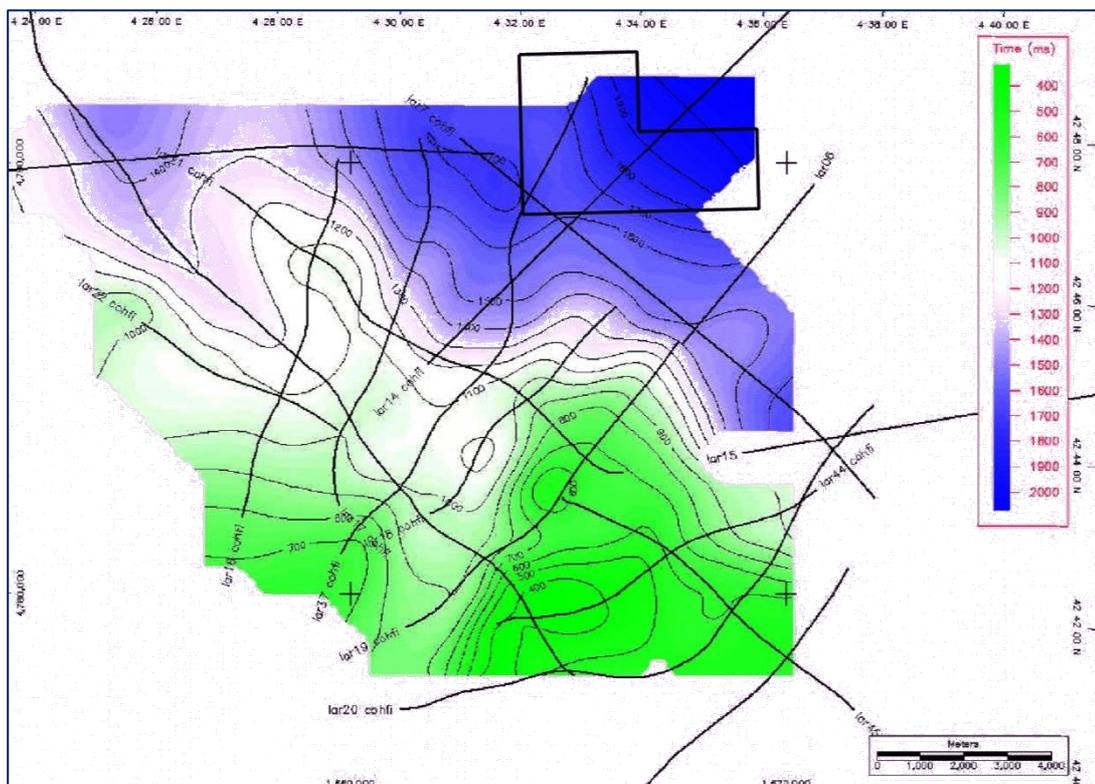


Figura 2-14. Mappa del top dell'orizzonte H in TWT in cui è riportata l'ubicazione delle linee sismiche (Fiordelisi et al., 2005).

Come evidenziato anche nei dati di pozzo, indizi di una fratturazione che metta in comunicazione i fluidi delle formazioni carbonatiche con quelli delle formazioni

metamorfiche risulta anche dall'analisi dettagliata dei dati sismici disponibili in letteratura. Dalla linea sismica LAR37 in particolare (Fiordelisi et al., 2005) risulta una sostanziale assenza, all'interno dell'area del permesso, di un riflettore che definisca in maniera netta, e soprattutto continua, il limite tra la falda toscana e le unità metamorfiche sottostanti. Quello che si riscontra invece sono una serie di riflettori distribuiti tra 0,8 a 1,75 secondi (TWT) corrispondenti rispettivamente a circa 1600 m e 3800 m dal piano campagna (Figura 2-15). Considerando che nel pozzo Scapernata il limite tra falda toscana è invece definito, si può dedurre che tale limite sia soltanto formazionale e non sostanziale dal punto di vista della continuità del serbatoio geotermico. La nuova interpretazione delle linee ha permesso inoltre di definire meglio anche l'andamento dell'orizzonte H, target profondo delle perforazioni attuali di ENEL. Nell'articolo di Bertini et al. del 2005, citato nella suddetta relazione, tale orizzonte viene indicato a 3000-4000m di profondità ma tale ipotesi è riferibile alla parte centrale della linea sismica LAR37, cioè alle aree in concessione ad ENEL. In queste aree, probabilmente in relazione alla forma del top dei graniti, l'orizzonte H, così come l'orizzonte K, risulta essere più superficiale. Muovendosi verso NE, cioè all'interno dell'area del progetto pilota Lucignano, questi orizzonti diventano meno definiti e vanno ad approfondirsi. In particolare l'orizzonte H si prevede possa scendere fino a 2,0-2,2 secondi (TWT), circa 4500 m. Queste considerazioni possono essere fatte analogamente anche sulla linea sismica LAR7 che però, essendo periferica all'area del permesso, è meno significativa.

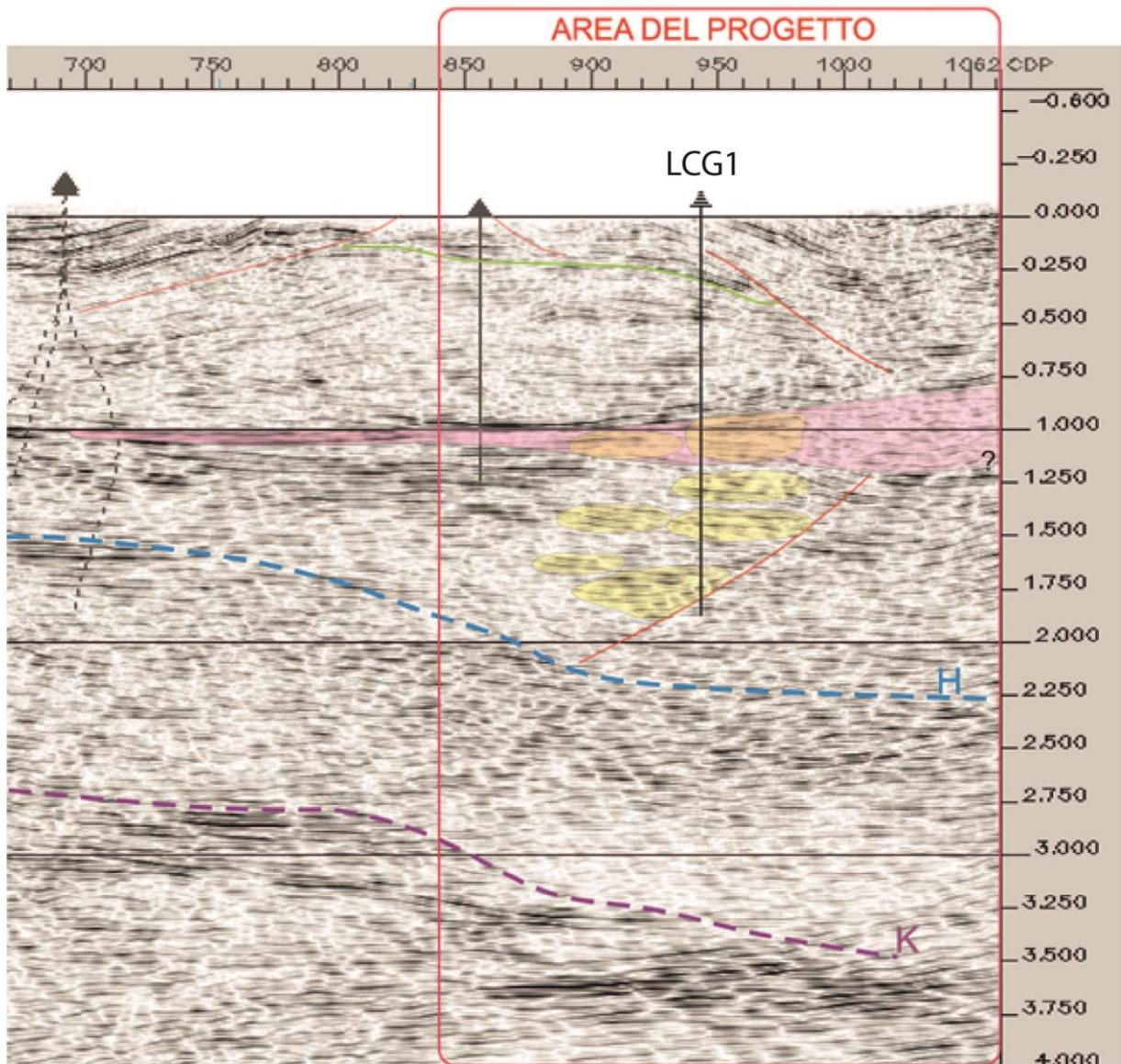


Figura 2-15. Linea sismica LAR37 sulla quale sono stati riportati il top delle unità liguri (verde), l'ipotetico andamento delle anidriti e dolomie della falda toscana (rosa), l'orizzonte H (tratteggiato blu), l'orizzonte K (tratteggiato viola) alcune delle faglie individuate (rosso) e gli altri riflettori, potenzialmente produttivi (giallo).

2.6 CARTA MAGNETOMETRICA

La carta magnetometrica (Figura 2-16) è stata reperita all'interno della documentazione del Permesso di Ricerca per idrocarburi denominato "Volterra" di AGIP presente nel progetto VIDEPI.

La mappa mostra chiaramente due massimi magnetometrici allineati su una direzione NW-SE che possono essere messi in relazione con gli affioramenti ofiolitici delle Unità Liguri.

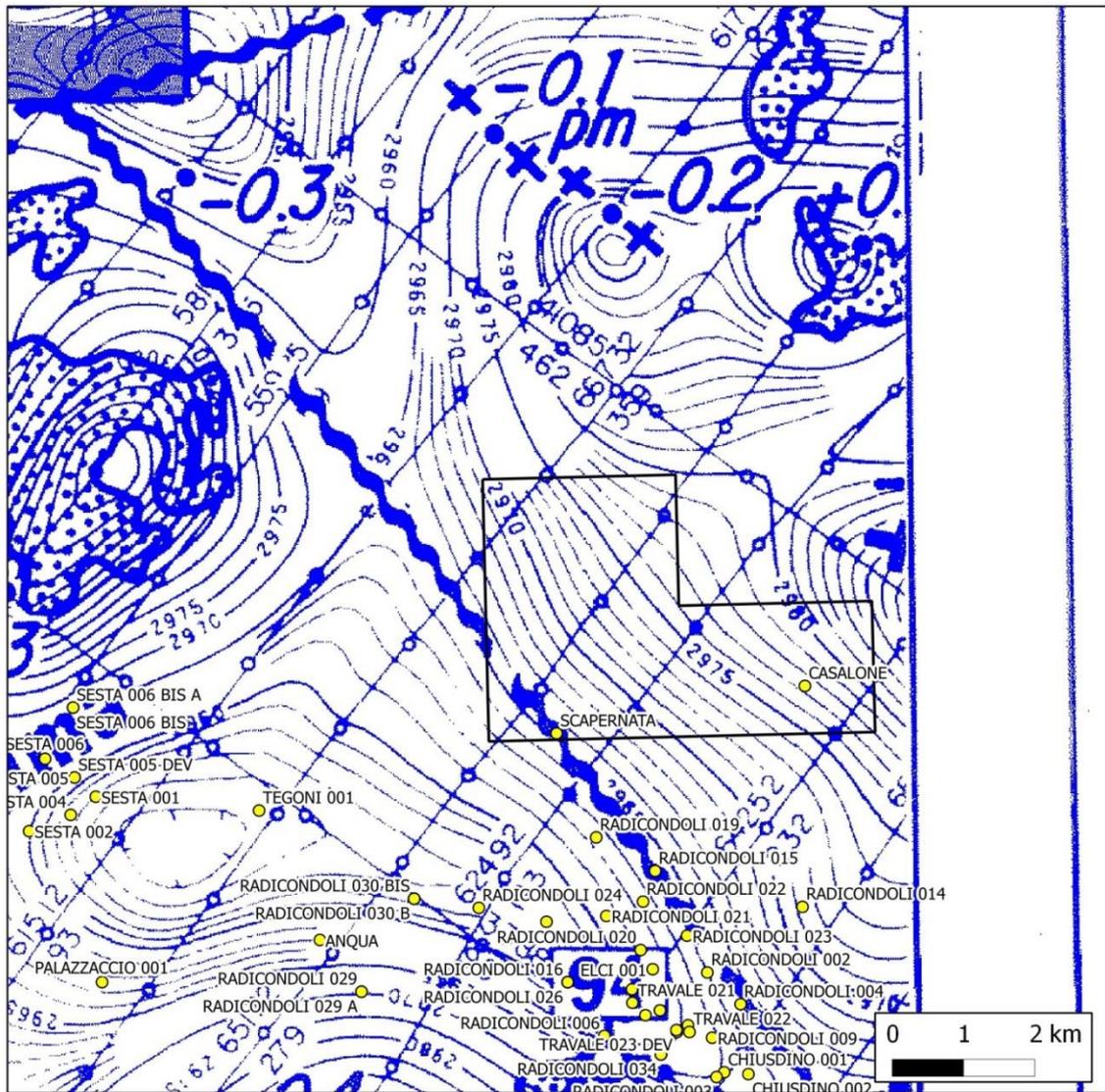


Figura 2-16. Carta delle anomalie magnetiche dell'area di interesse (VIDEPI).

2.7 DATI GEOCHIMICI

L'area interessata dal progetto per la sperimentazione di un impianto pilota non presenta manifestazioni idrotermali superficiali significative. Anche se nell'area è presente una importante sorgente termale presso i bagni delle Galleraie a sud, mentre attività fumarolica con manifestazioni che sfiorano i 100°C è presente nell'area di Travale a sud del presente permesso. Le conoscenze del sottosuolo dell'area sono però ben definite grazie ai sondaggi geotermici profondi che sono stati eseguiti nelle aree limitrofe al permesso negli anni passati. Tali sondaggi hanno messo in evidenza la presenza di una importante anomalia termica e di rocce potenzialmente idonee (Calcere Cavernoso della Falda Toscana e basamento metamorfico) ad ospitare un serbatoio geotermico a media entalpia a temperature dell'ordine dei 180°C.

Le composizioni chimiche attese possono essere estrapolate dalle analisi disponibili sui fluidi idrotermali captati in alcuni pozzi geotermici dell'area. Le composizioni previste per questi fluidi hanno una TDS di circa 2000 mg/l ed un pH = 7,00-7,10, inoltre in

queste acque sono presenti abbondanti anioni cloruro con quantità importanti anche di anione bicarbonato e solfato. Per quanto riguarda i cationi, il sodio ed il calcio sono i più abbondanti. Sulla base dei diagrammi riportati di seguito, queste acque possono essere classificate clorurato-solfato alcaline (sodiche). La particolare composizione chimica di questi fluidi indica che essi, oltre ad aver interagito con il Calcere Cavernoso, sono circolati ed hanno interagito anche con le formazioni metamorfiche (filladi) del basamento Paleozoico, che d'altra parte viene comunemente rinvenuto nei sondaggi geotermici dell'area. Questo dato conferma ulteriormente l'ipotesi di un serbatoio unico che comprende sia la falda toscana che le unità metamorfiche sottostanti.

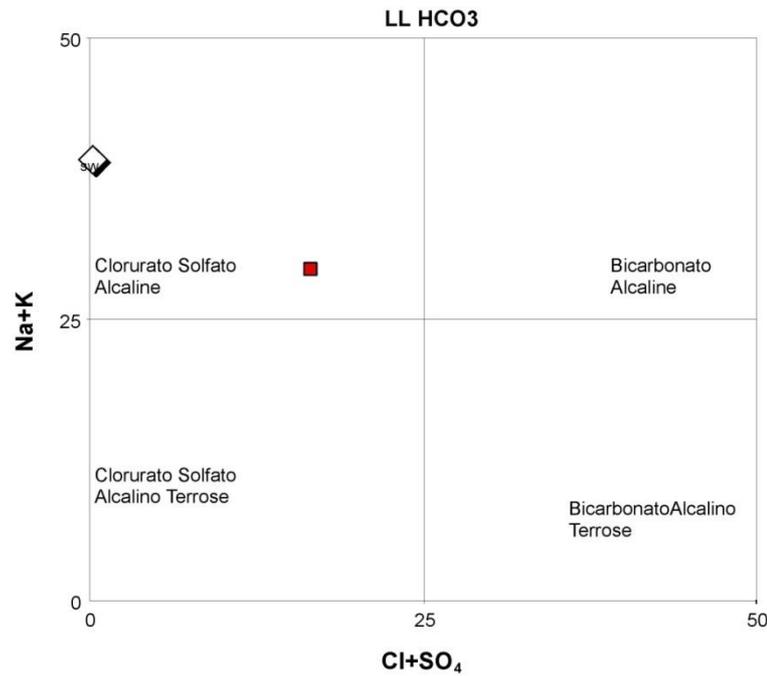


Figura 2-17. Diagramma di classificazione Langelier-Ludwig sul quale sono state plottate le composizioni chimiche disponibili dei fluidi.

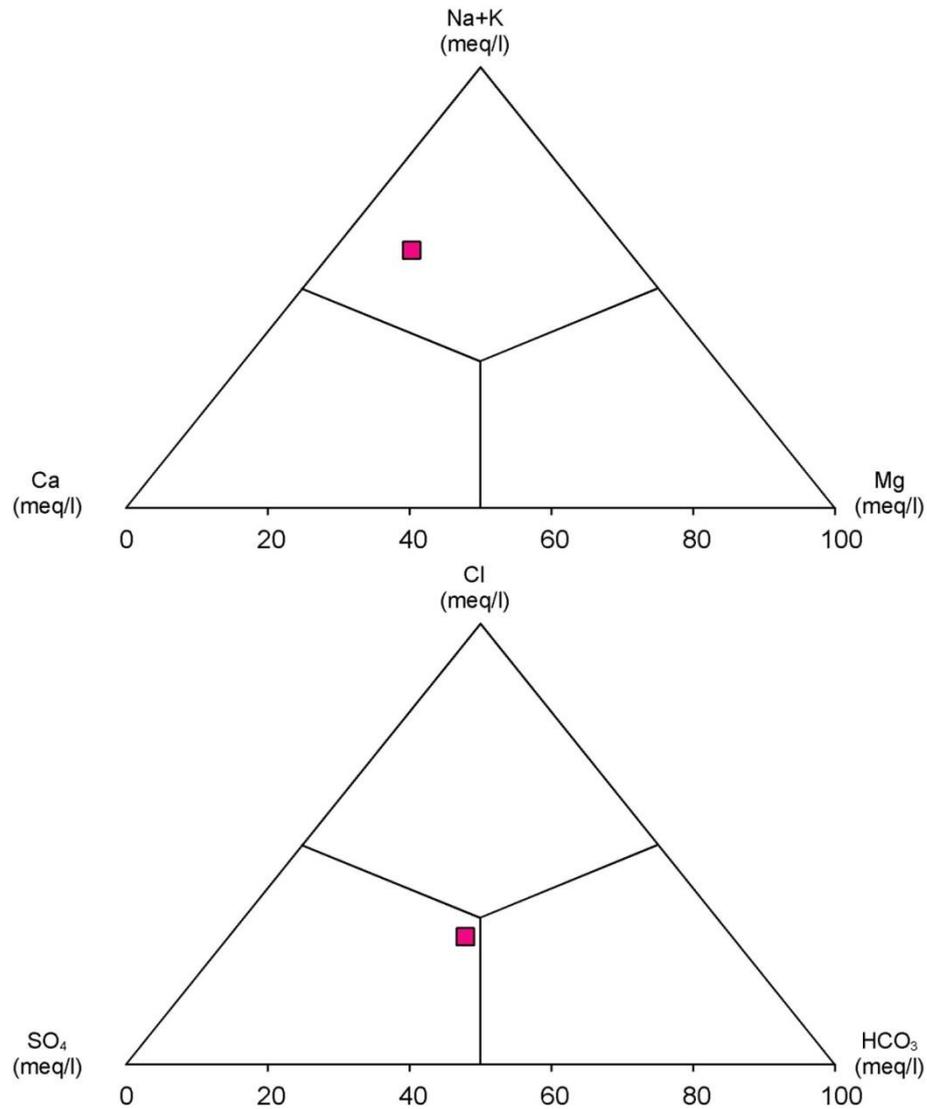


Figura 2-18. Diagrammi triangolari di classificazione Ca-Mg-Na+K e SO₄-CL-HCO₃ sul quale sono state plottate le composizioni chimiche disponibili dei fluidi.

Alcune composizioni chimiche di fluidi idrotermali considerate rappresentative di quelle attese in questo progetto sono riportate nella Tabella 2-2

Analisi chimiche rappresentative dei fluidi attesi															
Campione	pH	TDS	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Br	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	B	CO ₂
		(mg/l)													wt.%
1	7.10	2061	322	59	161	34.5	0.98	2.07	550	281	<ld	490	150	5	5.1

<ld = minore del limite di detezione

Tabella 2-2. Analisi chimiche rappresentative dei fluidi attesi.

In Figura 2-19 si osserva come la solubilità del CaCO₃ sia direttamente correlata alla pressione parziale di CO₂ nel fluido geotermico.

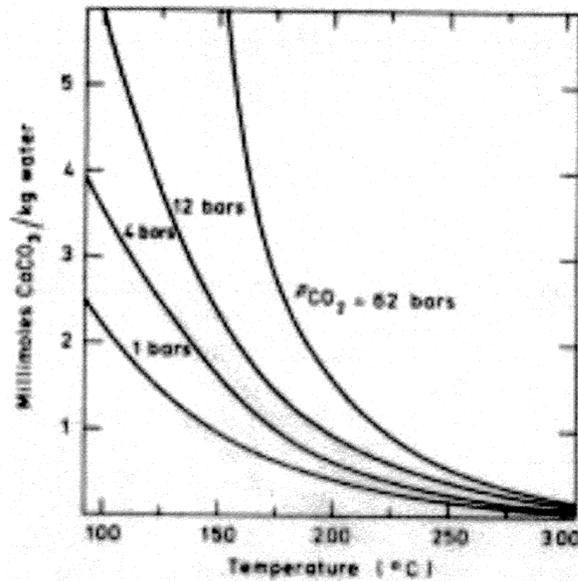


Figura 2-19. Diagramma di solubilità del CaCO_3 rispetto alla pressione parziale di CO_2 nel fluido geotermico.

2.8 CARTE TEMATICHE

Utile informazioni riguardo alla presenza di fluidi geotermici nell'area in esame derivano anche dalla elaborazione di dati esistenti relativi all'inventario geotermico nazionale del Ministero dell'Industria. Sono state utilizzate le carte tematiche relative a: la profondità del tetto del serbatoio geotermico regionale, l'andamento del flusso di calore e le isoterme al tetto del serbatoio geotermico. La carta relativa alla profondità del tetto del serbatoio (Calcere Cavernoso), per l'area in esame (Figura 2-20), mette in evidenza che il serbatoio geotermico dovrebbe trovarsi a profondità comprese tra -1200 ed -1600 metri sul livello del mare. L'area è inoltre caratterizzata da valori del flusso di calore elevati compresi tra i 100 ed i 150 mW/m^2 (Figura 2-21). Le isoterme al tetto del serbatoio nell'area in esame mostrano valori di temperatura superiori ai 150°C . (Figura 2-22). Quest'ultimo dato è ulteriormente confermato dalla temperatura di circa 160°C rinvenuta nel pozzo "Scapernata".

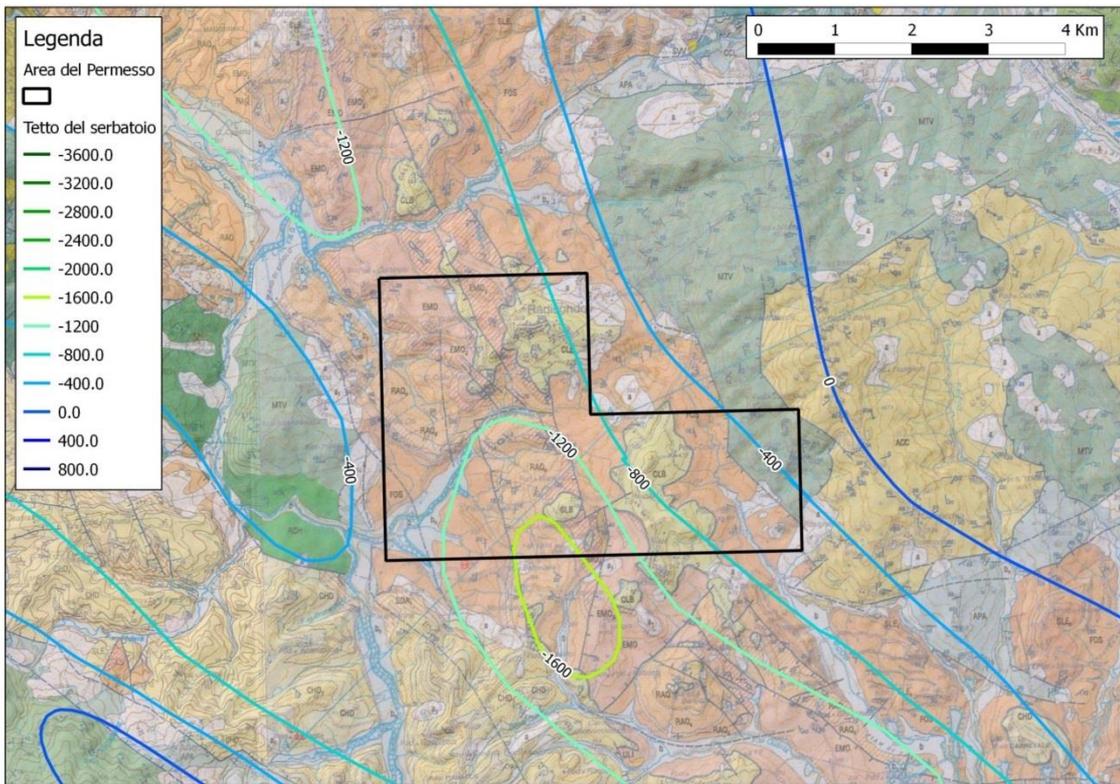


Figura 2-20. Carta del tetto del potenziale serbatoio (m s.l.m.) tratto da Atlante delle Risorse Geotermiche nella Comunità Europea.

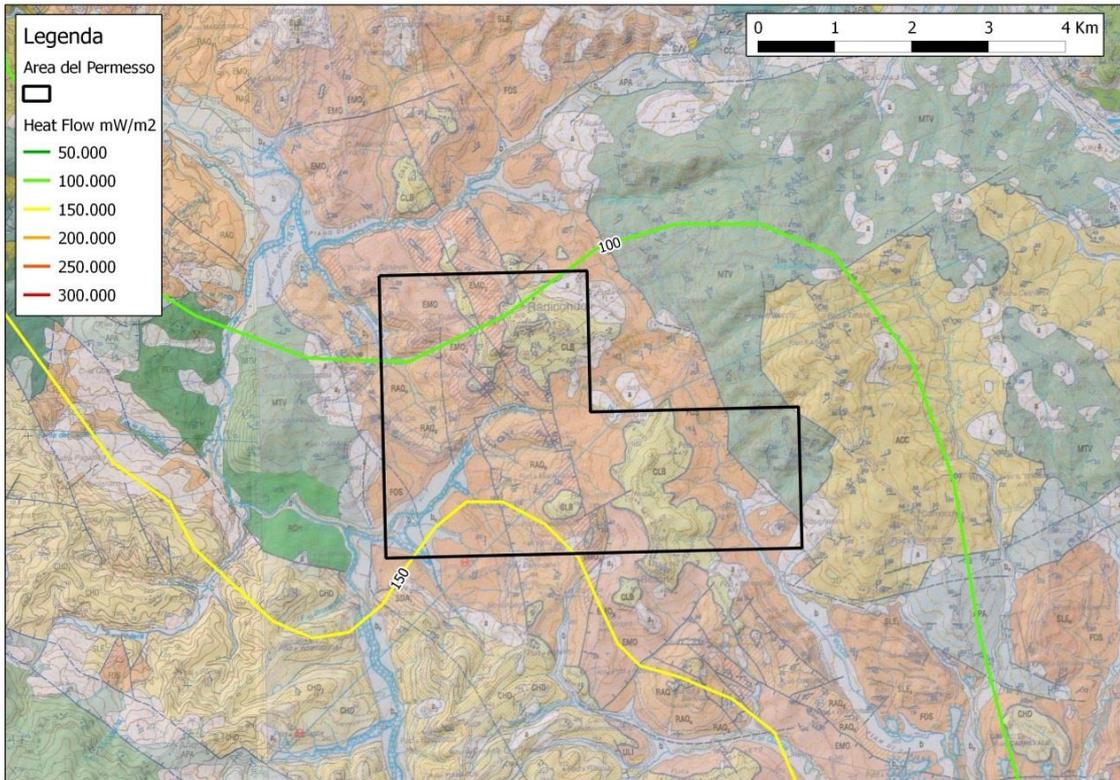


Figura 2-21. Carta del flusso di calore (mW/m²).

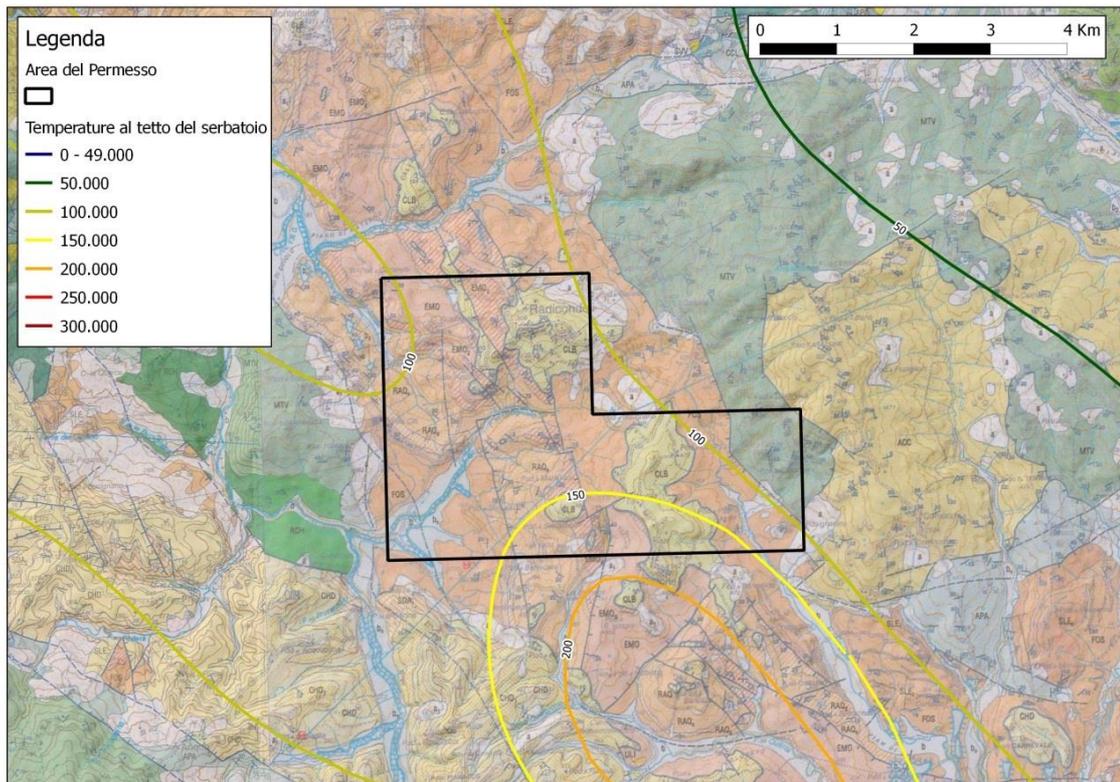


Figura 2-22. Carta delle temperature al tetto del potenziale serbatoio (°C) (dati tratti da: Inventario delle risorse geotermiche nazionali, ENEL-ENI-AGIP-CNR-ENEA, Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, 1987).

2.9 MODELLO GEOLOGICO

24

In conclusione dal modello geologico derivato fino ad ora appaiono chiari i seguenti punti:

- lo spessore del serbatoio geotermico si prevede che possa arrivare ad oltre 2000 m;
- nella sua estensione complessiva il serbatoio presenta almeno 4 orizzonti produttivi;
- le ubicazioni proposte (Figura 2-23), il cui pozzo di riferimento è lo Scapernata, sono posizionati nel bacino di Radicondoli in cui il top del serbatoio geotermico si colloca ad una profondità di circa 1600 m e presenta una temperatura attesa di circa 160 °C. La temperatura degli orizzonti produttivi si prevede essere un po' più alta andando in profondità;
- su tutta l'area di interesse è presente una buona copertura costituita dalle unità liguridi s.l. e dai depositi neogenici con spessori di circa 1600 m;
- l'orientazione delle strutture mostra una continuità del serbatoio muovendosi verso SSE come testimoniato dalle linee sismiche LAR7 e LAR37 e dai pozzi Radicondol 14, 15, 19D, 21 e 22. Questo garantisce la reiniezione dei fluidi nelle stesse formazioni di provenienza come previsto

nella definizione di progetto pilota e come necessario per la sostenibilità nel tempo della risorsa;

- le composizioni chimiche attese possono essere estrapolate dalle analisi disponibili sui fluidi idrotermali captati in alcuni pozzi geotermici dell'area. Le composizioni previste per questi fluidi hanno una TDS di circa 2000 mg/l ed un pH = 7,00-7,10, inoltre in queste acque sono presenti abbondanti anioni cloruro con quantità importanti anche di anione bicarbonato e solfato.

Tutti gli elementi oggi disponibili dimostrano dunque l'esistenza, nell'area di interesse, di un campo geotermico di interesse economico, caratterizzato da:

- presenza di un'anomalia termica di alto livello;
- presenza di serbatoi geotermici, con caratteristiche di permeabilità e temperature positive;
- presenza di formazioni di copertura con idonee caratteristiche di impermeabilità in grado di contenere efficacemente i fluidi geotermici.

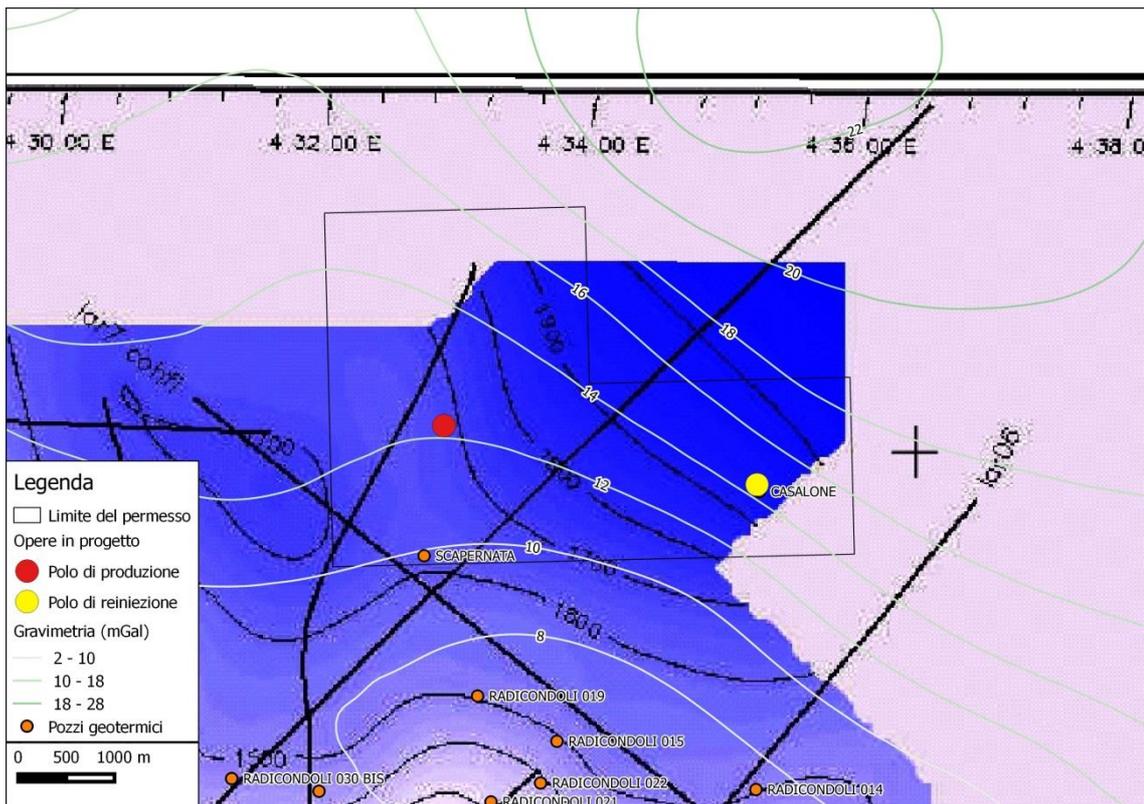


Figura 2-23. Carta di sintesi dei dati presenti nell'area del permesso pilota.

BIBLIOGRAFIA

Batini F. e Nicolich R. (1984) - The application of seismic reflection methods to geothermal exploration. Sem. On the utilization of geothermal energy for electric power and space heat. Florence (Italy), 14-17 May 1984.

Batini, F. and Nicolich, R. (1985). P and S reflection seismic profiling and well logging in the Travale geothermal field. *Geothermics*, Vol. 14 (5/6), pp. 731-747.

Bertini, G., Casini, M., Ciulli, B., Ciuffi S., and Fiordelisi, A.(2005): Data revision and upgrading of the structural model of the Travale Geothermal Field, *Proceedings World Geothermal Congress*, (2005)

Brogi, A., and D. Liotta (2008), Highly extended terrains, lateral segmentation of the substratum, and basin development: The middle-late Miocene Radicondoli Basin (inner northern Apennines, Italy), *Tectonics*, 27, TC5002,

Fiordelisi, A., Moffat, J., Oglioni, F., Casini, M., Ciuffi, S., Romi, A.(2005): Revised processing and interpretation of reflection seismic data in the Travale geothermal area (Italy), *Proceedings World Geothermal Congress*, (2005).