

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

COMUNI DI MONTECATINI VAL DI CECINA – PROVINCIA DI PISA

PROPONENTE:

R.T.I.

Raggruppamento Temporaneo di Impresa



PROGETTO DEFINITIVO

NUMERO ELABORATO:

CRT-RP01-A01-V00

TITOLO:

RELAZIONE TECNICO-MINERARIA

DATA:

Giugno 2015

PROGETTISTI:

RENEWEM S.r.l

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

UFFICI:

Renewem srl

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

Cosvig

Via T. Gazzei n° 89 - Radicondoli (SI) - ITALIA
tel. e fax. 0039 0577 752950

REVISIONE

DATA		NOTE	
REV.1			
REV.2			
REV.3			



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

COMUNI DI MONTECATINI VAL DI CECINA – PROVINCIA DI PISA

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

PREMESSA	1
1 SITUAZIONE GEOLOGICA E GEOTERMICA DELL'AREA DI RIFERIMENTO.....	1
1.1 INQUADRAMENTO REGIONALE.....	2
1.2 ASSETTO GEOLOGICO	6
1.3 DATI DI POZZO	11
1.4 DATI GRAVIMETRICI	12
1.5 DATI SISMICI.....	13
1.6 CARTA MAGNETOMETRICA	13
1.7 DATI GEOCHIMICI	14
1.8 CARTE TEMATICHE.....	17
1.9 MODELLO CONCETTUALE DEL SERBATOIO	20
2 DOCUMENTAZIONE CONSULTATA.....	23

PREMESSA

In data 26 aprile 2012 il Raggruppamento Temporaneo di Imprese tra la Società Geenergy S.r.l. (ora Renewem srl) 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.

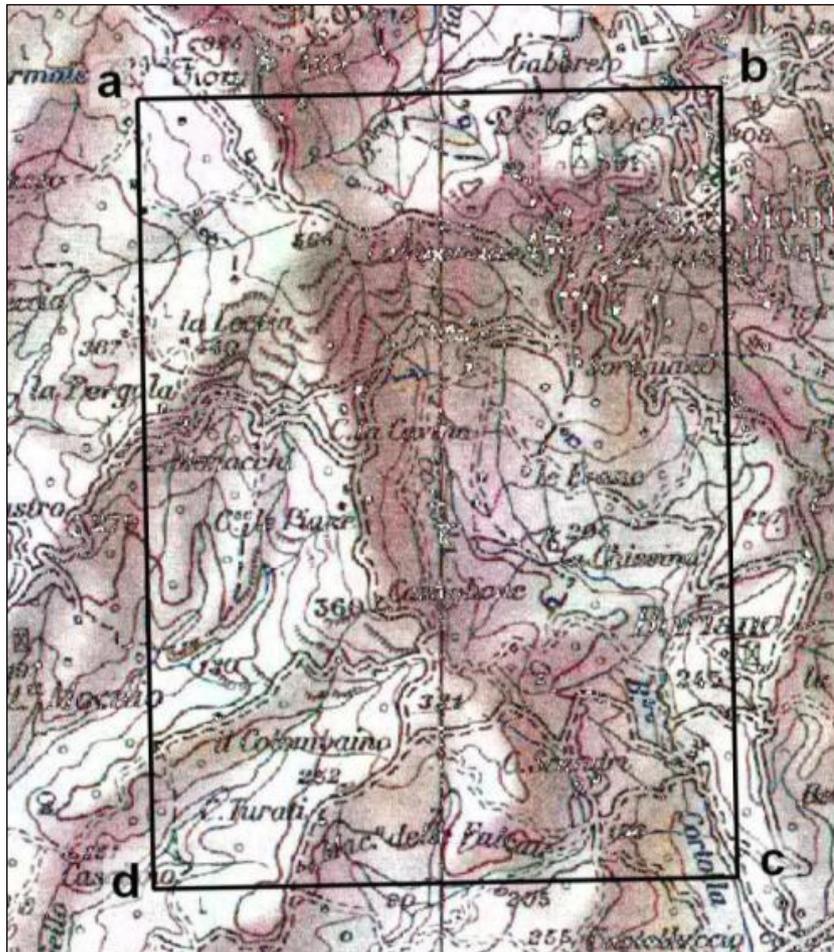


Figura 1-1. Area del permesso di ricerca per impianto pilota Cortolla.

1 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 NW 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.

1.1 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 1-1).

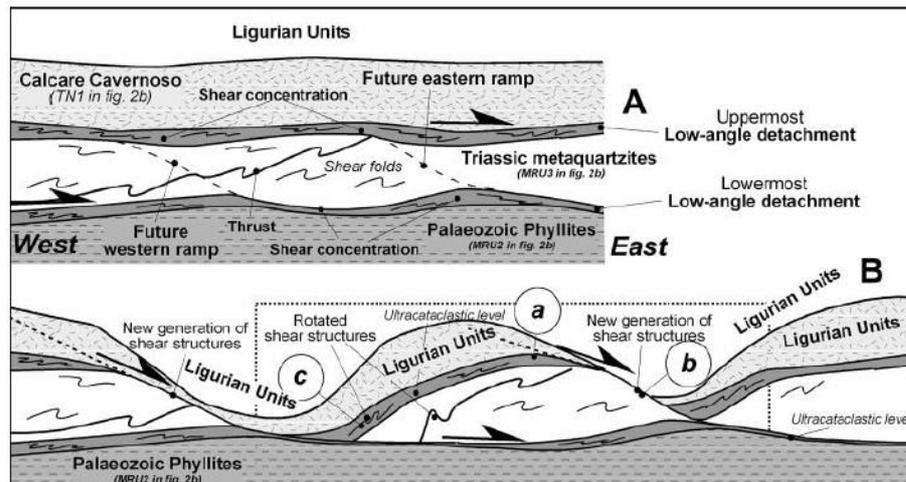


Figura 1-1. Modello tettonico di sviluppo delle faglie dirette a basso angolo che danno luogo alla “Serie ridotta” della Toscana meridionale (Brogi, 2004):

Questo sistema di faglie normali a basso angolo scompone l’edificio strutturale appenninico, e mette a contatto formazioni strutturalmente più alte con formazioni molto più basse, arrivando addirittura a portare a contatto le Unità Liguri col basamento Paleozoico, elidendo tettonicamente le unità interposte. In particolare nella Toscana a Sud dell’Arno, l’attività di faglie dirette con geometria “*flat-ramp-flat*” (Bertini et al, 1991) ha portato alla riduzione tettonica della Serie Toscana: i segmenti di “*flat*” sono superfici di scorrimento suborizzontali in corrispondenza di livelli poco competenti (Liguridi, Scaglia Toscana, Anidriti di Burano) che vengono elisi svolgendo un’azione lubrificante per le formazioni più competenti (Macigno, Calcari mesozoici); i “*ramp*” sono rappresentati da superfici di scorrimento ad inclinazione maggiore che si sviluppano all’interno dei livelli litoidi più rigidi e che mantengono quest’ultimi in uno stato conservativo lentiforme detto Mega-budin (Brogi, 2004).

Pertanto le due principali superfici “*flat*” di scollamento sono localizzate alla base delle Liguridi e a livello della formazione Anidritico-dolomitica del Norico-Retico della Falda Toscana. Tale distensione a basso angolo ha come effetto la formazione di estesi bacini miocenici nei quali si depositano sedimenti fluvio-lacustri e lagunari.

Una seconda fase estensionale interessa la parte interna della catena dell’Appennino settentrionale a partire dal Tortoniano (Miocene sup. 11 Ma).

Questa tettonica estensionale, in Toscana, è testimoniata da faglie normali ad alto angolo, che scompongono l’assetto geologico in alti strutturali (*horst*) e depressioni

tettoniche (*graben*) orientate NW-SE che formano i principali bacini neogenici (Figura 1-2) nei quali si depositano sedimenti marini costiero-neritici.

Il differente tasso di estensione dei diversi bacini è accomodato da *transfert-fault* orientate WSW-ESE, lungo le quali si è spesso impostata l'attività magmatica

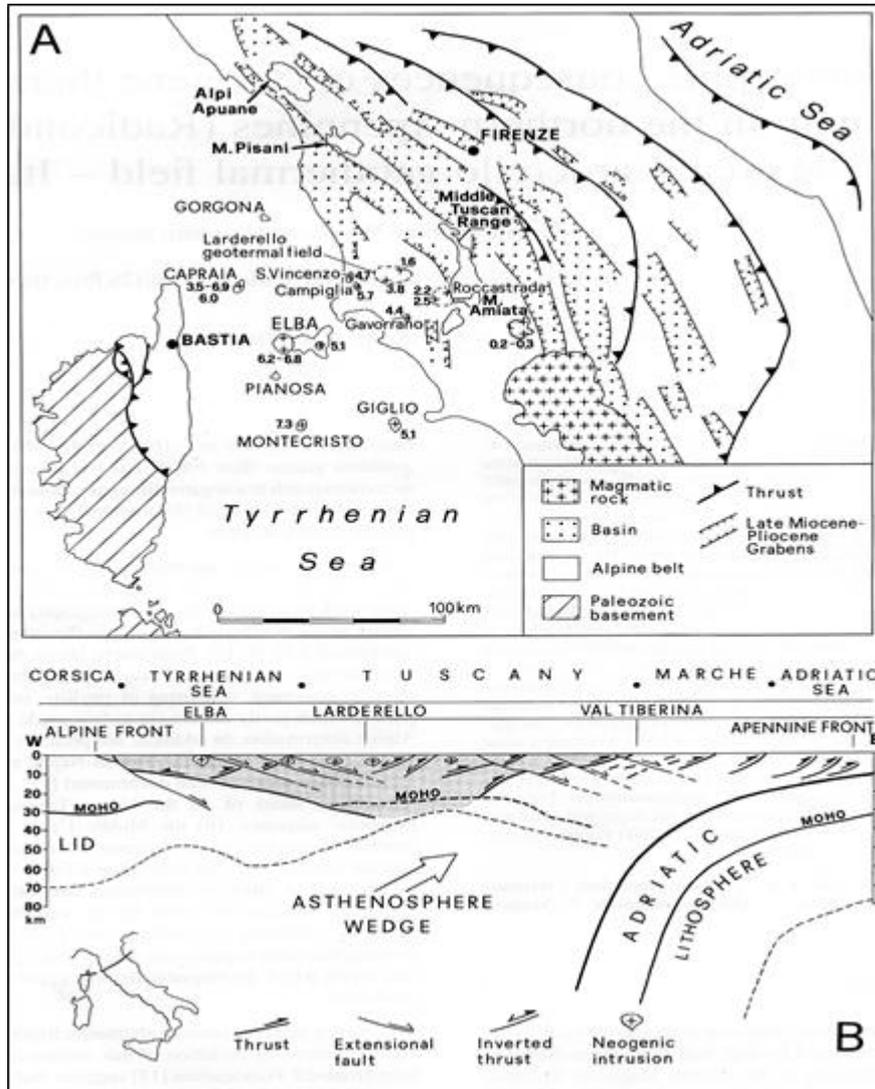


Figura 1-2. Quadro strutturale dell'Appennino Settentrionale (Carmignani et al., 1995; Doglioni et al., 1998).

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 di 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).

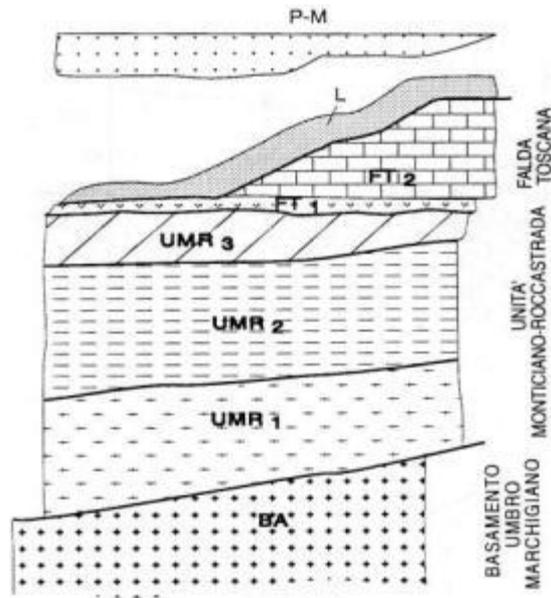


Figura 1-3. Ricostruzione della struttura geologica della Toscana Meridionale sulla base delle successioni affioranti e dei sondaggi nel campo geotermico di Larderello. Successione mio-pliocenica: P-M - Unità Liguri:L - Falda Toscana (Unità Toscana non metamorfica): FT1: calcare Cavernoso; FT2: successione carbonatica, Scaglia Toscana e Macigno - Unità Toscana metamorfica (UMR): UMR 3: Verrucano triassico; UMR 2: gruppo filladico-quarzitico (?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.

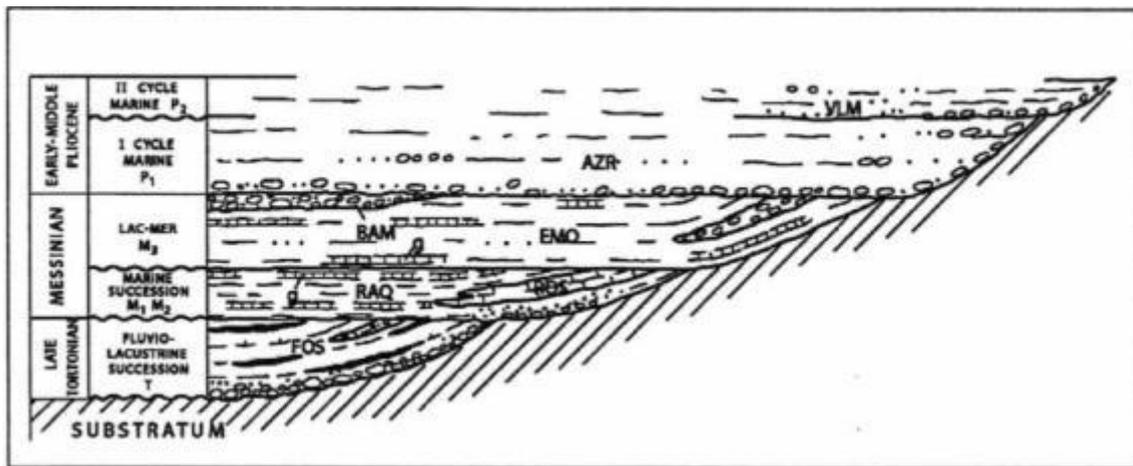


Figura 1-4. Ricostruzione schematica dei rapporti tra le diverse successioni mio-plioceniche nell'area in esame (Batini et al., 2003). Per le sigle vedi il testo.

Queste formazioni sono ricoperte in discordanza dai depositi miocenici: Conglomerati di Uignano (ULI), Argille e gessi dell'Era Morta (EMO), Calcare di Rosignano (ROS), Argille del Torrente Foschi (FOS), Formazione del Torrente Raquese (RAQ) (Figura 1-4).

1.2 ASSETTO GEOLOGICO

In particolare, l'area di Montecatini Val di Cecina, situata nei pressi dell'omonima cittadina, a nord della valle del Fiume Cecina, ricade, da un punto di vista geologico, nella zona di confine tra due importanti strutture originatesi durante la tettonica estensionale del Miocene Superiore - Pliocene, rappresentate, rispettivamente, dal bordo occidentale del Bacino di Volterra e dal margine orientale dei Monti di Castellina Marittima.

Ambedue queste strutture vengono considerate come due delle strutture più significative della parte occidentale della Toscana meridionale.

Il **Bacino di Volterra** è caratterizzato da due diverse geometrie delle faglie bordiere. Il margine occidentale è delimitato da faglie subverticali identificabili nell'area di interesse sia ad Ovest che ad Est di Montecatini Val di Cecina. Il margine orientale è costituito da un assetto più complesso in cui dominano faglie inclinate tra 40° e 50° che si raccordano in profondità a formare geometrie listriche. I sedimenti pliocenici che si sono depositi in corrispondenza di queste strutture basculanti sono stati "tiltati" formando contropendenze inclinate oltre 50°, così come documentato dalle misure di strato rappresentate nella cartografia geologica ufficiale dell'IGM (foglio 295 Pomarance 1:50000). Pertanto, così come si osserva dalla sezione geologica in Figura 1-8, il Bacino di Volterra possiede un'evidente asimmetria che si esprime con un approfondimento progressivo ad Ovest attraverso almeno quattro rigetti di analoga entità, mentre ad Est le faglie listriche producono nel settore interno un ribassamento principale seguito esternamente da rigetti verticali minori.

Le faglie del margine orientale appartengono ad eventi distensivi cronologicamente distinti: presso Pignano vengono datate tra 11 e 5 Ma (Tortoniano superiore-

Messiniano-Pliocene), presso Mazzolla-Iano sono riferite ad un'unica fase pliocenica (Bossio et al, 1996).

Da alcuni studi (Bossio et al, 1996; Marinelli et al, 1993) i depositi del Pliocene hanno subito un considerevole sollevamento a causa della messa in posto dei corpi magmatici intrusivi che caratterizzano la Provincia magmatica toscana nel corso degli ultimi 8 milioni di anni (Pliocene-Pleistocene). Nell'area di Montecatini Val di Cecina l'uplift provocato dall'intrusione dei plutoni granitici di Larderello porta i depositi pliocenici a quote comprese tra i 200 e 400 metri (Figura 1-5).

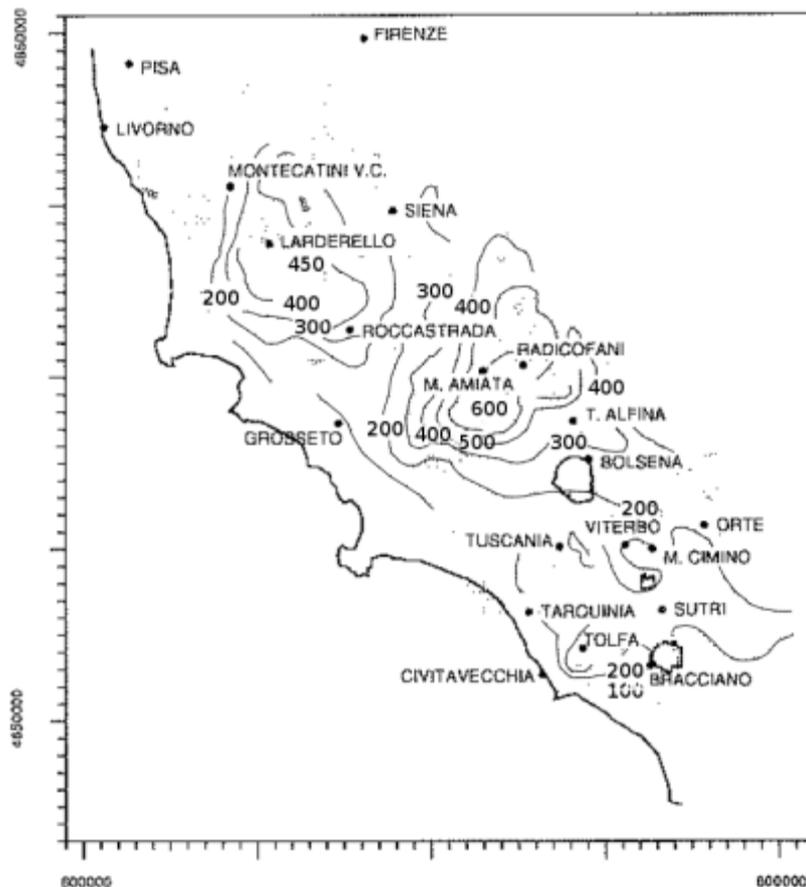


Figura 1-5. Mappa delle quote attuali dei sedimenti neogenici espresse in metri sul livello mare (da Marinelli et al, 1993).

I **Monti di Castellina Marittima**, a loro volta, sono caratterizzati da affioramenti del substrato, che nel settore settentrionale è rappresentato dall'Unità Toscana non metamorfica (Falda Toscana) e dalle Unità Subliguri, mentre nella parte centro-meridionale affiorano essenzialmente le Unità Liguri Interne ed Esterne. In particolare, nella zona di Montecatini Val di Cecina affiorano le Unità Liguri Interne, caratterizzate da sequenze ofiolitiche giurassiche e le relative coperture giurassico paleoceniche, qui rappresentate essenzialmente dalle Formazioni delle Argille a Palombini e dalle Arenarie di Montecatini. Queste formazioni sono ricoperte in discordanza dai depositi

miocenici, come si osserva nel settore meridionale della dorsale dei Monti di Castellina Marittima.

L'assetto strutturale dell'area in esame è legato alle strutture geologiche connesse con il bordo occidentale del Bacino di Volterra e con la sua terminazione contro la zona di trasferimento che si sviluppa in direzione E-W in corrispondenza dell'alveo del Fiume Cecina.

Il bordo occidentale del Bacino di Volterra è caratterizzato da un sistema di faglie dirette ad alto angolo che separano i depositi mio-pliocenici dalle formazioni del substrato, queste ultime appartenenti all'adiacente alto strutturale dei Monti di Castellina Marittima. Questo sistema, che può essere definito come un normal fault system, comprende una associazione di un numero variabile (da 2 a 5) di faglie dirette subparallele che presentano, nell'area di Montecatini Val di Cecina, una direzione variabile da N160° a N170° e una inclinazione variabile tra i 70° e gli 85° verso est. Questi sistemi hanno uno sviluppo sul piano orizzontale di circa 200-300 metri. Questo sistema di faglie dirette risulta localmente dislocato da faglie definibili come transfer faults con direzione variabile da N20° a N50° e una inclinazione subverticale. Queste transfer faults, presumibilmente trascorrenti o transtensive, sono ben evidenti a nord di Orciatice e nella zona di Montecatini Val di Cecina, dove delimitano il corpo subintrusivo (Figura 1-6, Figura 1-7, Figura 1-8)

Va messo in evidenza come l'intersezione tra le faglie appartenenti al *normal fault system* e le *transfer faults* possa presumibilmente creare zone ad elevata fratturazione e quindi, se la litologia lo permette, ad elevata permeabilità. Faglie parallele a quelle del *normal fault system* e con la stessa cinematica sono presente sia ad est che ad ovest del bordo del Bacino di Volterra.

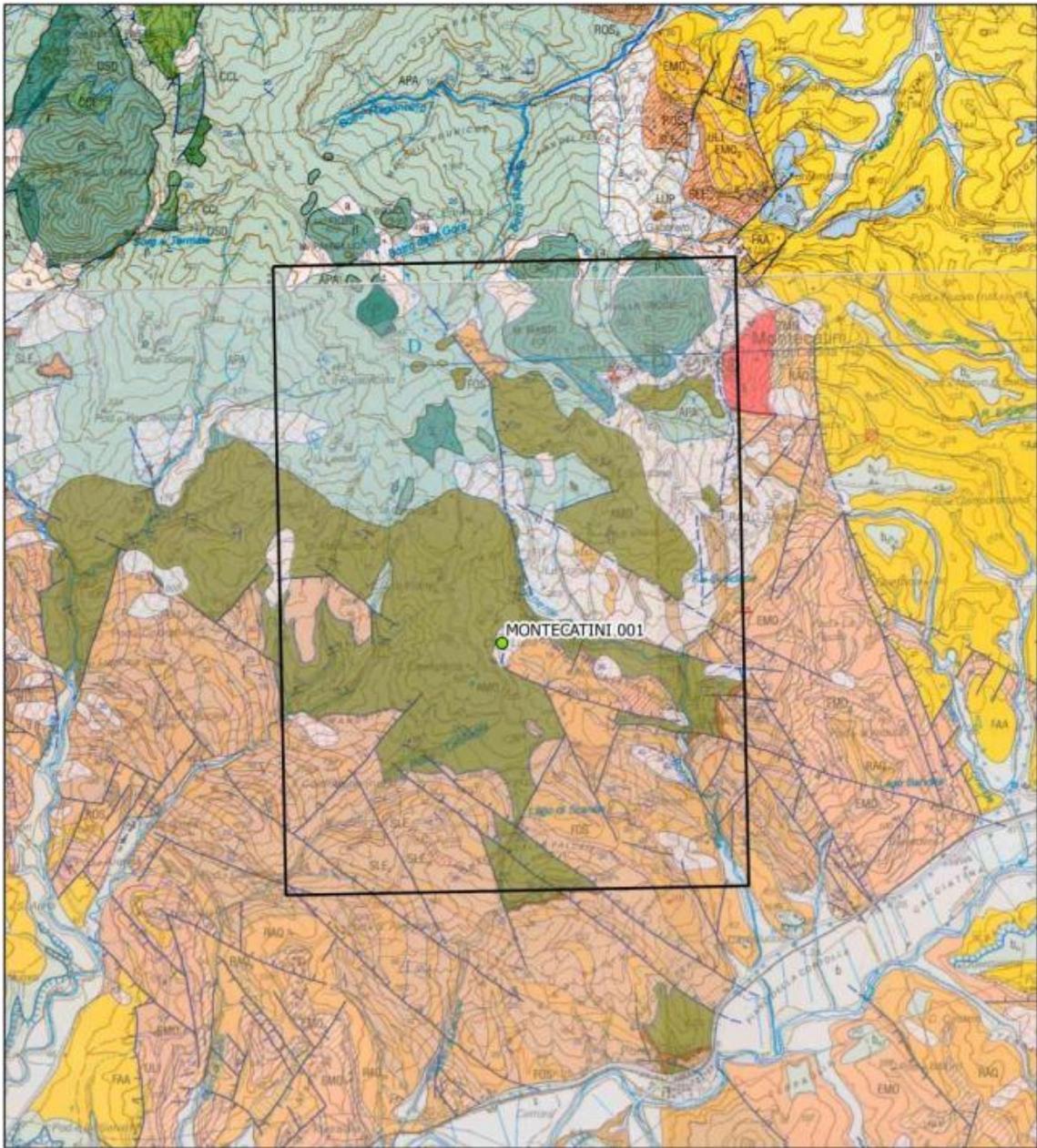


Figura 1-6. Dettaglio della carta geologica 1:50.000 CARG, Fogli 295 "Pomarance" e 285 "Volterra". La legenda della carta è mostrata in Figura 1-7.

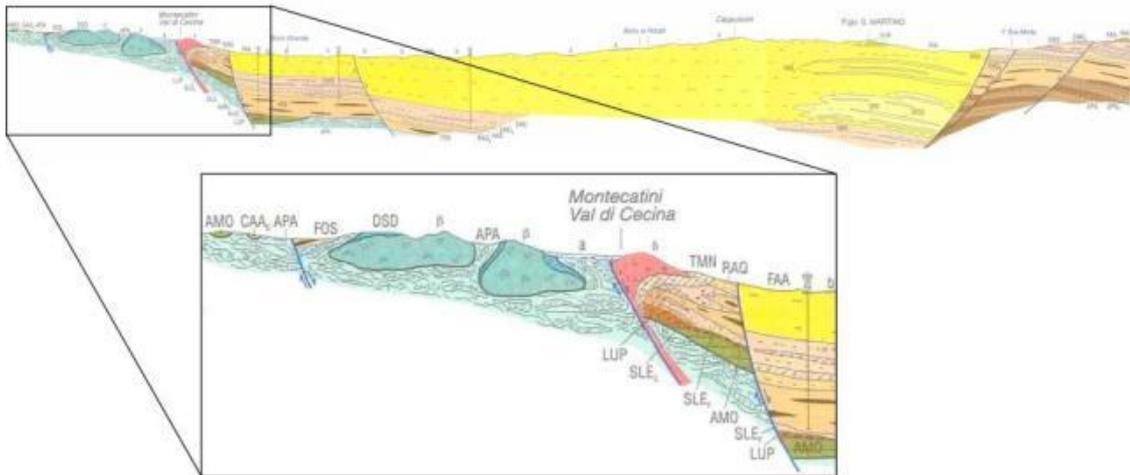


Figura 1-8. Sezione geologica della carta geologica 1:50.000 CARG, foglio 295 "Pomaranche".

1.3 DATI DI POZZO

Nell'area in esame e nelle aree circostanti sono presenti 5 pozzi geotermici dai quali sono state ricavate utili informazioni sull'assetto geologico e geotermico del sottosuolo (Figura 1-9).

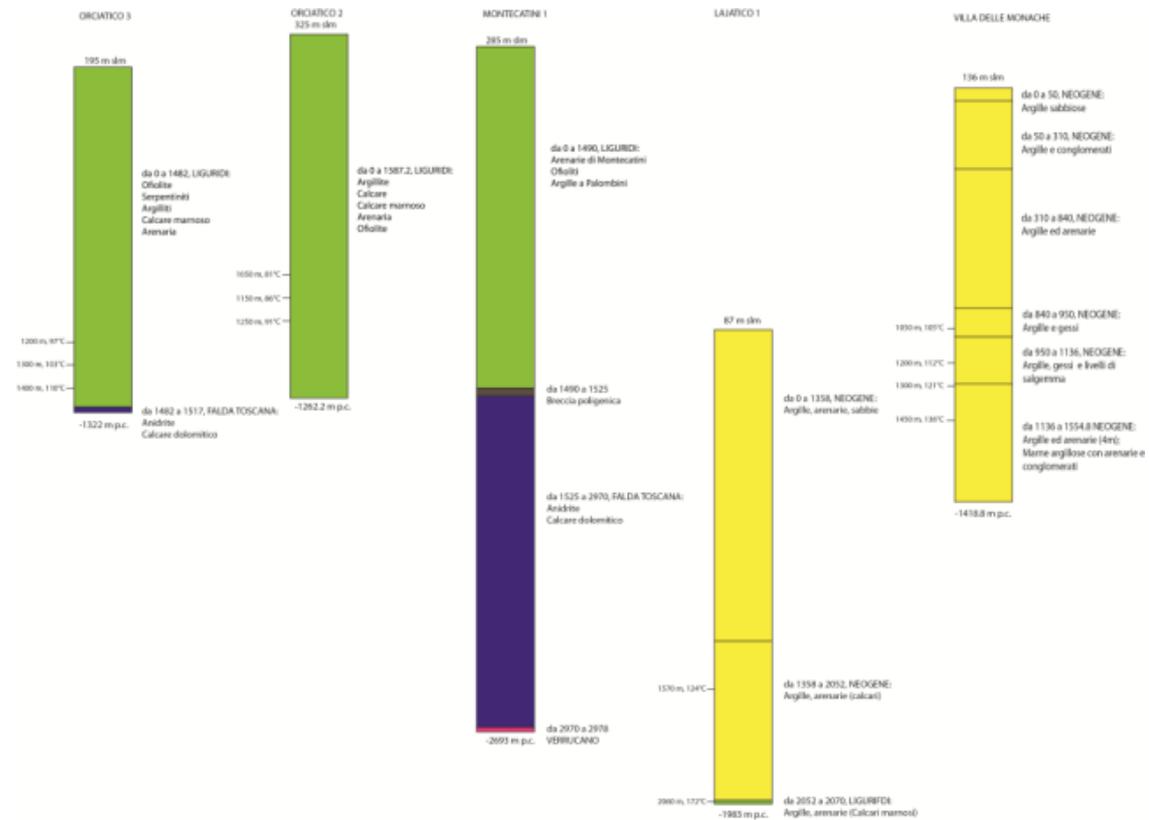


Figura 1-9. Stratigrafia dei Pozzi geotermici presenti nel Permesso di ricerca per impianto pilota e nelle aree limitrofe. OrciatICO 2, 3 e Villa delle Monache (Inventario delle risorse geotermiche nazionali, ENEL-ENI-AGIP-CNR-ENEA, Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, 1987.), Montecatini 1 (Bertini et al, 2000), Lajatico 1 (Progetto VIDEPI). Le ubicazioni sono mostrate in Figura 1-10.

Le maggiori informazioni si hanno dai Pozzi Orciatico 2 e 3. Questi mettono in evidenza la presenza di una spessa copertura costituita dalle Formazioni appartenenti alla Unità Liguri (spessori di 1500-1600m) al di sotto delle quali sono state incontrate le Unità della Falda Toscana (Unità del Calcare Cavernoso-Anidriti di Burano). Le temperature minime attese al tetto del serbatoio geotermico sono di circa 110-120°C. Il pozzo Villa delle Monache e il Lajatico 1, ubicati nell'ipocentro del bacino di Volterra, presentano spessori considerevoli di depositi neogenici.

1.4 DATI GRAVIMETRICI

Utili informazioni sull'assetto geologico derivano dai dati gravimetrici disponibili per l'area. In particolare la carta delle anomalie gravimetriche (Figura 1-10, Cartografia Gravimetrica Digitale d'Italia alla scala 1:250.000, ISPRA, ENI, OGS, 2009) evidenzia un massimo gravimetrico (32 mGal) ubicato in corrispondenza del paese di Miemo. Tale massimo decresce in modo graduale verso est e verso sud, raccordandosi al minimo (12-14 mGal) centrato su Volterra e generato dalla presenza di spessi depositi neogenici accumulati all'interno del bacino di Volterra. Le isoanomalie di Bouguer inoltre evidenziano la struttura ad andamento NNW-SSE che delimita il Bacino di Volterra e sulla quale sono allineate i corpi subintrusivi di Orciatico e Montecatini Val di Cecina.

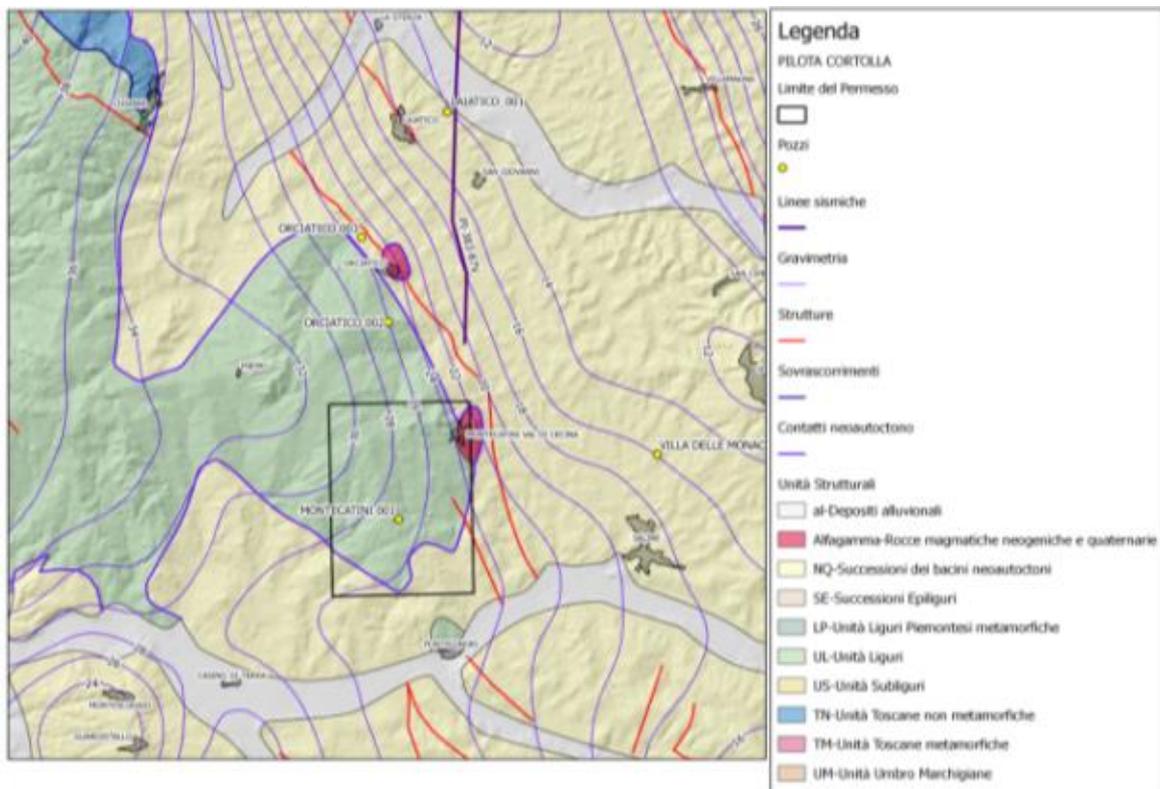


Figura 1-10. Carta delle anomalie gravimetriche (mGal) (Cartografia Gravimetrica Digitale d'Italia alla scala 1:250.000, ISPRA, ENI, OGS, 2009); Pozzi geotermici da Inventario delle risorse geotermiche nazionali, ENEL-ENI-AGIP-CNR-ENEA, Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, 1987; Lajatico 1 e linea sismica da Progetto VIDEPI.

L'andamento delle isoanomale di Bouguer quindi mette in evidenza il fatto che il substrato (costituito dalle unità Liguri e della Falda Toscana) ha un andamento piuttosto regolare, con la culminazione posta in località Miemo per poi abbassarsi verso il Bacino di Volterra e verso sud mantenendo una certa uniformità e continuità di andamento da Orciatico fino a Montecatini Val di Cecina. L'analisi di questi dati, unita a quella delle stratigrafie dei pozzi Orciatico 2, Orciatico 3 e Montecatini 1, evidenzia la regolarità del serbatoio muovendosi in direzione NNW-SSE con profondità quasi costanti intorno ai 1250-1300m l.m.m..

1.5 DATI SISMICI

L'assetto geologico è confermato dal profilo della linea sismica PI-383-87V (Figura 1-11) che definisce bene le geometrie del bacino neogenico con al di sotto le Unità afferenti al Dominio Ligure.

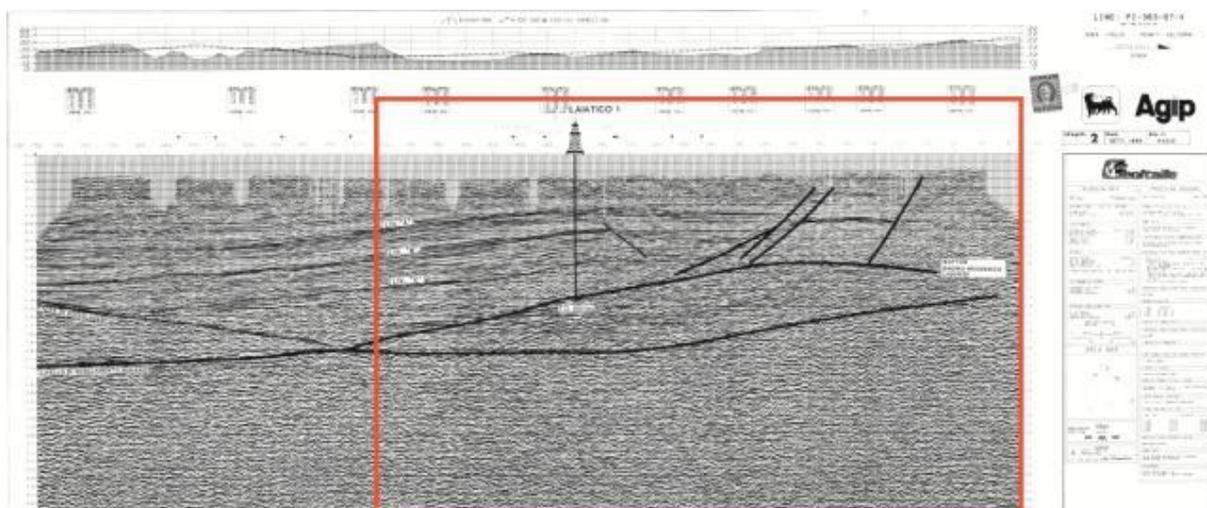


Figura 1-11. Linea sismica PI-383-87V (Progetto VIDEPI). In rosso è evidenziato il tratto della linea visibile in Figura 1-10.

Il profilo sismico mostra un andamento monoclinale del tetto del serbatoio. In prossimità del pozzo Lajatico 1 tale orizzonte è stato evidenziato a 2 ms (TWT) indicativamente corrispondenti a circa 3000m p.c. mentre al limite sud della linea tale orizzonte risale fino a 1,4 ms (circa 2000m p.c.). Questo andamento monoclinale si ritrova anche nella carta dell'anomalia gravimetrica di Figura 1-10 pertanto è possibile ipotizzare che questo assetto stratigrafico strutturale sia presente, con le stesse modalità anche nella parte a sud del bacino, in prossimità del pozzo "Villa delle Monache".

1.6 CARTA MAGNETOMETRICA

La carta magnetometrica (Figura 1-12) 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 tre massimi magnetometrici allineati su una direzione NW-SE che possono essere messi in relazione con gli affioramenti ofiolitici delle Unità Liguri.

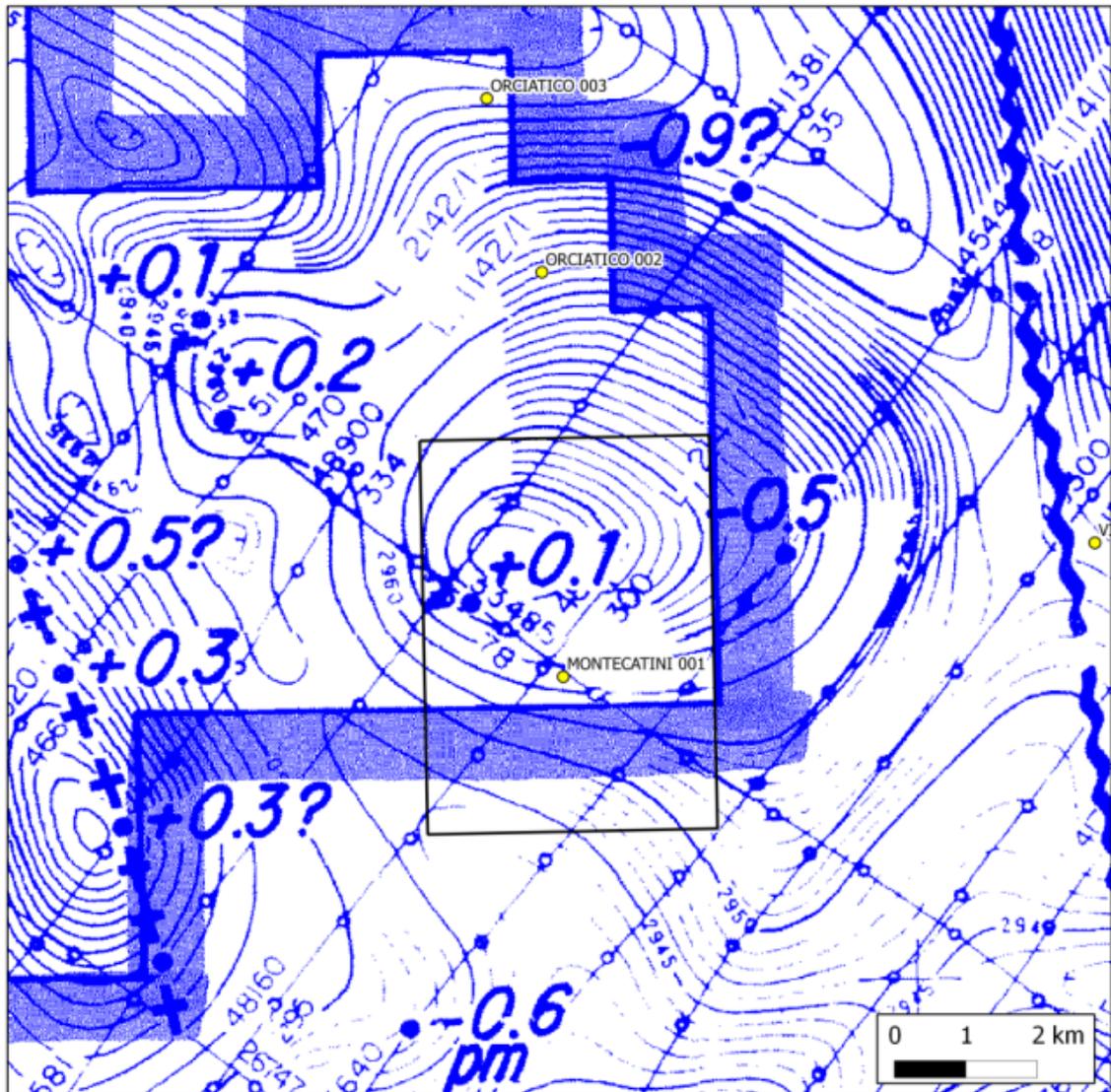


Figura 1-12. Carta delle anomalie magnetiche dell'area di interesse (VIDEPI).

1.7 DATI GEOCHIMICI

L'area interessata dal progetto per la sperimentazione di un impianto pilota presenta chiare evidenze di attività idrotermale, testimoniate dalle importanti sorgenti termali di Casciana Terme a Nord e da minori manifestazioni termali (Bagni di Miemo, acque della miniera di Montecatini VC, acque della Sorgente Aitora nei pressi di Montecatini VC) ed emissioni gassose (mofete), dominate dalla presenza di CO₂, ubicate nei pressi degli abitati di Orciatiko e Lajatico. La presenza di una importante anomalia termica e di rocce potenzialmente idonee (Calcere Cavernoso della Falda Toscana) ad ospitare un serbatoio geotermico sono state inoltre testimoniate, come esposto in precedenza, da alcuni pozzi profondi perforati nell'area di Orciatiko.

L'obiettivo minerario di questo progetto pilota è rappresentato dalla coltivazione del potenziale serbatoio geotermico ubicato nelle unità carbonatico-evaporitiche della Falda Toscana (Calcere Cavernoso) che rappresenta il serbatoio termale regionale Toscano ed in particolare, costituisce il così detto primo serbatoio geotermico del campo di Larderello-Travale. Assumendo rocce serbatoio di questo tipo, la composizione chimica prevista per i fluidi circolanti in queste unità è di tipo solfato-alcalino terroso ed in particolare solfato-calcico.

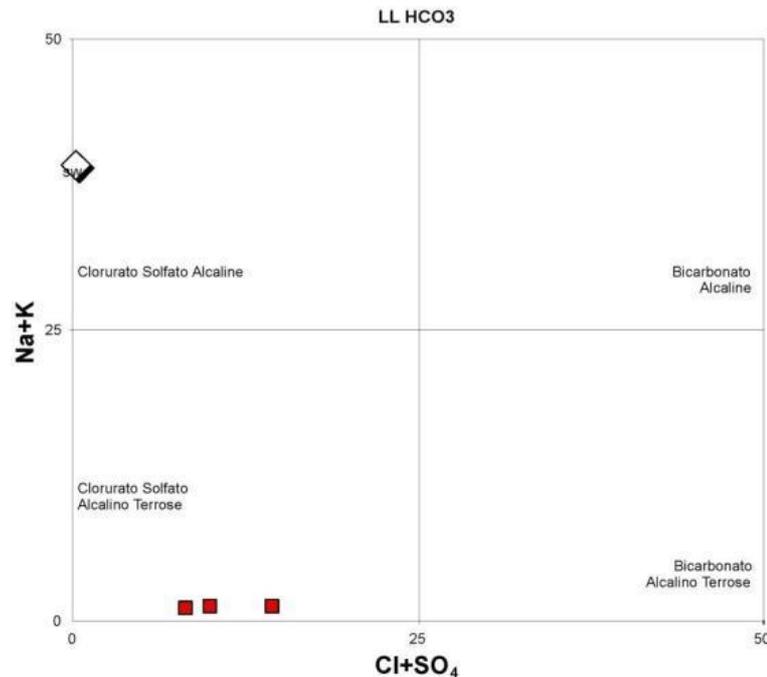


Figura 1-13. Diagramma di classificazione Langelier-Ludwig sul quale sono state plottate le composizioni chimiche disponibili dei fluidi.

Le composizioni chimiche attese possono essere estrapolate dalle analisi disponibili sui fluidi idrotermali che emergono nell'area da alcune sorgenti termali, oppure captati in alcuni pozzi che hanno attraversato il calcere cavernoso. Le composizioni previste per questi fluidi hanno una TDS che si attesta attorno ai 3000 - 3200 mg/l ed un pH = 6.4-6.9, inoltre queste acque sono dominate dall'anione solfato con quantità importanti di anione bicarbonato e dai cationi calcio e magnesio con quantità significative in sodio e stronzio. Sulla base dei diagrammi riportati in Figura 1-13 e Figura 1-14, queste acque possono essere classificate solfato-calciche.

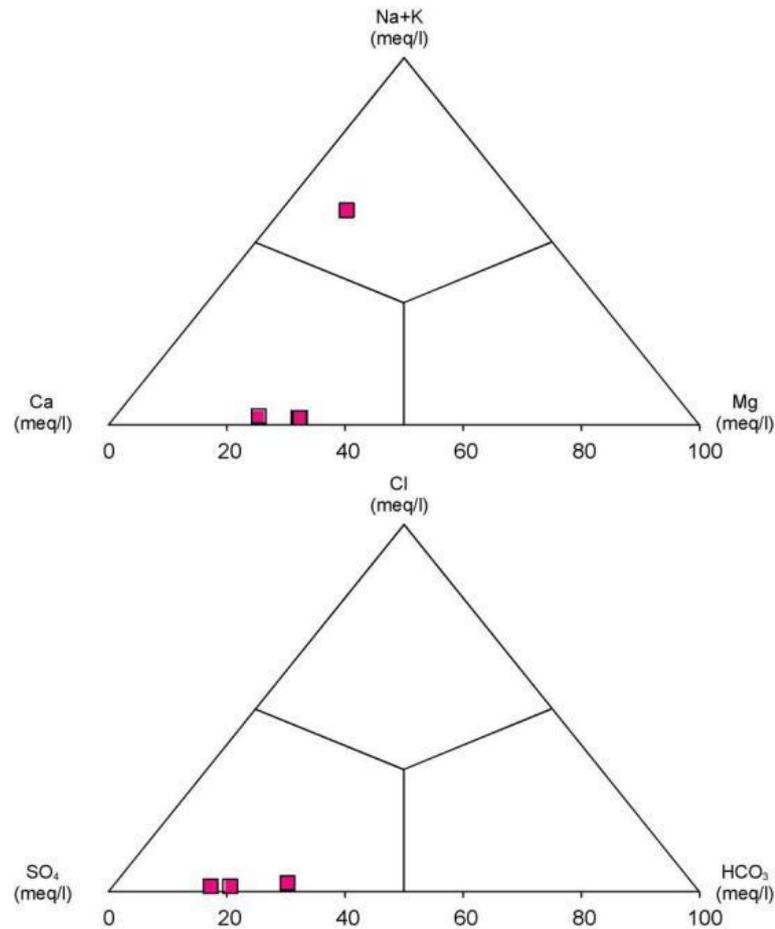


Figura 1-14. Diagrammi triangolari di classificazione Ca-Mg-Na+K e SO₄-CL-HCO₃ sul quale sono state plottate le composizioni chimiche disponibili dei fluidi.

Alcune composizioni chimiche di fluidi idrotermali considerate rappresentative di quelle attese in questo progetto sono riportate nella Tabella 1-1.

Analisi chimiche rappresentative dei fluidi attesi

Campione	pH	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Sr ²⁺	Li ⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	F ⁻	SiO ₂	B	CO ₂ wt.%
1	6.63	3046	23.5	3.9	601	168	16.3	0.03	0.03	439	28.2	1739	2.03	105	0.1	3.0
2	6.80	3093	22.8	3.5	608	172	19.5	0.03	0.11	537	26.8	1677	1.97	115	0.1	3.0
3	6.38	3390	26.6	2.8	700	138	11.9	0.04	0.10	854	47.1	1592	2.00	106	0.1	3.0

Tabella 1-1. Analisi chimiche rappresentative dei fluidi attesi.

Sulla base della concentrazione in CO₂ attesa nei fluidi e considerando la temperatura di serbatoio pari a 140°C è possibile calcolare la pressione di ebollizione del sistema CO₂-H₂O. Per questo fluido la pressione di ebollizione può essere considerata intorno ai 17-18 bar.

Questo dato ha consentito di prevedere la prevenzione dell'ebollizione del fluido geotermico, con conseguente sviluppo del fenomeno di *scaling* da precipitazione di carbonati, descritta nella relazione tecnico-progettuale integrativa. L'ebollizione del fluido geotermico porta infatti inevitabilmente alla ripartizione della CO₂ in fase vapore con conseguente precipitazione di CaCO₃. In Figura 1-15 si osserva come la solubilità del CaCO₃ sia direttamente correlata alla pressione parziale di CO₂ nel fluido geotermico.

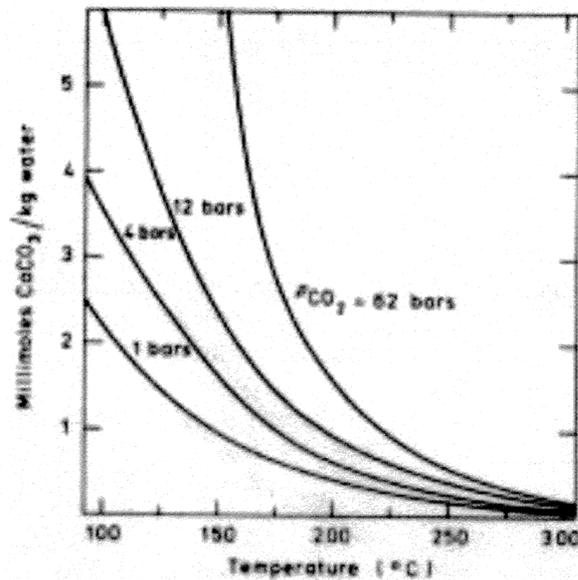


Figura 1-15. Diagramma di solubilità del CaCO_3 rispetto alla pressione parziale di CO_2 nel fluido geotermico.

1.8 CARTE TEMATICHE

Utile informazioni riguardo alla presenza di fluidi geotermici nell'area in esame derivano dalla elaborazione di dati esistenti relativi all'inventario geotermico nazionale del Ministero dell'Industria (UNMIG). 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, mette in evidenza che il serbatoio geotermico dovrebbe trovarsi ad una profondità di circa -1200 metri sul livello del mare (Figura 1-16). L'area è inoltre caratterizzata da valori del flusso di calore relativamente elevati che oscillano tra i 150 e i 200 mW/m^2 (Figura 1-17). Le isoterme al tetto del serbatoio nell'area in esame mostrano valori di temperatura superiori ai 150°C . (Figura 1-18).

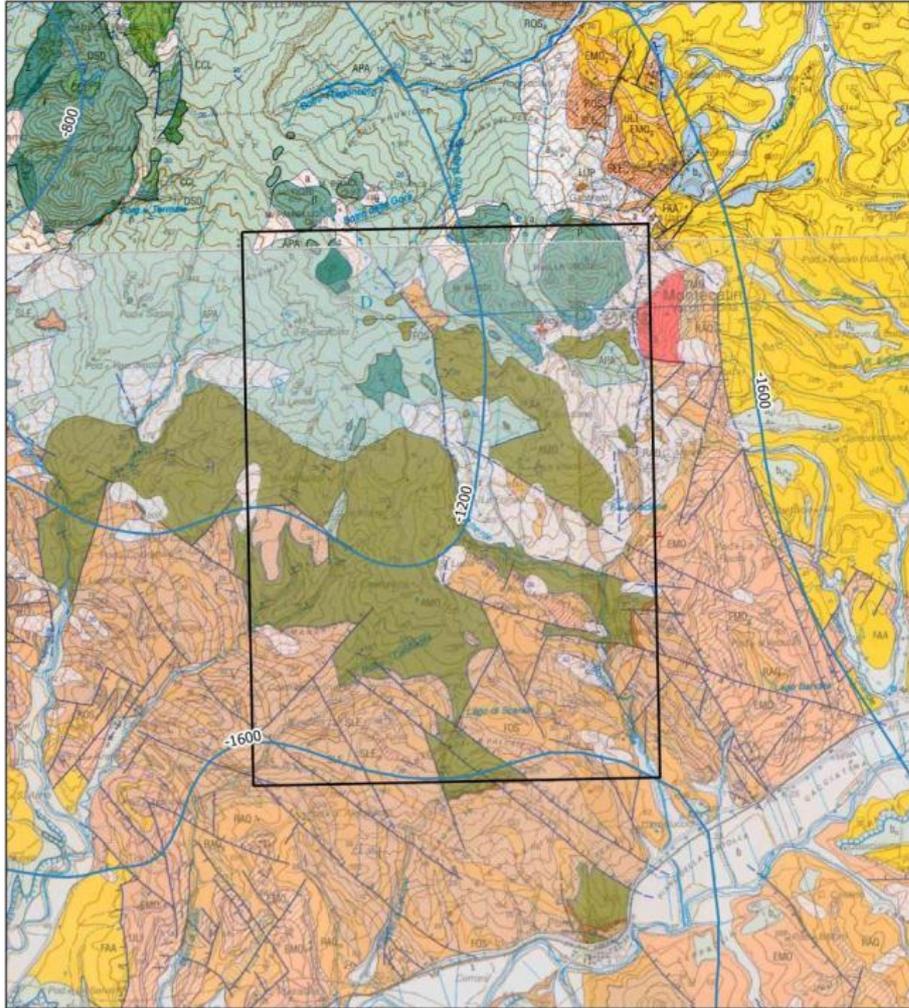


Figura 1-16. Carta del tetto del potenziale serbatoio (m s.l.m.).

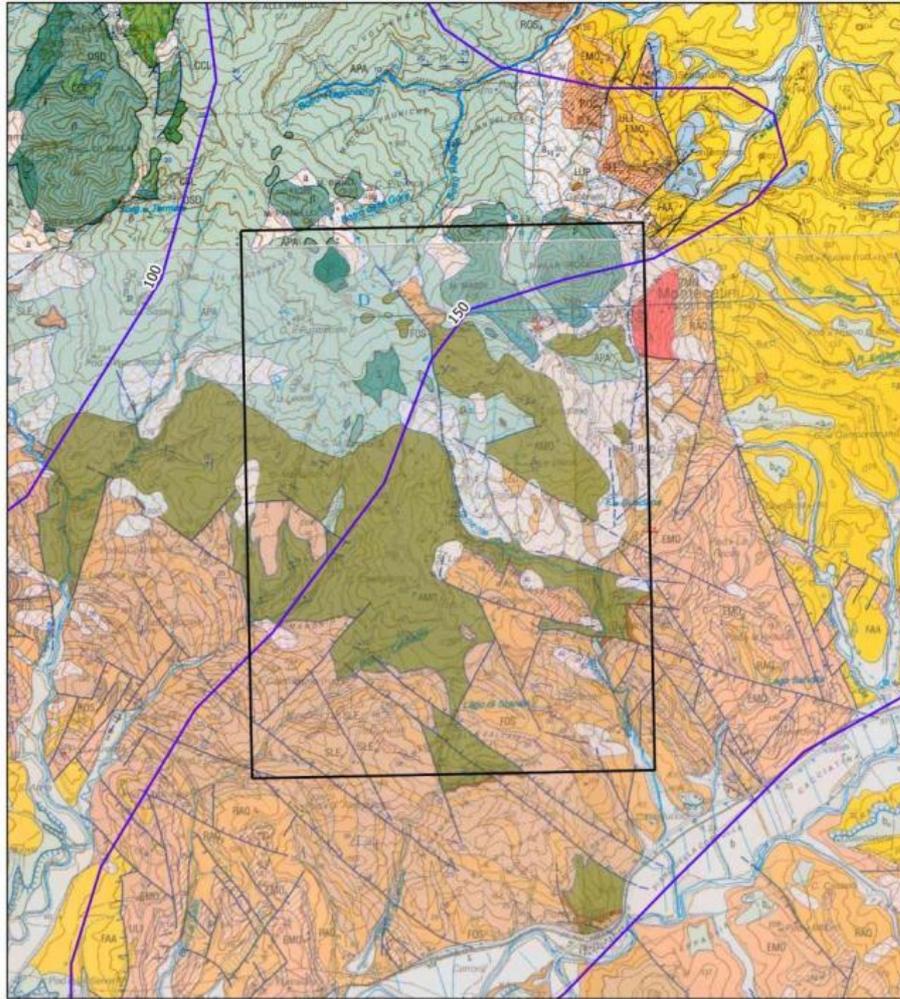


Figura 1-17. Carta del flusso di calore (mW/m²).

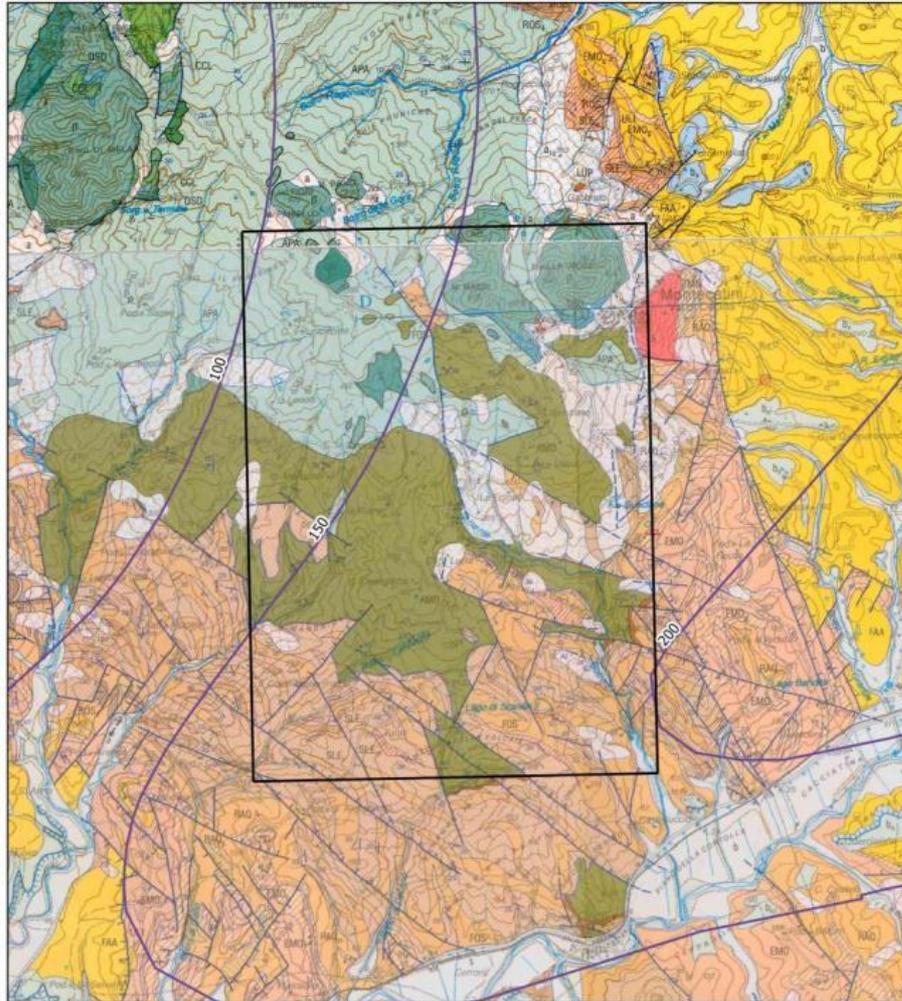


Figura 1-18. Carta delle temperature al tetto del potenziale serbatoio (°C).

1.9 MODELLO CONCETTUALE DEL SERBATOIO

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

- i depositi neogenici e le formazioni appartenenti alle Unità Liguri a componente argillosa e argillitica hanno spessori che variano da 1500 a 1600 m, costituendo un ottima copertura impermeabile del campo;
- il serbatoio è ospitato dalla formazione del Calcare Cavernoso-Anidriti di Burano ipotizzato dai dati geologici, geofisici e stratigrafici ad una profondità di circa 1500 m p.c. con temperature previste di circa 130°C al top del reservoir;
- l'orientazione delle strutture mostra una continuità del serbatoio con direzione NNW-SSE come confermato dall'andamento dell'anomalia gravimetrica e dai pozzi Orciatico 2, Orciatico 3 e Montecatini 1. 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;

- l'alto strutturale è limitato ad est da un sistema di faglie dirette che lo separano dal Bacino di Volterra come visibile nella linea sismica PI-383-87V e confermato nel pozzo Lajatico 1 che incontra l'unità delle Argille a Palombini ad una profondità di circa 2000 m p.c.;
- le composizioni previste per questi fluidi hanno una TDS che si attesta attorno ai 3000 - 3200 mg/l ed un pH = 6.4-6.9, inoltre queste acque sono dominate dall'anione solfato con quantità importanti di anione bicarbonato e dai cationi calcio e magnesio con quantità significative in sodio e stronzio;
- il fluido geotermico dovrebbe risalire nel pozzo fino a stabilizzarsi ad una profondità di 350m dal piano di campagna. Di conseguenza, la pompa di produzione deve essere posizionata ad una profondità di 550 m (200m al di sotto del battente di acqua previsto) per consentire una pressione di esercizio di almeno 20 bar.

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

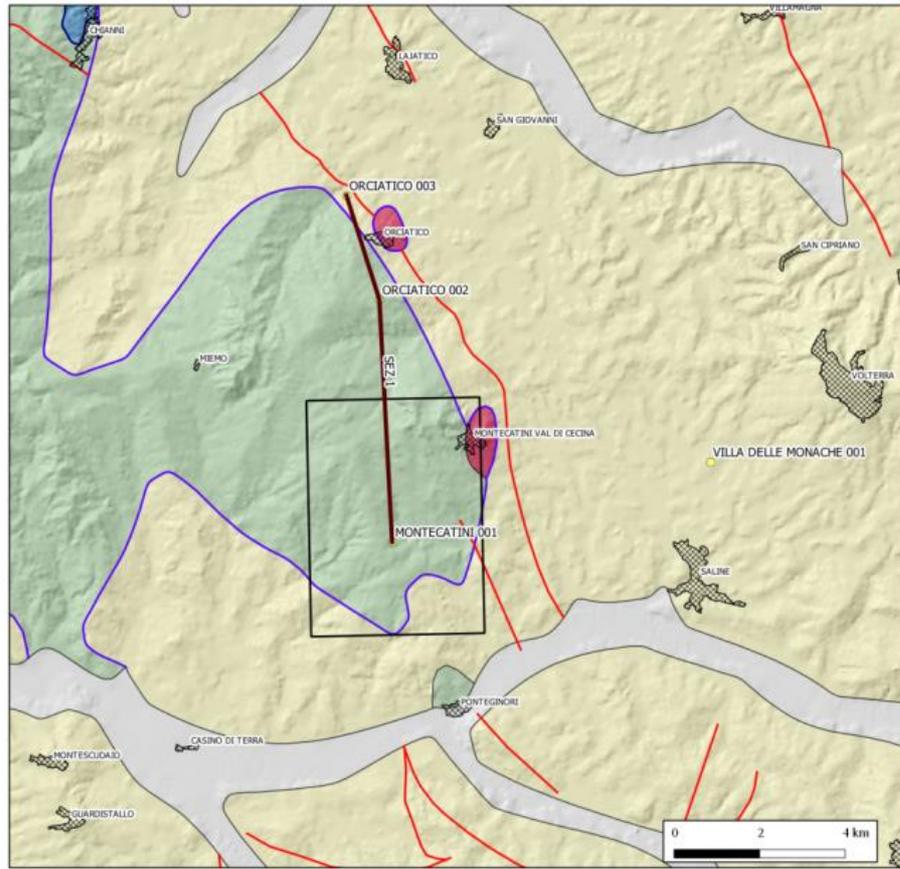


Figura 1-19. Ubicazione della sezione geologica.

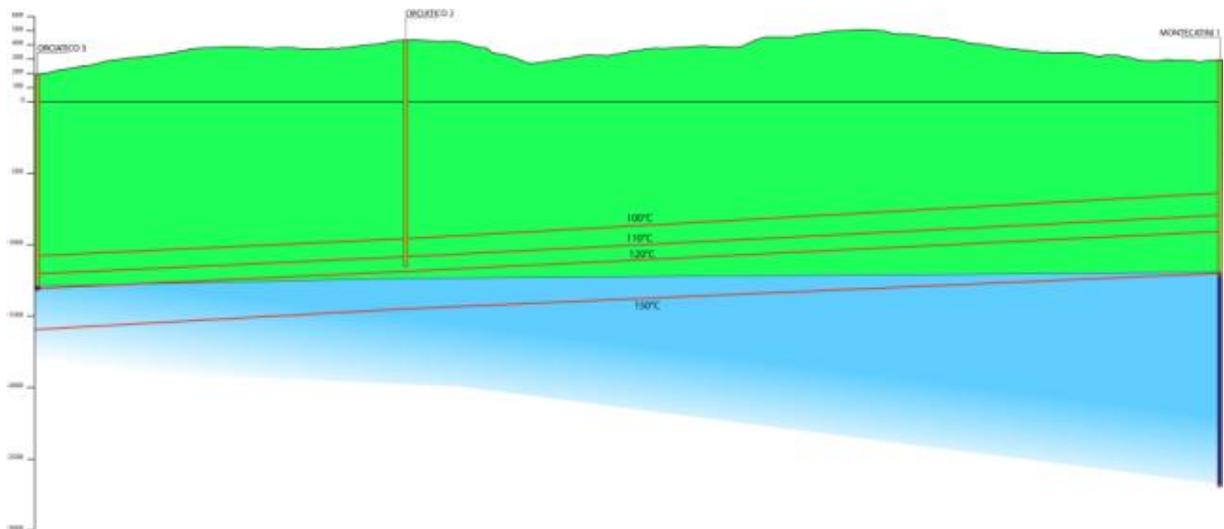


Figura 1-20. Sezione Geologica di Figura 1-19. Verde=formazioni di copertura; celeste=serbatoio geotermico; linee rosse=andamento delle temperature (°C).

2 DOCUMENTAZIONE CONSULTATA

Bertini G., Cameli G.M., Costantini A., Decandia F.A., Di Filippo M., Dini L., Elter F.M., Lazzarotto A., Liotta D., Pandeli E., Sandrelli F. & Toro B. (1991) - Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1991/1), 155-178.

Borsi S., Ferrara G. e Tongiorgi E., 1967. Determinazione con il metodo K/ar della età delle rocce magmatiche della Toscana. Boll. Soc. Geol. It., 86, 403-410.

Bossio A., Foresi L.M., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 1996. Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica lungo una trasversale ai bacini di Volterra e della Val d'Elsa. Studi Geol. Camerti, Volume Speciale 1995/1: 93-104.

Brogi A., 2004. Miocene extension in the inner Northern Apennines: the Tuscan Nappe megaboudins in the Mt. Amiata geothermal area and their influence on Neogene sedimentation. Boll. Soc. Geol. It., 123, 513-529, 10ff.

Constantini a., Lazzarotto A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F., 2002. Note illustrative della Carta geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 285 – Volterra, LAC, Firenze: 149 pp.

Marinelli G., Barberi F. & Cioni R. 1993. Sollevamenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del Lazio Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 49, 279-288.