



IMPIANTO PILOTA GEOTERMICO TORRE ALFINA (VT)

ALLEGATO 1
RELAZIONE GEOLOGICA E MODELLO GEOTERMICO



**PROGETTO GEOTERMICO CASTEL GIORGIO -
TORRE ALFINA
PER LA SPERIMENTAZIONE DI IMPIANTI PILOTA**

ALLEGATO 1

**RELAZIONE GEOLOGICA E MODELLO
GEOTERMICO**

Aggiornamento, ottobre 2014

1. UBICAZIONE DEL PERMESSO DI RICERCA E TITOLI MINERARI PREGRESSI

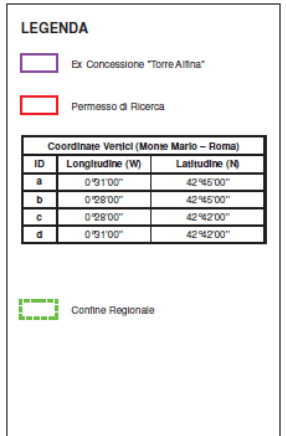
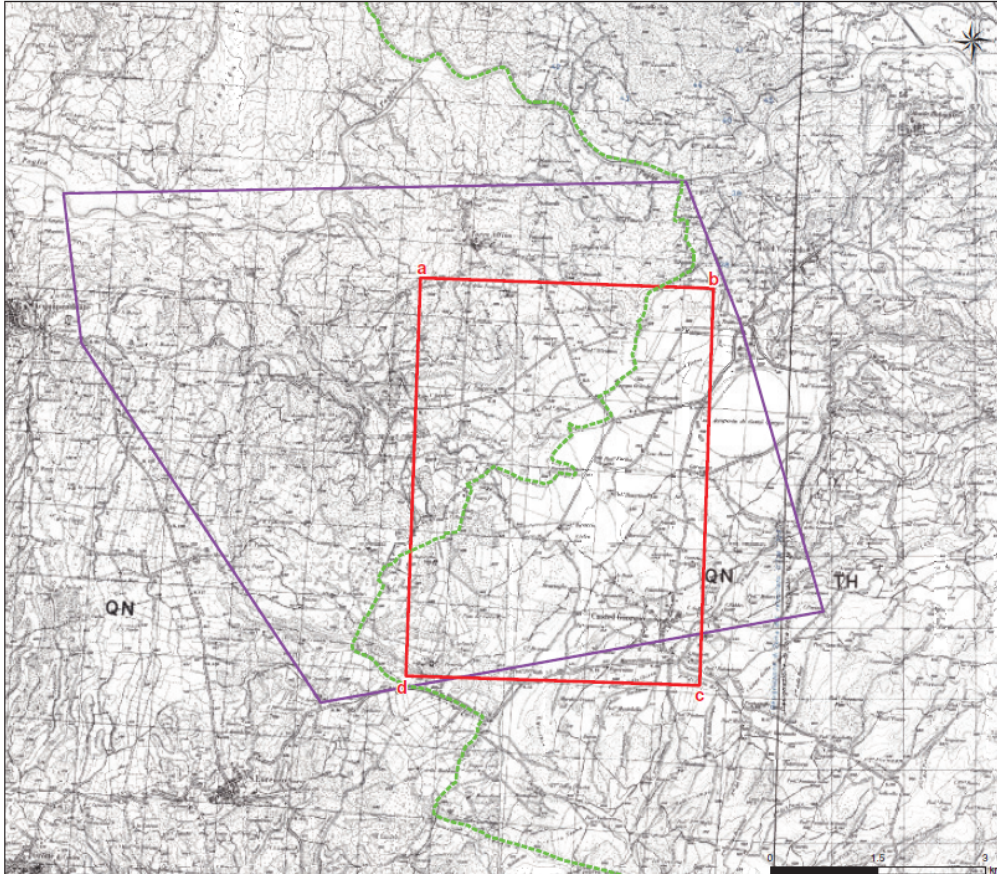
Il Permesso “Castel Giorgio – Torre Alfina” ricade al confine tra le Regioni Lazio e Umbria (Province di Viterbo e di Terni) nell’area relativa alla Concessione mineraria per la coltivazione di fluidi geotermici denominata “Torre Alfina”, titolare Erga SpA del Gruppo Enel. La Concessione mineraria aveva scadenza nel 2013, ma con Determinazione del Direttore del Dipartimento di competenza n. 3243 del 29 dicembre 2007, pubblicata sul Bollettino Ufficiale della Regione Lazio, n.3 – Parte prima, del 21-1-2008, l’area della concessione è stata ridotta da 58,63 Km² a 9,84 Km² ricadenti interamente nel territorio della Regione Lazio, e la Concessione mineraria per fluidi geotermici è stata trasformata in Concessione mineraria per anidride carbonica e accordata per anni dieci alla Società Enel Produzione S.p.A.

La richiesta di permesso di ricerca “Castel Giorgio-Torre Alfina” per due impianti geotermici pilota ai sensi del D.Lgs. n. 28/2011 è stata presentata al Ministero dello Sviluppo Economico (MISE) in data 19 luglio 2011 e il programma lavori associato è stato approvato in data 13 marzo 2012 dalla Commissione per gli Idrocarburi e le Risorse Minerarie (CIRM) del MISE.

2. L'AREA DEL PERMESSO DI RICERCA

L'area del Permesso di Ricerca "Castel Giorgio – Torre Alfina" è indicata nella Figura 1a.

In Figura 1a si riporta anche l'area della ex concessione "Torre Alfina".



3. SINTESI DELLE CONOSCENZE GEOSCIENTIFICHE (GEOLOGICHE, GEOFISICHE, GEOCHIMICHE)

3.1 PREMESSA

L'area geotermica di "Torre Alfina-Castel Giorgio" è stata oggetto da parte dell'Enel negli anni '70 di un intenso programma di prospezioni geologiche, idrogeochimiche e geofisiche, culminate con l'esplorazione profonda a mezzo di sondaggi. Nella Figura 1b sono indicati l'ubicazione dell'area, i limiti del permesso di ricerca Enel nel territorio dei Comuni di Acquapendente (VT), San Lorenzo Nuovo (VT), Castel Giorgio (TR) e Castel Viscardo (TR) e le ubicazioni dei primi nove pozzi geotermici perforati. Un altro pozzo molto profondo (A15 4826 m) è stato perforato nel 1987-1988 (*Buonasorte et al., 1991*). La sintesi delle conoscenze geoscientifiche riportata di seguito, così come i capitoli successivi relativi ai risultati delle perforazioni e al modello geotermico, si basano essenzialmente sui risultati di questi studi, che sono descritti dettagliatamente nella pubblicazione di *Buonasorte et al. (1988)*. Essi sono stati integrati da indagini promosse dal proponente relative alla geologia strutturale, alla sismicità storica e recente dell'area e al controllo dell'emissione naturale di anidride carbonica dal suolo.

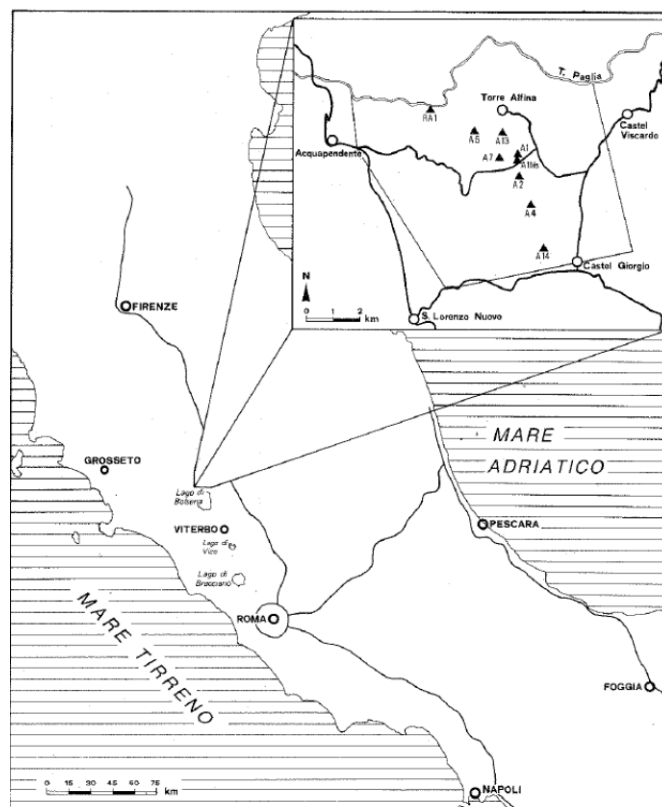


Fig. 1b Ubicazione dell'area geotermica di Torre Alfina-Castel Giorgio. Nel riquadro in alto è delimitato il vecchio Permesso di ricerca Enel e sono riportate le posizioni dei nove pozzi di esplorazione perforati da Enel (da *Buonasorte et al., 1988*).

3.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area di "Torre Alfina-Castel Giorgio" comprende il tratto meridionale della dorsale Rapolano-Trequanda-M.Cetona che separa due bacini neautoctoni, il Bacino di Siena-Radicofani ad occidente e il Bacino della Val di Chiana ad oriente (Fig.2) Tale dorsale, con direttrice NNO-SSE, culmina sia dal punto di vista strutturale che morfologico con il rilievo del M. Cetona (1908 m); ma mentre nella parte settentrionale presenta una debole e graduale immersione verso l'Arno, nella parte meridionale essa si interrompe bruscamente lungo l'allineamento Acquapendente-Torre Alfina, in corrispondenza del quale i due bacini neautoctoni sopraindicati si congiungono, conflueno nell'ampio bacino della valle del Tevere. La terminazione meridionale di detta dorsale non è completamente osservabile in superficie, essendo ricoperta in gran parte dai prodotti vulcanici dell'apparato vulsino, essa è stata tuttavia ricostruita con una certa precisione attraverso i pozzetti geotermici ed i sondaggi effettuati dall'Enel (Baldi et al., 1974).

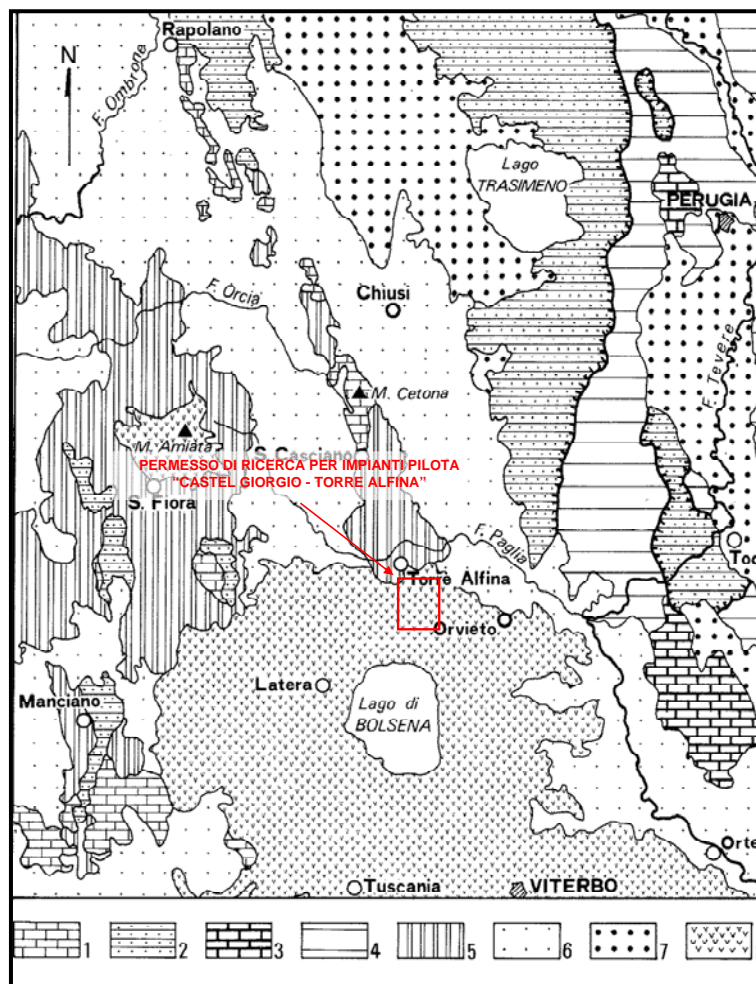


Fig. 2. Inquadramento geologico regionale dell'area di T. Alfina (nel riquadro). Spiegazione dei simboli: 1 e 2) Complesso di facies toscana (1 – successione carbonatico mesozoica; 2 – successione terrigena mesozoico-terziaria); 3 e 4) complesso di facies umbro-marchigiana (3 – successione carbonatica mesozoica; 4 – successione terrigena mesozoica-terziaria); 5) Complessi di facies ligure ed austroalpina interna; 6) Complesso dei depositi marini pliocenici; 7) Complesso dei depositi continentali plio-quadernari; 8) Complesso vulcanico.

L'area di interesse può essere suddivisa, per le formazioni geologiche affioranti, in due parti: una settentrionale, occupata quasi totalmente da terreni sedimentari riferibili alle Unità austroalpine e liguri, sulle quali giacciono trasgressivi e discordanti i sedimenti del Complesso Neoautoctono; la seconda, a sud del fiume Paglia, comprende i prodotti magmatici quaternari degli apparati vulcanici di Torre Alfina e dei Vulsini (carta geologica di Costantini et al., 1988). La successione delle formazioni appartenenti al dominio tosco-umbro è rappresentata, in affioramento, solo a S. Casciano dei Bagni, dove compare la terminazione meridionale del nucleo del M. Cetona; a Sud del Paglia essa è stata invece attraversata, per spessori rilevanti, da numerosi sondaggi, fino alla formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* del Trias superiore.

Nella Fig. 3 è riportata la carta geologica dell'area di Torre Alfina-Castel Giorgio ripresa da Costantini et al., (1988) (la legenda è in Fig. 3 bis).

3.3. STRATIGRAFIA DEI COMPLESSI SEDIMENTARI

Le conoscenze sulla stratigrafia dell'area in esame sono state acquisite sia con le indagini geologiche di superficie sia con l'esplorazione profonda, attraverso nove sondaggi che hanno raggiunto profondità variabili fra 563 e 2710 m sotto il p.c. (Buonasorte et al., 1988) (e 4826 m nel sondaggio A15, Buonasorte et al., 1991).

Le formazioni rilevate in superficie o attraversate dai sondaggi sono state raggruppate in "Complessi", ciascuno dei quali appare separato da quello sottostante da una superficie di discontinuità corrispondente, nella maggior parte dei casi, ad una discordanza angolare di importanza regionale.

Dal basso all'alto sono stati distinti:

- 1) Complesso delle formazioni di facies toscana.
- 2) Complesso delle Unità di facies ligure ed austroalpina interna.
- 3) Complesso Neoautoctono.

Su questi complessi appoggiano, oltre alle vulcaniti, i depositi continentali costituiti da detriti, alluvioni, recenti e terrazze e da travertini.

3.3.1. COMPLESSO DELLE FORMAZIONI DI FACIES TOSCANA

I terreni appartenenti a questo complesso affiorano quasi esclusivamente intorno al paese di S. Casciano dei Bagni e rappresentano l'estrema punta meridionale della struttura del M. Cetona; questa rappresenta il

nucleo a serie toscana più significativo con cui confrontare tanto i termini litostratigrafici dell'affioramento di S. Casciano dei Bagni, quanto quelli, mesozoico-paleogenici, incontrati nei sondaggi di Torre Alfina-Castel Giorgio (Fig. 4).

SUCCESSIONE STRATIGRAFICA DEL M. CETONA

Il nucleo a serie toscana del M. Cetona è costituito da una successione di litofacies che va dal Calcere cavernoso del Trias sup. al Macigno dell'Oligocene. Detta successione, che ha uno sviluppo complessivo di circa 900 m, comprende a partire dal termine più antico (Fig. 4):

Calcere cavernoso – Affiora all'estremità settentrionale del M. Cetona, al nucleo della struttura rovesciata. Non compare in affioramento nell'area in esame, né è stato attraversato dai sondaggi.

Calcari e marne a Rhaetavicula contorta – Questa formazione è costituita da calcari neri con intercalazioni di marne grigie. I termini carbonatici sono frequentemente gradati e spesso disposti in successione ritmiche. In generale la frazione argilloso-marnosa è molto abbondante alla base della formazione, dove si alterna a strati calcarei neri di piccolo spessore (10 cm); procedendo verso l'alto essa diminuisce sensibilmente, sia nello spessore che nella frequenza delle intercalazioni; contemporaneamente si osserva un aumento di potenza degli strati carbonatici ed una stratificazione sempre più distinta. Lo spessore della formazione è di circa 150 m (il pozzo A 14 prossimo a Castel Giorgio ha attraversato questa formazione per uno spessore di circa 390 m).

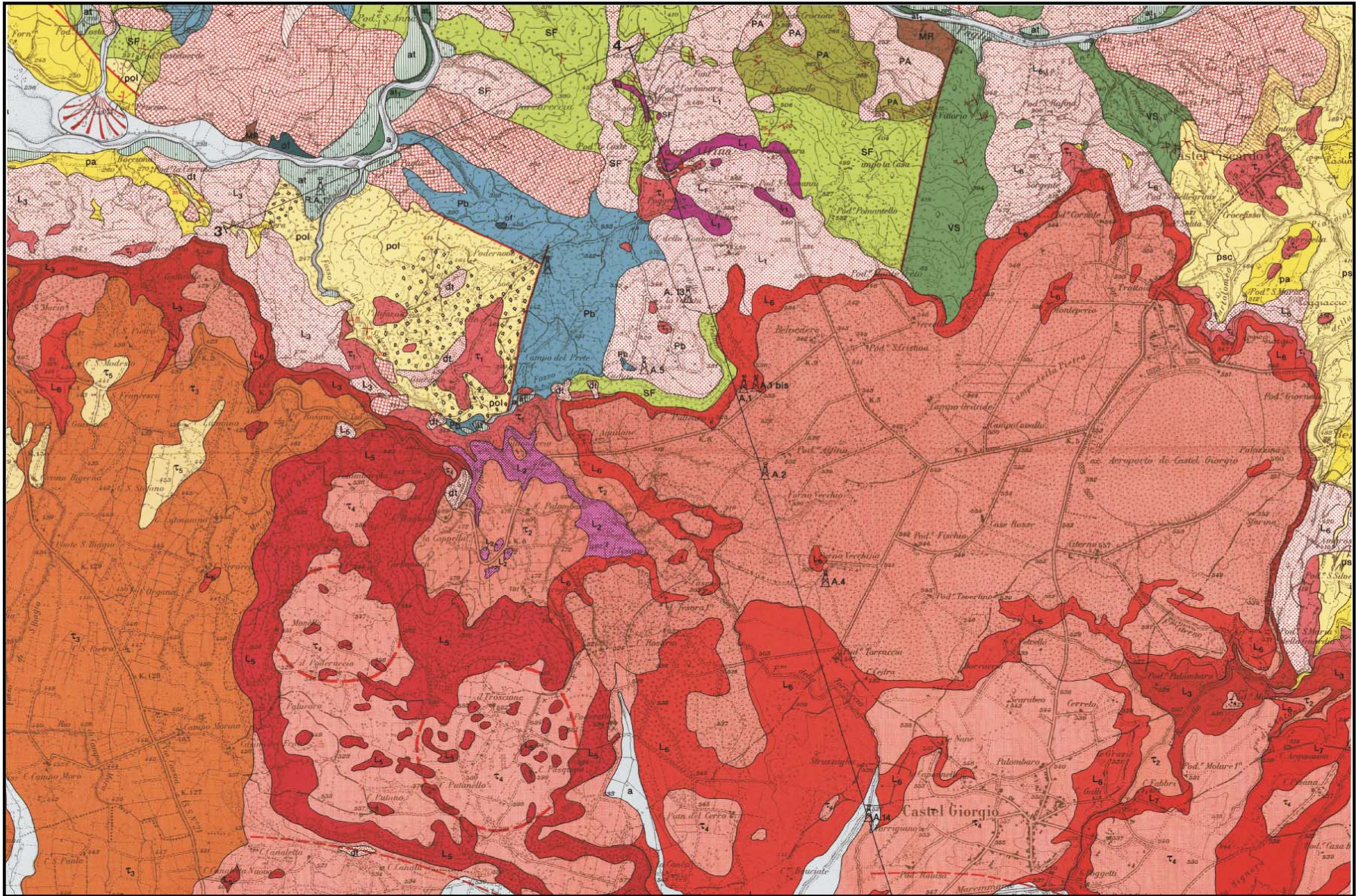


Fig.3. Carta geologica dell'area di Torre Alfina-Castel Giorgio con indicate le tracce dei profili delle Figg. 9 e 10 (da Cosentini et al., 1988)

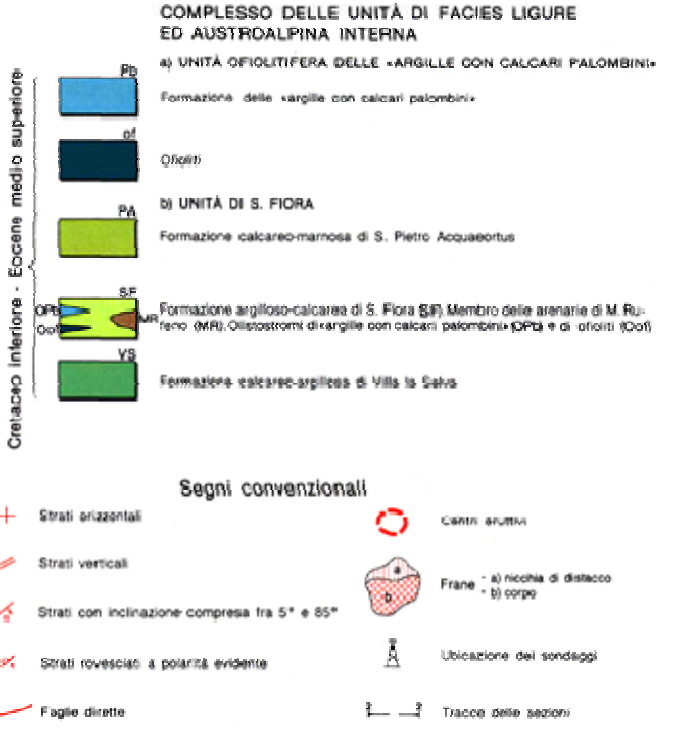
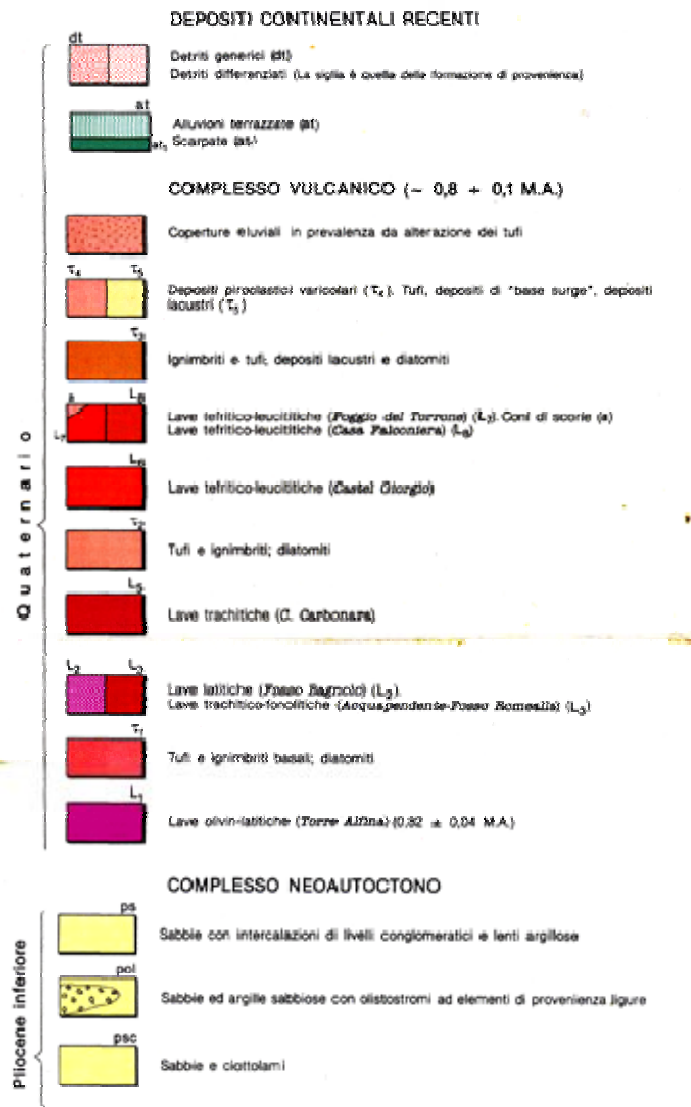


Fig. 3 bis. Legenda della carta geologica di Fig. 3. (Cosentini et al., 1988)

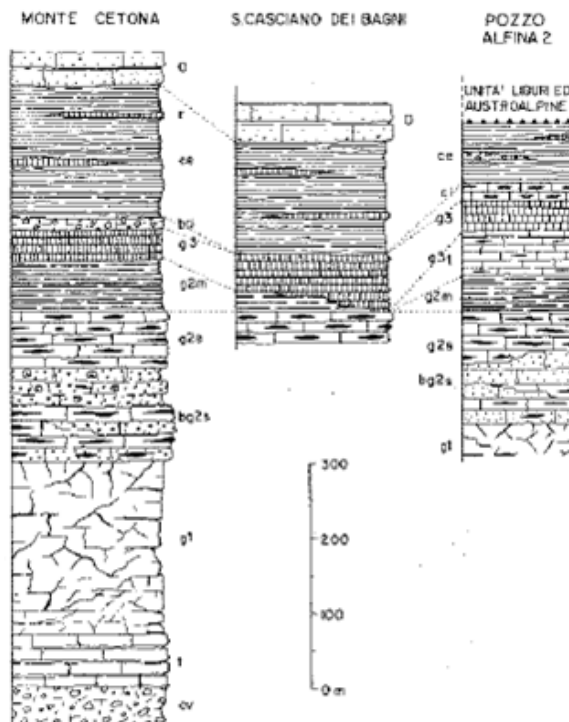


Fig. 4. - Colonne stratigrafiche del Complesso di facies toscana in affioramento e nel pozzo A2; Sigle: cv = Calcare cavernoso t = Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*; g1 = Calcare massiccio; g2s = Calcare selcifero con livelli di calcareniti (bg2s); g2m = Marne a *Posidonomya*; g3 = Calcari ad Aptyci; g3 = Diaspri; ci = Maiolica; bei = Breccie calcareo - diasprine di Pod. Cuculo I; ce = Scaglia toscana; r = livelli di radiolariti intercalati alla Scaglia toscana; O = Macigno.

(da Buonasorte et al., 1988)

Calcari massicci e grossolanamente stratificati – La formazione dei Calcari a *Rhaetavicula contorta* è sormontata, con passaggio graduale e sfumato, da calcari neri e grigio-nocciola, massicci o grossolanamente stratificati, simili al *Portoro*. Questi, nella parte superiore, si affiancano, in eteropia di facies, a calcari massicci bianchi, che normalmente costituiscono anche il tetto della formazione. Il suo spessore è variabile ed arriva ad un massimo di circa 300 m.

Per analogia con le successioni affioranti in Toscana ed in Umbria si ritiene che la formazione in esame possa essere attribuita al Retico superiore-Hettangiano (Passeri e Pialli, 1973).

Gruppo dei calcari selciferi con livelli di calcareniti.

Questo gruppo comprende tre formazioni del Lias inferiore e medio, che sono dalla più recente alla più antica:

- Calcare selcifero superiore
- Calcare rosso ammonitico
- Calcare selcifero inferiore con calcareniti.

Calcarea selcifera inferiore con calcareniti – Calcari a grana fine di colore grigio scuro con fiamme arrossate, in strati dello spessore variabile da 5 a 30 cm, con liste e noduli di selce, vi si intercalano strati di calcareniti rosate ad Entrochi. Verso l'alto i calcari diventano più chiari e vi si associano strati rosati. Il passaggio con il calcarea rosso ammonitico è segnato dalla presenza di un livello ad andamento lenticolare e discontinuo, di calcareniti grigie e grigio-rosate all'interno delle quali sono osservabili filoni sedimentari e brecce intraformazionali. Spessore circa 100 m.

Calcarea rosso ammonitico - È costituito alla base da strati calcarei rossi con sottili stiloliti, parallele alla stratificazione e contrassegnate da veli argillosi. Più in alto aumenta la frazione argillosa che si intercala a strati calcarei e marnosi; al passaggio con il selcifera superiore, le argille diminuiscono, assumendo un colore grigio verde, mentre ricompaiono le liste di selce. Lo spessore è di circa 60 m.

Calcarea selcifera superiore – Calcari grigio-chiari dello spessore di 20-25 cm con liste di selce chiara e sottili intercalazioni di marne grigio-verdi. Spessore circa 60 m.

Marne a Posidonomya – Questa formazione, del Dogger-Malm inferiore, è costituita alla base da marne e marne argillose rosse con intercalazioni spesso ben gradate. Più in alto la frazione argillosa diminuisce, mentre compaiono banchi calcarei, a grana fine, di colore rosato con fiamme bianche; localmente si notano sottili livelli di calciruditi. Lo spessore della formazione è di circa 60 m.

Diaspri – Sono costituiti da straterelli silicei, di 7-8 cm di spessore, separati da sottili letti argillosi. Alla base la selce presenta un colore verde-azzurro, mentre verso l'alto gli strati diventano rossi con fiamme grigio verdi. Lo spessore della formazione si aggira in media sui 50 m. Per la sua posizione stratigrafica la formazione è normalmente attribuita al Malm.

Scaglia toscana – È costituita dai tipici *Scisti policromi* del Cretaceo superiore della Serie Toscana: si tratta di argilliti, spesso silicee, mangesifere di colore rosso-bruno e grigio-verde, con rari strati calcarei.

In questa formazione sono intercalati almeno due livelli lenticolari e discontinui di diaspri mangesiferi, molto alterati, di colore verde scuro. Anche le argilliti associate ai livelli diasprini sono mangesifere ed intensamente colorate di rosso scuro o nero. Lo spessore della Scaglia è difficilmente valutabile a causa del forte spiezzamento degli strati argillitici: esso non dovrebbe comunque superare i 150 metri.

Macigno – Pochi e limitati affioramenti di un'arenaria tipo macigno compaiono sul versante sud-orientale del Cetona, a tetto della Scaglia toscana.

Gli affioramenti di S. Casciano dei Bagni e la successione attraversata dai sondaggi.

Il più grosso nucleo a serie toscana, affiorante nell'area, fa da base al paese di S. Casciano dei Bagni; altri piccolissimi nuclei compaiono, sparsi per alcuni chilometri, a Sud del paese, fino al Rio Falcone. La successione sembra non differire sostanzialmente da quella del Cetona. I termini affioranti sono i seguenti nell'ordine dal più recente al più antico:

O Arenarie di Rio Falcione (Macigno)

Ce Scaglia toscana

g₃ Diaspri

g_{2m} Marne a Posidonomya

g_{2s} Calcare selcifero

I sondaggi hanno incontrato al di sotto delle Unità liguri ad austroalpine, formazioni riferibili ad una successione sedimentaria di tipo toscano che è stata attraversata per buona parte del suo spessore soprattutto dai pozzi Alfina 2, RA 1 e Alfina 14. Uno studio specifico sulle litofacies incontrate è stato fatto da Dallan Nardi et al. (1979). A tale studio rimandiamo per tutti i dettagli inerenti ai caratteri litostratigrafici e cronostatigrafici.

Vogliamo tuttavia mettere in evidenza alcune particolarità delle successioni ricostruite attraverso i sondaggi (*Fig. 5*):

1) la formazione delle "Arenarie di Rio Falcione" non è stata attraversata da alcuno dei nove sondaggi eseguiti; anche la Scaglia toscana presenta in genere spessori ridotti, almeno rispetto al Cetona, con valori intorno al centinaio di metri o anche più bassi. Tale fenomeno viene considerato di natura tettonica. Del resto anche al Monte Cetona e nella zona di S. Casciano dei Bagni, l'arenaria tipo Macigno è presente solo in piccoli nuclei lentiformi e discontinui fra la Scaglia e l'Unità di S. Fiora.

2) È caratteristica nella Scaglia la presenza di livelli detritici grossolani, riscontrati in particole dai sondaggi Alfina 2 e Alfina 13.

3) Il tratto di serie giurassica attraversato dai sondaggi contiene alcuni termini che indicano segni di transizione alle vicine facies giurassiche ombre, estensivamente trovate nel sondaggio Alfina 15.

4) È stata riscontrata nella parte alta della successione toscana una discontinuità stratigrafica al limite fra la serie cretacea e quella terziaria.

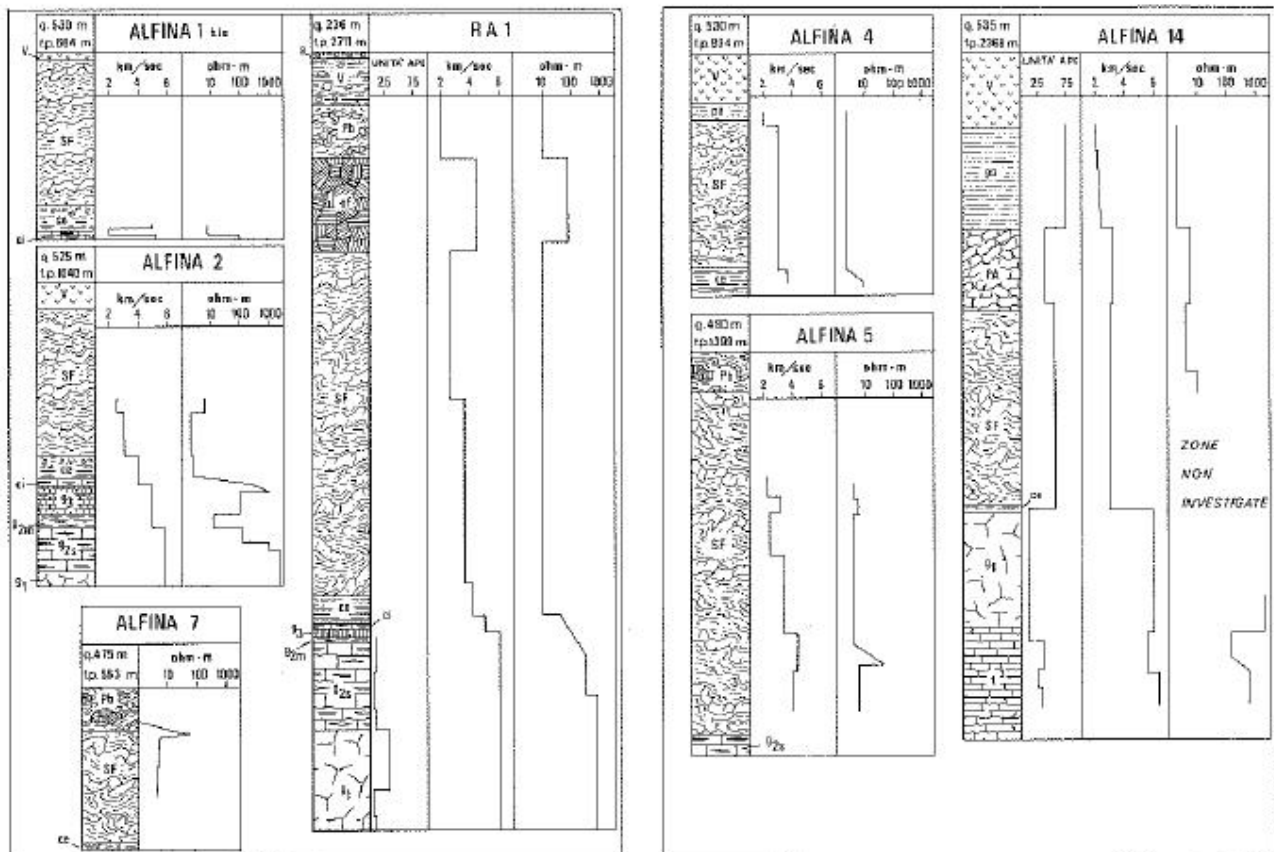
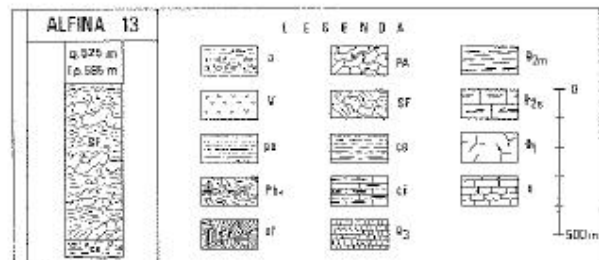


Fig. 5 - Stratigrafie dei pozzi perforati nell'area di Torre Alfina. Spiegazioni delle sigle: *t* = Calcare e *Rhaetavivula contorta*; *gl* = Calcare massiccio; *g2s* = Calcare selcifero; *g2m* = Marne a *Posidonomya*; *g3* = Diaspri; *ci* = Maiolica; *ce* = Scaglia Toscana; *SF* = Formazione di S. Fiora; *PA* Formazione di S. Pietro Acquaeortus; *of* = Ofofili; *Pb* = Formazione delle Argille con calcari palombini; *pa* = argille, argille sabbiose del Complesso neoautoctono; *V* = vulcaniti; *a* = alluvioni. (da Buonasorte et al., 1988)



3.3.2. COMPLESSO DELLE UNITÀ DI FACIES LIGURE ED AUSTROALPINA INTERNA

Le formazioni riferibili a questo complesso occupano la parte centro-settentrionale dell'area di interesse. Esse sono riferibili a due unità tettoniche sovrapposte che dovevano appartenere in origine a due domini paleogeografici diversi e contigui: il *dominio ligure* e il *dominio austroalpino interno* (Boccaletti et al., 1981; Decandia et al., 1981).

Tali unità sono rispettivamente:

- 1) Unità ofiolitifera delle "argille con calcari palombini"
- 2) Unità di S. Fiora.

Il loro assetto e le rispettive caratteristiche crono e litostratigrafiche sono state oggetto di uno studio specifico di Costantini et al. (1978) (Fig. 6 (al quale si rimanda per ogni dettaglio)).

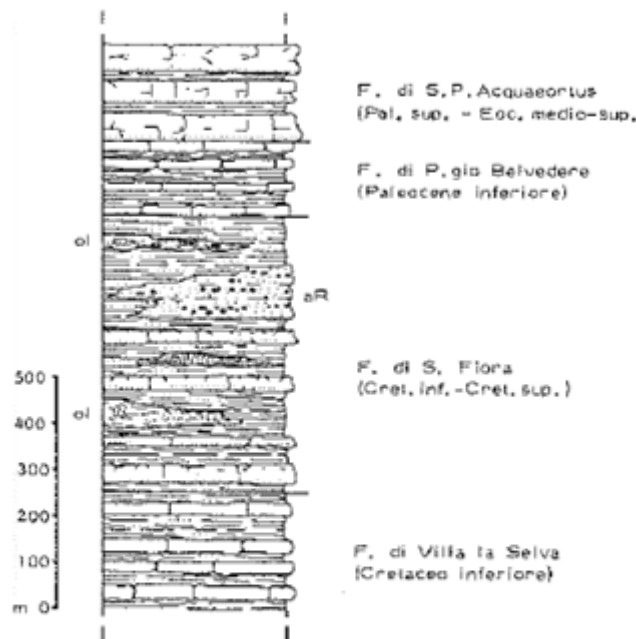


Fig. 6 - Colonna stratigrafica dell'Unità di S. Fiora, ricostruita per tratti su varie sezioni: Ar = Membro delle arenarie di M. Rufeno; ol = Olistostromi ad elementi provenienti dalla Unità Ofolitifera (da COSTANTINI *et alii*, 1978).

Formazione argilloso-calcareo di S. Fiora

La formazione di S. Fiora è costituita fondamentalmente da sequenze torbiditytiche arenaceo-pelitiche o calcarenitico-lutitiche, con una porzione argillitica nettamente dominante sulle altre litofacies. Nella formazione sono presenti anche intercalazioni lenticolari di arenarie quarzoso-carbonatiche (la più estesa e potente costituisce il membro delle arenarie di Monte Rufeno) cui si associano talora ciottoli sparsi o nubi di conglomerati ad elementi poligenici. I clasti sono costituiti da rocce metamorfiche (quarziti, scisti filladici, scisti diasprini, porfiroidi, calcari e dolomie a struttura granoblastica), da rocce vulcaniche (di prevalente composizione riolitica e andesitica) e rocce sedimentarie prevalentemente carbonatiche di età giurassica (Costantini *et al.*, 1978).

Lo spessore massimo della formazione può essere valutato sui 700 m.

La formazione di S. Fiora comprende anche livelli di olistostromi, costituiti da materiale proveniente dall'Unità ofiolitifera. Si tratta per lo più di ammassi caotici, di spessore ed estensione rilevante, costituiti da blocchi calcarei immersi in matrice argillosa, talora non ben distinguibili dalla formazione stessa che li ingloba, specialmente quando questa presenta assetto tettonicamente disturbato.

In altri casi gli olistostromi si presentano sotto forma di intercalazioni concordanti, ad andamento discontinuo, di brecce e conglomerati in matrice arenacea ofiolitefera, spesse qualche decina di metri, nelle quali prevalgono i clasti ofiolitici, associati a frammenti di argilloscisti, diaspri rossi e calcari palombini.

Formazione calcareo-argillosa di Poggio Belvedere (PB) – Dal punto di vista litologico è rappresentata da una serie di sequenze torbiditiche, molto simili a quelle della formazione su cui appoggia, ma con una percentuale nettamente superiore dei termini carbonatici (calclutiti e calcareniti) rispetto a quelli argillosi. Lo spessore massimo della formazione è valutabile sui 200 m.

Formazione calcareo-marnosa di S. Pietro Acquaeortus (PA) – La formazione è costituita, per la parte più cospicua, da bancate di calcari marnosi grigio-nocciola e subordinariamente da calcari a basso contenuto di argilla, strati di marne, talora rosate, livelli di arenaria a cemento calcareo, calcareniti calclutiti silicee e argilliti varicolori. Questi litotipi sono disposti in sequenze torbiditiche spesso diverse l'una dall'altra. Una delle più comuni è caratterizzata alla base da uno strato calcarenitico passante gradualmente verso l'alto ad argilliti rosse e verdi con straterelli di calcare siliceo grigio-verde. Lo spessore massimo della formazione è valutabile sui 200 m. L'età della formazione di S. Pietro Acquaeortus è compresa fra la base del Paleocene superiore e l'Eocene medio-superiore.

Unità ofiolitefera delle "argille con calcari palombini"

Dal punto di vista litologico tale unità è rappresentata da una massa argillosa che ingloba blocchi di calcare siliceo grigio (palombino), di arenarie calcarifere, molto tenaci (pb), e di rocce verdi (of). La sua caratteristica principale è l'estrema caoticità che permette di distinguerla nettamente dalle formazioni su cui poggia, mentre la rende, da questo punto di vista, del tutto simile agli olistostromi intercalati nella formazione di S. Fiora. L'età è del Cretaceo inferiore.

Il complesso delle unità liguri ed austroalpine nelle stratigrafie dei sondaggi.

Nell'area esplorata dai sondaggi profondi il complesso delle formazioni di "*facies ligure ed austroalpina interna*", talora costituenti il terreno d'inizio della perforazione, è presente in tutti i sondaggi con spessori apparenti variabili da 500 m, ai 1300 m nel sondaggio A5 ed ai 1800 m nel sondaggio RA1 (Fig. 5). Si possono riconoscere due elementi sovrapposti e litologicamente diversi, dei quali quello inferiore, in facies prevalentemente argillitico-marnosa, verosimilmente corrisponde a parte dell'Unità di S. Fiora (Formazione di S. Fiora s.s.), mentre quello superiore, caratterizzato dalla presenza di ofioliti, argilliti e calcari tipo "palombino", occupa geometricamente la posizione dell'unità ofiolitefera delle "argille con calcari palombini", cui corrisponde anche come associazione di litofacies. Il sondaggio A14 ha attraversato per circa 200 m anche il Flysch di S. Pietro Acquaeortus (Fig. 5) mentre in nessun sondaggio è stato possibile documentare la formazione di Villa la Selva.

3.3.3. COMPLESSO NEOAUTOCTONO

I sedimenti pliocenici del Neautoctono costituiscono due fasce ai bordi della dorsale rialzata che si prolunga a Sud del Monte Cetona (*Buonasorte et al., 1988*). La fascia occidentale appartiene al bacino di Radicofani; la fascia orientale al bacino della Val di Chiana. Sul bordo meridionale della dorsale alcuni affioramenti isolati di Neautoctono testimoniano che i due bacini si congiungevano, poche centinaia di metri a Sud di Torre Alfina, convergendo nel grande bacino della Valle del Tevere.

Tale ipotesi è confermata anche dalle stratigrafie dei sondaggi e dei pozzetti termometrici.

Nella zona di Torre Alfina le litofacies mostrano un nutevole grado di variabilità e risentono ancora, a seconda che ci si trovi a W o ad E dell'asse centrale della dorsale, dell'influenza del Bacino di Radicofani o di quello della Val di Chiana. Solamente nell'affioramento a SSW di <torre Alfina il termine basale, che è il solo qui rappresentato, mostra caratteristiche proprie. Vi compare infatti una litofacies essenzialmente conglomeratica, con potenti intercalazioni di olistostromi provenienti dalle formazioni liguri.

Più a sud in prossimità della copertura vulcanica si passa con gradualità ad una litofacies più fine e più selezionata, rappresentata da sabbie con intercalazioni di conglomerati.

3.4. IL COMPLESSO VULCANICO DEI VULSINI – SETTORE DI ACQUAPENDENTE – TORRE ALFINA

Il settore in esame costituisce parte del bordo Nord-orientale del grande complesso vulcanico dei Vulsini (circa 2300 km²), il più settentrionale fra i numerosi apparati costituenti la Provincia alcalino-potassica romana. Si tratta di un vasto strato vulcano, policentrico, costruito in più fasi da una sequenza di lave, piroclastiti di vario tipo, epiclastiti e sedimenti variamente compenetrati e spesso di difficile correlazione stratigrafica; i prodotti magmatici sono rappresentati da una vasta gamma di tipi alcalino-potassici estesa da termini sottosaturi, ricchi in leucite (leucititi, tefriti, fonoliti, trachiti a leucite) a termini saturi o soprassaturi, hy-normativi (trachiti, latiti, trachibasalti). Alcuni dei principali aspetti della vulcanologia e petrologia di questo complesso vulcanico sono riportati e analizzati in alla cui bibliografia si rimanda.

L'attività effusiva si è svolta a partire da circa 0,80 Ma sino a tempi molto recenti (0,1 Ma) e nella successione degli eventi effusivi i prodotti alcalini della serie ad alto contenuto in potassio, e quelli della serie potassica si ripetono a vari livelli e in varie zone senza un ordine ben definito.

Di seguito verranno schematicamente esposti i principali caratteri della sequenza vulcanica nel settore in esame a partire dai prodotti più antichi (da *Buonasorte et al., 1988*).

Nella Fig. 7 è riportata la mappa del letto delle vulcaniti nelle zone di interesse.

EFFUSIONI LAVICHE INIZIALI

Lave olivin-latitiche di Torre Alfina (L₁)- Affiorano in corrispondenza dell'omonimo abitato, ove costituiscono una successione dello spessore massimo di 25-30 m. Esse rappresentano i resti di un piccolo edificio vulcanico, ora in gran parte eroso, il cui centro di emissione era forse ubicato in corrispondenza del Castello.

Le lave poggiano direttamente sul Complesso alloctono delle Unità di facies ligure e austroalpina interna, che costituisce gli affioramenti più meridionali della dorsale del M. Cetona. Le lave sono a loro volta localmente coperte da un sottile lembo di piroclastiti ed epiclastiti, che sembrano correlabili con quelle della formazione piroclastico-sedimentaria basale di Fosso Bagnolo (τ_1).

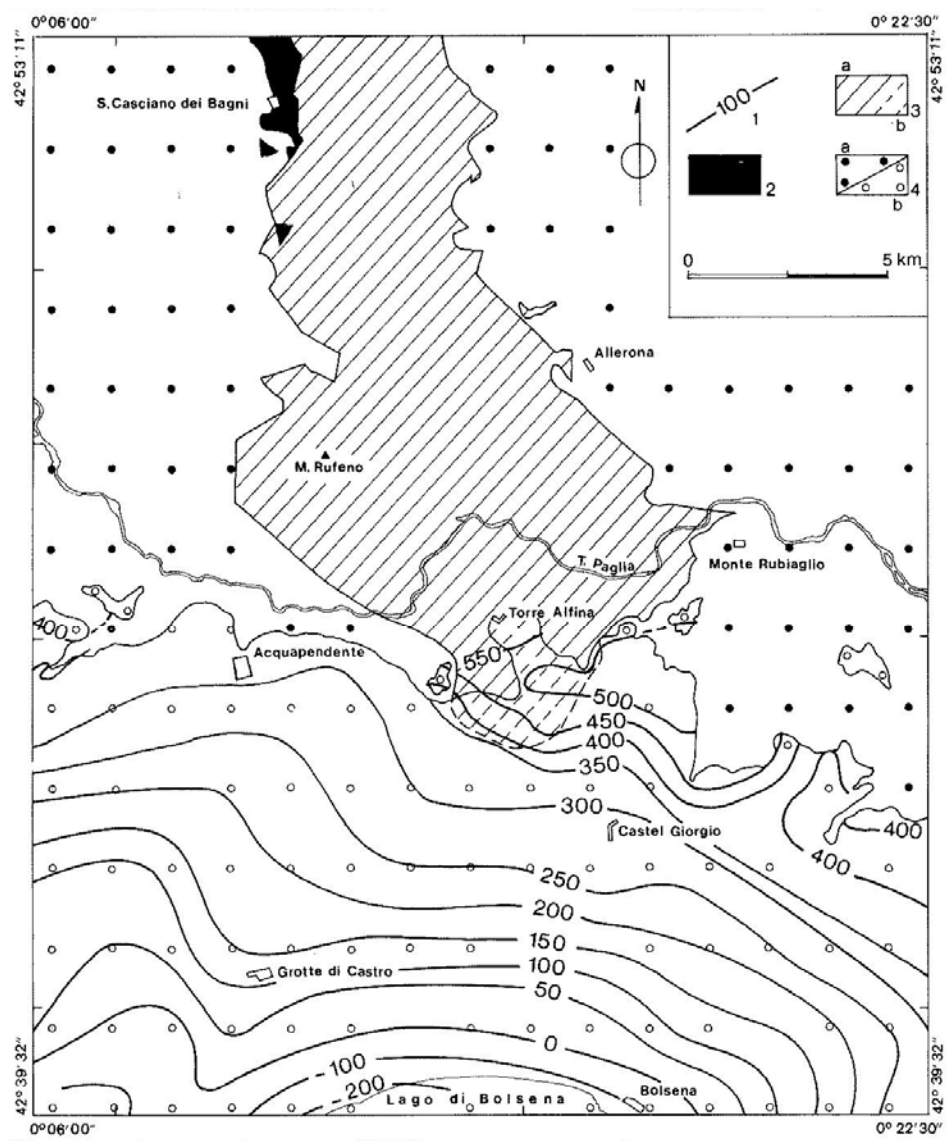


Fig. 7. - Andamento del letto delle vulcaniti. Le isobate 1) sono in metri rispetto al livello del mare. Nella figura è rappresentata schematicamente anche la distribuzione dei complessi sedimentari, affioranti o sepolti dalle vulcaniti: 2) Complesso di facies toscana; 3) Complessi di facies ligure ed austroalpina interna, in affioramento (a) e sepolti (b); 4) Complesso dei depositi marini pliocenici, in affioramento (a) e sepolti (b). (da Buonasorte et al., 1988)

PIROCLASTITI BASALI

Tufi e ignimbriti basali; diatomiti (τ_1) – Questa formazione affiora estesamente lungo il bordo settentrionale dell'apparato vulcanico ai piedi delle ripide scarpate che caratterizzano la morfologia vulcanica in questo settore. Il suo spessore complessivo è molto variabile e raggiunge valori massimi di 70-80 m in corrispondenza del Fosso Bagnolo e di 30 – 40 m nell'area di Acquapendente. Nella zona di Torre Alfina – Benano il suo spessore si riduce spesso a zero a testimonianza dell'esistenza di una paleo morfologia con moderati rilievi posti in corrispondenza della prosecuzione meridionale della dorsale del M. Cetona. Questa formazione basale piroclastica testimonia un'intensa attività esplosiva proveniente da centri ubicati più a sud, ora non individuabili, che ha dato luogo a depositi piroclastici di caduta, a coltri ignimbritiche e, per rimaneggiamento, a depositi epiclastici che si accumulavano nelle depressioni o talora in bacini lacustri.

PRODOTTI DI ATTIVITÀ MISTA, ESSENZIALEMENTE LAVICA CON SUBORDINATE PIROCLASTITI

Lave latitiche di Fosso Bagnolo (L_2) – Lungo il Fosso Bagnolo e nelle zone immediatamente circostanti, al di sopra della formazione piroclastico-sedimentaria basale (τ_1), affiora una serie di colate laviche il cui spessore massimo si aggira intorno ai 30 m; lateralmente, verso Est e verso Ovest, lo spessore si riduce rapidamente a zero. Nello schema di queste lave appartengono alla terza fase dell'attività dei Vulsini.

Lave trachitico- fonolitiche di Acquapendente- Fosso Romealla (L_3)- In posizione stratigrafica analoga a quella delle lave latitiche di Fosso Bagnolo, affiora nel settore occidentale (in zona di Casa Gallicella- Acquapendente) un complesso di lave massicce. Costituiscono nell'insieme una sequenza tabulare, dello spessore di 25-40 m, che poggia, con giacitura sub orizzontale, sulla formazione piroclastico –sedimentaria (τ_1) sino quasi al Fosso Bagnolo. Ciò indica che la preesistente superficie topografica era, in quest'area e in questa fase dell'attività vulcanica, già sostanzialmente peneplanata. Anche in questo caso non sono individuabili i centri di emissione, che si possono solo ipotizzare ubicati più a Sud.

In questa unità stratigrafica è inserita anche una serie di colate laviche che affiora nel settore orientale, nella zona del Fosso Romealla, ove raggiunge spessori di 70-80 m. Qui le lave si accumulavano in una depressione morfologica come testimoniano le forti variazioni laterali di spessore le include nella “*Castel Giorgio Formation*” del Gruppo superiore (Fase quarta) dell'area Bolsena – Orvieto (età 0.31 Ma).

Lave tefritico-fonolitiche di Acquapendente (L_4)- Nella zona posta a NO di Acquapendente affiora una successione continua di colate di fonoliti tefritiche e tefriti fonolitiche caratterizzate (soprattutto le prime) dalla presenza di grossi fenocristalli di leucite (0,5-2 cm). Il suo spessore complessivo si aggira intorno ai 40 m. Le colate che hanno costruito questa parte del plateau vulcanico settentrionale provengono certamente da centri effusivi collocati più a Sud ora non identificabili perché coperti dalle piroclastiti del Latera.

I dati geocronologici indicano età K-Ar di 0,40-0,60 Ma; per la fonolite tefritica della cava di Acquapendente (una delle colate stratigraficamente più alte in questa unità) l'età K-Ar è di 0,27 Ma.

Lave trachitiche di Casa Carbonara (L₅) - I rilievi dell'Odinano- il Troscione, che sovrastano per 50-100 m il plateau vulcanico di Acquapendente, corrispondono ad un insieme compenetrato di piccoli apparati effusivi trachitici. La giacitura delle strutture di flusso delle colate e l'andamento morfologico nelle diverse zone delineano la presenza di almeno tre centri di emissione probabilmente coevi. L'età K-Ar è di 0,33 Ma.

Tufi e ignimbriti; diatomiti (τ₂) - In corrispondenza del Fosso Romealla e Fosso S. Antonio a Sud di Benano, sopra alle lave a leucite L₃ si trova un livello discontinuo, dello spessore di 5-10 m, costituito da tufi ed epiclastiti stratificate, da una coltre ignimbritica ttrachitico-fonolitica di colore giallo-rossastro, e da lenti diatomiti biancastre a sottile laminazione.

Lave tefritico-leucitiche di Castel Giorgio (L₆)- Tutto il vasto plateau lavico compreso fra Castel Giorgio, Torre Alfina e Castel Viscardo è costituito nella parte sommitale da un complesso tabulare, sub orizzontale, di lave tefritiche a leucite e tefritico – leucitiche. Lo spessore complessivo massimo è di 20-30 m.

Le lave tefritico – leucitiche della formazione di Castel Giorgio si sovrappongono nettamente alle trachiti della formazione di Casa Carbonara.

Secondo le colate della “*Castel Giorgio Formation*” sarebbero state emesse probabilmente dalla frattura, ad andamento NO-SE, Castel Giorgio- Pod. Boschetto. (Buonasorte et al., 1988) suggeriscono invece una provenienza da una delle fratture più a Sud, forse in corrispondenza dell'allineamento dei centri effusivi tefritico-leucitici di M.Lambro. L'età è di 0,35 Ma.

Lave tefritico-leucitiche di Poggio del Torrone (L₇) – Nell'area sud-orientale affiora un complesso di colate di tefriti leucitiche e leucititi tefritiche la cui messa in posto appare successiva, sia pure probabilmente di poco, alle colate di Castel Giorgio.

I centri di eruzione sono chiaramente individuabili in una serie di coni vulcanici allineati lungo la frattura di Montalfina- Poggio del Torrone.

Lave tefritico-leucitiche di Casa Falconiera (L₈) – A Sud di Acquapendente, in alcuni tratti delle incisioni vallive che solcano il vasto plateau di piroclastiti provenienti da Latera, affiorano lave massicce che spesso si caratterizzano per la notevole abbondanza di grossi fenocristalli di leucite (1-1,5 cm). L'età K-Ar è di 0,28 Ma.

PRODOTTI PIROCLASTICI FINALI

Ignimbriti e tufi, depositi lacustri e diatomiti (τ_3) – Tutto il vasto plateau lavico di Acquapendente- S.Lorenzo Nuovo è coperto da una estesa coltre di piroclastiti con locali intercalazioni lacustri. La giacitura è nell'insieme sub orizzontale nelle aree settentrionali e orientali, mentre procedendo verso Latera presenta una debole inclinazione (1-2 gradi) verso NE. Lo spessore è variabile anche in relazione all'andamento della preesistente superficie topografica: è di 5-30 m nella zona di Acquapendente; può superare i 30-40 m all'estremità sud-occidentale dell'area in esame.

Si tratta di un'unità con marcata stratificazione, nella quale si riconosce a grandi linee una successione di tre livelli costituiti a partire dal basso da:

- a) ignimbriti ttrachitico-fonolitiche di base;
- b) piroclastiti di caduta ben stratificate, epiclastiti vulcaniche, depositi lacustri e diatomiti;
- c) ignimbriti tefritico-fonolitiche.

Si tratta di ignimbriti di composizione ttrachitico-fonolitica provenienti dal Latera e correlabili genericamente con le unità ignimbritiche dell'attività precaldérica del Latera.

Depositii piroclastici varicolori (τ_4) – A Sud di Castel Giorgio, i versanti settentrionali della dorsale Montalfina – Poggio del Torrone sono in prevalenza costituiti da spesse coltri di piroclastiti di caduta, stratificate, incoerenti, di colore rossastro o nero, o talora giallastro (alternanze di lapilli, ceneri, scorie) con inclinazione spesso pronunciata.

I centri di emissione sono rappresentati dai numerosi conii vulcanici che costituiscono la suddetta dorsale, dai quali in precedenza sono effuse copiose le colate tefritiche L₇. Lo spessore di questi depositi piroclastici finali diminuisce gradualmente verso Castel Giorgio, ove la giacitura è suborizzontale, mentre diminuiscono anche le dimensioni granulometriche.

Tufi, depositi di "base surge", depositi lacustri (τ_5) – Nell'area di Acquapendente-Onano, sovrapposta alle ignimbriti della formazione (τ_3) affiora una serie, a sottile stratificazione, il cui spessore è variabile e aumenta in direzione di Latera (da 4-5 m sino a 10-20 m). Questa serie è costituita in basso da una fitta alternanza di strati di lapilli, ceneri e scorie nerastre. Nella zona circostante Acquapendente si trovano anche intercalazioni di marne ed epiclastiti vulcaniche di ambiente lacustre, talora con evidenti strutture tipo *slumps*. La parte sommitale della serie è costituita da facies distali stratificate di colore grigio-verdastro di depositi piroclastici di tipo *base surge* che solo negli affioramenti più meridionali evidenziano le strutture tipiche delle facies intermedio-prossimali di questo tipo di depositi.

L'intera serie deriva dall'accumulo di piroclastici inizialmente di caduta e successivamente freatomagmatiche, connesse con l'attività eruttiva, probabilmente sincaudalica, di Latera.

COPERTURA DETRITICO-ELUVIALE

Nel plateau di Castel Giorgio affiora un'estesa coltre detritico-eluviale con suolo agrario di rilevante spessore. In alcune incisioni affiora il substrato in genere costituito da piroclastici stratificate, riferibili in buona parte alla formazione (τ_4).

BASE DELLE VULCANITI

Il letto delle vulcaniti è stato riconosciuto in base alle quote degli affioramenti e a tutte le informazioni stratigrafiche dei pozzi e pozzetti perforati. Per integrare i dati stratigrafici delle perforazioni, per lo più addensate nell'area di Torre Alfina, sono stati utilizzati anche i sondaggi elettrici (Buonasorte et al., 1988).

L'andamento morfologico del tetto del substrato delle vulcaniti presenta le massime quote nella parte settentrionale, in corrispondenza del margine dell'apparato vulcanico, e si deprime più o meno regolarmente verso Sud (Fig. 6).

La morfologia così ricostruita riflette solo in parte quella antecedente la deposizione delle prime vulcaniti. Infatti il substrato della coltre vulcanica, costituito da formazioni liguri, austroalpine e dai depositi argilloso-sabbiosi pliocenici, presenta attualmente una sensibile variazione altimetrica (da un massimo di 550 m sul l.m. nei pressi di Torre Alfina fino a quote inferiori ai 200 m sotto il l.m. in prossimità del Lago di Bolsena). Ciò è connesso all'attività tettonica che ha portato alla formazione della grande depressione vulcano-tettonica di Bolsena.

Per quanto concerne lo spessore complessivo della sequenza vulcanica nel settore settentrionale, i dati disponibili indicano che esso aumenta progressivamente procedendo dai margini dell'apparato vulcanico verso la depressione di Bolsena: è già di 270 m in corrispondenza del sondaggio A14 nei pressi di Castel Giorgio, e raggiunge i 400 m in corrispondenza dei rilievi che costituiscono il bordo settentrionale della depressione stessa.

3.5. TETTONICA

Due stili tettonici caratterizzano l'area di interesse (Buonasorte et al., 1988) come in tutto il versante occidentale dell'Appennino settentrionale: uno stile tettonico recente, distensivo, caratterizzato da

dislocazioni rigide lungo faglie dirette; uno stile più antico, caratterizzato da motivi plicativi, faglie inverse e sovrascorrimenti.

Il primo stile è più manifestamente rilevabile dove affiorano i terreni neoautoctoni ed al contatto fra questi ed i terreni pre-neoautoctoni, ma è ovviamente presente anche all'interno di quest'ultimi.

Il secondo stile caratterizza invece i terreni preneoautoctoni.

Il complesso vulcanico è a sua volta interessato da un diastrofismo recente di stile rigido, in gran parte attribuibile a dislocazioni vulcano-tettoniche.

DISLOCAZIONI DI STILE RIGIDO DISTENSIVO

A prescindere , dalla dislocazione vulcano-tettonica, di cui si parlerà in seguito, questo stile ha ovviamente interessato sia i terreni neoautoctoni che quelli più antichi; tuttavia all'interno di questi ultimi non è facilmente rilevabile se non laddove si giustappongono formazioni di costituzione litologica completamente diversa. Il contatto fra i terreni preautoctoni e quelli neoautoctoni, sia sul versante occidentale che su quello orientale della dorsale, è spesso rappresentato da segmenti di faglie dirette, disposti secondo una scacchettatura molto articolata (Fig. 8).

Le direttrici appenninica e antiappenninica assumono in questa disposizione un ruolo predominante, ma non mancano le direzioni meridiane o submeridiane e quelle ad esse normali.

Versante meridionale

Fra il R. Tirolle e la zona a Sud di Torre Alfina, sul versante meridionale del M. Rufeno, i sedimenti pliocenici poggiano per lunghi tratti con contatto stratigrafico sul substrato preneoautoctono. Ciò in particolare si verifica fra il Pod. Casone ed il Pod. Paradisino. L'esistenza di una faglia importante trova conferma nel sondaggio RA1, in base al quale si è potuto valutarne un rigetto di circa 200 m (Fig. 9).

Versante orientale

Anche il bordo orientale del bacino neogenico della Val di Chiana è caratterizzato dalla presenza di numerose faglie soprattutto nella Tav. di Castel Viscardo. Più a Nord (Tav. S. Casciano dei Bagni) il contatto tra i terreni neoautoctoni e quelli più antichi risulta stratigrafico. Le direzioni delle faglie più importanti rientrano nel trend appenninico, ma non mancano faglie ad andamento meridiano ed Est-Ovest.

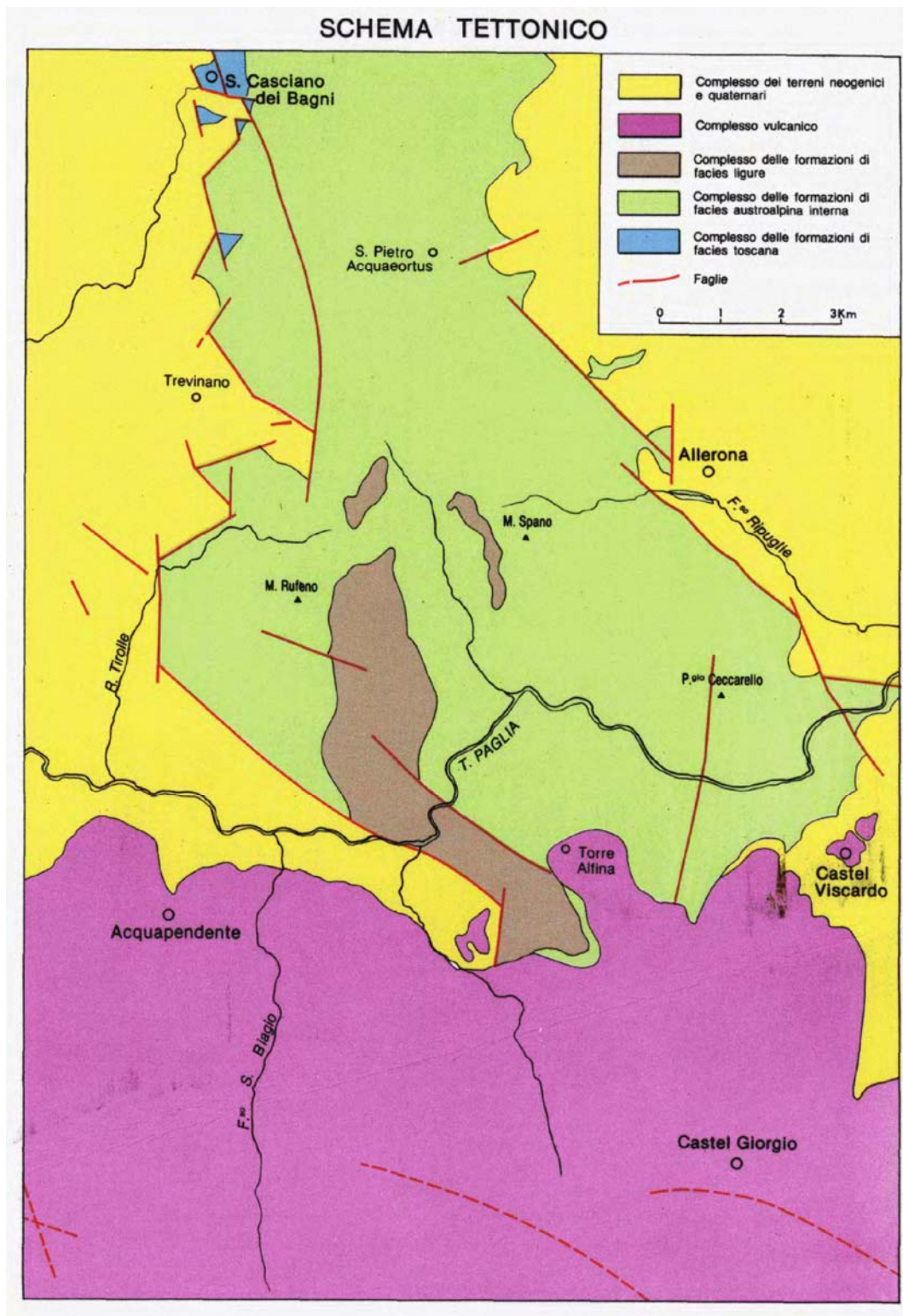


Fig. 8. Schema tettonico del settore compreso tra S.Casciano dei Bagni e Castel Giorgio nel quale si trova l'area geotermica di Torre Alfina-Castel Giorgio (da Costantini et. al., 1988).

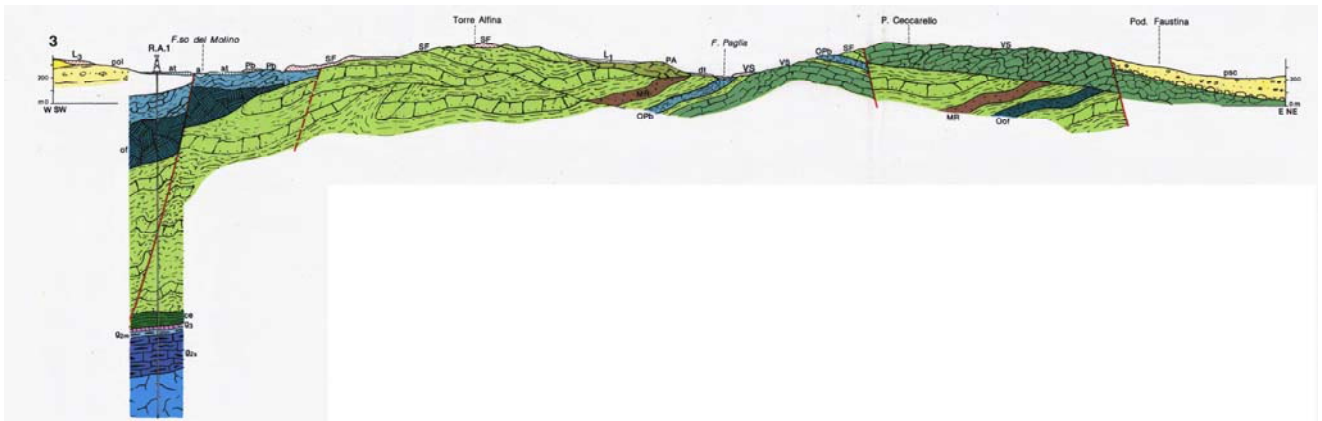


Fig. 9. Sezione geologica n.3 (vedi Fig. 3 per l'ubicazione) con riportata la colonna stratigrafica del pozzo RA1 (da Costantini et. al., 1988)

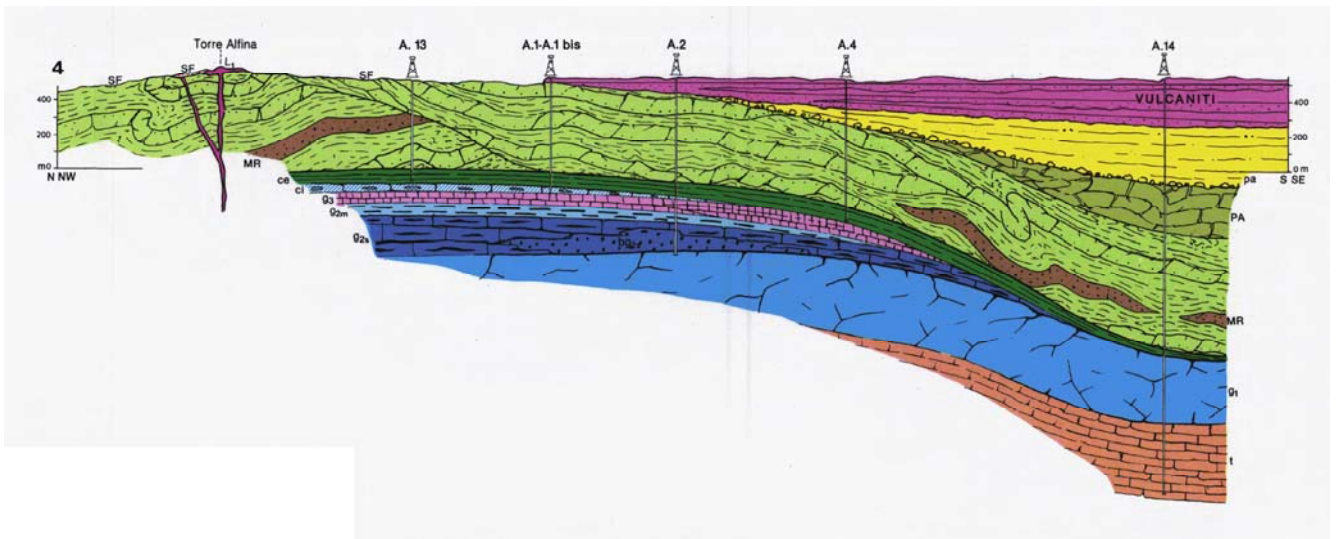


Fig. 10. Sezione geologica n.4 (vedi Fig. 3 per l'ubicazione) con riportata la colonna stratigrafica dei pozzi geotermici (da Costantini et. al., 1988)

LINEAZIONI

Come si può osservare nella Fig. 11 esistono due principali direttrici: una NNO-SSE, più sviluppata nella parte settentrionale dell'area e una ONO-ESE prevalente invece nella parte meridionale; quest'ultima interessa anche il Complesso vulcanico. Altre lineazioni paiono disposte concentricamente attorno all'apparato di Torre Alfina, ma sono osservabili solo a Nord di esso, in corrispondenza degli affioramenti di rocce sedimentarie. A sud quest'ultimo tipo di lineazioni si interrompe bruscamente in corrispondenza del margine settentrionale del plateau vulcanico dell'apparato Vulsino. In questo settore è invece evidente una serie di lineazioni che tendono a disporsi in maniera concentrica intorno alla depressione del Lago di Bolsena.

Il vulcano di Torre Alfina si è impostato, in età quaternaria basale, su una struttura in sollevamento, in corrispondenza della quale i sedimenti pliocenici sono stati dislocati fin oltre 500 m sul livello del mare.

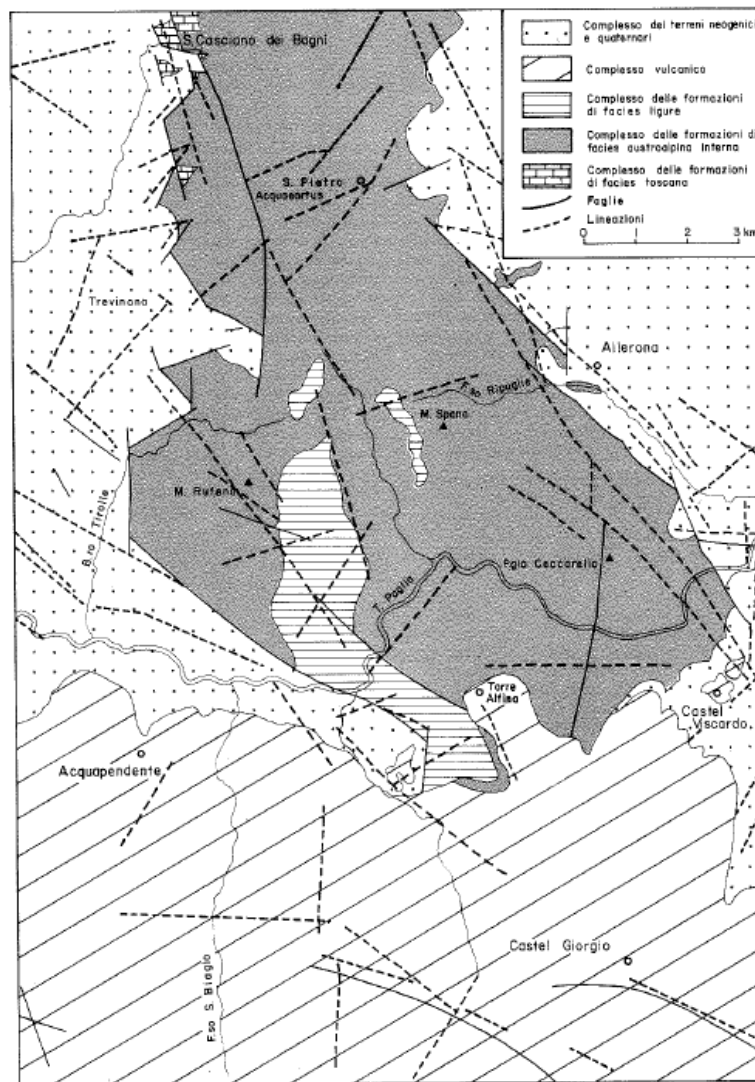


Fig. 11. Carta delle faglie e delle lineazioni nell'area geotermica di Torre Alfina-Castel Giorgio (da Buonasorte et al., 1988).

ATTIVITÀ VULCANICA ED EVOLUZIONE NEOTETTONICA

Nel Pliocene inferiore si sono verificati movimenti di sprofondamento a carattere regionale, con i quali è connessa una estesa ingressione marina. A tale sprofondamento si accompagnò l'attivazione o riattivazione di faglie dirette e la formazione di un sistema di depressioni tettoniche ed alti strutturali allungati in direzione NNO-SSE; seguì un sollevamento regionale che portò, nel settore in esame, all'emersione prima del bacino occidentale (Bacino di Radicofani) alla fine del Pliocene inferiore e successivamente del bacino orientale (Bacino del Tevere) nel Pliocene medio-superiore. All'inizio dell'attività vulcanica i principali elementi tettonico-strutturali erano già delineati e la situazione paleomorfologica era sostanzialmente caratterizzata dalla presenza delle dorsali di Castell'Azzara-M. Razzano e del M. Cetona; due vaste depressioni strutturali, poste a lato di quest'ultima, confluivano a sud di Torre Alfina in un'unica vasta depressione pianeggiante nella quale sui sedimenti pliocenici si depositavano localmente sedimenti fluvio-lacustri continentali.

~ 0.80 M.a.— L'inizio dell'attività vulcanica è segnato dal piccolo apparato di Torre Alfina, ubicato all'estremità meridionale della dorsale del M. Cetona. Questo apparato è collocato su un alto strutturale. Va ricordato che contemporaneamente si ha nella zona di Latera (in corrispondenza della dorsale Castell'Azzara-Monte Razzano) la messa in posto di intrusioni sienitiche (Barberi et al., 1984) e l'emissione di vulcaniti trachitiche.

L'ubicazione dei centri magmatici corrisponde con alti strutturali, legati alla tettonica rigida tardo e postorogenica.

Successivamente ha inizio una intensa attività effusiva, lavica e soprattutto piroclastica fissurale (tufi stratificati e ignimbriti della formazione (τ_1)).

Si forma in questa fase una potente successione vulcano-sedimentaria (τ_1), tipica dei livelli basali dell'intero complesso vulcanico ed ha inizio una forte subsidenza dell'area interessata dal vulcanismo.

Questi primi episodi effusivi sono probabilmente da ricollegarsi ad una ripresa dell'attività tettonica per riattivazione dei sistemi di faglie NO-SE e N-S, che delimitano il bacino di Radicofani, e forse anche di faglie trasversali antiappenniniche: ciò ha determinato tra l'altro la formazione di modeste depressioni morfologiche negli stessi sedimenti pliocenici.

Successivamente (0,60-0,30 M.a.) l'attività effusiva dà luogo ad una sequenza di colate laviche talora accompagnate da prodotti piroclastici con locali intercalazioni lacustri.

Nei settori occidentali l'andamento delle faglie e l'ubicazione dei centri effusivi è mascherata in gran parte dai prodotti dell'attività dell'apparato di Latera.

0,30-0,15 M.a. – l'area della caldera di Latera è sede principale di attività che dà luogo a numerose coltri ignimbriche pre-sin e postcalderiche, a depositi di piroclastici di ricaduta, a depositi di "pyroclastic surge" con locali intercalazioni lacustri (per es. nella zona di Acquapendente) ed a numerosi piccoli apparati lavici.

Le fasi conclusive dell'attività dell'apparato di Latera, impostato sulla dorsale Castell'Azzara-M. Razzano, sembrano collegate a faglie trasversali antiappenniniche ed alla loro interferenza con direttrici orogeniche appenniniche.

DISLOCAZIONI DI STILE PLICATIVO

Questo tipo di deformazioni interessa essenzialmente i complessi preneautoctoni ed è caratterizzato da motivi plicativi, faglie inverse e sovrascorrimenti, che sono l'espressione di un regime di compressione. Esso costituisce il risultato di più fasi tettogeniche che nell'Appennino settentrionale si sono succedute dal Cretaceo al Miocene superiore (vedi Buonasorte et al., 1988). Le formazioni interessate da questo stile deformativo possono essere assegnate a più unità tettoniche che così si succedono nell'ordine geometrico dall'alto al basso:

- 1) Unità ofiolitefera delle "argille con calcari palombini"
- 2) Unità S. Fiora
- 3) Unità della serie toscana.

Dall'una all'altra di queste unità variano le caratteristiche e l'intensità delle deformazioni, per cui si passa da assetti non eccessivamente disturbati ed in ogni caso geometricamente ricostruibili alla scala del rilievo (Unità 2 e 3), ad un assetto completamente caotico quale quello dell'Unità 1; quest'ultima è costituita da una matrice argillosa che ingloba in maniera disordinata e caotica blocchi di palombini e di rocce verdi. Lo stesso grado di tettonizzazione interessa gli olistotromi, imballati nell'Unità di S. Fiora, costituiti dallo stesso materiale che caratterizza l'unità ofiolitefera.

L'assetto strutturale dell'Unità di S. Fiora risulta complesso e differenziato nelle sue componenti formazionali: (vedi Buonasorte et al., 1988).

Poco si può dire sulle formazioni dell'Unità della serie toscana, comparando questa in affioramenti estremamente limitati sul margine settentrionale dell'area. Maggiori indicazioni emergono dai sondaggi, alcuni dei quali hanno messo in evidenza imponenti fenomeni di laminazione tettonica soprattutto al tetto della serie. Già si è detto della discontinuità del Macigno, osservato solo in affioramento per potenze estremamente ridotte e mai attraversato dai sondaggi, e della Scaglia toscana, presente normalmente con spessori limitati talvolta di poche decine di metri; ma il fenomeno di riduzione più imponente è messo in

evidenza dal sondaggio A14 dove la formazione della Scaglia toscana poggia direttamente sul Calcere massiccio, mancando di conseguenza tutti i termini carbonatico-silicei dal Lias inferiore al Cretaceo.

Una prima ipotesi per spiegare tale anomalia è che siano riprodotti anche in quest'area, seppure con intensità minore, quei fenomeni di riduzione tettonica ben conosciuti in Maremma con il nome di "Serie toscana ridotta"; questa interpretazione è stata adottata nell'esecuzione della sezione 4 della carta geologica (Fig. 10). tuttavia, proprio nel caso del sondaggio A14, non si può escludere che la mancanza dei termini mesozoici possa essere ascritta alla "tettonica sinsedimentaria mesozoica" della quale esistono nell'area in esame sicure testimonianze nella presenza quasi costante di breccie sedimentarie, con clasti derivanti dai termini carbonatici mesozoici, nella frazione terziaria della Formazione della Scaglia toscana (Dallan et al., 1979).

3.5.1 NUOVI DATI GEOLOGICO-STRUTTURALI

Un nuovo studio geologico strutturale dell'area geotermica di Castel Giorgio – Torre Alfina è stato effettuato dal Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre su incarico di ITW & LKW Geotermia Italia S.p.A. (vedi Giordano et al., 2011).

Di seguito sono elencati i maggiori risultati ottenuti dal rilevamento geologico- strutturale : (i) tutti i macro complessi litologici (Austroalpino, Ligure e Vulcanico) sono coinvolti da processi di deformazione; (ii) le strutture deformative riconosciute sono riconducibili ad un contesto reologico di tipo fragile, ossia relativo ai livelli strutturali più superficiali della crosta terrestre; (iii) le strutture di deformazione possono essere distinte in quattro gruppi principali : faglie, fratture, vene con mineralizzazione, superfici di pressure-solution; (iv) le faglie e le fratture sono le strutture che hanno distribuzione e persistenza tale da poter essere considerate all'interno di un quadro tettonico a scala regionale; (v) le strutture di deformazione creano una variazione dei parametri geotecnici (valore della resistenza alla compressione uniassiale) degli ammassi rocciosi coinvolti. Le faglie mostrano due orientazioni preferenziali : NE-SW e WNW-ESE. Entrambi i gruppi includono faglie con cinematica di tipo sia trascorrente destra sia normale. La relazione di intersezione tra i due sistemi cinematici è stata notata in alcune stazioni strutturali dove le strutture trascorrenti destre interrompono e dislocano le faglie con cinematica normale. Pertanto, per le relazioni di cronologia relativa, si può riconoscere che le faglie trascorrenti sono le strutture più giovani tra i due sistemi. Le fratture sono anch'esse distribuite lungo due orientazioni preferenziali (NE-SW e WNW-ESE), congruenti con le direzioni dei sistemi di faglia. Le fratture spesso sono riconosciute come parte del corteo deformativo delle faglie. I caratteri di variazione della spaziatura, della persistenza e della loro compatibilità geometrica con le faglie permette di discriminare entrambi i sistemi come di natura tettonica. Pertanto, eventuali fratture (soprattutto nelle lave) che presentano delle orientazioni molto discostanti dai sistemi principali possono essere ricondotte a fratture non di tipo tettonico (ad esempio

dovute al raffreddamento della lava in seguito alla sua messa in posto). Un carattere di particolare interesse è la mineralizzazione rinvenuta in particolari condizioni all'interno delle zone di faglia e del corteo di deformazione associato (sistemi di vene). La maggior parte delle vene ha riempimento in calcite. In un caso sono state riconosciute vene con gesso e altri solfati microcristallini. Tali mineralizzazioni sono la testimonianza del tipo di fluido endogeno che ha attraversato il volume roccioso, del suo chimismo, della sua localizzazione in profondità e della sua circolazione.

La compatibilità cinematica e le relazioni geometriche tra le strutture di fagliazione/fratturazione individuate nei diversi complessi litologici (Austroalpino, Ligure, Vulcanico) permettono di attribuire la loro natura ad un evento tettonico di carattere regionale. Pertanto, è lecito considerare che il corteo di deformazione osservato nelle litologie vulcaniche non sia da ricondurre, o perlomeno in misura subordinata, a dinamiche vulcano-tettoniche durante la formazione dei principali centri eruttivi.

Sistemi di faglie con cinematica di tipo normale e trascorrente sono descritti nella porzione peri-tirrenica della catena Appenninica, lungo la fascia toscano-laziale. Si tratta di strutture legate alla fase neogenica di stiramento della crosta continentale accompagnata da risalita di fluidi endogeni e attività magmatica.

I dati strutturali di questo studio si inquadrano nel contesto tettonico di progressiva fratturazione ed assottigliamento della crosta durante una tettonica di tipo estensionale che produce sistemi di faglie con cinematica normale. Questa architettura strutturale è complicata dalla presenza di faglie con cinematica di tipo trascorrente ed orientazione anti-appenninica che hanno la funzione di strutture di raccordo e di trasferimento della deformazione tra le principali faglie normali. L'età dell'evento tettonico che ha prodotto il sistema di fagliazione/fratturazione è subordinata all'età dei prodotti vulcanici che sono coinvolti da tali strutture di discontinuità. Pertanto, considerando che anche i tufi e i prodotti piroclastici più recenti sono interessati dalla deformazione fragile, si può affermare che l'età di attività delle faglie debba essere più giovane del Pleistocene Medio.

4. GEOFISICA

Nella Fig. 12 è riprodotta la carta geofisica di sintesi prodotta da Enel nel corso dell'esplorazione geotermica dell'area di Torre Alfina – Castel Giorgio, i cui risultati, di seguito riassunti, sono tratti da Buonasorte et al. (1988).

Le indagini geofisiche avevano i seguenti obiettivi principali:

- 1) definizione dell'assetto strutturale con riferimento soprattutto alla profondità e geometria delle formazioni prevalentemente carbonatiche della serie toscano e/o umbra, che, in linea di ipotesi, dovevano costituire il potenziale serbatoio geotermico;
- 2) individuazione dei rapporti tra corpi magmatici superficiali ed eventualmente profondi e le strutture delle formazioni sedimentarie;
- 3) ricostruzione del presumibile andamento delle temperature in corrispondenza del tetto del potenziale serbatoio.

Al conseguimento dei primi due obiettivi hanno contribuito sostanzialmente la prospezione gravimetrica che ha permesso di individuare i lineamenti strutturali della zona, quella geoelettrica che di questi lineamenti ha fornito ulteriori precisazioni sia qualitative che quantitative ed infine quella aeromagnetica che ha permesso di discriminare le strutture magmatiche da quelle sedimentarie.

Il terzo obiettivo è stato raggiunto per mezzo di una serie di misure di gradiente termico e di conducibilità termica in pozzetti perforati in tutta la zona dei Vulsini.

Vengono riassunte le principali indicazioni fornite dalle varie prospezioni e dei logs geofisici in pozzo; questi ultimi hanno permesso di definire i parametri fisici delle formazioni che costituiscono la zona e di tarare le prospezioni di superficie.

4.1. GRAVIMETRIA

Nell'area di Torre Alfina-Castel Giorgio i rilievi gravimetrici furono eseguiti in due fasi distinte (1970 e 1975), consentendo di ricoprire l'intera zona con densità di punti di misura di circa 1 stazione/km².

Dai rilievi è stato possibile costruire una carta delle anomalie di Bouguer con densità di 2,3 g/cm³.

Al fine di evidenziare gli effetti e quindi la presenza di strutture geologiche a profondità comprese tra 2 e 3 km dalla superficie, è stata ricavata dalla carta delle anomalie di Bouguer quella dell'anomalia regionale con $R=1\sqrt{5}$ con $1=1$ km che, sottratta alla Bouguer, ha consentito la costruzione della carta delle anomalie residue sempre per $R=1\sqrt{5}$ con $1=1$ km.

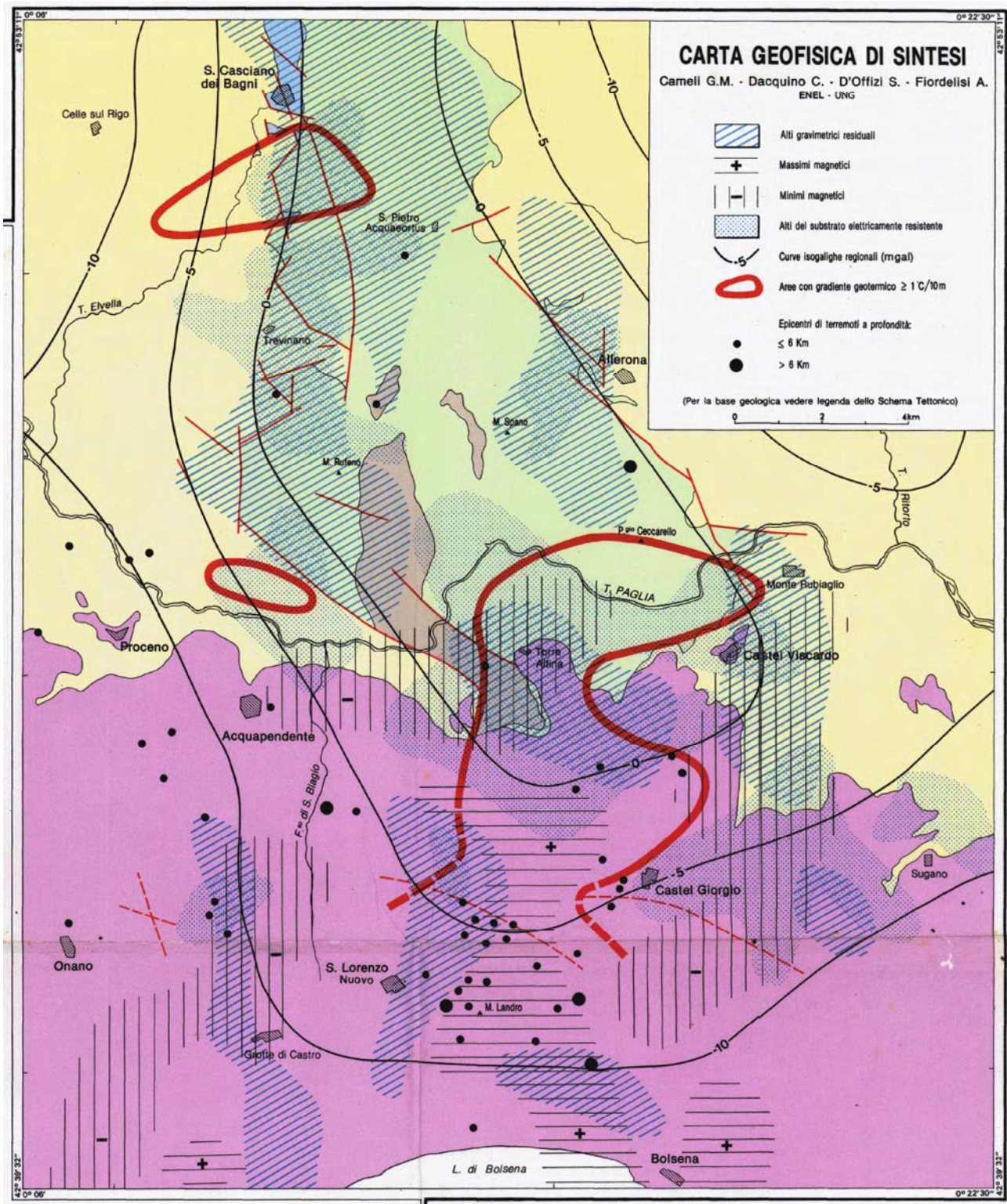


Fig. 12. Carta geofisica di sintesi dell'area geotermica di Torre Alfina - Castel Giorgio (da Cameli et al., 1988).

Carta dell'anomalia regionale

In Fig. 13 è rappresentata la carta dell'anomalia gravimetrica regionale il cui elemento principale è la presenza di una vasta e profonda struttura positiva che si collega a Nord con quella del M. Cetona e che presenta i massimi valori di anomalia a circa 7 km a NO di Torre Alfina. Tale struttura evidenzia un trend N-S fino all'altezza di M. Rufeno, ruotando in direzione NO-SE da quest'ultimo fino a Castel Giorgio. Inoltre la struttura è bordata sui lati orientale ed occidentale da elevati gradienti gravimetrici orizzontali che individuano altrettante depressioni ai suoi margini. In modo più graduale anche il lato meridionale della struttura è caratterizzato da una diminuzione dei valori con le isogaliche orientate circa E-O.

Carta delle anomalie gravimetriche residuali

Nella Fig. 14 è rappresentata la carta delle anomalie gravimetriche residuali per $R=1\sqrt{5}$ con $l=1$ km. Tale carta mette in evidenza le anomalie causate da corpi più superficiali (2-3 km) e può fornire quindi un panorama qualitativo sull'andamento di strutture riferibili anche alle formazioni carbonatiche mesozoiche. Per tale motivo si ha un quadro gravimetrico molto più tormentato. In particolare l'area corrispondente all'alto strutturale regionale risulta caratterizzata da numerose anomalie positive. Queste, variamente distribuite, evidenziano elementi strutturali locali. Le anomalie positive residue mostrano un generale allineamento secondo direttrici N-S, ma si evidenzia anche un trend NO-SE che comprende le anomalie di M. Rufeno, di Torre Alfina e quelle ad E e ad O di Castel Giorgio. Anche il campo residuale evidenzia dei marcati minimi gravimetrici ai margini orientale ed occidentale dell'area. Tali minimi fiancheggiano e delimitano il settore centrale delle anomalie positive con trend rispettivamente N-S ad occidente e NO-SE ad oriente.

4.2. GEOELETRICA

Nell'area di Torre Alfina –Castel Giorgio sono state seguite da Enel varie prospezioni geoelettriche con oltre 500 S.E. a configurazione elettrodica di tipo Schlumberger prevalentemente con $AB_{max} = 6000$ m. il rilievo geoelettrico ha permesso l'individuazione di una serie elettrostratigrafica costituita principalmente da tre orizzonti elettricamente differenziati:

- un ricoprimento resistente con resistività variabili da 50 a 3000 $\text{ohm}\cdot\text{m}$;
- un complesso conduttore con resistività di 3-30 $\text{ohm}\cdot\text{m}$;
- un substrato resistente profondo con resistività maggiore di 100 $\text{ohm}\cdot\text{m}$.

Carta dello spessore del ricoprimento resistente

Nella Fig. 15 sono riportate le isopache relative allo spessore del ricoprimento resistente.

Tale ricoprimento risulta presente in modo discontinuo nella metà settentrionale dell'area dove i terreni di copertura sono in massima parte rappresentati dalle unità alloctone in facies di flysch (Unità ligure e austroalpina interna). Gli orizzonti resistivi di tali unità, caratterizzati da range di resistività di 50-200 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, sono riferibili alle facies più calcaree o arenacee del flysch stesso. Pertanto la mancanza in alcune zone di questo settore di ricoprimento resistente è dovuta alla natura litologica delle unità flyschoidi, di facies prevalentemente argilloso-marnosa, caratterizzate quindi da un comportamento elettrico conduttivo (resistività 3 $\text{ohm}\cdot\text{m}$). La parte meridionale dell'area invece è uniformemente ricoperta da terreni vulcanici. Il ricoprimento resistente quindi, con valori compresi tra 300 e 3000 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, corrisponde in questo caso a formazioni vulcaniche permeabili asciutte, o imbibite da acqua dolce, e comunque non interessate da fenomeni di argillificazione per alterazione.

In conclusione, quindi, la carta in questione mostra nella parte settentrionale la presenza di alcuni nuclei di un flysch più calcareo e precisamente:

- nella zona di S. Casciano dei Bagni con un trend circa N-S in continuità con la struttura del M. Cetona;
- tra M. Rufeno e M. Rubiaglio lungo una fascia orientata E-O;
- un grosso nucleo isolato a sud di M. Rubiaglio.

Nella parte meridionale si evidenzia un progressivo ispessimento verso Sud dei terreni vulcanici di copertura, peraltro confermato dai risultati dei sondaggi (vedi Fig. 10).

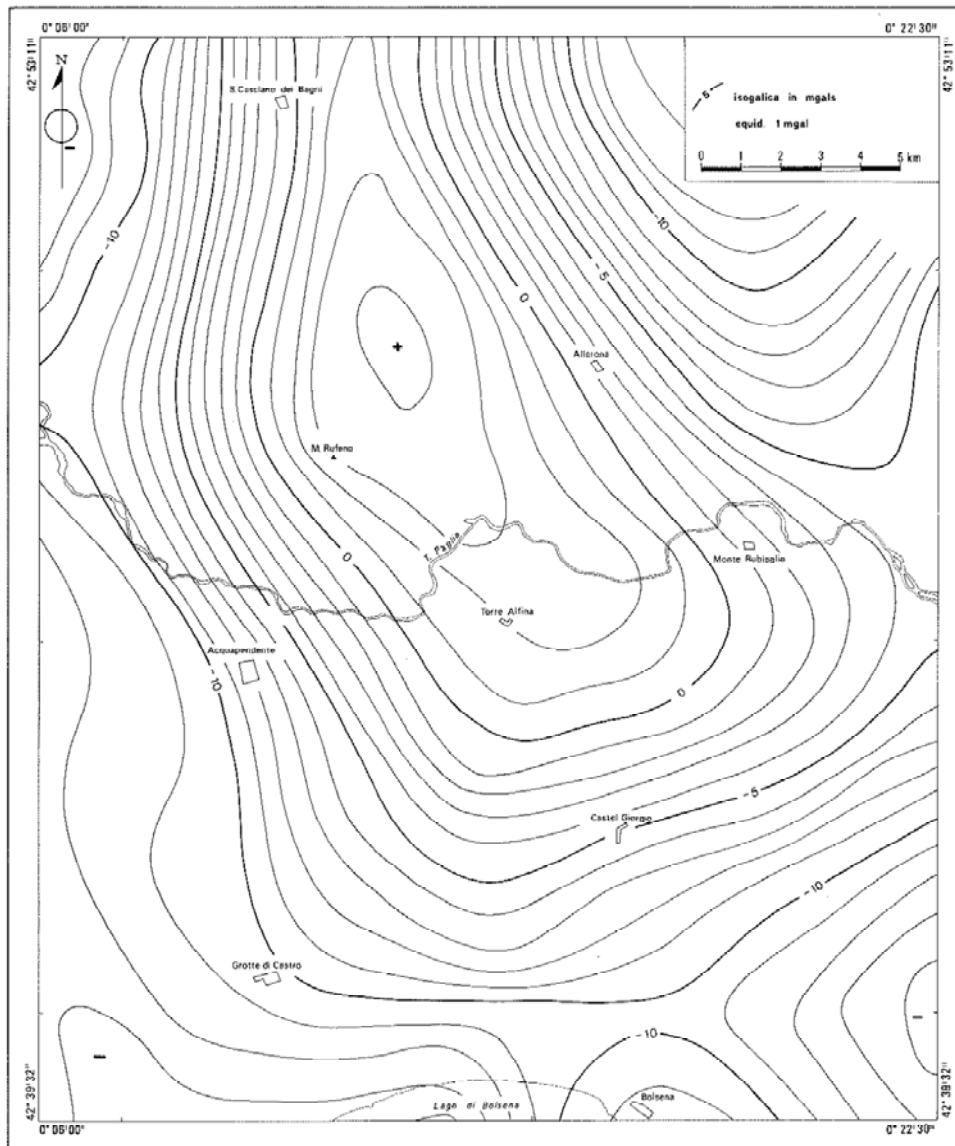


Fig. 13. Carta dell' anomalia gravimetrica regionale (raggio di regionalizzazione $R=1\sqrt{5}$ con $1 = 1$ km) (da Buonasorte et al., 1988).

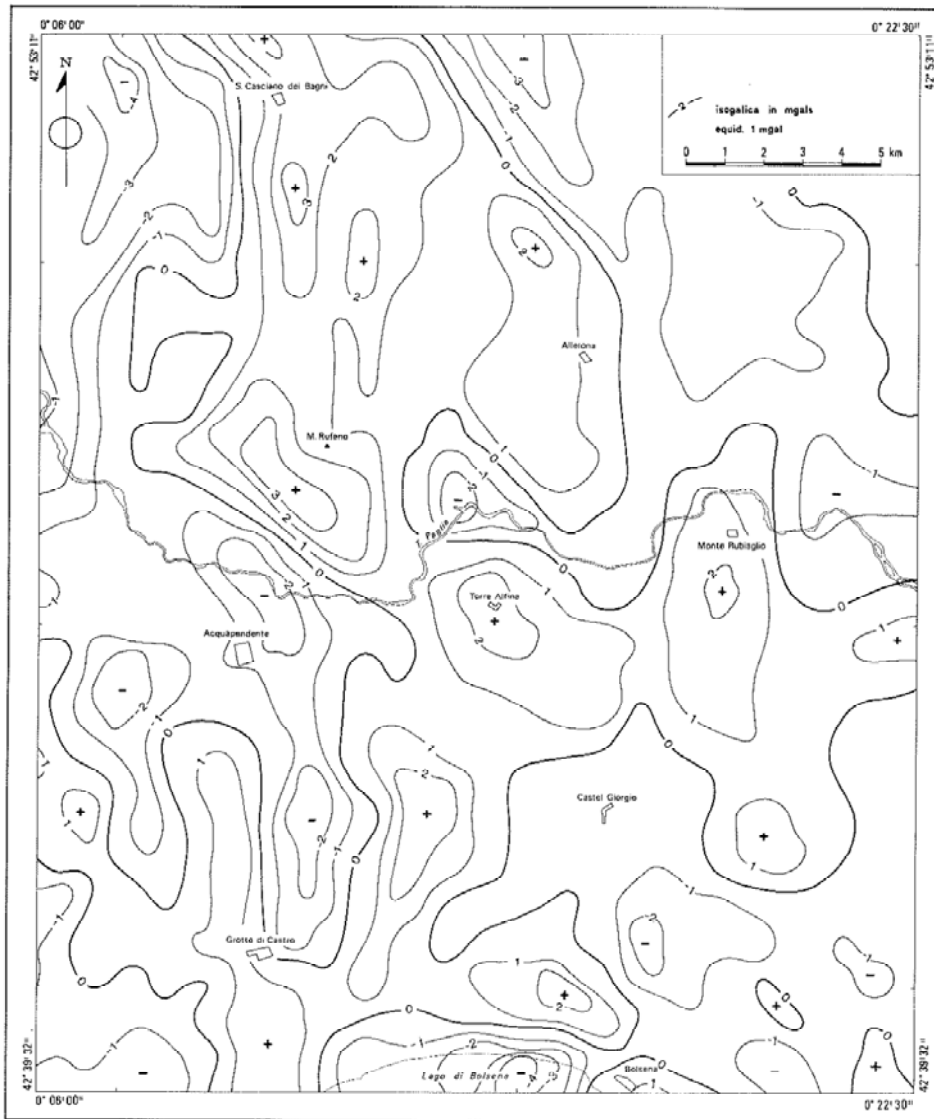


Fig. 14. Carta dell'anomalia residuale ($R=1v5$ con $1 = 1$ km) (da Buonasorte et al., 1988).

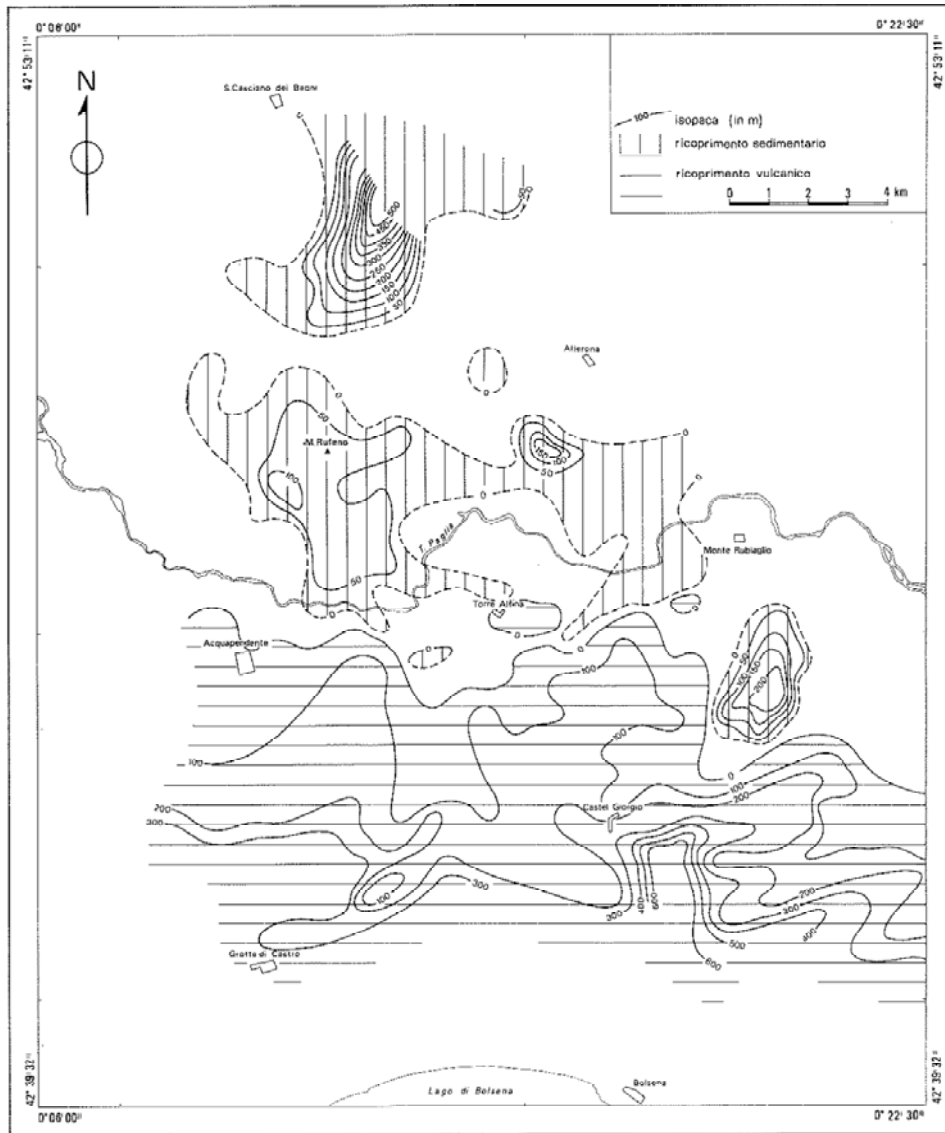


Fig. 15. Carta dello spessore del ricoprimento resistente (da Buonasorte et al., 1988).

Carta del tetto del substrato resistivo

La Fig. 16 rappresenta le isobate in metri sul l.m. del tetto del complesso resistente profondo.

Tale complesso, ovunque presente al di sotto di quello conduttore che corrisponde alle vulcaniti basali argillificate, ai sedimenti argillosi quaternari e pliocenici, nonché al flysch argilloso-marnoso, è rappresentato indifferentemente da pacchi carbonatici inglobati nel flysch e dalle formazioni carbonatiche mesozoiche della serie toscana.

Per tale motivo il quadro che se ne ricava è quello di un orizzonte elettrico resistente non corrispondente ad una superficie geologica continua e definita. Da ciò ne deriva una notevole complessità geometrica con sensibili dislocazioni verticali ed il conseguente intrecciarsi di discontinuità elettriche.

Un elemento di indeterminatezza nella stima della profondità del complesso resistente consiste nella estrema eteropia elettrica del complesso conduttore e quindi nell'impossibilità di determinare un valore univoco di resistività dello stesso.

Comunque, relativamente all'ampio alto elettrico incentrato sul paese di Torre Alfina si può ritenere, anche sulla base dei dati dei pozzi, che l'andamento del complesso resistivo profondo corrisponda con buona approssimazione a quello del top delle formazioni carbonatiche. Gli alti elettrici del substrato resistente mostrano due principali trends strutturali: uno N-S e l'altro, comprendente quello di Torre Alfina, NO-SE.

Circa le dislocazioni associabili alle discontinuità elettriche, si evidenzia una orientazione predominante NE-SO e subordinariamente N-S, E-O e NO-SE. Tra le prime si segnalano quelle dell'area compresa tra Castel Giorgio e Torre Alfina (Fig. 16).

4.3. AEROMAGNETOMETRIA

L'area dei Monti Vulsini è stata interessata da un rilievo aeromagnetometrico fatto eseguire da Enel che, sulla zona di Torre Alfina, è stato eseguito infittendo le linee di volo.

Tale rilievo ha consentito la costruzione di una carta delle anomalie magnetiche totali, dalla quale si è ricavata quella delle anomalie residue ridotte al polo.

I principali lineamenti di entrambe le carte sono riprodotti nella Fig. 17.

Come si può notare il campo totale mostra un graduale aumento verso N, interrotto, tra il Lago di Bolsena ed il Fiume Paglia, da più bassi valori di anomalia. Conseguentemente, in tale settore, anche il campo residuale ridotto al polo è dominato da minimi relativi di anomalia, probabilmente connessi all'assottigliamento verso Nord delle vulcaniti. Anomalie positive di limitata estensione sono evidenziate tra Grotte di Castro e Castel Giorgio e traducono l'effetto di corpi magmatici superficiali.

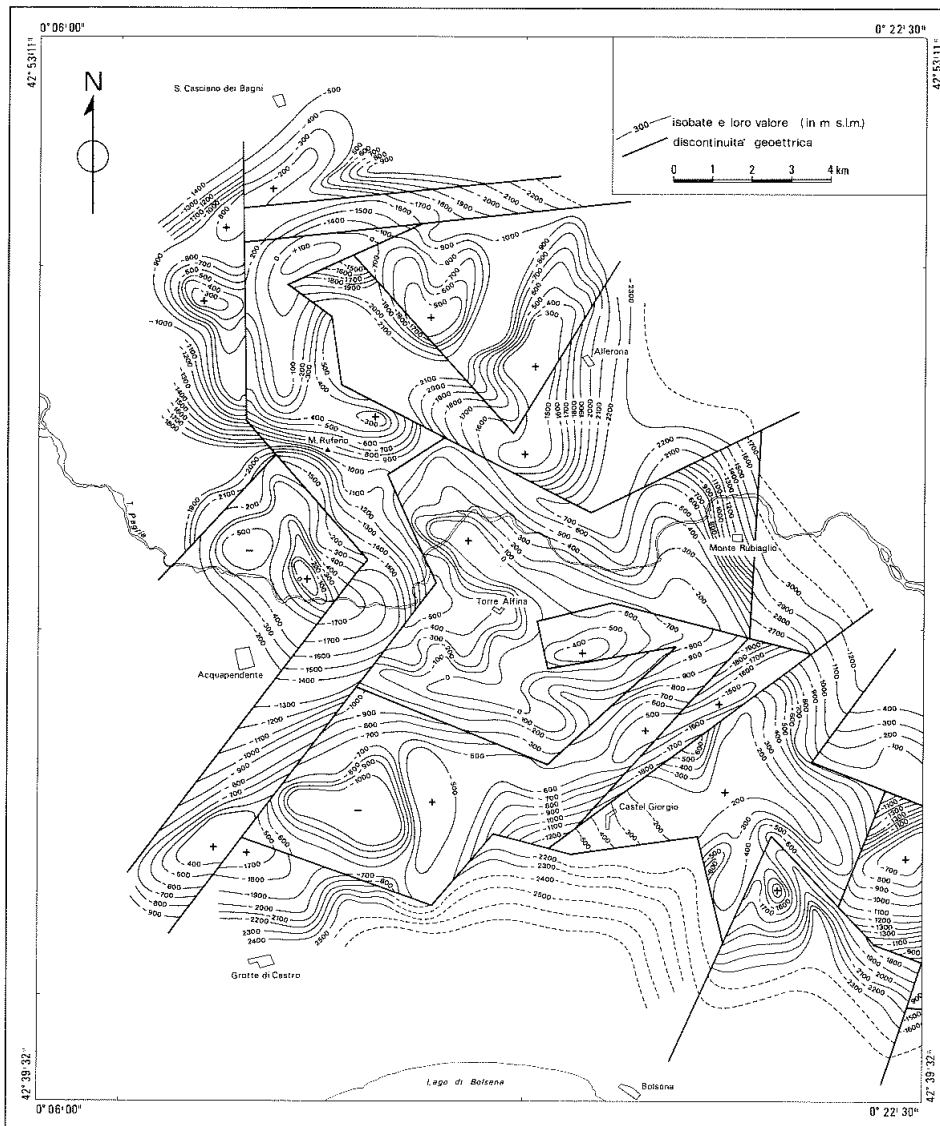


Fig. 16. Carta del tetto del substrato resistivo (da Buonasorte et al., 1988).

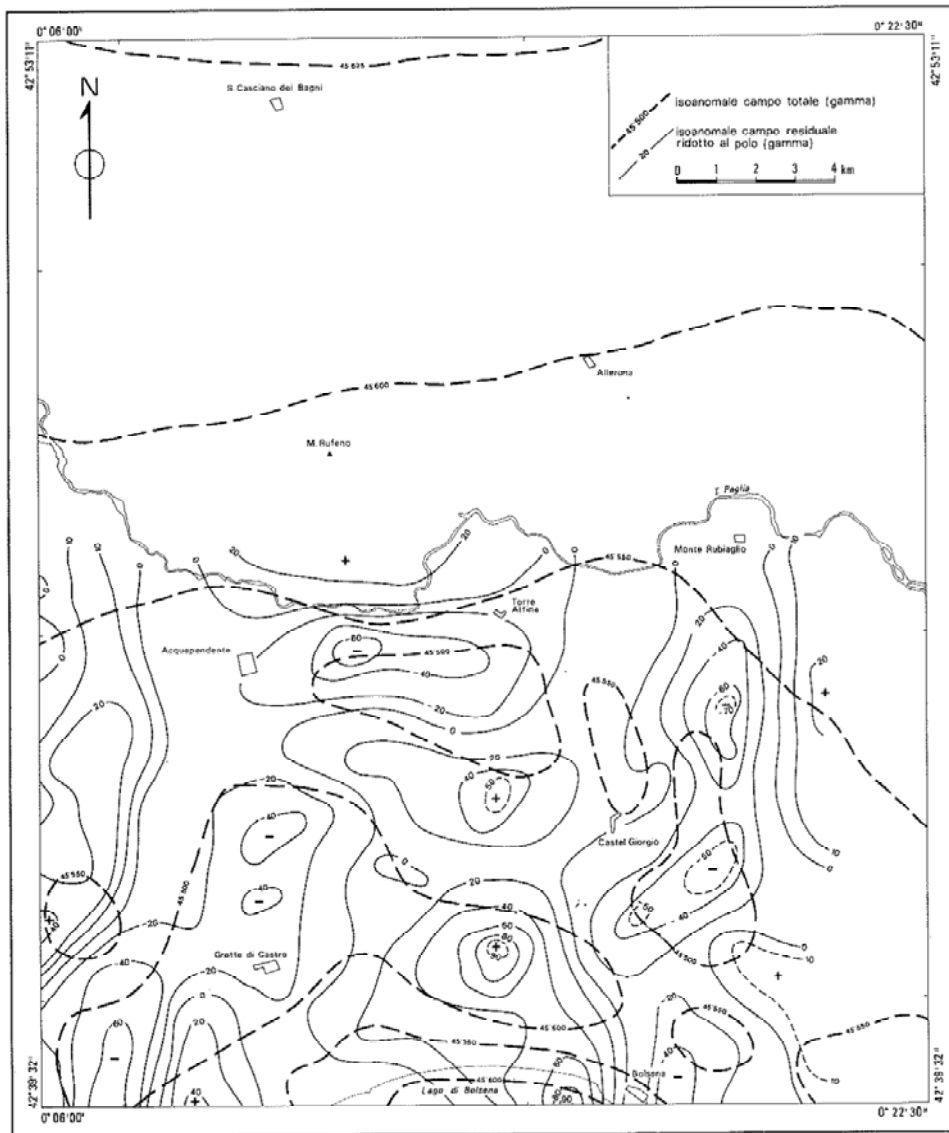


Fig. 17. Carta aeromagnetica dell'area tra Torre Alfina e Castel Giorgio (da Buonasorte et al., 1988)

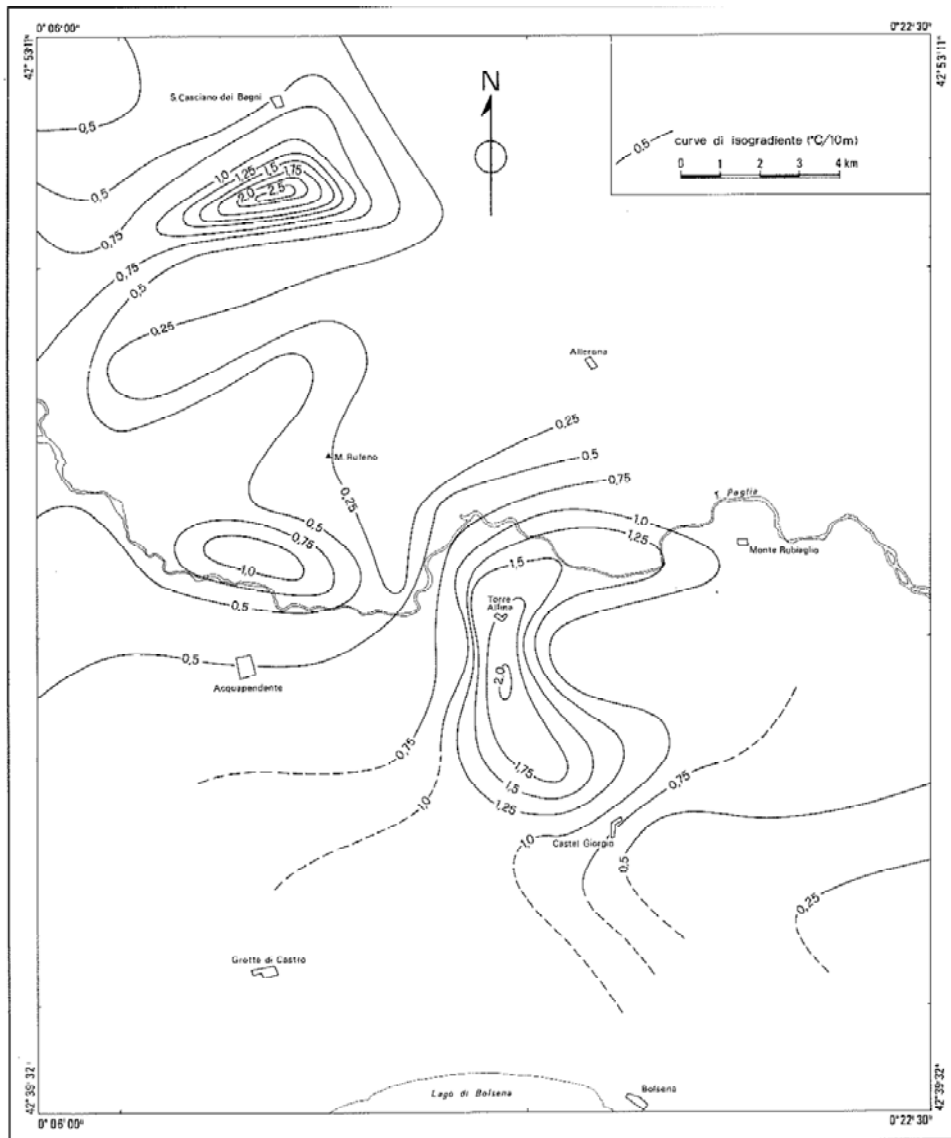


Fig. 18. Carta del gradiente geotermico verticale. (da Buonasorte et al.,1988).

4.4. GRADIENTE GEOTERMICO VERTICALE

L'andamento del gradiente geotermico verticale (Fig. 18) è stato ricostruito da Enel con i dati termici rilevati nei pozzetti geotermometrici e nei pozzi esplorativi eseguiti nell'area in esame. Le curve di isogradiante evidenziano tre anomalie termiche principali. La prima, a Sud di San Casciano dei Bagni, dove si raggiungono valori massimi di 2,5 °C/10 m, è associata alla presenza a debole profondità di acque termali con temperature prossime a 45 °C, ospitate nelle formazioni carbonatiche mesozoiche subaffioranti. Tale anomalia è comunque estremamente localizzata con l'isogradiante 1 °C/10 m che delimita un'area di circa 4 km². Ancora più localizzata, e meno intensa, è la seconda anomalia, evidenziata a N di Acquapendente, che raggiunge i valori massimi di 1 °C/10 m. L'anomalia termica più interessante è quella di Torre Alfina. Essa raggiunge valori massimi di 2 °C/10 m ed è caratterizzata dall'isogradiante 1 °C/10 m che delimita un'area parecchio più ampia delle precedenti; tale curva di isogradiante rimane aperta verso Sud comprendendo al suo interno il Lago di Bolsena. Il lago stesso, quindi, appare al centro di una più ampia e profonda anomalia termica regionale.

In questo quadro, quella di Torre Alfina-Castel Giorgio risulta essere la sovrapposizione di un'anomalia termica locale a quella più ampia regionale. Ciò è dovuto all'effetto di una circolazione di fluidi caldi in una struttura sollevata delle formazioni carbonatiche mesozoiche che costituiscono, in tutta la regione toscolaziale, il serbatoio geotermico.

4.5. LOGS GEOFISICI IN POZZO

In quasi tutti i pozzi perforati da Enel nell'area di Torre Alfina sono stati eseguiti alcuni logs geofisici al fine di reperire dati sulle caratteristiche fisiche delle formazioni attraversate, utili per la taratura delle prospezioni di superficie e per ottenere ulteriori elementi per la definizione stratigrafica dei pozzi stessi (Buonasorte et al., 1988). Nella Fig. 4 sono riportate, unitamente alle stratigrafie, le rappresentazioni schematiche dei principali logs eseguiti. Come si può notare questi sono stati essenzialmente di tipo sonico per le misure della velocità; solo nei pozzi A14 e RA1 è stato eseguito il *Gamma Ray* per una stima del contenuto radioattivo naturale. Per motivi connessi alla perforazione non è stato possibile investigare i terreni vulcanici di copertura.

Dai logs appare chiaro che i terreni carbonatici della serie toscana rappresentano un complesso a resistività e velocità sonica nettamente differenziato dalle formazioni sovrastanti, con valori compresi rispettivamente tra 100-1000 ohm×m e 5-6 km/s. anche il *Gamma Ray* caratterizza i calcari mesozoici con un crollo del contenuto radioattivo (10 unità Api) rispetto a quello delle formazioni flyschoidi (50-80 unità Api). I terreni costituenti la Formazione della Scaglia rappresentano un orizzonte di transizione caratterizzato da velocità di 4-5 km/s e da resistività di 10-30 ohm×m.

Dal punto di vista elettrico, sia i sedimenti argillosi pliocenici, che i terreni alloctoni in facies di flysch rappresentano un importante complesso conduttore con valori di resistività generalmente compresi tra 3 e 10 $\text{ohm}\times\text{m}$, fatta eccezione dei più resistivi livelli ofiolitiferi.

La velocità sonica invece sembra differenziare la formazione del flysch in due orizzonti: uno superiore con 2,7 km/s, l'altro inferiore con 3,8 km/s. Questo dualismo di risposta sonica appare localizzato nelle zone di basso strutturale del substrato carbonatico (pozzi RA1 e A5), laddove cioè il flysch è più spesso. Nelle zone di alto strutturale invece (pozzi A4 e A2) il flysch è abbastanza univocamente caratterizzato da una velocità di circa 2,7 km/s. È ipotizzabile quindi che, nella zona di studio, la formazione del flysch sia costituita da una parte superiore più argillosa, sempre presente, e da una parte inferiore, più calcarea, individuabile solo nei bassi strutturali.

4.6. CORRELAZIONE DEI DATI GEOFISICI

Al fine di evidenziare elementi interpretativi di convergenza tra tutti i dati geofisici acquisiti da Enel, è stata costruita una carta geofisica di sintesi (Fig. 12). In tale carta sono riportati l'andamento del campo gravimetrico regionale, le aree caratterizzate da alti delle anomalie gravimetriche residuali e del substrato resistivo elettrico, i massimi e minimi magnetici residuali, le zone delimitate dall'isogradiante termica $1^\circ\text{C}/10\text{ m}$.

4.7. SISMICITÀ DELL'AREA DI TORRE ALFINA

Uno studio della sismicità storica e recente dell'area geotermica di Torre Alfina è stato recentemente prodotto da INGV per conto di ITW & LKW Geotermia Italia SpA. Il rapporto è riprodotto nell'allegato E dello Studio di Impatto Ambientale del progetto pilota Torre Alfina. Si riportano di seguito le conclusioni di detto rapporto.

Dai dati raccolti, si evince che l'area geotermica Torre Alfina-Castel Giorgio è stata soggetta a una sismicità che si manifesta essenzialmente con i caratteri più tipici delle aree vulcaniche e geotermiche: bassa profondità degli ipocentri e distribuzione temporale degli eventi sismici a "sciame".

Sono da segnalare lo sciame sismico del 1992, che produsse alcune centinaia di scosse nel giro di pochi giorni, ma in un'area di 20 km da Castel Giorgio, ricadono anche quelli più recenti del 2006, 2010, 2011 e 2012, con poco più di una decina di eventi concentrati in uno o due giorni.

Le magnitudo sono modeste e raggiungono al massimo $M_l = 3.5$, nel 1992, e $M_l = 2.4$ nei periodi successivi. L'area del risentimento di questi eventi è molto circoscritta ai paesi ubicati a Nord del lago di Bolsena, in una fascia di 10 km a partire dalle sponde del lago. Le informazioni sulla sismicità più recente (dal 1981), derivata da dati strumentali, sono più numerose di quelle storiche e comprendono eventi con magnitudo più piccole rispetto ai cataloghi della sismicità storica. In base ai dati contenuti nel bollettino della sismicità strumentale dell'INGV (<http://bollettinosismico.rm.ingv.it/>), nel 2006 il 7 luglio sono stati registrati 13 eventi, di cui uno con $M_l = 3.2$, uno con $M_l = 2.7$ e uno con $m_l = 2.2$; nel 2010 nella sola giornata del 25 novembre vennero registrati 26 terremoti con soli due eventi, però, di $M_l = 2.0$; nel giugno 2011 gli eventi furono 15, di cui 6 nella giornata del 14 giugno con una massima $M_l = 2.4$; nel settembre 2012 vennero registrati 19 eventi, di cui 13 nella sola giornata del 18 settembre, con un massima $M_l = 2.0$.

La maggioranza dei dati strumentali disponibili è comunque costituita da eventi di bassa o bassissima magnitudo. Ciò pone il problema dell'incertezza associata ai parametri sorgente, in particolare alla posizione dell'epicentro. Ad esempio, relativamente ai dati registrati dalle reti Enel tra il 1977 e il 1992 per le aree geotermiche del Monte Amiata, di Latera e di Torre Alfina, soltanto 800 eventi sui circa 3000 registrati risultano ben localizzati.

L'area di Castel Giorgio risente però anche degli eventi di zone sismogenetiche "appenniniche", allungate preferenzialmente secondo la direzione NW-SE, con centri sismici sia all'interno della regione che esterni, dove i terremoti sono causati dalla tettonica ancora attiva legata alla fase

post-collisionale dell'orogene appenninico.

E mentre nei Vulsini i terremoti sono generalmente meno intensi di quelli appenninici, con le massime magnitudo che, almeno negli ultimi decenni, di solito non superano il valore di 4, in appennino possono raggiungere e superare $M_l = 6$. Ciononostante, i terremoti dei Vulsini vengono risentiti fortemente ma in un'area circoscritta, a causa della loro minore profondità ipocentrale, generalmente inferiore ai 7 km, rispetto ai terremoti appenninici, i cui ipocentri sono localizzati anche a profondità superiori ai 15 km.

Storicamente, l'area in esame è stata interessata da terremoti di media-alta intensità (fino all'VIII MCS). Gli archivi storici indicano che alcuni eventi di rilevanza, oltre a quello di Castel Giorgio del 1957 (VII MCS), sono stati quelli di Acquapendente del 1755 (VI-VII MCS) del 1920 (V) e del 1924 (VII MCS) e quello di Bagnoregio nel 1695 (VIII-IX MCS).

Dalle tabelle dei risentimenti macrosismici riportate per i vari Comuni emerge talvolta che un dato evento produce effetti sensibilmente diversi benché i Comuni siano molto vicini tra loro. Va tuttavia detto che i cataloghi della sismicità storica sono in costante aggiornamento, con ricerche che mirano ad ottenere una maggiore conoscenza degli effetti prodotti dai terremoti. Un esempio può essere il terremoto di Bagnoregio del 1695, l'evento più forte che ha colpito l'area a ridosso della zona in esame, per il quale ci sono pochi dati e perciò dai cataloghi non emergono informazioni circa i risentimenti dell'evento a Castel Giorgio e Castel Viscardo, ma solo per Acquapendente che è più distante dalla zona epicentrale.

C'è anche da aggiungere che gli effetti dei terremoti dipendono evidentemente non solo dalla forza del terremoto e dal pattern di propagazione dell'energia sismica, ma anche dalla morfologia dell'area, dal suo assetto geologico e strutturale, dagli effetti di sito e dal livello di vulnerabilità del patrimonio edilizio storico e civile dei centri urbani. Basti pensare che le onde sismiche subiscono un'amplificazione passando da rocce caratterizzate da elevata velocità di propagazione a terreni con minore velocità, quali ad esempio i depositi alluvionali.

Per questo, anche scosse minori, per quanto poco intense possono provocare danni significativi se l'epicentro è vicino a centri abitati oppure se la struttura locale favorisce l'amplificazione degli scuotimenti.

5. IDROGEOLOGIA

I primi elementi idrogeologici della zona di Torre Alfina si delinearono nell'ambito delle ricerche geotermiche nella vicina zona amiatina (Calamai et al., 1970) che facevano intravedere la continuità idrogeologica dell'acquifero carbonatico mesozoico (classico serbatoio per tutte le aree geotermiche toscane) del Monte Cetona in direzione appenninica, verso la zona di Torre Alfina. Ciò è stato confermato dalle successive ricerche e dall'esplorazione profonda di questa zona.

Buonasorte et al. (1988) hanno presentato una carta idrogeologica alla quale si rimanda per dettagli, in cui i litotipi affioranti sono stati classificati in base al grado di permeabilità prevalente ed al loro potenziale collegamento con il serbatoio profondo di interesse geotermico. La valutazione qualitativa della permeabilità trova appoggio anche nella carta della densità del drenaggio. Sono state inoltre ricostruite le isopieze relative all'acquifero profondo ed è stato sviluppato un bilancio idrologico del Monte Cetona, che costituisce la principale e più vicina area dove il serbatoio profondo affiora.

5.1. CENNI DI IDROGRAFIA SUPERFICIALE

L'elemento morfologico che domina nell'area di studio, incidendo fortemente anche sull'idrografia superficiale, è rappresentato dalla dorsale del Monte Cetona che separa le ampie depressioni tettoniche, a direzione appenninica, percorse dal Torrente Paglia a Ovest e dal Torrente Chiani, e da corsi d'acqua minori, ad Est. Si tratta di un rilievo allungato con fianchi assai acclivi il quale, nella sua parte centrale, raggiunge la quota di 1148 m; esso si deprime longitudinalmente verso Sud fino all'incisione valliva del Torrente Paglia a circa 200 m di quota, per collegarsi poi rapidamente con un altopiano intorno ai 500 m. Quest'ultimo, costituito dagli espandimenti vulcanici più settentrionali dei Monti Vulsini, si estende in maniera più o meno accidentata verso Sud fino a raccordarsi, a quota di circa 300 m, con la depressione vulcano-tettonica del Lago di Bolsena. Questo è caratterizzato per lo più, dalla presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio, fortemente influenzati dall'andamento delle precipitazioni meteoriche, con tipiche incisioni vallive a "V" e pendenze sempre piuttosto elevate, a testimonianza dello stadio giovanile dell'evoluzione del reticolo.

Un importante elemento idraulico è costituito dall'ampio bacino artificiale (con capacità totale dell'invaso di 4,5 Mm³) realizzato per scopi irrigui con uno sbarramento sul Torrente Elvella, affluente di sinistra del Paglia. Quest'ultimo, che rappresenta il principale corso d'acqua della zona, dopo un primo tratto in cui ricalca la direzione assiale del bacino neogenico di Radicofani, attraversa la dorsale del Monte Cetona pressappoco al limite del plateau vulcanico, defluisce quindi nella depressione tettonica orientale e, dopo essersi congiunto con il Torrente Chiani, si getta nel Fiume Tevere.

L'area è interessata prevalentemente dal bacino idrografico del Torrente Paglia e solo marginalmente da quelli del Torrente Chiani verso NE e del Lago di Bolsena a Sud. Lo spartiacque principale ha un andamento che ripete la particolare configurazione del tracciato del Torrente Paglia, il quale scorre prima in direzione

appenninica, in corrispondenza di terreni neogenici, e poi presenta un singolare tratto trasversale in cui incide formazioni più antiche.

5.2. INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

Nell'area di Torre Alfina affiorano numerose unità formazionali con diverse caratteristiche di permeabilità e con rapporti giacitureali che ne condizionano il ruolo idrogeologico profondo. Per una visione organica della situazione idrogeologica, i terreni affioranti sono stati distinti oltre che in funzione della litologia e del tipo di permeabilità, anche della possibilità o meno di connessione idraulica con il serbatoio geotermico (vedi Tav. I di Buonasorte et al., 1988).

Quest'ultimo è rappresentato dalle formazioni prevalentemente carbonatiche di facies toscana e trova la sua naturale copertura nella potente coltre di terreni flyschoidi di facies ligure ed austroalpina interna. Quest'ultima, costituita da più unità formazionali che, nella loro eterogeneità litologica, possono anche comprendere terreni permeabili, generalmente sede di acquiferi locali deve, nel suo insieme, considerarsi a permeabilità estremamente ridotta per la predominanza della componente argillosa. Anche i terreni neogenici, pur presentando locali alternanze di litotipi arenacei permeabili, svolgono complessivamente un ruolo di copertura. Il sovrastante complesso delle vulcaniti vulsine, data la sua buona permeabilità, è sede di acquiferi superficiali.

La situazione idrogeologica mette in evidenza a Nord l'apice meridionale della struttura ad alta permeabilità del Monte Cetona, la quale è circondata da terreni che, nel loro insieme, sono scarsamente permeabili pur presentando localmente discreta permeabilità (come le zone a Sud e NE di S. Casciano dei Bagni). Il settore meridionale dell'area è interamente ricoperto da terreni vulcanici a permeabilità generalmente elevata: tra questi i prodotti piroclastici, a permeabilità variabile, sono talora sede di acquiferi locali; quelli ignimbritici e lavici a permeabilità elevata sono sede del principale acquifero libero.

Dall'esame della carta idrogeologica e di quella di densità di drenaggio, Buonasorte et al. (1988) ritengono che le zone assorbenti a livello superficiale non sembrano idraulicamente connesse con il serbatoio profondo. Più probabilmente collegato con quest'ultimo è invece l'affioramento a serie toscana del Monte Cetona. Altre possibili vie di comunicazione idraulica con il serbatoio profondo sono individuabili in corrispondenza di bocche di emissione vulcanica, quali quelle di Torre Alfina, Casa Carbonara e Fosso Bagnolo. Il ruolo di queste ultime, nei confronti del serbatoio geotermico, è difficilmente quantificabile, e ciò sia per la difficoltà di delimitare la loro area di influenza nel drenaggio dell'acquifero superficiale sia per le possibili variazioni di permeabilità verticale legate a eventuali processi di alterazione.

5.3. BILANCIO IDROLOGICO

Data l'importanza del Monte Cetona ai fini della circolazione profonda nell'area in esame, Buonasorte et al. (1988) hanno effettuato un bilancio idrologico dell'intero nucleo carbonatico allo scopo di valutare il ruolo che esso svolge. I risultati sono riassunti di seguito.

Le precipitazioni annue ammontano mediamente a circa 1300 mm; esse sono distribuite principalmente nel periodo compreso tra l'inizio dell'autunno e l'inizio della primavera. La temperatura media annua è attorno ai 12 °C. Ciò ha portato ad una valutazione di evapotraspirazione reale dell'ordine di 618 mm/anno secondo TURC e 538 mm/anno secondo THORNTHWAITTE. Sottraendo alle precipitazioni l'evapotraspirazione si ottiene un valore di precipitazione efficace compreso tra 700 e 780 mm/anno, che rappresenta praticamente il valore dell'infiltrazione totale; considerando il ruscellamento trascurabile e trasformando in mm/anno la portata delle sorgenti del Cetona ($0,2 \text{ m}^3/\text{s}$) che costituisce l'infiltrazione superficiale, si ottiene un valore di questa di 238 mm/anno. Essa va ad alimentare la rete idrografica esterna al nucleo carbonatico. Sottraendo all'infiltrazione totale quella superficiale si ottiene un valore di infiltrazione profonda compreso tra 465 e 545 mm/anno. Il valore medio del contributo del Monte Cetona all'infiltrazione profonda può essere valutato intorno a $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$. Il bilancio idrologico dimostra il ruolo assorbente del nucleo carbonatico del Monte Cetona per la ricarica l'acquifero profondo.

5.4 POSSIBILITA' DI RICARICA DEL LAGO DI BOLSENA

È importante osservare che il recente studio geologico commissionato da ITW&LKW Geotermia Italia SpA all'Università di Roma Tre (Giordano et al., 2011) mette in dubbio la possibilità che l'alto strutturale del Monte Cetona possa rappresentare la zona di ricarica idrica del serbatoio carbonatico profondo di Torre Alfina. Infatti la dorsale del Monte Cetona è un'anticlinale rovescia accavallata sulle unità alloctone delle Liguridi che coprono il serbatoio di Torre Alfina; dunque le due aree non sono strutturalmente connesse, ma si riferiscono ad unità tettoniche separate. I dati del pozzo Alfina 15 (Buonasorte et al, 1991) indicano che la struttura si è formata come una serie di duplex scollati all'altezza dei termini triassici della serie toscana ed accavallati tramite anticlinale di rampa verso Est, al di sotto delle unità alloctone; il trust del Monte Cetona rappresenterebbe in questo quadro un fuori sequenza cui si può probabilmente relazionare la struttura sepolta di Latera.

La geologia dell'area indica chiaramente come i termini di copertura impermeabile del serbatoio geotermico siano presenti in continuità e con spessori considerevoli. Inoltre gli studi sulla diffusione dei gas dal suolo effettuati nell'ambito delle convenzioni di ricerca per l'area di Torre Alfina, mostrano chiaramente come le rocce di copertura abbiano un'ottima tenuta (Carapezza et al, 2011, 2013, 2014). È dunque ragionevole ipotizzare che l'area di ricarica principale per l'acquifero profondo sia situata nella zona meridionale, dove la caldera di Bolsena offre sia un ampio bacino indoreico occupato da un lago, sia uno stato di fratturazione delle rocce del substrato, almeno fino alla profondità della camera magmatica, legato ai fenomeni di sprofondamento vulcano-tettonico, che possono consentire una permeabilità verticale importante e la continuità idraulica con le rocce della serie toscana di serbatoio, consentendo così un flusso laterale da Sud verso Nord.

6. GEOCHIMICA DEI FLUIDI

Buonasorte et al. (1988) hanno riportato e discusso dati geochimici sui fluidi prodotti da pozzi geotermici nell'area di Torre Alfina-Castel Giorgio e su quelli emessi spontaneamente da manifestazioni termali e sorgenti fredde della zona (Fig. 20).

I pozzi perforati dall'ENEL sono distribuiti in un'area ristretta tra Torre Alfina e Castel Giorgio (vedi Fig. 1b). Evidenti manifestazioni sorgentizie termominerali sono presenti a Nord nei pressi di S. Casciano dei Bagni dove affiorano le rocce serbatoio. Manifestazioni naturali significative sono infine quelle gassose presenti immediatamente a Sud di Torre Alfina.

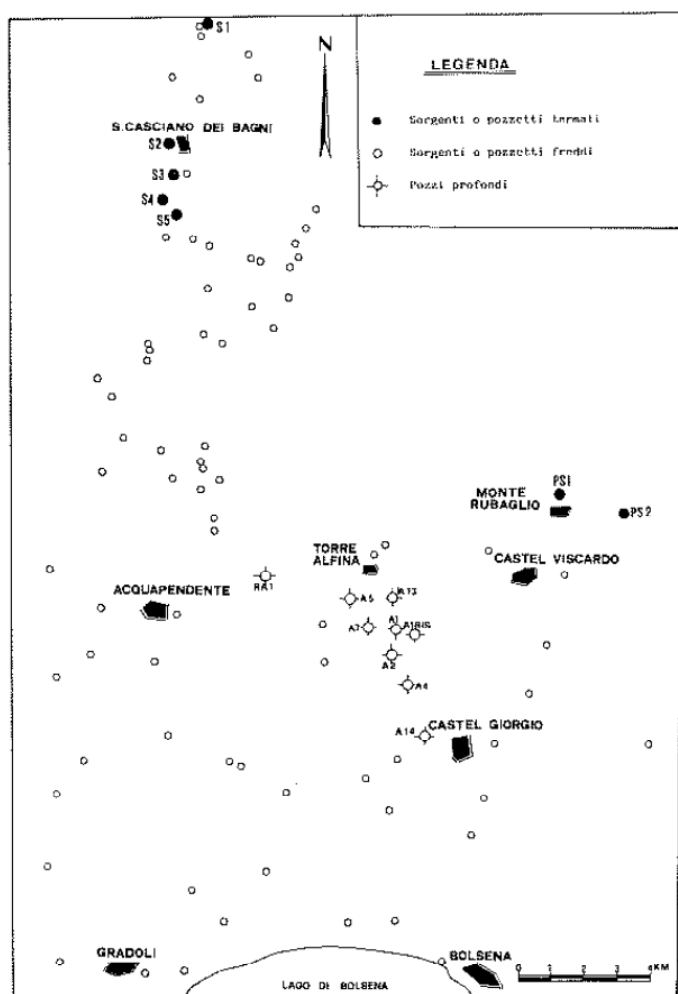


Fig. 20. Ubicazione dei punti d'acqua studiati da Buonasorte et al., (1988).

6.1. CARATTERI CHIMICI DELLE ACQUE SORGIVE TERMALI

Le manifestazioni termali ($T \geq 20^\circ\text{C}$) sono localizzate attorno a San Casciano dei Bagni e a Monte Rubaglio, mentre nell'area interessata dai pozzi profondi sono presenti solo sorgenti fredde.

La salinità delle acque fredde oscilla tra poco più di 150 e 700 mg/l con un valore medio di 541 ± 139 mg/l. tranne poche eccezioni in cui prevale il catione magnesio, esse hanno chimismo bicarbonatico-calcico. È verosimile che risentano della presenza di gas che sfuggono dal serbatoio geotermico.

Il campione PS₂, proveniente da un pozzo profondo 100 m, con salinità di 1283 mg/l (Regione Umbria, 1979) è l'unico campione tra quelli freddi a chimismo clorurato sodico.

Le caratteristiche chimiche (Fig. 21) e chimico-fisiche di queste acque, nonché gli aspetti geologici delle loro emergenze, sono significativi di una circolazione piuttosto superficiale.

Il chimismo delle acque termali vedi (Tabella A) di San Casciano dei Bagni è a solfato di calcio, mentre il campione PS1 di Monte Rubiaglio è del tipo a cloruro di sodio (Fig. 21). Questo campione proviene da un pozzo di circa 60 m di profondità, che alimentava le terme di Tiberio.

Per le acque solfato-calciche, il contenuto totale in solidi disciolti (TDS) oscilla tra circa 1600 e 2200 mg/l con un valore medio di 1957 ± 326 mg/l, mentre nel campione PS1 reggiunge i 6481 mg/l.

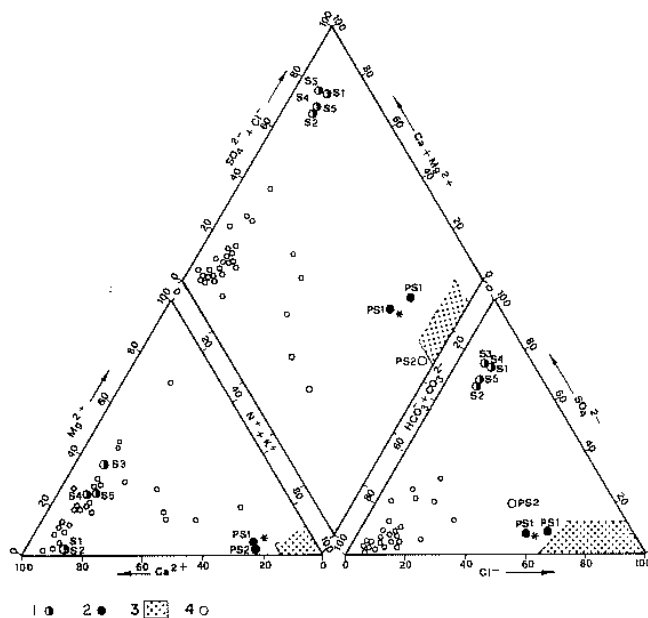


Fig. 21. - Diagrammi di PIPER. 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubiaglio (* dati Terme). 3) Acque dei pozzi profondi di Torre Alfina. 4) Acque fredde superficiali. (da Buonasorte et al., 1988).

La Fig.22 indica che le acque fredde e quelle dei pozzi geotermici, che saranno successivamente discusse, costituiscono due raggruppamenti a sé stanti e che tra loro non intervengono rilevanti processi di mescolamento. Il campione PS2 può rappresentare un miscelamento tra acque a cloruro di sodio e acque superficiali più ricche in HCO_3^- e metalli alcalini, del tipo di quelle rinvenute in prossimità dei pozzi geotermici.

Le acque solfato-calciche tendenzialmente si arricchiscono in sali al decrescere della loro quota di emergenza e man mano che ci si allontana dalla probabile area di infiltrazione del Monte Cetona.

Il diagramma di Fig. 23 mostra che, tra le acque sorgive, quelle termali hanno raggiunto il limite di saturazione rispetto al gesso ed alla anidride. Le acque fredde sono invece nettamente sottosature rispetto a questi due minerali.

Le acque termali di San Casciano dei Bagni si collocano al limite di saturazione in corrispondenza del punto di transizione gesso-anidride. È pertanto possibile, data la temperatura di emergenza, che la loro termalità possa essere dovuta alla trasformazione esotermica tra le due fasi (Bencini et al., 1977, Panichi et al., 1977).

TABELLA A

COMPOSIZIONE CHIMICA DELLE ACQUE TERMALI DI SORGENTI E POZZI POCO PROFONDI

N° (*) camp.	DATA camp.	T °C	PH	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Fe ^{tot} mg/l	NH ₄ ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁺ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	B ^{tot} mg/l	SiO ₂ tot mg/l	H ₂ S tot mg/l	TDS mg/l	Σ _{cat} Σ an
S1	1/8/68	42	6.75	60.0	5.0	437	10.4	0.090	as.te	100	234	900	as.te	231	as.te	1629	1.00
S2	1/8/68	43	6.65	58.0	5.0	429	10.8	0.150	as.te	93	353	800	as.te	237	as.te	1572	1.00
S3	4/7/68	42	7.00	71.4	12.2	388	152	0.088	as.te	111	351	1270	as.te	22.4	as.te	2180	1.00
S4	4/7/68	41	7.00	75.0	13.0	463	102	0.152	as.te	113	346	1260	as.te	29.0	as.te	2199	1.00
S5	4/7/68	40	6.90	82	11.5	469	103	0.150	as.te	138	460	1170	as.te	226	as.te	2204	1.00
PS1 ^{1,2}	n.d.	60	6.60	1880	124	484	52.5	n.d.	n.d.	2260	2450	456	n.d.	75.0	n.d.	6481	0.99
PS1 ³	10/1/74	29	6.40	1710	35.0	429	55	as.te	14.0	2210	1800	424	13.3	40.0	as.te	5777	0.99

1) Li⁺ = 4,7 mg/l; Sr⁺⁺ = 9,2 mg/l; F = 3,0 mg/l; 2) Dati bibliografici; 3) Rilievi ENEL in pozzi a piccola profondità. da Buonasorte et al., (1988).

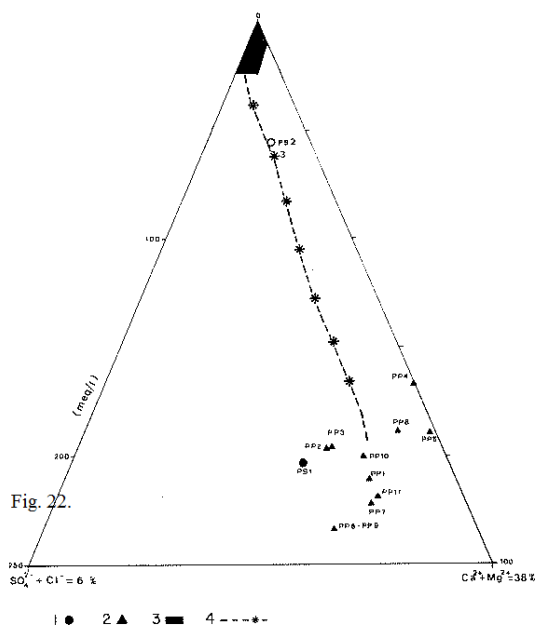


Fig. 22. - Sezione del diagramma di PIPER e distribuzione dei campioni in funzione della salinità. 1) Acque termali di Monte Rubiaglio. 2) Acque dei pozzi profondi di Torre Alfina. 3) Acque superficiali. 4) Andamento teorico della miscelazione tra i due gruppi di acque. (da Buonasorte et al., 1988)

Il campione PS1 di Monte Rubiaglio è situato vicino alla retta di saturazione, tra i campioni termali di provenienza sorgiva e quelli dei pozzi. Esso dovrebbe risentire di una termalità e di una natura del serbatoio abbastanza diverse da quelle saturate delle acque di San Casciano dei Bagni, e appare più simile ai fluidi del campo geotermico di Torre Alfina-Castel Giorgio.

La Fig. 24 mostra che i campioni a chimismo clorurato sodico non hanno un rapporto stechiometrico Na^+/Cl^- , bensì Na^+ risulta in eccesso, mentre per le acque fredde e per le acque termali a solfato il rapporto tra i due ioni è praticamente stechiometrico.

In Fig. 25 si osserva ancora una netta differenziazione tra i diversi gruppi di acque fin qui individuati, con l'aggiunta che in questa circostanza anche il campione di Monte Rubiaglio si evidenzia come un caso a sé mostrando un notevole arricchimento in Ca^{++} rispetto al rapporto stechiometrico con SO_4^{--} . Gli altri punti sono invece sufficientemente prossimi alla retta che individua un rapporto $\text{Ca}^{++}/\text{SO}_4^{--}$ equimolecolare.

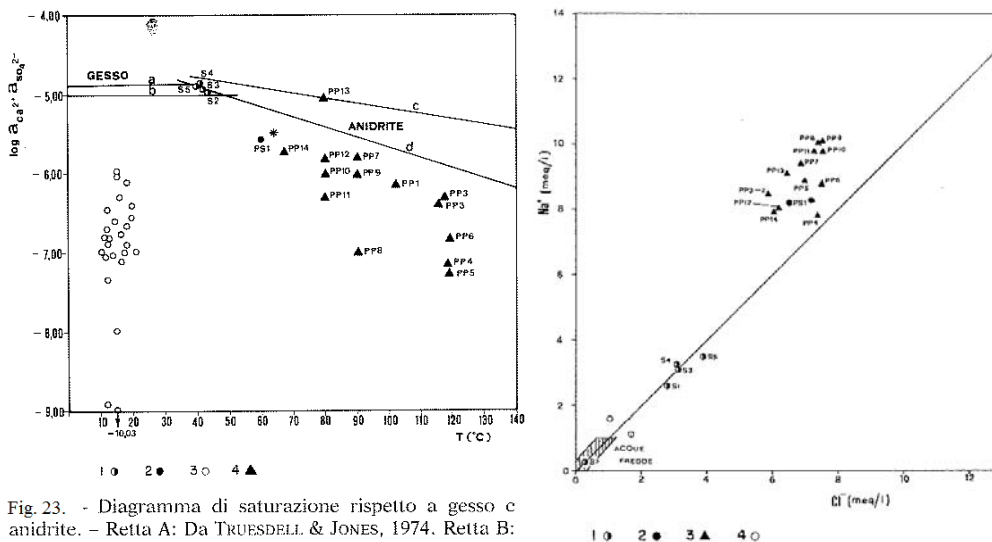


Fig. 23. - Diagramma di saturazione rispetto a gesso e anidrite. - Retta A: Da TRUESDELL & JONES, 1974. Retta B: Calcolata da PERRY & CHITON, 1973. Retta C: Da TRUESDELL & JONES, 1974. Retta D: Da HELGESON, 1969. 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubiaglio (* dati Terme). 3) Acque fredde. 4) Acque dei pozzi profondi di Torre Allina. (da Buonasorte et al., 1988).

Fig. 23. - Diagramma di correlazione $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$. Linea continua: retta del rapporto equimolecolare tra Na^+ e Cl^- (per i campioni di M. Rubiaglio e dei pozzi le concentrazioni sono divise per 10). 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubiaglio (* dati Terme). 3) Acque dei pozzi profondi. 4) Acque fredde.

I dati isotopici disponibili, indicano che le sorgenti termali di San Casciano dei Bagni sono alimentate da fluidi che permangono a lungo nel sottosuolo. Il contenuto di tritio oscilla infatti in queste acque da 0,3 a 0,7 T.U. (Panichi et al., 1977).

In base alla retta altimetrica di correlazione tra contenuto di $\delta^{18}\text{O}$ delle acque sorgive e quota di precipitazione di queste, valida per aree limitrofe (Panichi et al., 1977), si vede che le acque in esame, con $\delta^{18}\text{O}$ medio di $7,8 \pm 0,1$ (Smow) dovrebbero provenire da quote oscillanti mediamente intorno ai 780 m (s.l.m.) che, in base all'altimetria della zona, si incontrano solo sul Monte Cetona.

Le quote di emergenza delle sorgenti termali di San Casciano dei Bagni sono dell'ordine dei 500 s.l.m. e la circolazione che le alimenta ha origine sui rilievi del Monte Cetona e si svolge soprattutto in ambiente calcareo-anidritico.

Le acque termali di Monte Rubiaglio che hanno carattere simile a quelle dei pozzi geotermici di Torre Alfina, appartengono ad una circolazione più lunga, profonda e matura rispetto a quella delle acque di San Casciano dei Bagni.

6.2. CARATTERI CHIMICI DELLE ACQUE DEI POZZI PROFONDI

Le acque dei pozzi ENEL si raggruppano, insieme ai due campioni PS1 e PS2, nella zona del diagramma di Piper a chimismo clorurato-sodico (Fig. 21 e Tab. B).

Queste acque presentano uniformità di composizione; le lievi differenze riscontrate sono da ascrivere alla diversità dei fenomeni di precipitazione verificatisi nei singoli pozzi durante l'erogazione, come si può desumere dalle differenze di composizione delle incrostazioni (Buonasorte et al., 1988).

L'omogeneità di composizione chimica delle acque è indice di continuità del serbatoio geotermico nel quale sarebbe presente un fluido praticamente non differenziato da una zona all'altra.

Tra le specie principali quelle che mostrano le variazioni più forti da un campione all'altro sono, a parte il solfato in due campioni, Ca^{2+} e HCO_3^- . Ciò è probabilmente connesso con le instabili condizioni di erogazione, che determinano fenomeni di precipitazione proprio a carico di queste due specie; il chimismo resta comunque sempre a cloruro di sodio.

La Fig. 23 mostra che solo due campioni provenienti dal pozzo Alfina 7 sono vicini alla saturazione rispetto all'anidride; tutti gli altri se ne discostano in maniera più o meno evidente. Ciò può essere dovuto, per i punti più in basso, a fenomeni di precipitazione di sali, quali ad esempio il CaCO_3 che impoveriscono la soluzione di almeno uno degli ioni componenti i minerali in esame.

Tuttavia l'allineamento di numerosi punti rappresentativi, parallelo alla linea di saturazione rispetto all'anidride, suggerisce che la sottosaturazione sia artificiosamente prodotta dai valori di temperatura di bocca pozzo utilizzati per costruire il diagramma: essi sarebbero inferiori di 25 – 35°C rispetto a quelli di equilibratura in serbatoio. A fronte di una notevole omogeneità chimica, le condizioni termiche in serbatoio sarebbero quindi differenziate in maniera apprezzabile da un pozzo all'altro.

Il campione PP13 è saturo o leggermente soprassaturo; la sua posizione è tuttavia incerta poiché il valore di temperatura a bocca pozzo non è stato misurato con precisione.

Analogamente a quanto osservato per il campione PS1, le acque dei pozzi (Fig. 24) tendono ad essere più ricche in Na^+ che non in Cl^- .

In Fig. 25 si osserva che SO_4^{2-} è presente in leggero eccesso o in quantità stechiometrica rispetto a Ca^{2+} ed entrambi assumono valori di concentrazione circa metà di quelli che si osservano per le sorgenti. Ciò è senz'altro un effetto della temperatura finale di equilibratura di questi due tipi di acque, essendo i minerali solfatici meno solubili all'aumentare della temperatura.

Le concentrazioni di tali specie nel fluido del pozzo RA1 sono più elevate, suggerendo una minore termalità.

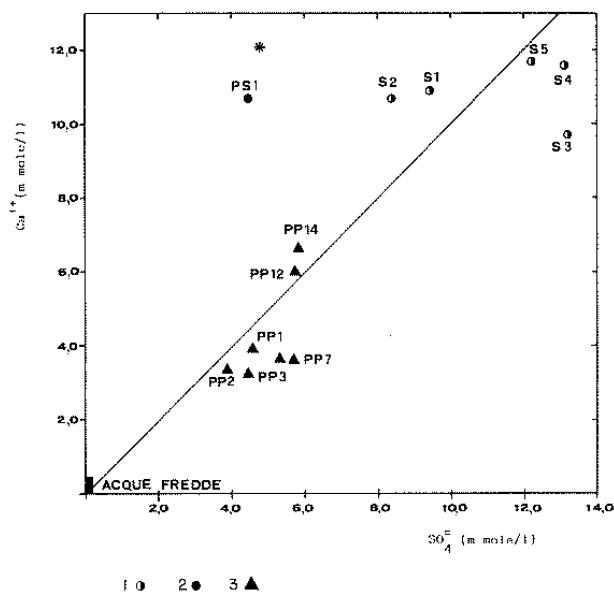


Fig. 25. - Diagramma di correlazione $\text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$. Linea continua: retta del rapporto equimolecolare tra Ca^{2+} e SO_4^{2-} . 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubiaglio (* dati Terme). 3) Acque dei pozzi profondi.

Il basso tenore di SO_4^{2-} dei campioni PP8 e PP9 (Alfina 7) è senz'altro da attribuire a precipitazione di SO_4^{2-} , congiunta a quella del Ca^{2+} .

In effetti in alcuni campioni di incrostazione (di tale pozzo) raccolti all'uscita del separatore e ai campionatori si rinviene una discreta quantità di SO_3 intorno a 4% in peso, che conferma l'esistenza di processi di precipitazione negli impianti di superficie anche a carico del solfato (Buonasorte et al., 1988).

In Tab. C sono riportati gli indici di disequilibrio delle acque dei pozzi rispetto ad alcune specie (Paces, 1975; Truesdell & Jones 1974).

Si assume, a causa delle varie incertezze presenti nelle misure e nei calcoli dei coefficienti di attività, che le condizioni di equilibrio siano individuate da un indice compreso tra -0,5, e +0,5, si osserva che alcuni dei campioni raccolti nei pozzi con campionatori di fondo durante le erogazioni, sono all'equilibrio con alcune delle specie mineralogiche alla temperatura del fluido campionato. In particolare nei campioni provenienti da Alfina 4, l'acqua erogata è all'equilibrio sia con le specie silicee che con quelle carbonatiche. Al contrario le acque degli altri pozzi sono all'equilibrio solo con le prime.

Nelle incrostazioni (Tab. D) le specie presenti sono fondamentalmente CaO e CO_2 , per cui sembra ragionevole avanzare qualche dubbio sul reale contenuto delle acque in Ca^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , e CO_2 (aq). Purtroppo non si hanno dati quantitativi che permettano di risalire, dalla quantità di incrostazioni deposta a fluido erogato, alla composizione reale delle acque.

TABELLA B
COMPOSIZIONE CHIMICA DELLE ACQUE DEI POZZI GEOTERMICI

N° camp.	DATA camp.	T °C	PH	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Fe tot mg/l	NH ₄ ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	B tot mg/l	SiO ₂ tot. mg/l	H ₂ S tot. mg/l	TDS mg/l	Σcat ε an
PP1 A1bis	9/9/74	102	7.20	2020	144	158	20.0	n.d.	20.7	2480	1280	439	22.7	439	as.te	6690	1.017
PP2 2) A1bis	29/11/74	116	7.70	1970	171	137	20.0	n.d.	38.7	2110	1800	374	32.2	101	as.te	5560	1.014
PP3 3) A1bis	29/11/74	117	7.70	1940	171	131	14.0	n.d.	43.4	2100	1670	426	38.5	128	as.te	5980	1.017
PP4 A4	1/9/74	119	8.70	1800	2000	10	11.0	n.d.	25.0	2630	59	405	28.7	176	tracce	5340	0.917
PP5 A4	3/9/74	119	8.60	2030	225	8	12.0	n.d.	9.5	2950	87	427	30.5	204	as.te	6040	0.930
PP6 4) A4	3/9/74	119	8.40	2000	205	22	12.0	n.d.	19.0	2660	550	419	28.4	190	as.te	5940	1.017
PP7 A7	4/2/74	90	7.30	2160	117	147	14.0	0.87	21.4	2460	n.d.	543	21.7	96	as.te	n.d.	1.323
PP8 5) A7	11/2/76	90	7.35	2300	144	139	19.0	0.52	18.6	2640	2110	70	22.7	103	as.te	6450	1.025
PP9 5) A7	16/2/76	90	7.30	2330	153	134	16.0	0.42	12.0	2660	2090	79	23.4	106	as.te	6350	0.893
PP10 A7	5/7/75	80	6.90	2250	165	148	20.0	1.40	19.2	2700	1440	511	25.0	117	as.te	6530	1.020
PP11 A7	7.7.75	81	7.40	2250	149	71	24.0	0.20	19.0	2610	1320	505	24.8	117	as.te	6290	1.019
PP12 RA1	12/10/76	80	7.00	1840	175	240	40.0	n.d.	27.0	2160	1750	554	8.9	106	as.te	5910	0.998
PP13 RA1	19/10/74	80	7.20	2070	168	151	44.2	n.d.	28.5	2320	1760	522	22.5	129	as.te	6180	1.018
PP14 RA1	21.10/76	67	6.20	1830	168	266	96.0	n.d.	32.0	2160	1930	561	25.5	111	as.te	6080	1.023
PP15 6) RA1 7)	21/10/76	130	6.80	1940	168	225	29.0	38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	96	n.d.	n.d.	

1) Sotto il codice del campione viene indicata la sigla del pozzo da cui esso è stato raccolto; 2) Campionamento con Kuster a 620 m dal p.c.; 3) Idem a 627 m dal p.c.; 4) Alla portata massima di circa 300 t/h; 5) Le composizioni sono ricostruite includendo nel liquido il vapore prodotto durante l'erogazione; 6) Campionamento con Kuster a 2000 m dal p.c.; 7) Determinati solo i cationi per mancanza di un adeguato volume di campione. (da Buonasorte et al., 1988)

TABELLA C
INDICI DI DISEQUILIBRIO RELATIVI AD ALCUNE SPECIE MINERALOGICHE,
CALCOLATI DALLA COMPOSIZIONE DELLE ACQUE DI POZZO

MINERALE CAMPIONE	QUARZO	CALCEDONIO	SILICE AMORFA	CALCITE	ARAGONITE	MAGNESITE	DOLOMITE	MAGADITE
PP1 - A1bis	0.311	0.069	-0.409	0.821	0.721	0.070	1.331	-0.403
PP4 - A4	-0.131	-0.332	-0.806	0.074	-0.031	0.309	0.797	-0.576
PP5 - A4	0.022	-0.179	-0.653	0.023	-0.082	0.411	0.847	0.262
PP6 - A4	0.143	-0.058	-0.532	0.426	0.320	0.387	1.226	-0.873
PP7 - A7	0.421	0.149	-0.333	-	-	-	-	-0.451
PP8 - A7	0.428	0.156	-0.326	1.031	0.936	0.307	1.799	-0.311
PP9 - A7	0.442	0.170	-0.312	0.962	0.867	0.002	1.425	-0.205
PP2 - A1bis	0.125	-0.083	-0.558	1.238	1.133	0.526	2.181	-0.221
PP3 - A1bis	0.217	0.012	-0.463	1.197	1.092	0.350	1.963	0.490
PP10 - A7	0.598	0.298	-0.187	0.563	0.471	-0.171	0.871	-0.212
PP11 - A7	0.577	0.280	-0.205	0.713	0.621	0.382	1.572	0.174
PP12 - RA1	0.555	0.255	-0.230	0.918	0.826	0.270	1.667	0.381
PP13 - RA1	0.636	0.336	-0.149	0.917	0.826	0.517	1.913	0.364
PP14 - RA1	0.725	0.388	-0.102	0.178	0.022	-0.149	0.513	-1.035

Gli indici di disequilibrio sono espressi con $I = \log Q/K$, dove K è la costante termodinamica alla temperatura di campionamento, $Q = \pi_p/\pi_r$, dove π_p e π_r sono le attività attuali riscontrate in ciascun campione rispettivamente per i prodotti di reazione ed i reagenti. (da Buonasorte et al., 1988)

Nonostante ciò si osserva comunque in generale la sovrasaturazione delle acque rispetto a calcite, aragonite e dolomite.

Questo fatto è coerente con la formazione di depositi che si è verificata negli impianti Enel e suggerisce che le condizioni di P_{CO_2} e di pH o di temperatura nelle porzioni di serbatoio originarie del fluido siano differenti da quelle assunte per il fondo pozzo.

Le pressioni di equilibrio della CO_2 con la fase liquida, calcolate dai dati analitici delle acque erogate dai pozzi, sono dell'ordine di 0,25 atm per il pozzo Alfina 7 e inferiore per gli altri sondaggi, con un minimo di $4,2 \cdot 10^{-4}$ atm per il pozzo Alfina 4, ragionevolmente in accordo con le condizioni d'impianto all'atto della separazione.

Dai dati relativi ai gas e delle condizioni di erogazione si possono stimare le condizioni P_{CO_2} sulle porzioni di serbatoio più vicine al pozzo. Ad esempio per il pozzo Alfina 7 attraverso l'erogazione controllata si dovrebbe avere una P_{CO_2} di almeno 2,0 atm alle condizioni di boccapozzo e di 31,7 atm riferite al serbatoio. Ciò è un'ulteriore conferma dell'importanza dei processi di modificazione a cui sono soggette queste acque nel venire a giorno.

Purtroppo si hanno a disposizione due soli dati isotopici relativi alle acque dei pozzi. Essi si riferiscono a campioni del pozzo Alfina 4 e mostrano un $\delta^{18}O$ nell'acqua oscillante tra -5,2 e 6,6‰ Smow.

6.3 DEPOSITI E INCROSTAZIONI

Le analisi chimiche delle incrostazioni, espresse in ossidi, hanno rilevato non solo alti contenuti in CaO e CO_2 (Tab. D), ma talvolta anche quantità non trascurabili di MgO, SiO_2 , B_2O_3 , BaO, ed a volte Cl.

Ciò conferma che le acque campionate potrebbero non rispettare fedelmente la composizione del serbatoio. Data tuttavia la quantità di fluidi erogata ciò potrebbe portare a variazioni apprezzabili per Ca^{++} ma solo marginali per gli altri cationi quali Na^+ e K^+ .

I rapporti molari tra i vari ossidi sono piuttosto variabili (Tab. E) e solo nel caso del rapporto Ca/CO_2 si ha una dispersione molto bassa.

Il CaO è sempre in difetto rispetto a CO_2 , probabilmente perché anche Sr e Ba sono presenti come carbonati.

La natura dei depositi dipende fortemente dalla posizione di punto di raccolta dentro l'impianto, a seconda delle condizioni d'esercizio ivi registrate.

Non si hanno elementi per seguire il variare della composizione delle incrostazioni con il procedere dell'erogazione. Va però osservata la forte presenza di MgO nelle incrostazioni prodotte nelle porzioni più esterne degli impianti di erogazione.

TABELLA D
 COMPOSIZIONE CHIMICA PONDERALE DELLE INCROSTAZIONI
 DEPOSITE DAI FLUIDI EROGATI DAI POZZI

CAMPIONI	CO ₂ %	Cl %	SiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	Ca O %	Mg O %	B ₂ O ₃ %	SO ₃ %	Na ₂ O %	K ₂ O %	Sr O %	Rb ₂ O %	Li ₂ O %	Ba O %	Cu ₂ O %	Co O %	Mn O %	H ₂ Ocris. + altri %	Cr, Ni e Pb %
I1	61.7	2.0	1.37	0.50		42.8	7.62		0.60	0.39	0.16								2.60	
I2	43.1	as.te	0.25	0.15		54.9	0.08		as.te	0.23	0.01								1.29	
I3	42.7	tracce	as.te	0.26	as.te	52.0	as.te	as.te	as.te	0.31	0.02	2.24	as.te	as.te	2.41	tracce	as.te	0.05	assente	as.te
I4	42.5	"	"	0.14	"	50.8	"	"	tracce	0.74	0.05	3.01	"	"	2.75	"	"	0.03	"	"
I5	42.8	1.00	tracce	0.63	"	50.5	"	"	as.te	0.27	0.16	1.68	"	"	2.41	"	"	0.05	"	"
I6	26.7	as.te	0.85	16.3	0.37	32.1	"	"	tracce	0.49	0.09	0.18	0.02	tracce	1.15	"	"	0.24	11.5	"
I7	42.4	"	0.10	0.62	as.te	53.2	1.00	as.te	as.te	0.18	0.02								2.45	
I8	41.0	"	0.28	0.55	"	54.4	0.97	"	1.44	0.28	0.14								0.95	
I9	38.4	4.01	as.te	1.36	"	52.5	0.95	"	1.42	0.41	0.02								0.90	

I1) Prelevata all'interno dei tubi impiegati nel pistonaggio del pozzo Alfina 4; I2) Dalla boccapozzo del sondaggio Alfina 4; I3) - I4) Dalla vasca di Alfina 7 (16/2/76); I5) Idem, (19/2/76); I6) Dal butta-fuori del pozzo Alfina 7 (16/2/76); I7) Dall'ingresso del separatore, dopo la fermata dell'impianto del pozzo Alfina 7; I8) Idem, dall'uscita del separatore; I9) Idem, dal barilotto dell'acqua. (da Buonasorte et al., 1988)

TABELLA E
 RAPPORTI MOLARI TRA ALCUNE SPECIE
 PRESENTI NELLE INCROSTAZIONI

CAMPIONE	Ca O Mg O	Na ₂ O K ₂ O	Ca O Na ₂ O	Ca O CO ₂	Na ₂ O Cl	CaO+BaO+SrO CO ₂
I1	3.94	3.70	221.33	0.806	0.111	0.806
I2	493	34.90	263.85	1.000	molto alto	1.000
I3	molto alto	23.60	185.50	0.960	alto	0.997
I4	alto	25.50	76.90	0.940	alto	0.990
I5	molto alto	2.56	207.00	0.930	0.150	0.960
I6	molto alto	8.27	72.50	0.945	molto alto	0.960
I7	38.20	13.70	326.80	0.984	molto alto	0.984
I8	40.30	3.04	214.76	1.041	molto alto	1.041
I9	39.70	31.10	141.57	1.072	0.572	1.072

La percentuale di Fe₂O₃ rilevata nel campione n°15 è probabilmente da addebitare ai prodotti della corrosione dei materiali che costituiscono il "buttafuori" (Buonasorte et al., 1988).

6.4. COMPOSIZIONE CHIMICA DEI GAS DEI POZZI PROFONDI E DI MANIFESTAZIONI NATURALI

Il gas dei pozzi è costituito essenzialmente da CO₂ con bassi tenori di N₂, H₂S e CH₄; H₂ è sempre al di sotto dei limiti di rilevanza (Tab. F). La mancanza di campioni di gas residuo impedisce un'analisi dettagliata relativamente ai componenti minori, ma si può ugualmente affermare che la composizione dei gas dei pozzi di Torre Alfina è costante ed indipendente dall'ubicazione del pozzo e delle condizioni di erogazione.

TABELLA F

COMPOSIZIONE DEI GAS EROGATI DAI POZZI GEOTERMICI E PARAMETRI D'EROGAZIONE

CAMPIONE	DATA	COMPOSIZIONE GAS NATURALE, (% Volume)						GAS/VAP	PORTATA	PRESSIONE B. P.	TEMP. B. P.
		CO ₂	N ₂	O ₂	H ₂	CH ₄	H ₂ S				
G1 - A1	11/6/73	98.5	1.31	tracce	assente	0.145	tracce	ca.100%gas	200 1)	9.0	n.d.
G2 - A1 2)	5/7/73	98.6 ± 0.1	1.24 ± 0.04	tracce	assente	0.180 ± 0.020	tracce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G3 - A1 3)	27/8/73	98.3	1.53	tracce	tracce	0.207	assente	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G4 - A1	18/4/74	98.1	1.65	assente	assente	0.193	assente	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G5 - A1bis 4)	20-22/5/74	98.6	1.24	tracce	tracce	0.180	tracce	100% gas	187 ± 20%	5.5	n.d.
G6 - A1bis	25/6/74	98.6	1.24	assente	assente	0.149	tracce	n.d.	304	4.5	102
G7 - A1bis	26/6/74	98.7	1.16	assente	assente	0.145	tracce	10120	272	26.2	103.5
G8 - A1bis	28/6/74	98.8	1.17	assente	assente	0.161	tracce	ca.100%gas	163	38.5	112.4
G9 - A1bis	2/7/74	98.8	1.09	assente	assente	0.139	tracce	100%gas	165	37.0	112.2
G10 - A7	1/7/75	98.8	0.961	tracce	tracce	0.161	0.088	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G11 - A7	7/7/75	98.9	0.885	tracce	tracce	0.129	0.052	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
G12 - A7	6/2/76	98.8	0.921	assente	tracce	0.150	0.091	8000 5)	155/141 6)	32.1	106.8
G13 - A7	12/2/76	98.9	0.912	assente	tracce	0.143	0.085	4960 5)	108/154 6)	29.6	107.7
G14 - A7	18/2/76	98.9	0.887	assente	tracce	0.144	0.058	2570 5)	51/140 6)	25.6	106.0

1) Stimato; non è stato possibile eseguire misure; 2) Emanazioni gassose sul piazzale del sondaggio. Valore medio e deviazione standard di vari campioni; 3) Gas di un pozzetto spia sul piazzale del sondaggio; 4) Media dei campioni raccolti tra le date indicate; 5) Rapporto calcolato includendo il trascinato nel vapore; 6) Portate di gas e di liquido rispettivamente.

n.d.: non disponibile — B.P.: bocca-pozzo.

I gas naturali di Torre Alfina sono molto simili a quelli dei pozzi, mentre nei gas di S. Casciano dei Bagni si ha una netta preponderanza di N₂, legata sicuramente alle vicine ricariche superficiali.

Nel pozzo Alfina 7 il tenore di CH₄ del gas erogato è abbastanza ben correlato ($r = 0,77$) con il rapporto gas/vapore (Fig. 26a). Tra quella grandezza ed H₂S nel gas dello stesso pozzo, invece non sembrano esistere correlazioni significative (Fig. 26 b). La differenza di comportamento tra H₂S e CH₄ è spiegabile in parte in termini di diversa stabilità chimica, ma anche per diversa solubilità di queste due specie nel liquido presente nel serbatoio geotermico.

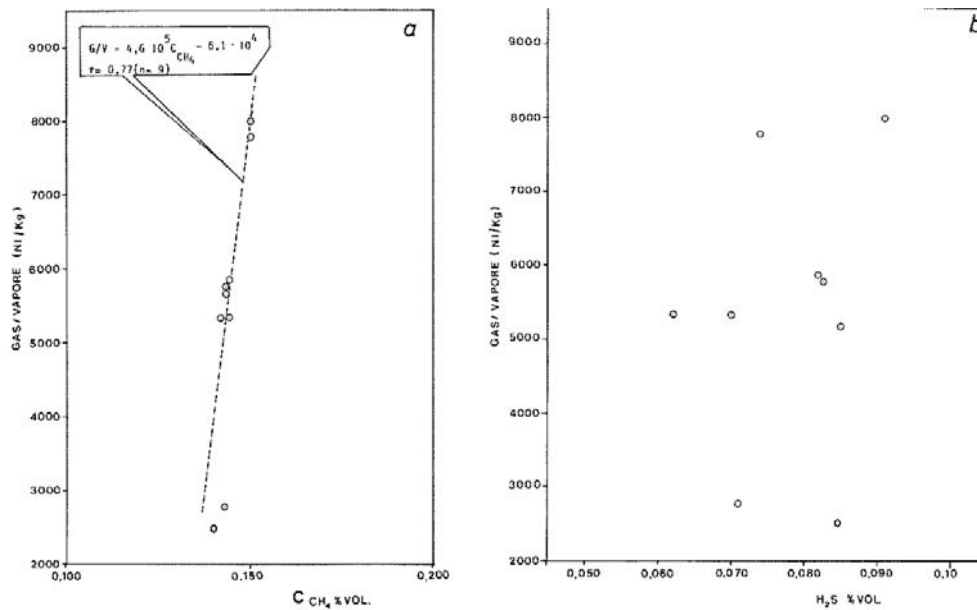


Fig. 26. a) Diagrammi di correlazione rapporto gas/vapore contenuto in CH₄ nel gas crogato dal pozzo Alfina 7. Linea tratteggiata: retta di correlazione. b) Diagramma di correlazione rapporto gas/vapore contenuto in H₂S nel gas crogato dal pozzo Alfina 7.

Infatti esiste una marcata correlazione ($r = -0,95$) tra pressione all'uscita del separatore e tenore di H₂S nel gas (Fig. 27) e sembra ragionevole attribuire le variazioni di H₂S alle differenze di degassamento prodotte nel liquido dalle variazioni di pressione durante l'esercizio dell'impianto. Il CH₄ meno solubile varia invece sistematicamente a seguito dell'esaurimento di una cappa di gas che sovrasta nel serbatoio il liquido e nella quale esso è inizialmente presente in concentrazioni superiori rispetto a quelle ottenibili dal degassamento della fase acquosa a seguito dell'estrazione di questa.

Il diminuire della pressione al decrescere del rapporto gas/vapore (Fig. 28) è senz'altro da attribuire all'esaurimento di una cappa di gas, che permette un richiamo di liquido in prossimità del pozzo.

L'identità di composizione tra i gas dei pozzi Alfina 1 e Alfina 1 bis e quelli raccolti nelle emanazioni naturali vicine ad essi suggerisce che qui ci sia una relativa facilità di fuga da parte di questi fluidi, naturalmente alle condizioni di pressione inizialmente presenti nel serbatoio. In realtà il gas del pozzo Alfina 1 bis presenta tracce di H₂S che non si trova invece nelle venute naturali, ma ciò può essere dovuto alla facilità di ossidazione di H₂S in bassa concentrazione in fase acquosa (Ostlund et al., 1963; Avrahami et al., 1968), quando il gas naturale attraversa una falda superficiale probabilmente ricca in O₂. A conferma di questo processo l'acqua sorgiva che emerge con il gas naturale presenta un pH di 3,65 ed è discretamente ricca in solfato (90% in meq/l tra gli anioni) (Buonasorte et al., 1988).

Durante le prove di produzione Enel non si sono registrate importanti variazioni nel chimismo dei liquidi.

I costituenti minori dei gas ed il rapporto gas/vapore hanno mostrato invece variazioni che indicano il graduale esaurirsi di una cappa di gas originariamente sovrastante il liquido nel serbatoio (Buonasorte et al., 1988). Le acque prodotte dai pozzi sono nettamente sovrassature rispetto a specie carbonatiche non solo alle condizioni di boccapozzo, cosa che del resto ha un evidente riscontro nelle incrostazioni osservate

in ogni sezione degli impianti di superficie, ma anche rispetto all'anidride ed al quarzo e sempre sottosaturi rispetto alla silice amorfa nelle condizioni di impianto.

Nelle incrostazioni sono state rinvenute in taluni casi discrete quantità di ossidi di ferro che potrebbero essere indizio, ameno di errori di prelievo, di aggressività dei fluidi erogati sui materiali degli impianti.

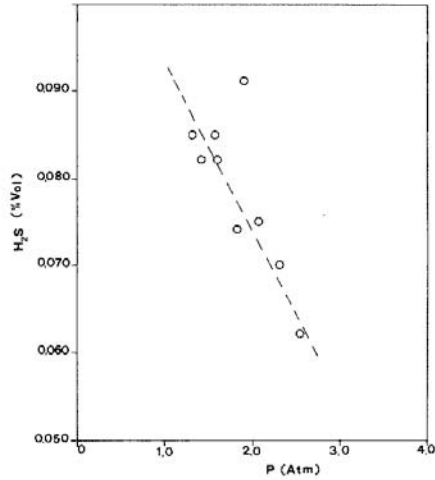


Fig. 27. - Variazione del contenuto di H₂S nel gas erogato dal pozzo Alfina 7 al variare della pressione al separatore.

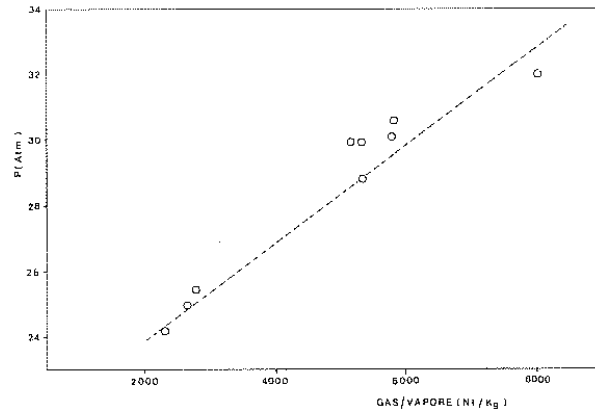


Fig. 28. - Diagramma di correlazione pressione d'erogazione - rapporto gas/vapore. (da Buonasorte et al., 1988)

6.5. PROSPEZIONE DEL FLUSSO DIFFUSO CO₂ DAL SUOLO

L'anidride carbonica è, dopo il vapor d'acqua, il gas principale rilasciato dai sistemi geotermici di entalpia media e alta (Barberi et al., 2010). Vapore e CO₂ sfuggono lungo faglie dai serbatoi geotermici profondi e risalgono verso la superficie; in questo percorso il vapore si condensa mentre la CO₂, pur disciogliendosi in parte negli acquiferi più superficiali, riesce a raggiungere la superficie. Anomalie di flusso di CO₂ dal suolo nelle aree di interesse geotermico, segnalano la presenza di vie di fuga (faglie, fratture) di fluidi dal serbatoio e indicano pertanto la presenza in profondità di zone permeabili contenenti fluidi. La prospezione di flusso di CO₂ dal suolo è quindi un utile strumento nell'esplorazione geotermica perché consente di individuare, dalla superficie, le zone permeabili profonde riducendo il rischio dell'esplorazione profonda attraverso sondaggi. Un esempio viene dal campo geotermico di Latera dove Chiodini et al. (2007) hanno mostrato che tutti i pozzi geotermici produttivi sono stati perforati in zone con flusso anomalo di CO₂ e che, al contrario, tutti i pozzi sterili sono stati perforati in zone prive di anomalie di flusso CO₂ dal suolo e dove pertanto non vi era evidenza della presenza di fluidi geotermici in profondità. Naturalmente il rilascio diffusivo di CO₂ dal suolo dipende anche dalla permeabilità delle rocce di copertura del serbatoio geotermico profondo ed è basso dove questa è bassa; tuttavia anche le rocce della copertura possono essere attraversate da faglie che si estendono dalla superficie alle rocce del potenziale serbatoio e se il serbatoio geotermico effettivamente esiste, queste faglie rappresentano vie di fuga per il gas. Sono queste le motivazioni che hanno spinto ITW – Geotermia Italia ad affidare a INGV – Università di Roma Tre una prospezione del flusso diffuso di CO₂ dal suolo nell'area geotermica di Torre Alfina – Castel Giorgio, i cui risultati sono di seguito sintetizzati (da Carapezza et al., 2011).

6.5.1. METODOLOGIA E RISULTATI

La campagna di misure del flusso diffuso di CO₂ dal suolo nell'area geotermica di Torre Alfina-Castel Giorgio è stata eseguita nei mesi di Maggio e Giugno 2011, utilizzando tre camere di accumulo portatili della West Systems s.r.l. e tre sistemi GPS Garmin map 60CSx per l'ubicazione dei punti di misura. Sono state eseguite un totale di 1336 misure distribuite su un'area di 12,2 km² (Fig. 29); nei limiti del possibile si è cercato di coprire l'area con una maglia regolare di punti di misura, ma in alcune poche zone la vegetazione troppo fitta non ne ha consentito l'esecuzione (come nel bosco a sud del pozzo A5). Le misure sono state eseguite in condizioni di bel tempo stabile e con terreno asciutto, in modo da evitare che l'umidità del suolo potesse influire il flusso di gas.

Sono stati trovati valori di flusso di CO₂ dal suolo variabili da 5,2 a 30250 g/m²giorno, con un valore medio di 103,6 g/m²giorno.

Nella Fig. 30 è riportato il log probabilità plot dei valori di flusso di CO₂ misurati, utilizzato per stabilire il valore di background e le varie popolazioni anomale. Il background corrisponde per lo più ad emissione di

CO₂ di origine organica superficiale, connessa al fenomeno chiamato “respirazione delle piante”. In base al grafico della Fig. 30, il background è stato inizialmente fissato a 48 g/m²giorno, valore piuttosto alto, anche se vicino a quello utilizzato da Chiodini et al. (2007) nell’area vulcanica di Latera prossima a quella indagata (50 g/m²giorno). Un valore così alto di background consente comunque di attribuire alle classi di flusso anomalo (> 48 g/m²giorno) una sicura origine profonda (geotermica).

Nella Tabella G sono riportati, per ogni classe di valori, il minimo e il massimo di flusso misurato, il numero di misure appartenenti alla classe, la media, la superficie corrispondente alla classe e il contributo al flusso totale di CO₂ dal suolo. Il flusso totale di CO₂ stimato è di 401,5 ton/giorno, la maggior parte del quale (299,6 ton/giorno) apparterebbe al background. La mappa di flusso è riportata nella Fig. 31.

Come era ovvio attendersi con un valore così alto di background, la maggioranza delle misure (90,3%) rientra in questa classe e un flusso di background si registra nella maggior parte dell’area indagata (11,7 km² contro 12,2).

Emerge una sola area fortemente anomala ubicata a sud di Torre Alfina vicino alle manifestazioni naturali. In soli tre altri punti isolati si misurano valori di flusso di CO₂ dal suolo superiori a 100 g/m²giorno: circa a metà tra i pozzi A4 e A14, subito ad ovest del pozzo A4 e a est del pozzo A2 (Fig. 31).

Allo scopo di indagine meglio il rilascio di gas dal suolo, i dati sono stati processati anche assumendo un limite di background di 20 g/m²giorno (Fig. 30 e Tab. H). La nuova mappa di flusso, riportata nella Fig. 32, indica che il background si distribuisce in prevalenza alla periferia dell’area indagata. Con questo più basso background, il totale del flusso anomalo ammonta a 368,5 ton/giorno (Tab. H).

I dati del flusso diffuso di CO₂ dal suolo dimostrano in modo chiarissimo l’efficacia della copertura impermeabile, costituita dai terreni del flysch alloctono e delle argille del Neogene, posta al di sopra del serbatoio geotermico ospitato nelle rocce carbonatiche fratturate. Infatti alcuni dei pozzi geotermici perforati negli anni ’70 hanno incontrato una cappa di gas nella parte alta del serbatoio, come i pozzi A1, A2, A7, A13, quest’ultimo utilizzato da Enel per un decennio per produrre CO₂.

Inoltre almeno uno di questi pozzi (A1) ha prodotto durante la perforazione un blowout di gas (Cataldi e Rendina, 1973) appena entrato nel serbatoio carbonatico. Ciò nonostante si può apprezzare dalla Fig. 32 che nessuna particolare anomalia di flusso di CO₂ è stata osservata sopra la cappa di gas. A parte la zona fratturata delle manifestazioni naturali a nordest del pozzo A13, il rilievo del flusso di CO₂ non mette in evidenza alcuna frattura che connette il serbatoio con la superficie, anche se allineamenti di deboli anomalie disposte NO-SE sembrano esistere a NO dei pozzi A4 e A14 (Fig. 32).

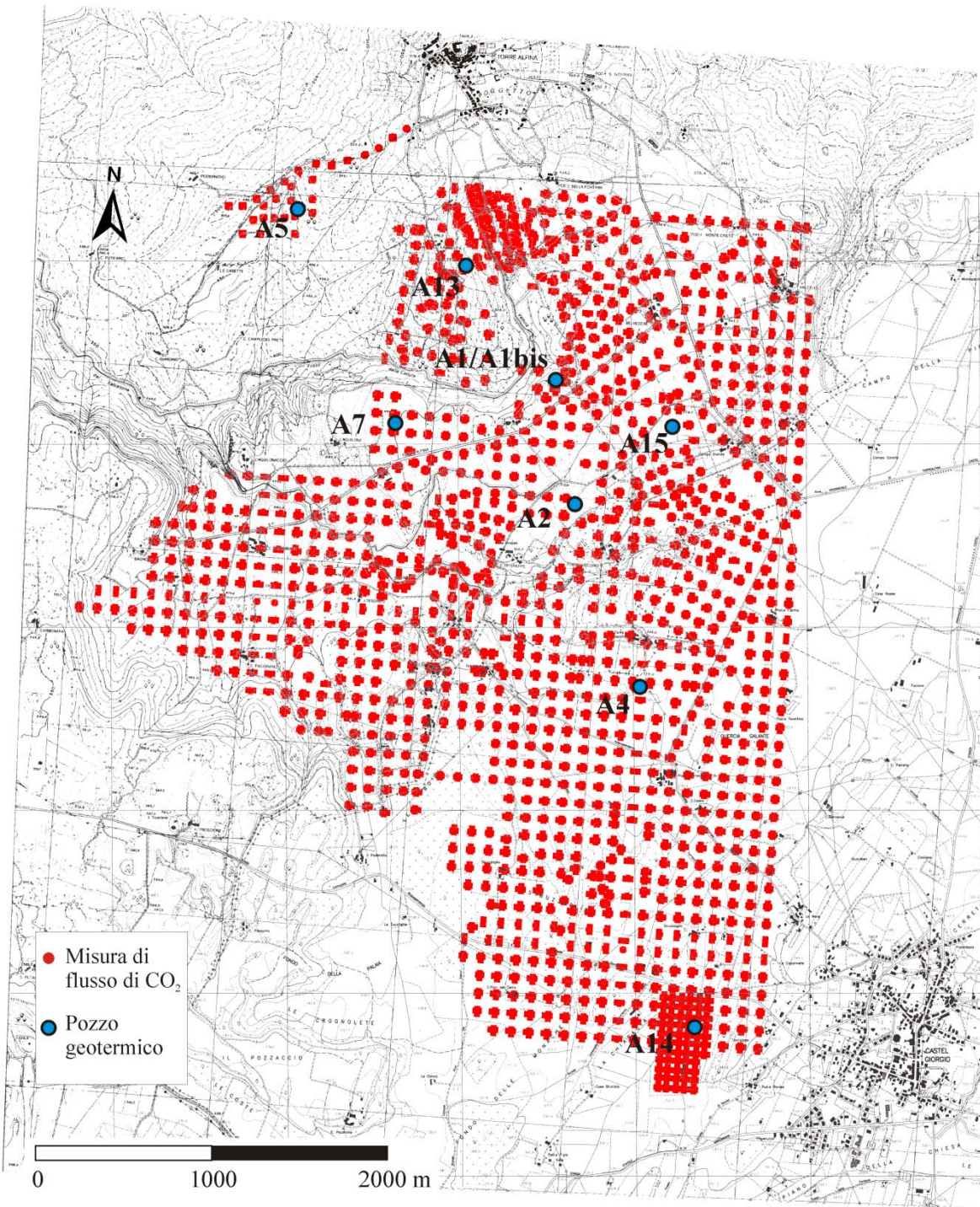


Fig. 29. Ubicazione dei punti di misura del flusso di CO₂ dal suolo.

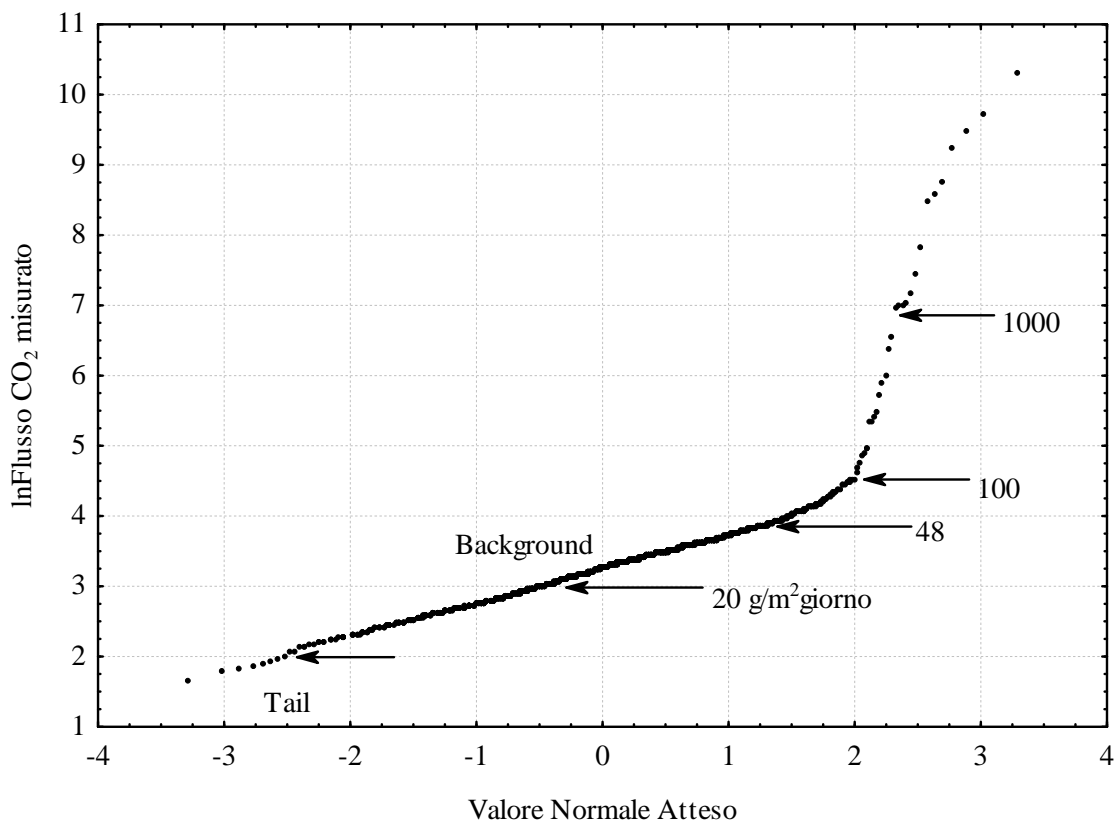


Fig. 30. Normal probability plot delle misure di flusso di CO₂ dal suolo dell'area Torre Alfina-Castel Giorgio con indicate le varie classi di flusso. Sono riportati due diversi limiti per il background a 48 e 20 g/m²giorno (vedi Tab. A e B).

Tabella G. Calcolo del flusso totale di CO₂ dal suolo della zona di Torre Alfina-Castel Giorgio

Classe g/m ² giorno	Misure No.	Frequenza %	Media g/m ² giorno	Area km ²	Flusso tot ton/giorno
5-48	1206	90,3	25,6	11,7	299,6*
48-100	100	7,5	61,7	0,4	23,4
100-1000	16	1,2	258,8	0,08	21,7
1000-30250	14	1	6948	0,008	56,8
Totale	1336	100	103,6	12,2	101,9

*Flusso di background non sommato al totale

Tabella H. Come Tab. G, ma con limite di background a 20 g/m²giorno

Classe	Misure	Frequenza	Media	Area	Flusso tot
g/m ² giorno	No.	%	g/m ² giorno	km ²	ton/giorno
5-20	407	30,5	15,1	3,1	46,4*
20-48	799	59,8	30,9	8,6	266,6
48-100	100	7,5	61,7	0,4	23,4
100-1000	16	1,2	258,8	0,08	21,7
1000-30250	14	1	6948	0,008	56,8
Totale	1336	100	103,6	12,2	368,5

*Flusso di background non sommato al totale

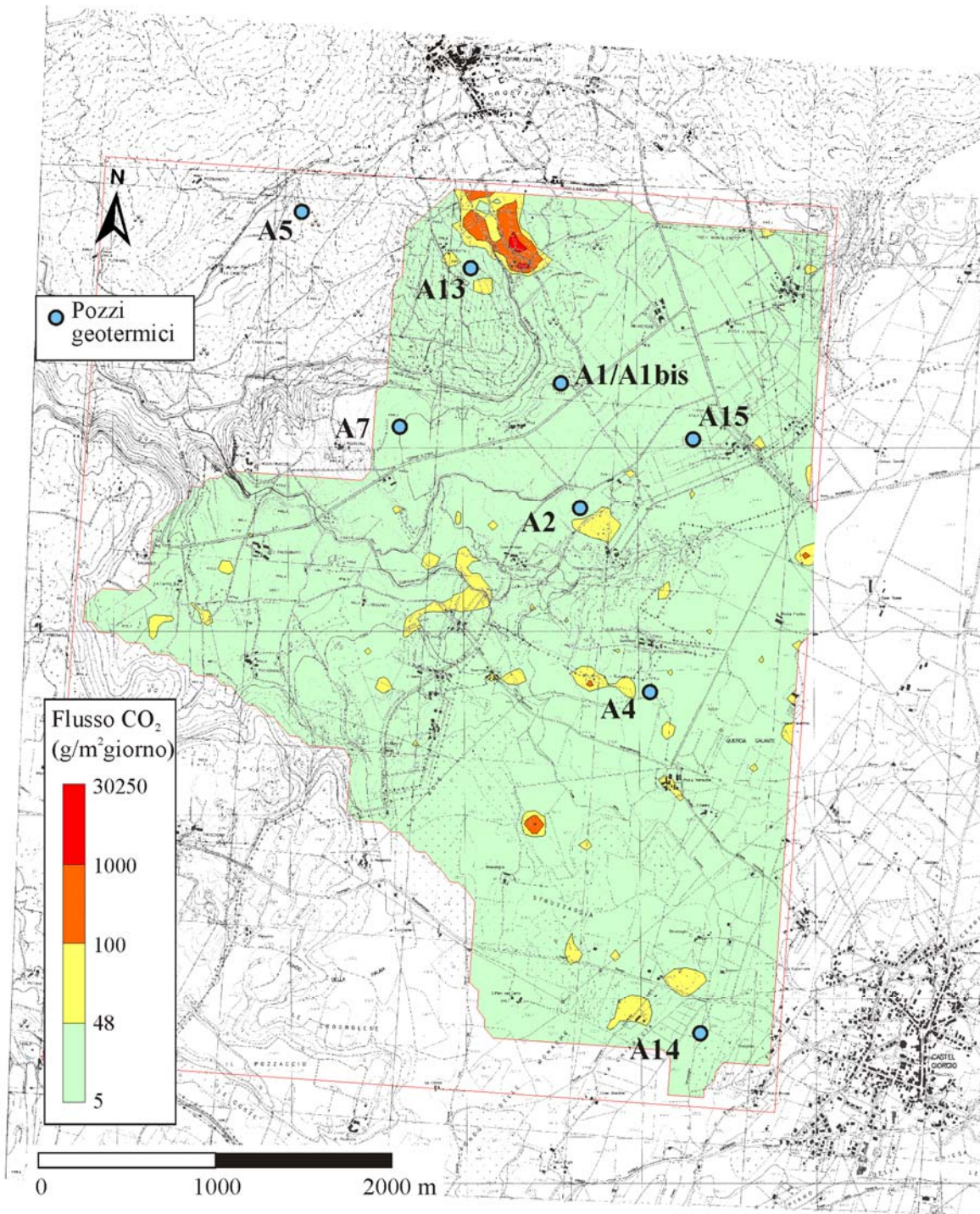


Fig. 31. Mappa del flusso di CO₂ dal suolo dell'area Torre Alfina-Castel Giorgio con background a 48 g/m²giorno.

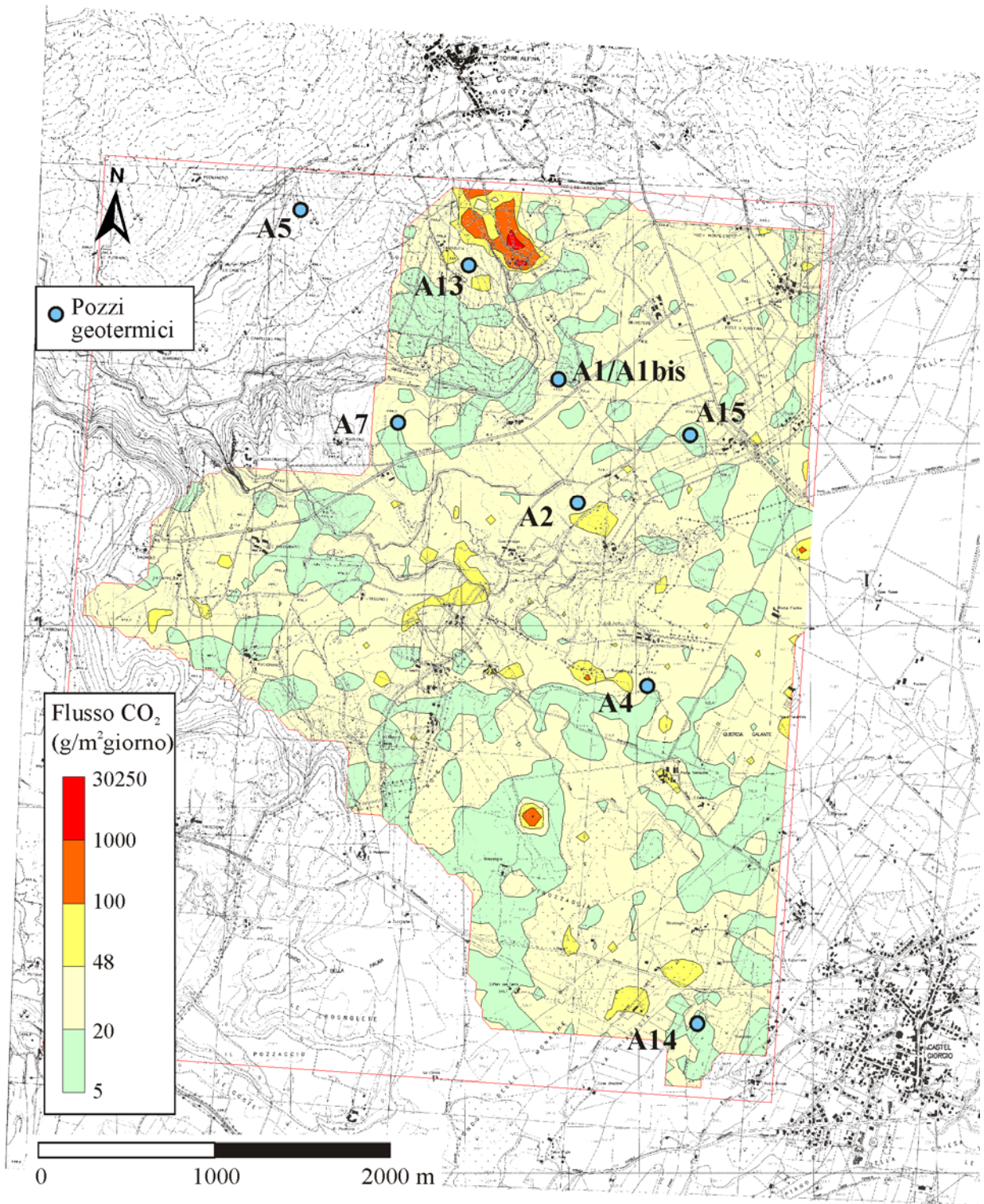


Fig. 32. Mappa del flusso di CO₂ dal suolo dell'area Torre Alfina-Castel Giorgio con background a 20 g/m²giorno.

6.6. PROSPEZIONE DEL FLUSSO DI H₂S DAL SUOLO

Nel corso della prospezione del flusso di CO₂ dal suolo del Maggio – Giugno 2011 sono state eseguite anche 331 misure del flusso di H₂S dal suolo. La posizione dei punti di misura è visibile nella Fig. 33. I risultati sono presentati nella Tab. I. La maggior parte delle misure (90,9 %) è inferiore al limite determinabile con la camera di accumulo impiegata (0,01 g/m² giorno) e il flusso di H₂S relativo può essere considerato nullo. Solo tre misure hanno dato valori superiori a 0,1 g/m² giorno (max 1,63, vedi Tab. I) e sono tutte ubicate nella zona delle manifestazioni a sud di Torre Alfina (Fig.33). La presenza di un seppur debole flusso di H₂S in questa zona è sorprendente perché le analisi Enel non avevano trovato H₂S nel gas di queste manifestazioni (Buonasorte et al., 1988). Valori misurabili di flusso di H₂S, tra 0,01 e 0,1 g/m² giorno sono stati trovati nella zona fittamente indagata vicino al pozzo A14 (Fig.33).

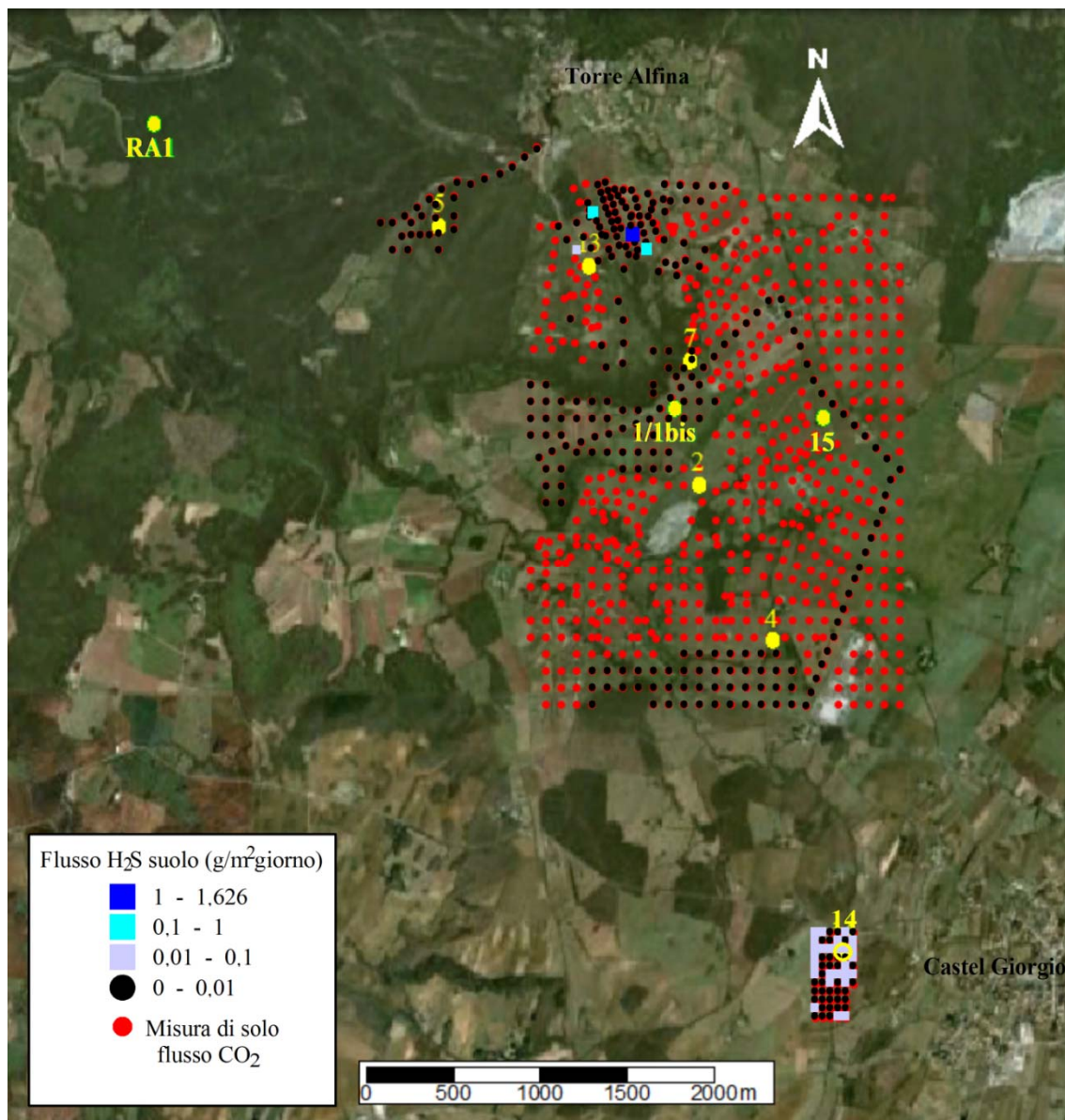


Fig. 33. Ubicazione dei punti di misura del flusso di H₂S dal suolo e risultati.

Tabella I. Misure del flusso di H₂S dal suolo nell'area Torre Alfina-Castel Giorgio

Classe	Misure	Frequenza	Media
g/m ² giorno	nr.	%	g/m ² giorno
0-0,01	301	90,9	0
0,01-0,1	27	8,2	0,02
0,1-1	2	0,6	0,217
1-1,626	1	0,3	1,626
Totale	331	100,0	0,09*

*media delle 30 misure non nulle

7. MONITORAGGIO DEL FLUSSO DI CO₂ DAL SUOLO DI AREE TARGET

Dopo l'effettuazione nel 2011 della prospezione del flusso di CO₂ dal suolo su tutta l'area (Carapezza et al, 2011), ITW&LKW Geotermia Italia SpA ha affidato all'INGV il compito di monitorare il rilascio diffuso di gas dal suolo su tre aree target ubicate in prossimità dei siti dove verranno perforati pozzi produttivi (A2 per il progetto Torre Alfina e A4 per il progetto Castel Giorgio) e reiniettivi (A14) (vedi Fig. 32). Lo scopo di questo monitoraggio, che consiste in tre campagne annue di misura del flusso di CO₂ dal suolo, è quello di definire un background dell'emissione naturale di CO₂ dal suolo in quest'area, comprese le sue variazioni stagionali, in modo da disporre di una base conoscitiva utile per identificare eventuali fughe di gas indotte dalla futura attività mineraria.

Finora sono state eseguite quattro campagne di misura (aprile e settembre 2013, marzo e luglio 2014) sempre in periodi secchi (Carapezza et al, 2013, 2014). Nella campagna del luglio 2014 sono state introdotte tre nuove aree target in modo da coprire adeguatamente tutte le zone destinate ad ospitare pozzi produttivi e reiniettivi del progetto Torre Alfina (vedi Progetto Definitivo) (Fig.34).

Il confronto dei dati di tutte le campagne di misura è riportato nel log probability plot di Fig.35. I dati sono caratterizzati da un andamento simile delle curve ma con valori sempre più bassi di quelli registrati nel 2011. Solo nella campagna del 2011 è stata indagata anche la zona intorno alla manifestazione delle Solfanare a sud di Torre Alfina; come già detto in precedenza questa è l'unica zona dove sono stati trovati valori di flusso elevati (> 100 g/m² giorno) tipici di un degassamento anomalo di origine endogena (Fig.36).

I valori di flusso più bassi sono stati trovati nella zona della cava di Le Greppe priva di vegetazione. Valori di flusso leggermente più alti sono stati trovati in zone con terreni arati o vegetati (Carapezza et al, 2013).

In conclusione il flusso di CO₂ dal suolo delle aree target è sempre risultato estremamente basso con piccole differenze dovute alla mancanza totale di vegetazione o alla presenza di terreni arati o vegetati. Questi dati indicano che la debole quantità di CO₂ emessa è di origine biologica legata alla cosiddetta respirazione del suolo e confermano la perfetta tenuta delle rocce impermeabili di copertura presenti sopra il serbatoio geotermico.

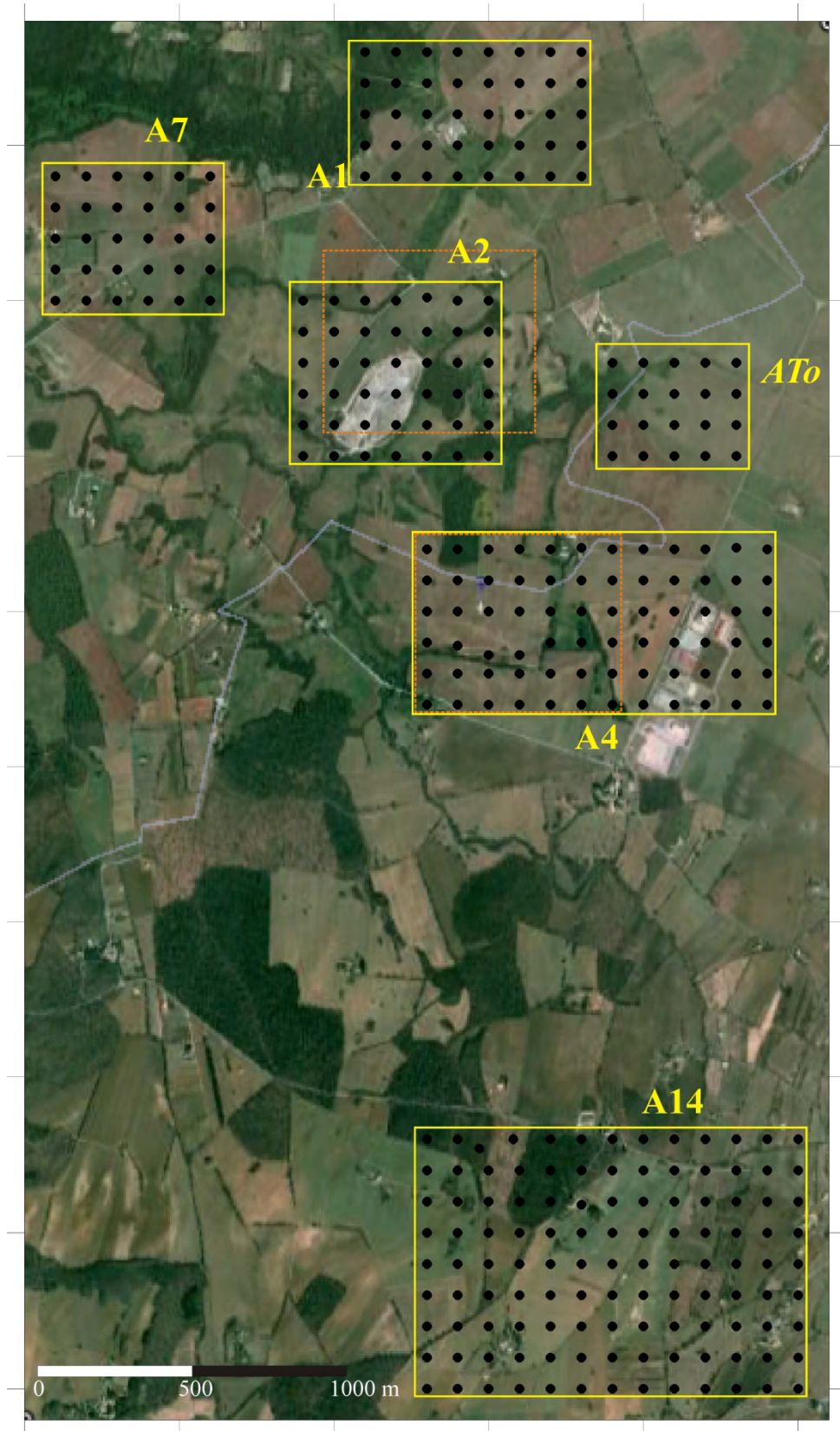


Fig. 34. Ubicazione delle aree target di misura di flusso di CO₂ dal suolo della campagna di luglio 2014 (rettangoli gialli). I perimetri delle aree target A2 e A4 misurate nelle campagne da aprile 2013 a marzo 2014 sono indicati in tratteggio arancione (da Carpezza et al, 2014).

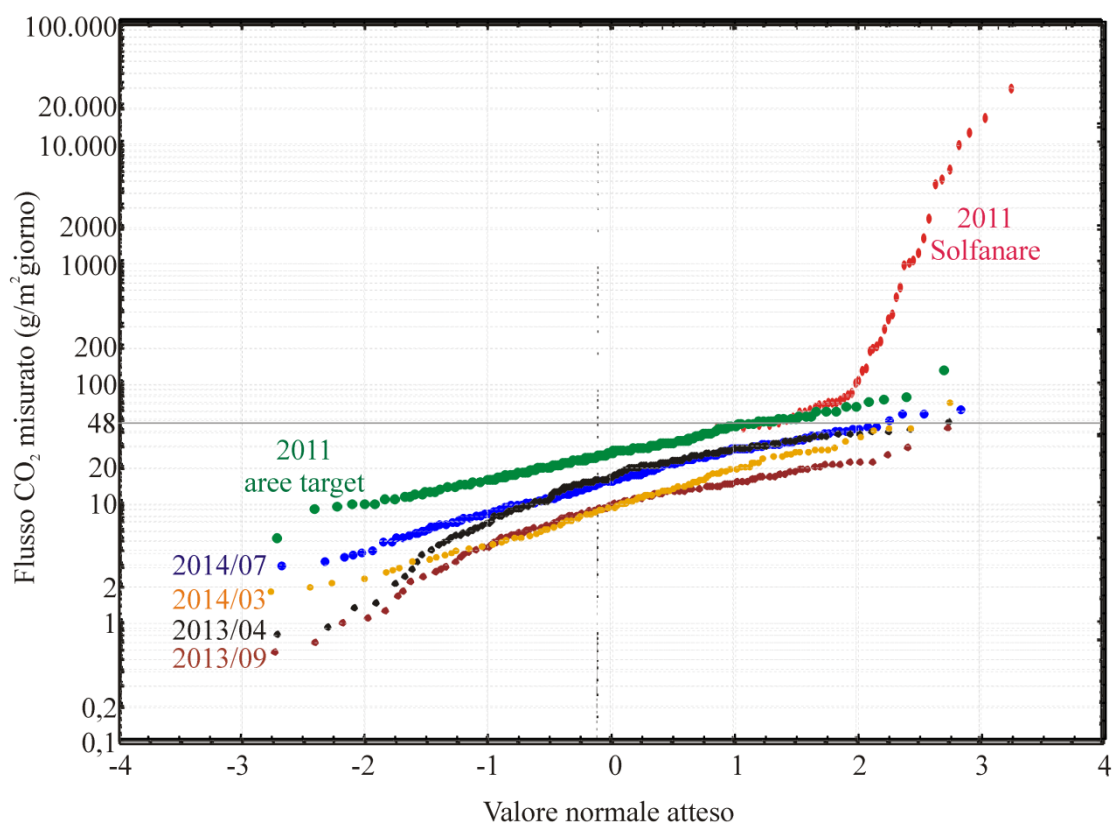


Fig. 35. Confronto dei Normal probability plot delle misure di flusso di CO₂ dal suolo (in scala logaritmica) eseguite nelle campagne da giugno 2011 a luglio 2014. In rosso le misure del 2011 nell'area delle Solfanare; in verde le misure estratte dal survey del 2011 e relative alle aree target; in nero le misure di aprile 2013; in rosso scuro le misure di settembre 2013; in giallo scuro le misure di marzo 2014; in blu le misure di luglio 2014. È indicato il valore di background (48 g/m²giorno) individuato nel survey generale di giugno 2011 (da Carapezza et al, 2014).

8. SINTESI DEI DATI GEOLOGICO-STRUTTURALI

Gli elementi geologico-strutturali e geotermici principali della zona di Torre Alfina sono riassunti nella Fig. 36, dove sono riportate le isobate del tetto delle rocce carbonatiche del serbatoio, le relative isoterme e l'estensione approssimativa della cappa di gas presente al tetto del serbatoio.

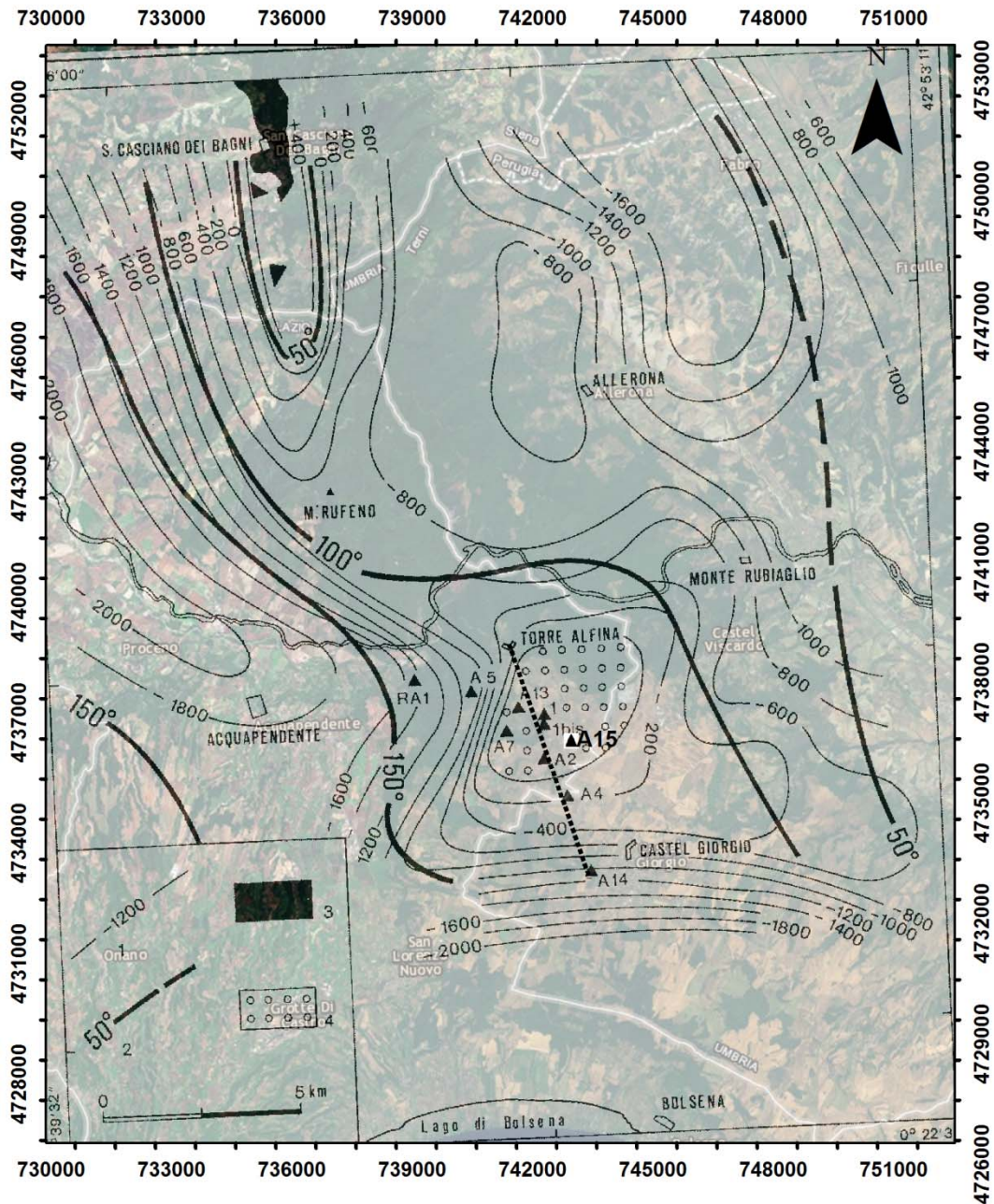


Fig. 36. Principali elementi geologico-strutturali dell'area geotermica Castel Giorgio-Torre Alfina. 1: Isobate del tetto del serbatoio carbonatico (in m s.l.m.), 2: Isoterme al tetto del serbatoio (in °C) 3: Affioramento più vicino delle rocce del serbatoio, 4: Estensione approssimativa della cappa di gas presente nella parte alta del serbatoio, nella parte centrale del campo. È indicata anche l'ubicazione dei pozzi profondi (modificata da Buonasorte et al., 1988) e la traccia della sezione geologica di Fig. 38 (linea punteggiata).

Il modello geologico strutturale dell'area, basato sui dati geologici, geofisici e dei sondaggi profondi è presentato nella Fig.37. Infine, nella Fig.38 è presentato un profilo geologico-strutturale che attraversa tutta l'area di interesse del progetto geotermico, da Torre Alfina al pozzo A14 (sito progettuale CG14).

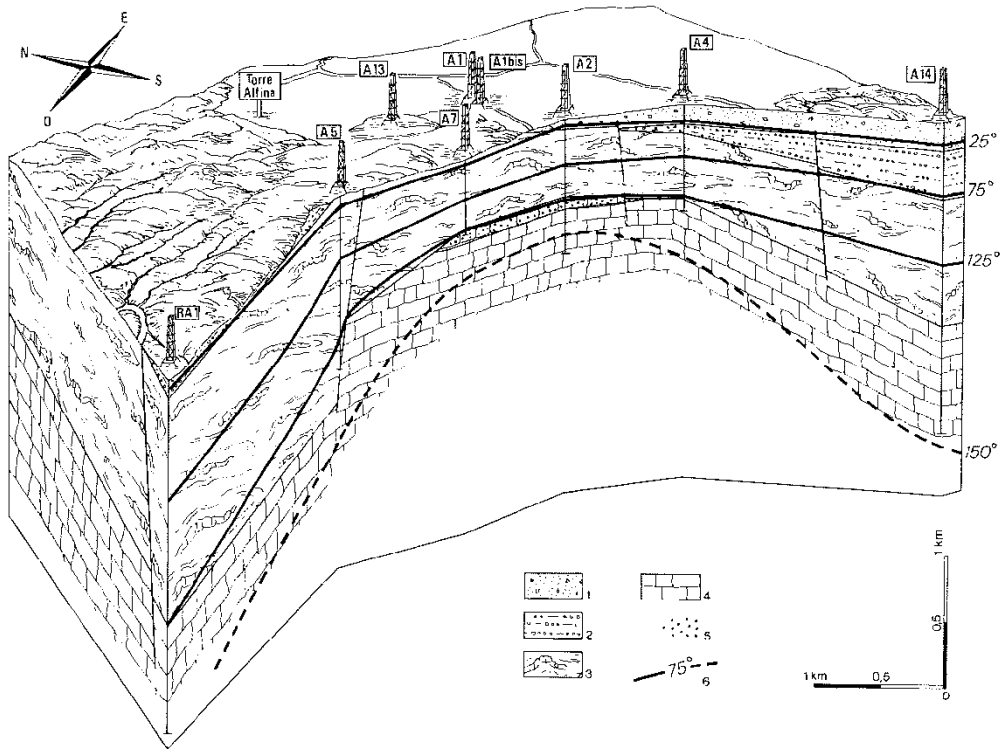


Figura 37. Modello geologico –strutturale dell'area geotermica di Castel Giorgio –Torre Alfina basato sui risultati dei sondaggi profondi. 1: Prodotti vulcanici Quaternari; 2: Depositi marini Neogenici; 3: Copertura impermeabile costituita dai depositi alloctoni del Flysh ligure; 4: Serbatoio geotermico ospitato nei calcari fratturati della serie Toscana; 5: Cappa di gas al tetto del serbatoio nella parte centrale del campo; 6: Isotherme in °C. E' indicata l'ubicazione dei pozzi geotermici (da Buonasorte et al., 1988).

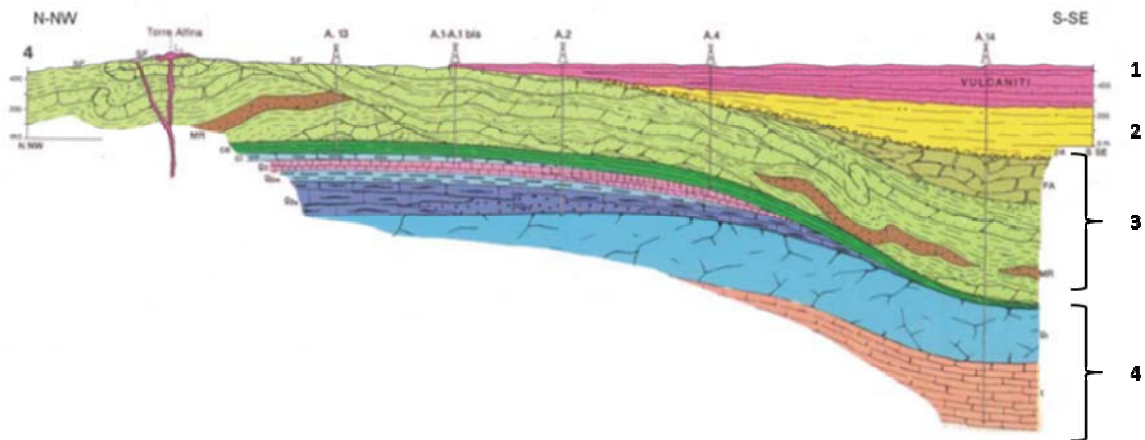


Figura 38. Profilo geologico della zona geotermica tra Torre Alfina e Castel Giorgio (pozzo A14) nel quale sono indicati 1) i terreni vulcanici; 2) le rocce Neogeniche; 3) le rocce dell'unità di facies Ligure e Austroalpina interna (copertura impermeabile); 4) le rocce di facies Toscana (che comprendono il serbatoio geotermico nei calcari fratturati (da Costantini et al., 1984).La traccia del profilo è indicata nella Fig. 36.

Altre importanti informazioni geologico-strutturali sono state ottenute dal sondaggio A15, perforato dall'Enel nel 1987 fino alla profondità di 4826 m dal p.c (Buonasorte et al., 1989 e 1991). Il sondaggio era stato perforato allo scopo di accertare l'eventuale presenza, al di sotto del serbatoio geotermico nelle rocce carbonatiche di facies Toscana, di un secondo serbatoio più caldo, ospitato in rocce metamorfiche, come avviene nei campi geotermici toscani (Larderello, Amiata). In realtà al di sotto delle rocce di copertura delle Liguridi, il sondaggio ha attraversato tre scaglie tettoniche di rocce carbonatiche a "Serie Toscana" non metamorfica, che si sovrappongono ad una successione ancora carbonatica di tipo "Umbro" (Fig.39). La sovrapposizione tettonica di queste unità carbonatiche costituisce un unico serbatoio geotermico di grande spessore (oltre 3700 m), caratterizzato da un gradiente geotermico molto basso ($< 0,3 \text{ } ^\circ\text{C}/10 \text{ m}$) con temperatura variabile da 140°C a 210°C indicativo di una circolazione convettiva dei fluidi (Buonasorte et al., 1991).

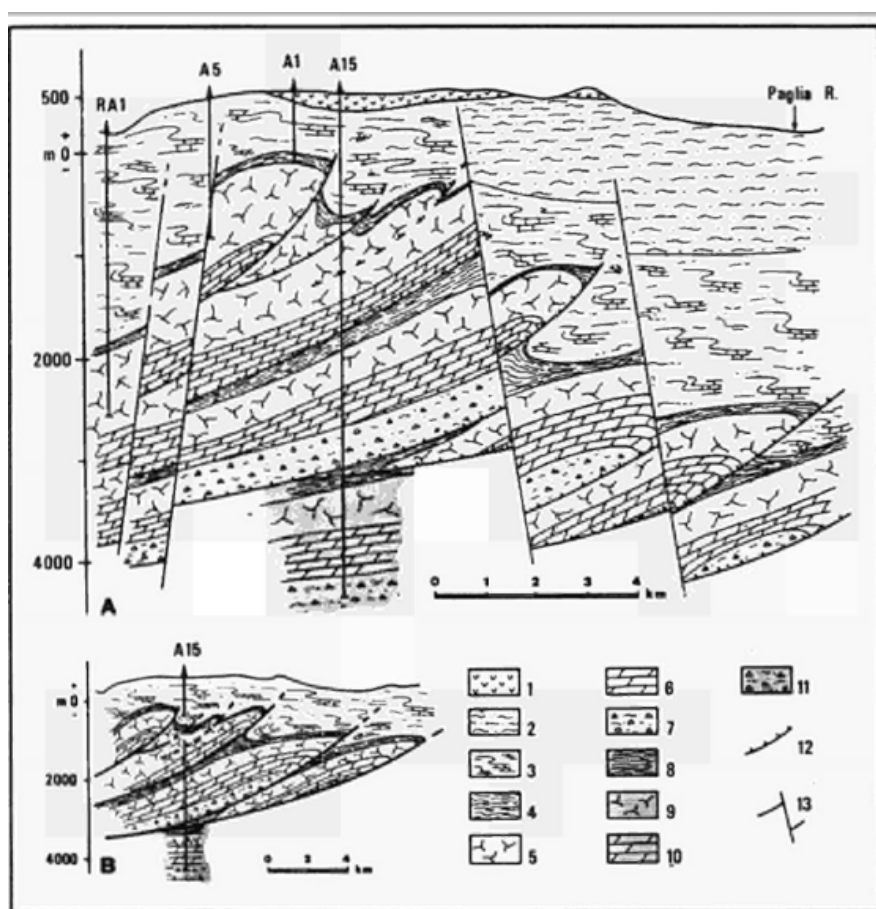


Figura 39. Sezione geologico-strutturale attraverso il campo geotermico di Torre Alfina – Castel Giorgio estrapolata dalla stratigrafia del sondaggio profondo A15. La sezione A rappresenta la situazione strutturale attuale, con la presenza supposta delle faglie tensionali del Miocene Superiore-Pliocene. Si noti che la struttura della zona che va dal pozzo A15 al Fiume Paglia è del tutto ipotetica non essendovi in questa zona pozzi profondi. 1: Vulcaniti Quaternarie, 2: Sedimenti Neogenici, 3: Liguridi, 4-7: Unità Toscana, 8-11: Sequenza Umbra, 12: Overthrust, 13: Faglia tensionale (da Buonasorte et al., 1989).

Nell'insieme i dati presentati indicano chiaramente che l'area geotermica di Castel Giorgio- Torre Alfina è caratterizzata dalla presenza di un alto strutturale delle rocce carbonatiche del serbatoio, permeabile per fratturazione, legato verosimilmente a strutture di tipo overthrust. Al di sopra vi è la formazione impermeabile che agisce come copertura del sistema geotermico, costituita da terreni prevalentemente argillosi dei flysch Liguri. Questa copertura è molto efficace, tanto che solo in un sito, corrispondente alla manifestazione a gas delle Solfanare poco a sud di Torre Alfina, si trova una piccola faglia a direzione NW-SE che mette in comunicazione il serbatoio con la superficie consentendo la risalita di gas (prevalentemente CO₂). Le prospezioni di flusso di CO₂ dal suolo condotte dall'INGV per conto del proponente (vedi Capitolo 6.5), hanno dimostrato infatti che solo alle Solfanare si registra un'emissione anomala di gas geotermico, mentre in tutto il resto dell'area il flusso di CO₂ è molto basso, compatibile con un'origine organica da "respirazione" del suolo vegetale.

8.1 MODELLO SISMICO DEL SOTTOSUOLO: DATI DA SISMICA A RIFLESSIONE, A RIFRAZIONE E DA TERREMOTI NATURALI.

Nell'ambito dell'esplorazione geotermica dei Monti Vulsini, l'Enel ha realizzato alcuni profili sismici a riflessione, i cui risultati non sono stati resi noti. Tuttavia, nel descrivere le indagini di sismica a riflessione condotte sul Lago di Bolsena, Buonasorte et al. (1995) riferiscono che la risposta sismica dei sondaggi a terra è stata "povera" a causa della presenza di una potente copertura di rocce vulcaniche. Peraltro anche le indagini di sismica a riflessione condotte nel lago, pur facilitate dalla presenza del bacino d'acqua, hanno avuto scarsa penetrazione non riuscendo a raggiungere i terreni sedimentari (flysch, carbonati) posti al di sotto delle vulcaniti (Buonasorte et al., 1995). Pertanto le indagini di sismica a riflessione non hanno fornito informazioni strutturali di rilievo. I risultati di tre profili di sismica a rifrazione, uno dei quali interessa l'area geotermica di Castel Giorgio – Torre Alfina, sono stati pubblicati da Biella et al. (1987) e da Amato et al. (1991) (vedi ubicazione in Fig. 40).

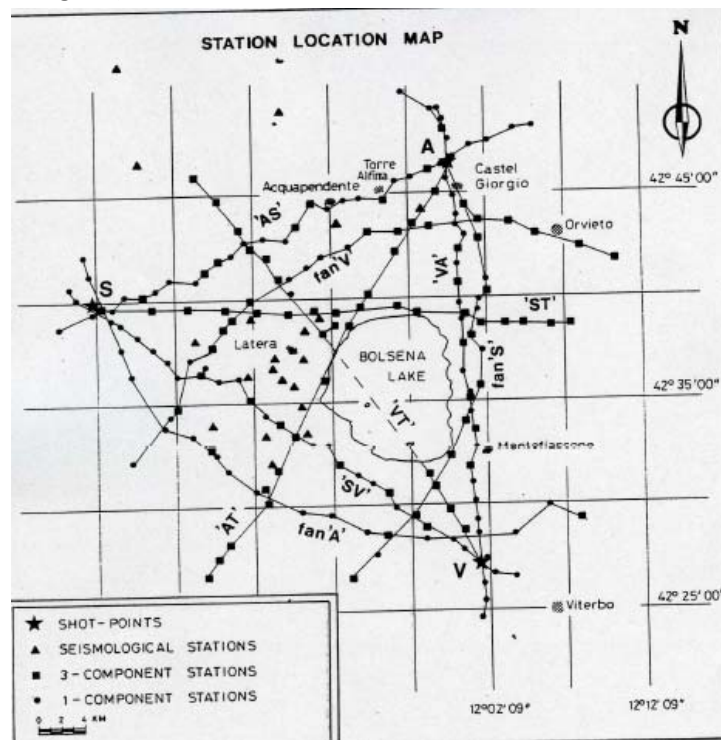


Figura 40. Ubicazione dei profili di sismica a rifrazione e delle stazioni sismiche (da Biella et al., 1987). Il profilo S-A è quello che passa attraverso l'area geotermica del progetto.

Il modello sismico ottenuto e la relativa interpretazione geologica sono mostrati nella Fig.41, nella quale si riconosce bene l'alto strutturale delle rocce carbonatiche del serbatoio nella zona di Torre Alfina. Dall'alto verso il basso, vengono distinti tre livelli sismici:

- un livello superficiale con velocità delle onde P di 4,1-4,5 km/s (4,3 km/s a Torre Alfina), corrispondente sia alle rocce vulcaniche sia a quelle del flysch alloctono che non sono distinguibili dalla sismica a rifrazione per l'esiguo spessore del vulcanico
- un livello intermedio con Vp di 5,3-5,9 km/s (5,4-5,6 km/s a Torre Alfina), corrispondente alle formazioni carbonatiche Mesozoiche (serbatoio geotermico); la geometria irregolare del tetto di questo livello corrisponde alla struttura tettonica dell'area (es. horst di Torre Alfina).
- un livello profondo ad andamento piatto che comincia a circa 5 km di profondità nella zona di Torre Alfina, caratterizzato da Vp da 6,8 a 7,1 km/s, corrispondente verosimilmente al basamento metamorfico.

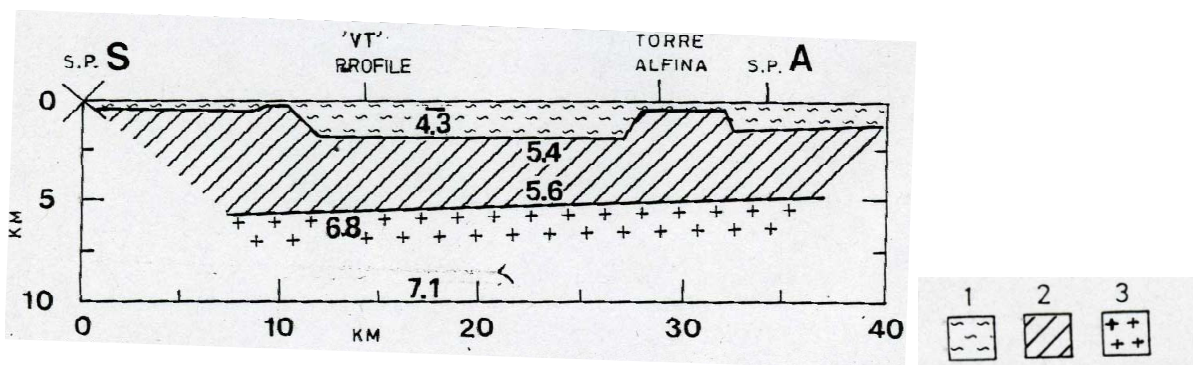


Figura 41. Modello sismico e interpretazione geologica del profilo S-A di sismica a rifrazione. 1: copertura vulcano-flyschioide, 2: rocce carbonatiche del serbatoio, 3: basamento metamorfico ad alta Vp (modificata, da Biella et al., 1987).

Altri risultati utili al modello sismico della zona si ricavano dagli studi di tomografia sismica condotti da Chiarabba et al. (1995) nella regione dell'Amiata – Vulsini comprendente anche la zona di Torre Alfina. Invertendo i tempi di arrivo di terremoti locali registrati dalle reti microsismiche dell'Enel nel periodo 1977-1992, è stata ricostruita la struttura tridimensionale delle velocità delle onde P. Il modello 3D delle velocità delle onde P in quattro livelli crostali (layer 1, 2, 3, 4 alla profondità di rispettivamente 1,3,5 e 7 km) è mostrato nella Fig.42, nella quale la zona di Torre Alfina è collocata circa a 1/3 della congiungente Lago di Bolsena – M. Amiata. Nei primi 3 km, che sono in parte ben conosciuti dai dati dei pozzi geotermici profondi, le variazioni di velocità sono determinate dalle strutture in alti e bassi (horst e graben) delle rocce carbonatiche che ospitano il principale serbatoio geotermico.

A Torre Alfina si osserva un'anomalia positiva di velocità, la cui geometria corrisponde bene all'andamento dell'alto strutturale dei carbonati sepolti (vedi Fig.37), mentre velocità più basse corrispondono ai terreni di copertura (flysch e depositi vulcano-sedimentari). Il tetto del serbatoio carbonatico corrisponde ad un'isolinea di Vp= 4,8 km/s e le alte velocità tra 1 e 3 km corrispondono alla struttura positiva dei carbonati che, come abbiamo visto, è composta da tre unità tettoniche sovrapposte fino ad almeno 5 km di profondità. Questo spiega anche perché non è stato osservato alcun contrasto di velocità a 5 km di profondità sotto il campo geotermico di Torre Alfina. Verso nordovest, un'area a bassa velocità è in relazione al forte spessore dei depositi di flysch (zona RA1 in Fig.43).

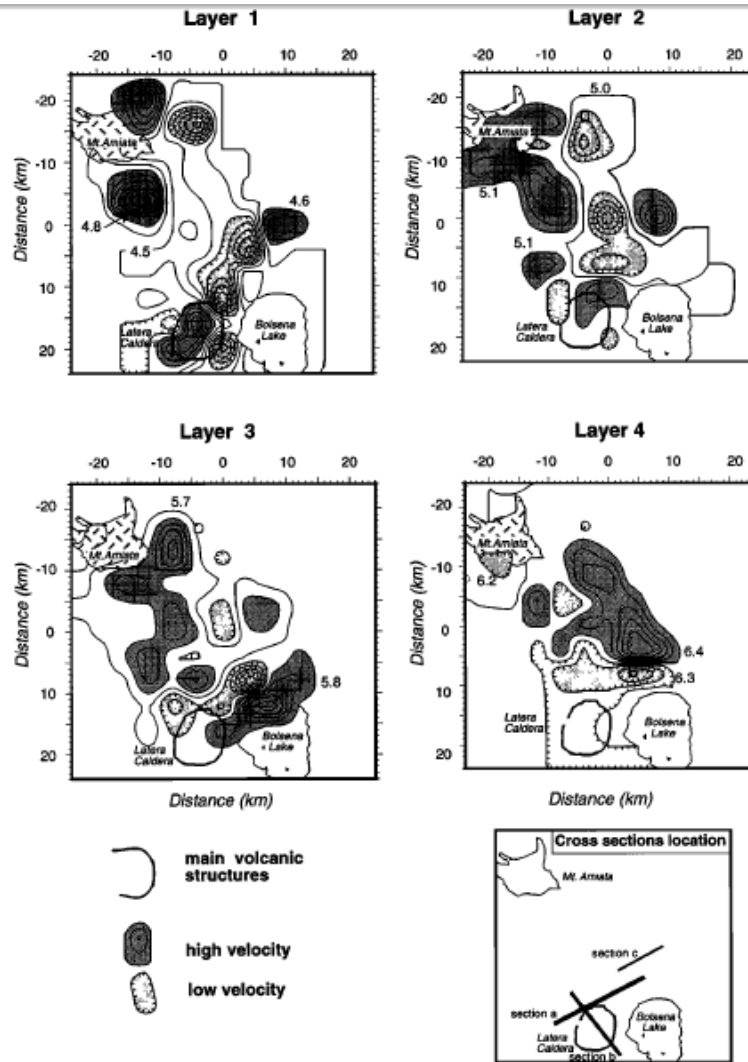


Figura 42. Modello tridimensionale della velocità delle onde P in quattro livelli crostali (profondità 1,3,5 e 7 km) (da Chiarabba et al., 1995).

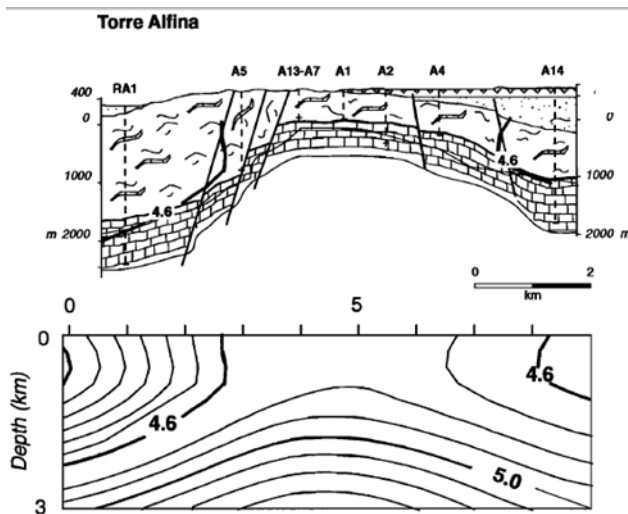


Figura 43. Sezione verticale di tomografia sismica e modello geologico dell'area geotermica di Torre Alfina. L'isolinea $V_p = 4,8$ km/s marca il tetto dei carbonati Mesozoici che ospitano il serbatoio geotermico (modificato, da Chiarabba et al., 1995).

9. RISULTATI DEI POZZI GEOTERMICI

Il campo geotermico di Torre Alfina- Castel Giorgio è costituito da una cappa di gas sovrastante un acquifero (Fig. 44).

I pozzi A1, A1 bis, A13, che hanno incontrato fratture nella parte più alta del serbatoio, producono solo CO₂ ed hanno una pressione di chiusura di circa 40 bar.

I pozzi A2, A4, A7, RA1, invece, che hanno incontrato il serbatoio in zone più depresse, attingono da un acquifero la cui temperatura è compresa tra 125 e 150 °C ed hanno un livello in pozzo alla quota di circa 350 s.l.m.

Il pozzo A13 si trova alla sommità della struttura e può produrre circa 250 t/h di CO₂. Questo pozzo è stato utilizzato da Enel per produrre CO₂ per almeno un decennio.

Il pozzo A7 attinge all'interfaccia gas/acqua per cui produce acqua e gas in proporzioni variabili in funzione della posizione dell'interfaccia in quel momento. È previsto che, in seguito ad erogazione prolungata, tenda a produrre praticamente solo acqua (portata prevista circa 250 t/h).

Il pozzo A4 attinge alla zona ad acqua ed ha una buona capacità produttiva (250 t/h). Può essere usato anche come pozzo di reiniezione con capacità assorbenti paragonabili a quelle di produzione.

Il pozzo A14 è del tutto simile all'A4, se ne distingue per una maggiore produttività e iniettività.

Il pozzo RA1 ha raggiunto l'acquifero alla maggiore profondità (1930 m) sotto il livello del mare. A causa della bassa quota di boccapozzo, produce spontaneamente, mentre gli altri necessitano di innesco. Si stima una portata di circa 100 t/h.

Come si è già detto nell'area geotermica di Torre Alfina-Castel Giorgio è stato perforato da Enel negli anni 1987-1988 anche un pozzo molto profondo (Alfina 15, 4.826 m, Buonasorte et al., 1991). Lo scopo del pozzo era quello di cercare un serbatoio geotermico profondo in rocce metamorfiche paleozoiche-triassiche, come avviene nei campi geotermici toscani. In realtà il pozzo si è esteso fino a quasi 5.000 m di profondità senza aver incontrato le successioni di rocce metamorfiche. Il pozzo ha attraversato tre scaglie tettoniche a Serie Toscana non metamorfica, che si sovrappongono ad una successione di tipo "umbro" (Buonasorte et al., 1991) (Fig.39).

In definitiva il pozzo ha dimostrato che esiste un unico serbatoio geotermico in rocce carbonatiche, di spessore molto rilevante (>3700 m). Il gradiente geotermico è molto basso (0.2 – 0.3°C/10m) ed è stata misurata una temperatura di 207 °C a 4557 m. Si ricorda che la temperatura nella parte alta del serbatoio geotermico esplorata dai pozzi Enel è circa costante (intorno a 140 °C) fatto che indica la presenza di una efficace circolazione convettiva.

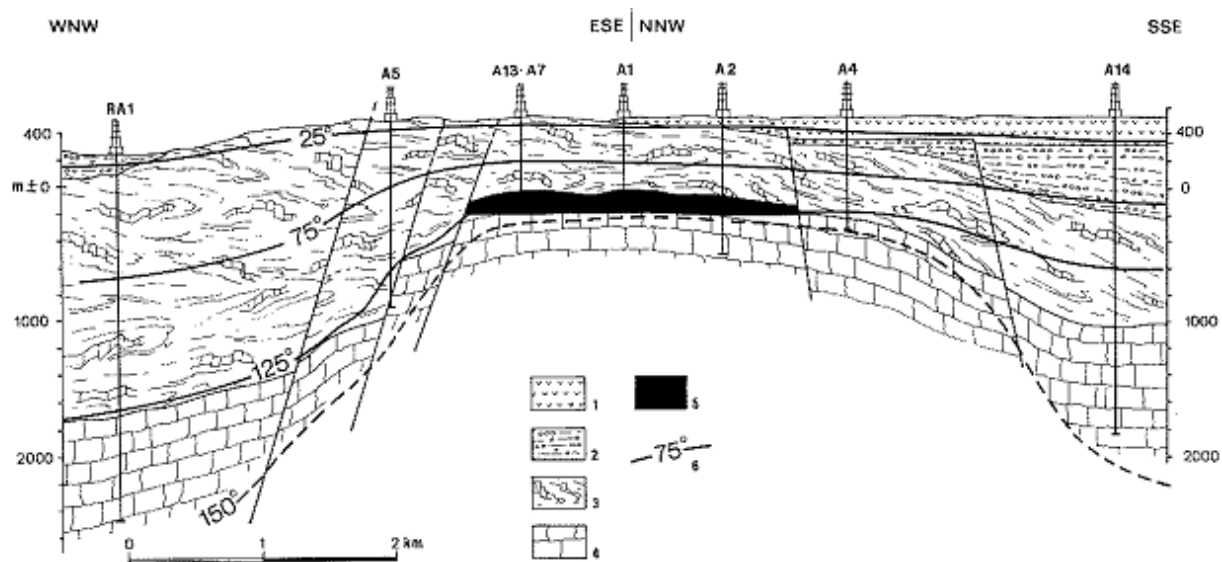


Figura 44. Modello geologico del campo geotermico di Torre Alfina – Castel Giorgio. Spiegazione dei simboli: 1) complesso vulcanico; 2) complesso dei depositi marini pliocenici; 3) complessi di facies ligure ed austroalpina interna; 4) complesso di facies toscana; 5) estensione della cappa di gas; 6) isoterme in °C (da Buonasorte et al, 1988).

10. MODELLO GEOTERMICO DI TORRE ALFINA-CASTEL GIORGIO

L'area di Torre Alfina-Castel Giorgio è caratterizzata da un alto strutturale del serbatoio geotermico ospitato in rocce carbonatiche della Serie Toscana fortemente permeabili per fratturazione. Il tetto del serbatoio si trova a profondità minime di 550-650 m dal piano campagna e si approfondisce sia in direzione SSE verso Castel Giorgio (i pozzi A4 e A14 lo incontrano rispettivamente a 736 m e a 1560 m di profondità) sia in direzione ONO (Figg. 10 e 44). La temperatura al tetto del serbatoio è dell'ordine di 125-150°C e non mostra un incremento sensibile con la profondità, fatto che indica la presenza di un'efficace circolazione convettiva. Il livello piezometrico dell'acquifero del serbatoio è a circa 350 m s.l.m. (circa 200 m dal piano campagna). Nella parte alta della struttura, alla sommità del serbatoio, è stata incontrata una cappa di CO₂ al di sopra dell'acquifero geotermico. Il pozzo A13 è stato a lungo utilizzato da Enel per produrre il gas. All'inizio della coltivazione mineraria (maggio 1993) la pressione a boccapozzo era di 48,3 bar. Dopo dieci anni (maggio 2003) erano state estratte un totale di 350.000 tonnellate di gas e la pressione era scesa a circa 39 bar. L'acqua nel serbatoio ha salinità di circa 5.000 ppm e un contenuto di circa il 2% di CO₂ disciolta. Data l'alta concentrazione di ioni calcio (200 ppm) nelle acque del serbatoio, l'erogazione del fluido con rilascio di CO₂ ha determinato, nelle prove eseguite da Enel, incrostazioni di carbonato di calcio nei pozzi e negli impianti.

La copertura impermeabile del campo geotermico è fornita dalle rocce flyschoidi delle unità ligure e austroalpina interna e dalle sovrastanti argille neogeniche. La coltre vulcanica superficiale ospita un acquifero freddo superficiale.

Il modello concettuale del campo (da Barelli et al., 1976 e Buonasorte et al., 1988) è schematizzato nella Fig. 45 dove con G sono indicati i pozzi che attingono alla zona gas, e con A i pozzi che attingono alla zona ad acqua. L'erogazione di CO₂ dei pozzi di tipo G provoca un abbassamento della pressione p del gas (proporzionale al quantitativo estratto). Contemporaneamente nei pozzi di tipo A si ha un abbassamento del livello dell'acqua causato dalla diminuzione della pressione nell'acquifero.

Dato che l'abbassamento di pressione nel gas è maggiore di quello misurato nell'acquifero, l'interfaccia gas-acqua si deve sollevare perché sia rispettato il bilancio idrostatico. Questo innalzamento dell'interfaccia è stato sperimentalmente osservato nei pozzi A1bis e A7 che sono stati invasi dall'acqua durante la prima erogazione.

La Fig. 45 rappresenta la parte più alta del serbatoio. La sua interazione con il resto del serbatoio è rappresentata dai blocchi RG e $\Delta V = \alpha \Delta l$ dove RG indica una "ricarica" di gas costante nel tempo. Questa è stata introdotta per spiegare la lenta tendenza al ritorno del sistema allo stato iniziale dopo erogazioni di gas e $\Delta V = \alpha \Delta l$ è stato introdotto per rendere possibile l'innalzamento dell'interfaccia.

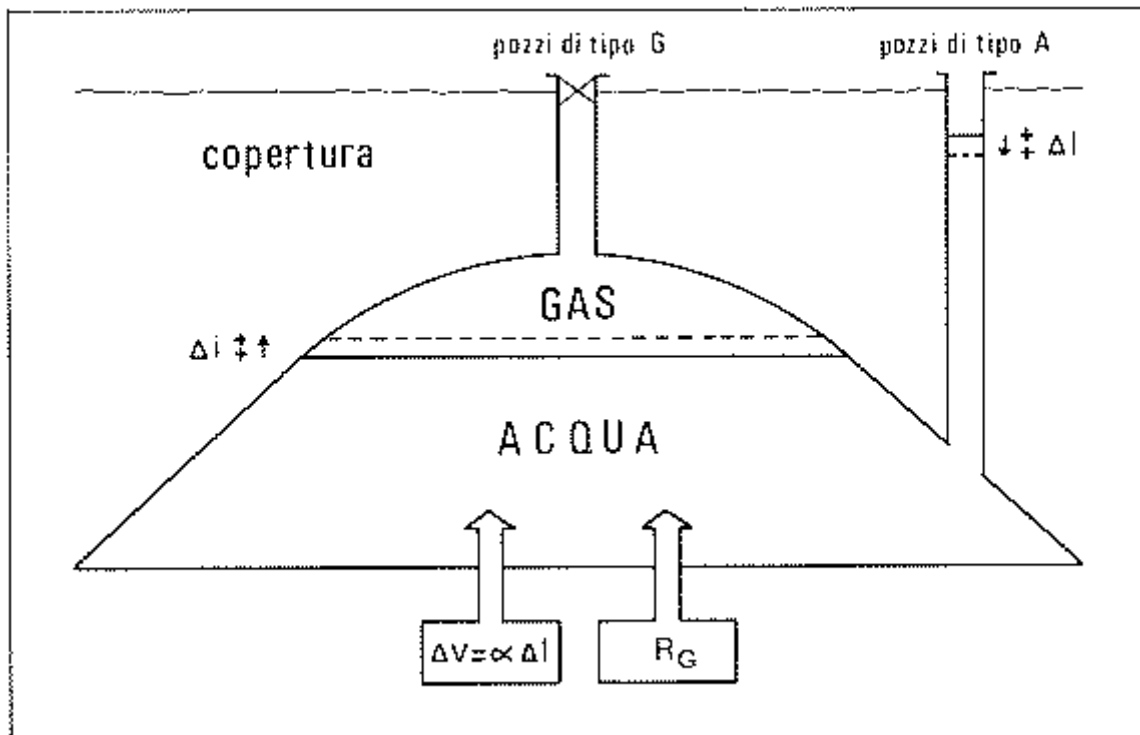


Fig. 45. Modello concettuale del campo geotermico di Torre Alfina-Castel Giorgio (da Buonasorte et al., 1988).

Riferimenti Bibliografici

- ALBERTI A., BERTINI M., DEL BONO G.L., NAPPI G. & SALVATI L. (1970) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia, F.136 "Tuscania". Serv. Geol. It.*
- AMATO A., BIELLA G., DE FRANCO R. (1991). *Velocity structure of the Vulsinian Volcanic Complex (Latium, Italy) from seismic refraction data and three-dimensional inversion of travel times.* Journal of Geophysical research, Vol. 96, 517-535.
- AVRAHAM M. & GOLDING R.M. (1968) – *The Oxidation of the Sulphide Ion at Very Low Concentrations in Aqueous Solutions.* Journal Chemical Society (A),647.
- BALDI P., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & CALAMAI A. (1974) – *Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella zona dei laghi di Bolsena, Vico e Bracciano.* Mem.Soc.Geol.It., 13, 575-606.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LANDI P., ROSSI U., SAITTA M., SANTACROCE R. & VILLA I.M. (1984) – *The evolution of Latera caldera (central Italy) in the light of subsurface data.* Bull. Volc., 47(1), 125-141.
- BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORDALISI 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. It., 49, 77-134.
- BARBERI F., CARAPEZZA M. L., RANALDI M., RICCI T., TARCHINI L. (2010) - *Carbon Dioxide Diffuse Soil Degassing: A Precious Tool For Identifying Productive Geothermal Reservoirs.* COV6 (Cities on Volcanoes 6) , Puerto de la Cruz, Tenerife (Canary Island, Spain), from May 31 to June 4, 2010.
- BARRELLI A., CELATI R. & MANETTI G. (1976) – *Gas water interface rise during early exploration tests in Alfina geothermal field (Northern Latium, Italy).* Simp.Ital. sobre En. Geot. En America Latina, Guatemala.
- BATINI F., CAMELI G.M., CARABELLI E. & FIOREDELISI A. (1980) – *Seismic Monitoring in Italian Geothermal Areas : Il Seismic Activity in the Geothermal Fields During Exploration.* Second DOE-Enel Workshop for cooperative research in Geothermal Energy, Berkeley (California).
- BENCINI A., DUCHI V. & MARTINI N. (1977)- *Geochemistry of thermal springs of Tuscany.* Chemical Geology, 19 229-252.
- BIELLA G., DE FRANCO R., LOZEJ A., AMATO A. (1987). *Is there a shallow body of lower crust under the Vulsinian Volcanic Complex?* Per. Mineral. 56, 303-318.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1965) – *Strutture caotiche dell'Appennino. 1)Età, assetto e giacitura del complesso argilloso-calcareo affiorante nella parte occidentale del F° 129 "S.Fiora".* Boll.Soc.Geol.It., 83 (4), 1964, 461-523.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) – *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale.* Mem. Soc. Geol. It., 21, 1980, 359-373.
- Bodvarsson (1972) - *Thermal Problems in the siting of reinjection Wells.* Geothermics Vol1 N°2
- BURGASSI P.D., CERON., FERRARA G.C., SESTINI G. & TORO B. (1970) – *Geothermal gradient and heat flow in the radicefani region (East of Mt. Amiata, Italy).* Geothermics, special issue 2, Pisa.
- BUONASORTE G., CATALDI R., CECCARELLI A., COSTANTINI A., D'OFFIZZI S., LAZZAROTTO A., RIDOLFI A., BALDI P., BARELLI A., BERTINI G., BERTRAMI R., CALAMAI A., CAMELI G., CORSI R., DACQUINO C., FIOREDELISI A., GHEZZO A. & LOVARI F., (1988) – *Ricerca ed esplorazione nell'area geotermica di Torre Alfina (Lazio Umbria).* Boll. Soc. Geol. It. 107, 265-337.
- BUONASORTE G., FIOREDELISI A., PANDELI E. (1989). *Deep exploration in the Torre Alfina geothermal field (Italy): the test hole Alfina 15.* European geothermal update, 98-108.
- BUONASORTE G., ENRICO P. & ADOLFO F. (1991) – *The Alfina 15 well: deep geologica data from northern Latium (Torre Alfina geothermal area).* Bll. Soc. Geol. It., 110, 823-831.
- BUONASORTE G. ET AL., (1995) - *Seismic reflection in the Bolsena lake : a contribution to the knowledge of a caldera controlled geothermal system.* World Geothermal Congress, Florence, Italy.

- CALAMAI A., CATALDI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1970) – *Geology, Geophysics and Hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields*. Geothermics, special issue 1, Pisa.
- CAMELI ET AL., 1988, *Carta Geofisica di sintesi in Buonasorte et al., (1988)*.
- CARAPEZZA M.L., De Simone G., Gattuso A., Ranaldi M., Ricci T., Tarchini L., (2011) - *Studio del flusso diffuso di CO₂ e H₂S nell'area geotermica di Torre Alfina-Castel Giorgio (Lazio e Umbria)*. Rapporto finale della Convenzione di ricerca tra ITW-Geotermia Italia e INGV.
- CARAPEZZA M.L., Gattuso A., Pagliuca N., Ranaldi M., Tarchini L., (2013) – *Seconda campagna di misura del flusso di CO₂ su aree target in prossimità dei pozzi A2, A4 e A14 – settembre 2013*. Rapporto scientifico INGV per ITW&LKW Geotermia Italia SpA.
- CARAPEZZA M.L., Gattuso A., Pagliuca N., Ranaldi M., Tarchini L., (2014) – *Area geotermica di Castel Giorgio – Torre Alfina. Campagna di misura del flusso di CO₂ dal suolo – luglio 2014*- Rapporto scientifico INGV per ITW&LKW Geotermia Italia SpA.
- CATALDI R. & RENDINA M., (1973) - *Recent Discovery of a New Geotlmmrai Field in Italy: Aiflna*. Geothermics, Vol, 2 n°2-4, 106-116.
- CHIARABBA C., AMATO A. E A. FIORDELISI (1995b). *Upper crustal tomographic images of the Amiata-Vulsini geothermal region, Central Italy*. Journal of Geophysical Research, 100, 4053-4066.
- CHIODINI G., BALDINI A., BARBERI F., CARAPEZZA M. L., CARDELLINI C., FRONDINI F., GRANIERI D., AND RANALDI M., (2007) - *Carbon dioxide degassing at Latera caldera (Italy): Evidence of geothermal reservoir and evaluation of its potential Energy*. Journal of Geophysical research, VOL. 112, B12204, doi:10.1029/2006JB004896
- CORSI R., (1986) – *Scaling and Corrosion in geothermal equipment: problems and preventive measurements*. Geothermics, 15/5.
- CORSI R. (1987) – *Engineering aspect of CaCO₃ and SiO₂ scaling*. NATO course on “Geothermal Reservoir Engineering”, Antalya, Turkey, July. 1987.
- CORSI R., CULIVICCHI G., SABATELLI F. (1985) – *Laboratory and field testing of calcium carbonate scale inhibitors*. Symposium on Geothermal Energy, Haway, August 1985.
- COSTANTINI A., GHEZZO C., LAZZAROTTO A. (1984). *Geologic map of the Torre Alfina geothermal field, Siena, Viterbo and Terni provinces*. Boll. Soc.Geol.It.,107.
- DALLAN NARDI L., PIERETTI & RENDINA M. (1979) – *Stratigrafia dei terreni perforati dai sondaggi ENEL nell'area geotermica di Torre Alfina*. Boll.Soc. Geol. It., 96, 1977, 403-422.
- DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981)- *Evoluzione paleogeografica del margine appenninico nella Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., 21, 1980, 375-383.
- FANCELLI R. & NUTI S. (1975) – *Studio sulle acque termali e minerali della parte orientale della provincia di Siena*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 135-155.
- FERRARA G. & STEFANI G. (1976) – *CO₂ distribution in the atmosphere and Noise Survey after blow-out in Alfina 1 Well, Northern Latium, Italy*. Simposio International Sobre Energia geotermica en America Latina – Città del Guatemala, 16-23 Ottobre, 803-821.
- GIAQUINTO S., MARCHETTI G. & MATTIOLI B. (1982) – *Caratteri idrogeologici del bacino del F. Paglia (Umbria – Toscana)*. In: *Bacino del F. Paglia (Umbria – Toscana)*. Studi strutturali idrogeologici e geochimici. CNR P.F.E., Sottoprogetto Energia geotermica. RF-16.
- GIORDANO ET AL., (2011)- *Studio geologico-strutturale a finalità geotermiche dell'area di Torre Alfina (Lazio e Umbria)*. Rapporto scientifico dell' Università di Roma Tre per ITW&LKW Geotermia Italia SpA.
- HOLM P.M. & LOU S. (1982) – *Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian Distric, Roman province*. Mineral Mag., 47.
- HOLM P.M., LOU S. & NIELSEN A. (1982) – *The geochemistry and petrogenesis of the lavas of the Vulsinian district, Roman Province, Central Italy*. Contrib. Mineral. Petrol. 89, 367-378.
- PACES T. (1975) – *A systematic deviation from Na-K-Ca geothermometer below 75°C and above 10⁴ atm P_{CO2}*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39, 541-544.
- PANICHI C., D'AMORE F., FANCELLI R., NOTO P. & NUTI S. (1977) – *Geochemical Survey of the Siena Province. Interpretation*. Seminar on Geothermal Energy, Bruxel EUR 5920, 2, 481-503.

- PASSERI L. & PIALI G. (1973) – *L'ambiente di sedimentazione dei calcari a Rhaetavicula contorta dell'Umbria occidentale e del Monte Cetona*. *Geologica Romana*, 12, 177-203.
- PASSERINI P. (1965) – *Il Monte Cetona (Provincia di Siena)*. *Boll. Soc. Geol. It.* 83 (4), 1961, 219-338.
- VAREKAMP J. C. (1979) – *Geology and Petrology of the Vulsini Volcanic Area (Lazio, Italy)*. *Geol. Ultravioletina*, n° 22, 1-384.
- VAREKAMP J. C. (1980) – *The geology of the Vulsinian area. Lazio, Italy*. *Bull. Volcanol.*, 43, 487-503.