

# PERMESSO DI RICERCA GEOTERMICO "Monte Rubiaglio"

## PROGETTO PRELIMINARE

### RELAZIONE TECNICO GEOLOGICA E PROGRAMMA PRELIMINARE

#### *Attività propedeutiche*



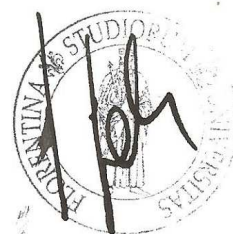
Redattori:

**Giuliano Gabbani<sup>(1) (2)</sup>, Enrico Pandeli<sup>(1) (2)</sup>, Sauro Valentini<sup>(1)</sup>, Alessandro Ronconi<sup>(1)</sup>, Giampaolo Mariannelli<sup>(1)</sup>**

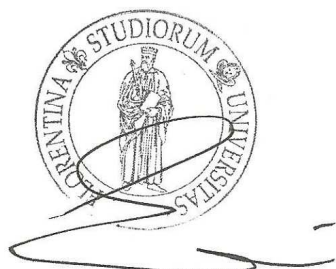
(1) Gruppo Informale per la Geotermia e l'Ambiente, associazione no profit  
via Marconi, 30 - 50100 Firenze

(2) Dipartimento di scienze della Terra dell'Università di Firenze  
via La Pira, 4 50100 Firenze

Direzione: **prof. Enrico Pandeli**



Coordinamento: **prof. Giuliano Gabbani**  
Firenze, Marzo 2015



**TOSCO GEO SPA**  
VIA E.ROSSI N.9 - AREZZO 52100  
TEL 0575 32641 - FAX 0575 326464  
C.F. e P.IVA 06142590485  
Capitale sociale sottoscritto e versato € 12.000,00  
Società soggetta a direzione e coordinamento di  
Giordania Green Power spa - via E.Rossi, 9 - Arezzo 52100  
C.F. e P.IVA 02033840519



## Sommario

---

<b>1 Introduzione .....</b>	<b>3</b>
<b>1.1 AREA DEL PERMESSO DI RICERCA .....</b>	<b>3</b>
<b>2 STATO DELLE CONOSCENZE .....</b>	<b>4</b>
<b>2.1 Approccio concettuale.....</b>	<b>4</b>
<b>2.2 Conoscenze disponibili .....</b>	<b>4</b>
<b>2.2.1 Inquadramento geologico regionale .....</b>	<b>4</b>
<b>2.2.1 Lineamenti morfologici e stratigrafici dell’ area del Permesso di Ricerca “Monte Rubiaglio” nel quadro della geologia dei M.Vulsini-Torre Alfina .....</b>	<b>17</b>
<b>2.2.2 Lineamenti tettonici.....</b>	<b>28</b>
<b>2.3 Assetto climatico e idrografico.....</b>	<b>39</b>
2.3.1 Piovosità e temperature .....	39
<b>2.4 IDROGEOLOGIA.....</b>	<b>41</b>
<b>2.5 LINEAMENTI GEOTERMICI .....</b>	<b>49</b>
<b>3 Pianificazione dei lavori .....</b>	<b>52</b>
<b>3.1 Attività propedeutica .....</b>	<b>53</b>
3.1.1 Raccolta dati, revisioni, programmi e azioni successive.....	53
3.1.2 Organizzazione imprenditoriale e sintesi dei risultati .....	53
3.1.3 Richiesta di permesso di ricerca .....	53
3.1.4 Prospezioni propedeutiche.....	53
<b>5 Bibliografia .....</b>	<b>55</b>



## 1 Introduzione

---

Il progetto geotermico denominato “**Monte Rubiaglio**” si pone come obiettivo ricerca e la valutazione delle risorse geotermiche presumibilmente presenti in un’area km<sup>2</sup> ubicata nell’ Umbria sud-occidentale a circa 10-15 km a nord-est del Lago di Bolsena e che ha per limite nord-occidentale il confine regionale, mentre la restante parte del perimetro risulta a geometria poligonale ed, in particolare, ha per limite O l’allineamento delle località Cornale-C.Galli, per limite N l’allineamento Podere C.Nera- Borgata Stazione, per limite E l’allineamento Borgata Stazione- loc. l’Aiaccia (a ENE di Castel Viscardo), e per limite S l’allineamento delle località Casa Galli-C. Pisana (a E di Castel Giorgio).

### 1.1 AREA DEL PERMESSO DI RICERCA

---

L'area del permesso di ricerca, di circa 36,2 km<sup>2</sup>, è stata tracciata secondo le disposizioni dell'art.9 del D.P.R. 27/05/1991 n. 395, ed è individuata dai sei vertici riportati nella sottostante *tabella 1*. Le coordinate geografiche dei vertici sono riferite a Monte Mario (Roma); inoltre la distanza tra i vertici estremi del permesso è inferiore a quattro volte la lunghezza media dell'area, intesa come altezza del rettangolo equivalente avente per base tale distanza. Da notare come il limite del permesso ricalchi il limite regionale tra Umbria e Lazio dal vertice **f** al vertice **a**.

vertice	latitudine N	longitudine W
a	42°47'00"	0°31'31.7"
b	42°47'00"	0°25'00"
c	42°43'00"	0°25'00"
d	42°43'00"	0°28'00"
e	42°46'00"	0°28'00"
f	42°46'00"	0°29'00"

*Tabella 1: Coordinate dei vertici dell'area in esame*

## 2 STATO DELLE CONOSCENZE

---

### 2.1 Approccio concettuale

---

La fattibilità del progetto è basata sulla presenza supposta nell'area indicata, di risorse geotermiche qualitativamente idonee ad uno sfruttamento energetico di interesse economico. Sebbene la presenza di queste risorse geotermiche sia ben conosciuta in aree limitrofe (ad esempio il vicino campo geotermico di Torre Alfina), fino ad oggi non sono stati fatti studi sistematici e specifici per una definizione di tipo quantitativo nell'area in esame. Pertanto, per sfruttare e valorizzare da un punto di vista economico questa risorsa, è necessario eseguire tutta una serie di attività preliminari finalizzate ad ottenere una conoscenza della risorsa idonea per la corretta progettazione degli impianti di produzione e per una valutazione economica degli investimenti necessari. Queste attività che sono essenzialmente di tipo investigativo ed analitico (rilevamento geologico-strutturale, prospezioni geofisiche e geochemiche, perforazioni di pozzi esplorativi) verranno eseguite all'interno del Permesso di Ricerca denominato "MONTE RUBIAGLIO".

### 2.2 Conoscenze disponibili

---

#### 2.2.1 Inquadramento geologico regionale

---

L'Appennino settentrionale (Fig. 2) rappresenta per i geologi una catena orogenica tipo "thrust-and fold-belt" di recente costituzione. Infatti, le sue più importanti fasi di strutturazione e di sollevamento sono occorse negli ultimi 35 milioni di anni (Boccaletti et al., 1982; Elter, 1984; Bortolotti et al., 1994; Vai & Martini, 2001 con bibliografia). L'edificio geologico nord-appenninico, assieme alle Alpi, fa parte di quell'importante e complessa fascia orogenica chiamata alpina che dalla Spagna/Africa settentrionale (Gibilterra) si prolunga, attraverso le Alpi e l'Himalaia, fino all'Indonesia. Secondo le teorie derivanti dalla tettonica delle placche litosferiche (vedi in Bosellini, 1978), nell'area mediterranea questa fascia orogenica è il risultato dell'avvicinamento (Cretaceo sup.-Eocene medio) e successiva collisione (Eocene sup.-Oligocene) del paleocontinente africano (o della microplacca Adria) con quello europeo che produsse, per subduzione di crosta oceanica al di sotto del margine europeo, la scomparsa dell'oceano giurassico che li divideva, la Tetide (Principi & Treves, 1984; Abbate et al., 1986; Abbate et al., 1994).

Le odierne forme del rilievo che improntano l'area nord-appenninica sono il frutto di un complesso succedersi di eventi geologici occorsi nell'arco di decine di milioni di anni (=Ma). In particolare due sono gli stadi più importanti nella storia geologica dell'Appennino settentrionale (Elter, 1984; Bortolotti, 1992; Fazzuoli et al., 1994; Vai & Martini, 2001 con bibliografia):

1) 27 - 10 Ma. Costruzione della catena orogenica appenninica per effetto di fenomeni compressivi che hanno portato alla sovrapposizione di masse rocciose (unità strutturali o falde) di età mesozoica-terziaria appartenenti ad aree diverse di sedimentazione (domini paleogeografici) distanti tra di loro anche oltre 150 km da dove oggi le troviamo (unità alloctone)

2) 10 Ma --> attuale. Innalzamento e rilassamento dell'edificio orogenico con la formazione di valli (graben) e dorsali montuose (horst), orientate per lo più parallelamente allo sviluppo della catena (NO-SE), e delimitate da sistemi di fratture (faglie).

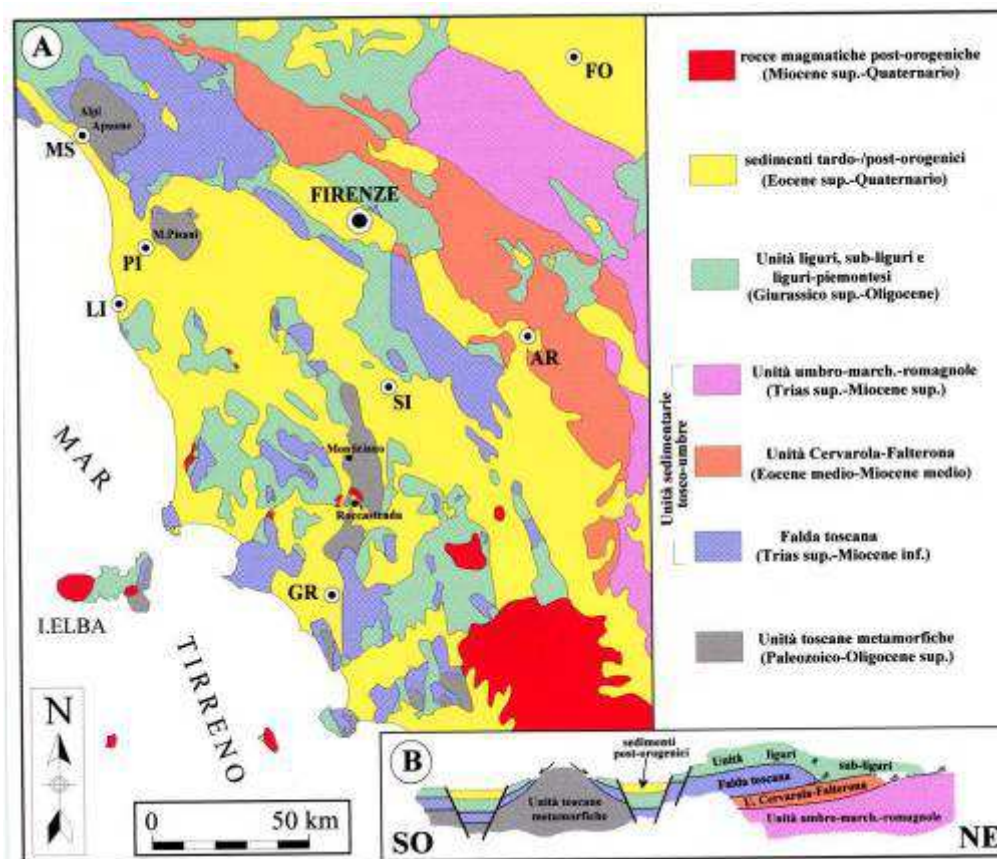


Figura 2- Carta e sezione geologica schematica dell' Appennino settentrionale.

## LA STORIA OROGENICA

La storia delle rocce che formano la catena appenninica è molto antica, sono infatti presenti rocce di età paleozoica, ovvero più antiche di 250 Ma (probabilmente fino 500 Ma). Per poter percorrere la loro storia si deve ritornare proprio alla fine dell'era paleozoica e, adottando il ben noto modello della tettonica delle placche litosferiche (sintetizzato da vari ricercatori negli anni 60' tra i quali Hesse e Wilson: vedi in Bosellini, 1978), possono essere evidenziati i seguenti stadi (Figs. 2, 3, 4 e 5):

Carbonifero (circa 300 Ma) = Tutte le masse continentali, costituite da rocce molto antiche e per lo più ricristallizzate e granitizzate (basamento cristallino), erano riunite in un unico supercontinente, la Pangea (Fig. 3).

Permiano sup.- Triassico medio (circa 250-200 Ma) = La Pangea si frammentò per fenomeni di "rifting" ed iniziarono i movimenti di allontanamento della placca europea da quella africana (della quale la penisola italiana e, quindi, la Toscana, rappresentano l'appendice settentrionale, ovvero la cosiddetta microplacca Adria) (Fig. 4).

Triassico sup.- Giurassico (200-150 Ma) = Tra i due blocchi continentali si formò un braccio di mare che progressivamente si estese fino a diventare un vero e proprio oceano (Oceano Ligure, ovvero una porzione della Tetide occidentale) (Fig. 4), ma di ampiezza non superiore a 400-500 km. Sul fondo oceanico, di natura basaltica, si depositarono fanghi silicei e calcarei; sui margini continentali ebbe invece luogo dapprima la deposizione di sedimenti carbonatici di mare sottile in clima tropicale ai quali fecero seguito, a causa di fenomeni di abbassamento del fondo marino, melme calcareo-silicee di mare aperto (depositi pelagici).

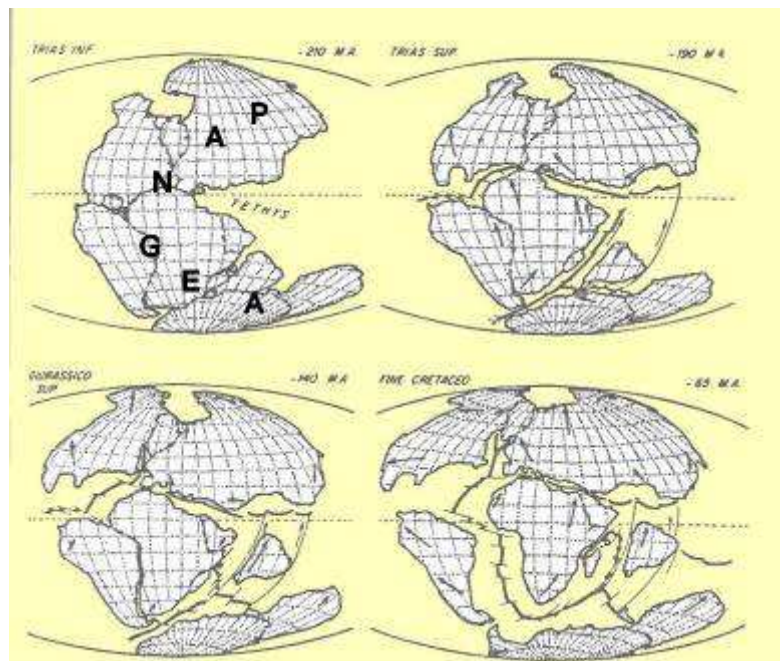


Figura 3- Quattro diversi momenti dell' evoluzione della crosta terrestre secondo il modello della Tettonica delle Placche Litosferiche (da Trevisan & Giglia, 1974).

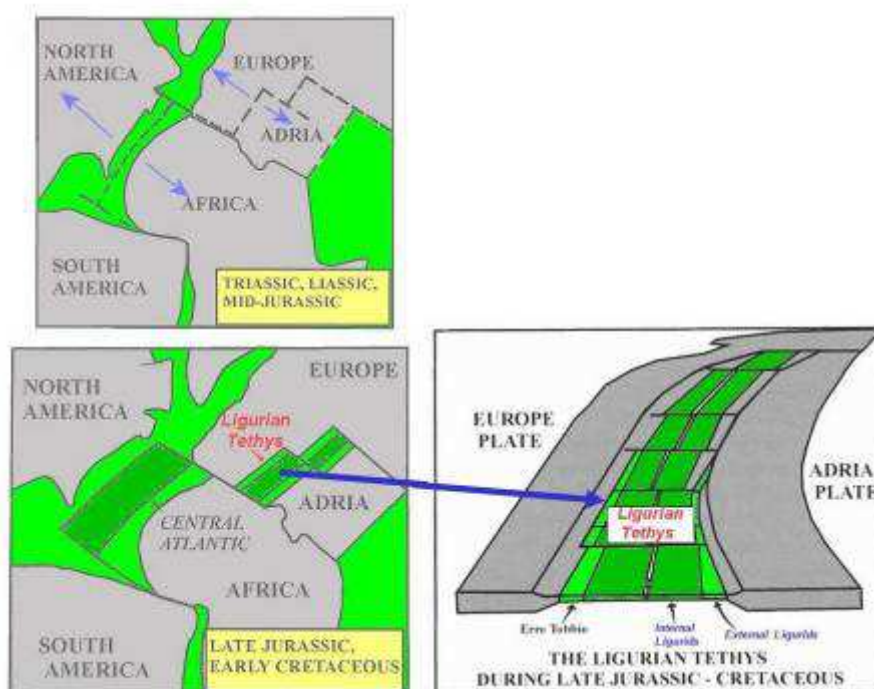


Figura 4- Schema dell' apertura dei bacini della Tetide occidentale.

Cretaceo - Eocene (circa 100-50 Ma) = il quadro geodinamico cambiò ed il blocco europeo ritornò ad avvicinarsi a quello africano a spese della Tetide (Fig. 4). Iniziò la deformazione e l'accavallamento dei sedimenti oceanici che dettero luogo alle Falde Liguri e Liguri-Piemontesi (queste ultime unità oceaniche metamorfiche) che si impilarono costruendo un prisma di accrezione oceanico in corrispondenza del margine attivo europeo (Fig. 5A).



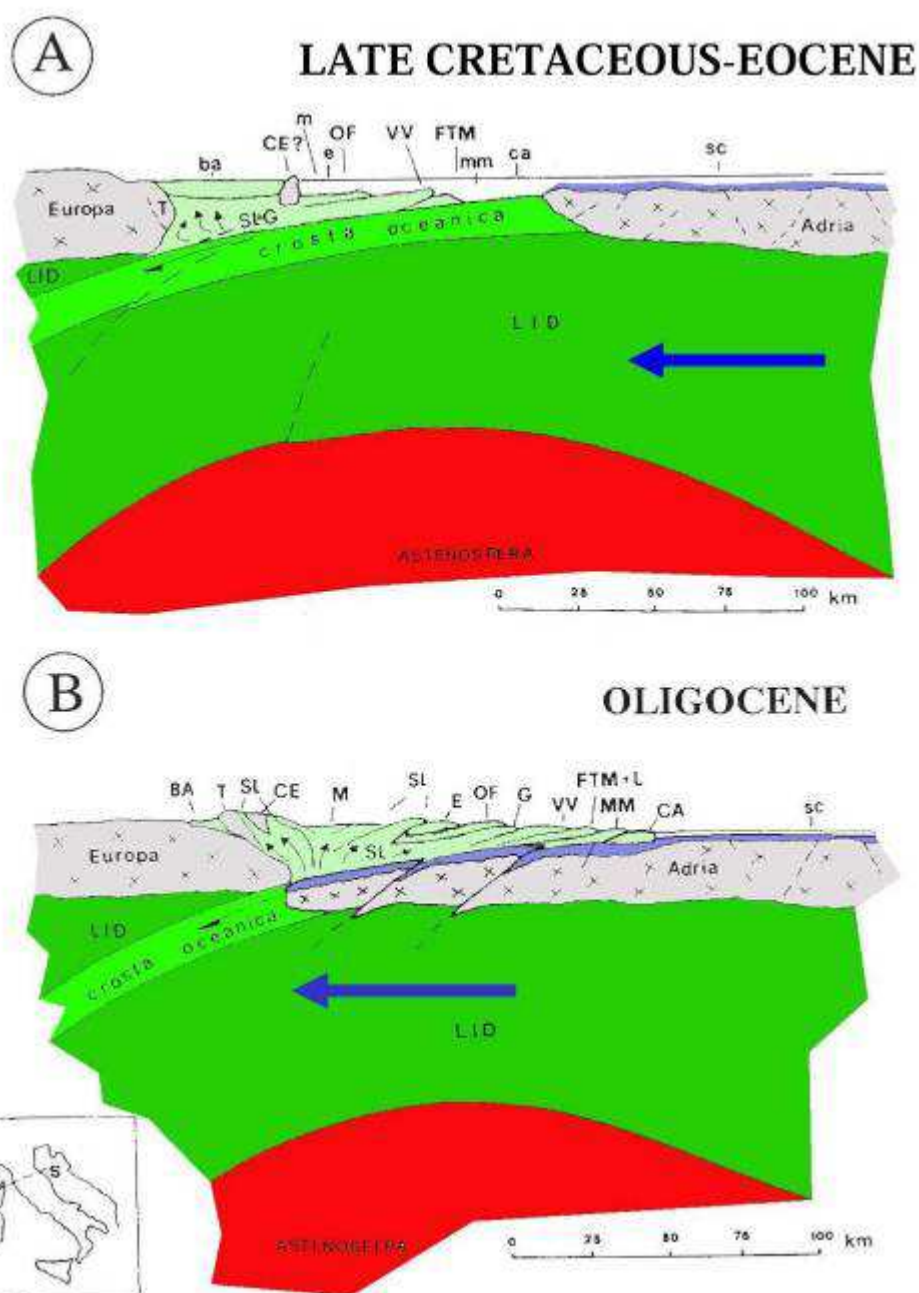


Figura 5- Evoluzione del sistema orogenico Corsica-Appennino settentrionale (da Abbate et al., 1994 modificato). A) ricostruzione della chiusura oceanica al Paleocene sup.-Eocene inf., B) ricostruzione della collisione fra i margini europeo e adriatico all'Oligocene superiore. Legenda delle Unità (in lettere minuscole le unità in sedimentazione, in lettere maiuscole le unità accrete nel prisma). Unità della Corsica “Alpina”: BA) Unità della Balagne, T) Massiccio del Tenda, SL) Unità degli Schistes Lustrés, CE) Unità dei Centuri, M) Unità di Macinaggio; Unità dell' Isola d'Elba: E) Unità del Flysch Cretaceo e del Flysch paleogenico, OF) Unità Ofiolitica, G) Unità di Grassera; Unità della Toscana continentale: VV) Unità del Vara, FTM+L) Flysch ad Elmintoidi della Toscana meridionale+Formazione di Lanciaia, MM) Unità di M. Morello-S. Fiora, CA) Unità sub-ligure di Canetolo, SC) coperture sedimentarie mesozoiche-terziarie del basamento cristallino paleozoico dell'Adria, X) basamento cristallino paleozoico dell'Adria, LID) mantello litosferico.

Oligocene - Miocene inf. (35-20 Ma) = I due blocchi europeo e africano entrarono in collisione e le falde liguri-piemontesi si misero in posto sui due margini continentali anch'essi fortemente deformati (Fig. 5B). Una parte del margine africano (es. Falda Toscana) sovrascorse sullo stesso seppellendolo profondamente e facendolo, così, ricristallizzare (Unità Toscane Metamorfiche oggi esposte in “finestre tettoniche” lungo la cosiddetta Dorsale Metamorfica Medio-Toscana, ovvero l'allineamento Alpi Apuane-M. Pisani-Dorsale Monticiano Roccastrada- M.Leoni, all' Isola d'Elba e al Promontorio del M.Argentario). In ogni caso l'Appennino era ancora una catena sommersa dal mare. La microplacca della Corsica - Sardegna si distaccò dall'Europa, a causa dell'apertura del bacino ligure-provenzale e ruotò di circa 30° in senso antiorario solidamente all'Appennino.

Miocene inf.-Pliocene/Pleistocene (< 20 Ma) = A partire dalla fine del Miocene inferiore si manifestarono nella parte più interna dell'orogene (tra la Corsica e l'Elba) i primi fenomeni di rilassamento (estensionali) della pila tettonica appenninica, mentre il fronte orogenico compressivo si trasferì progressivamente verso est (attualmente è riconoscibile nell' area marchigiano-adriatico-padana). L'Appennino settentrionale si distaccò dal blocco sardo-corso ruotando verso est, si originò il Mar Tirreno ed emerse la catena appenninica. Questi fenomeni “estensionali”, che lacerarono la crosta appenninica “interna”, si propagarono nel tempo sempre più verso est (seguendo la contemporanea migrazione del fronte compressivo) dando origine, a mezzo di sistemi di faglie dapprima a basso e quindi ad alto angolo, a depressioni tettoniche o graben (es. il Bacino corso nel tardo Burdigaliano e i bacini “intermontani” appenninici dal Tortoniano superiore al Pleistocene) separate da dorsali o horst (Elter et al., 1975; Ambrosetti et al., 1978; Carmignani & Kligfield, 1990; Bertini et al., 1991; Bartole et al., 1991; Martini & Sagri, 1993; Bossio et al. 1993; Carmignani et al., 1995) (Fig. 6). Questi bacini (come il Bacino di Siena, della Pesa, del Serchio, del Valdarno superiore e di Firenze-Pistoia), che vennero colmati da depositi lacustri/salmastri, marini e fluviali-lacustri, risultano localmente segmentati da lineamenti tettonici trasversali, ovvero a direzione anti-appenninica SO/NE (Boccaletti et al., 1977; Fazzini & Gelmini, 1982; Fig. 6) che sono stati considerati delle faglie di trasferimento (Liotta, 1991) o faglie trascorrenti (Boccaletti et al., 1990; Castellarin et al. 1986).

I fenomeni estensionali produssero inoltre un rilevante assottigliamento crustale (fino a 20-22 km: Boccaletti et al. 1985; Morelli, 1998) nelle parti interne dell' orogene appenninico, ovvero nell' attuale Toscana occidentale e Mar Tirreno settentrionale, con risalita del sottostante mantello terrestre caldo. Questo portò alla risalita in superficie delle geoisoterme dando così luogo alle evidenti anomalie di flusso di calore nelle aree sopra considerate (fino a più di 1000 mW/m<sup>2</sup> nell' area geotermica di Larderello; Mongelli and Zito, 1991; Mongelli et al. 1998), producendo il concomitante sviluppo di fenomeni magmatici anatettici e sub-crustali (la cosiddetta “Provincia magmatica o anatettica toscana”: Marinelli, 1983; Serri et al. 1993), di mineralizzazioni idrotermali (es. i famosi giacimenti a ferro: Tanelli, 1983; Tanelli et al. 2001) e di manifestazioni termominerali e geotermiche ancora oggi evidenti nelle aree dei campi geotermici di Larderello-Travale e del M. Amiata (Durand Delga et al. 2001; Batini et al. 2003) .



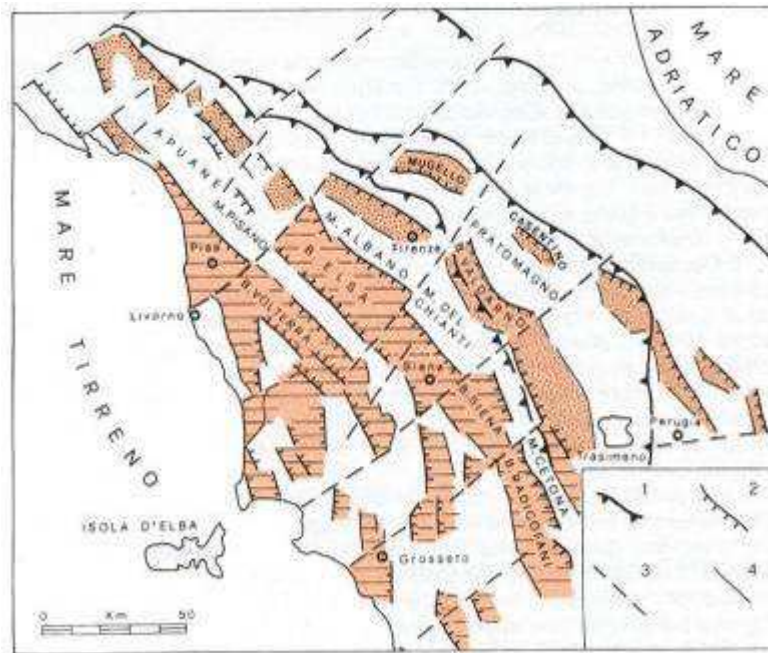


Figura 6- Distribuzione dei principali bacini post-orogeni dell' Appennino settentrionale. In rigato sono indicati i bacini mio-pliocenici con depositi continentali e marini, in puntinato i bacini plio-pleistocenici con sedimenti continentali fluvio-lacustri. 1) principali fronti di accavallamento delle unità tettoniche appenniniche; 2) faglie principali al bordo dei bacini; 3) linee tettoniche trasversali; 4) faglie minori al bordo dei bacini. (da Martini & Saggi, 1993).

#### *I DOMINI PALEOGEOGRAFICI E RELATIVE UNITA' TETTONICHE*

##### **Unità Toscane**

Rappresentano le unità tettoniche che derivano dalla deformazione e scagliatura del paleomargine continentale africano o adriatico (dal basso verso l'alto dell' edificio orogenico). In particolare, dalla scagliatura della successione toscana di età paleozoico-triassica (ovvero la successione più prossima al margine adriatico di nostra competenza paleogeografica) si sono originate le seguenti unità tettoniche :

##### a) Unità Toscane Metamorfiche

Rappresentano le unità più profonde dell'intero edificio orogenico (es. Alpi Apuane), e per questo si presentano deformate e ricristallizzate (rocce metamorfiche). Sono in larga parte costituite da filladi e quarziti del basamento cristallino di età paleozoica (Cambriano sup. ?/Ordoviciano inf. - Carbonifero sup./Permiano: Pandeli et al., 1994) e dai soprastanti metaconglomerati quarzosi, filladi e quarziti del Triassico medio-superiore (Gruppo del Verrucano: Pandeli, 2002). A questi metasedimenti fanno seguito formazioni prevalentemente dolomitiche e marmoree-calcescistose del Triassico sup.- Cretaceo inf. (es. i marmi giurassici delle Alpi Apuane), filladiche-calcescistose varicolori del Cretaceo sup.-Oligocene e metarenacee dell' Oligocene sup. (Pseudomacigno). Queste formazioni risultano correlabili con quelle coeve non metamorfiche della sovrastante Falda Toscana.

b) Falda Toscana

La Falda Toscana rappresenta è costituita da una successione di formazioni non metamorfiche di età Triassico superiore-Oligocene, che, si è scollata dal proprio substrato paleozoico-triassico per mezzo delle evaporiti basali (Fig. 7) ed è sovrascorsa su quelle che diventeranno per seppellimento le Unità toscane metamorfiche. Questo fenomeno è conosciuto come "raddoppio della Serie toscana". Inoltre la successione della Falda Toscana non risulta sempre completa con tutte le sue formazioni nei suoi affioramenti; spesso, infatti, risulta fortemente laminata per cause tettoniche e ridotta ai soli termini basali evaporitici ("Serie toscana ridotta" in Bertini et al., 1991; Bortolotti et al., 1992; Decandia et al., 1993 con bibliografia). La Falda toscana è così costituita (dal basso) (Fig. 7):

ANIDRITI DI BURANO (Carnico-Norico) : Anidriti, gessificate in affioramento, con intercalazioni dolomitiche nerastre legate a bacini costieri evaporanti in clima intertropicale (cf. gli attuali depositi salini sulle coste del Mar Rosso). Queste rocce evaporitiche sono spesso sostituite da brecce calcareo-dolomitiche in larga parte tettoniche ("Calcare cavernoso").

CALCARI E MARNE A RHAETAVICULA C. (Retico) : Rocce calcareo-dolomitiche marnose nerastre alternate a marne di ambiente marino e costiero riducente.

CALCARE MASSICCIO (Retico-Hettangiano): Calcari per lo più massicci o mal stratificati, da ceroidi a subsaccaroidi e di colore biancastro, depositi in ambiente di mare sottile (cf. l'odierna sedimentazione carbonatica nelle Bahamas).

CALCARE DI GROTTA GIUSTI, ROSSO AMMONITICO e CALCARE SELCIFERO (Liassico medio-superiore): il Calcare di Grotta Giusti e il Calcare Selcifero sono costituiti da calcari grigi e grigio-avorio a grana fine con liste e noduli di selce (quarzo microcristallino) legati ad un contesto di mare aperto (pelagico) e relativamente profondo. Il Rosso Ammonitico, interposto stratigraficamente tra le suddette formazioni o tra il Calcare Massiccio e il Calcare Selcifero, si presenta nodulare e di colore rosato ("ROSSO AMMONITICO").

MARNE A POSIDONIA (Dogger) : marne e calcari marnosi verdastri-biancastri e rosso fegato.

DIASPRI (Malm) : rocce silicee microcristalline rosse e verdastre in straterelli centimetrici.

MAIOLICA (Malm-Neocomiano) : calcari biancastri pelagici stratificati con liste e noduli di selce.

SCAGLIA TOSCANA (Cretaceo-Oligocene) : argilliti e marne varicolori e calcari e di mare profondo.

MACIGNO (Oligocene sup. - Miocene inf.) : si tratta di una formazione geologica, di spessore totale fino ad oltre 3000 m, costituita da arenarie quarzoso feldspatiche-micacee torbiditiche (la cosiddetta "pietra serena") che si deposero in un contesto di fosse oceaniche formatesi sul fronte dell'edificio orogenico appenninico in via di formazione (avanfossa).

c) Unità Cervarola-Falterona

E' l'unità toscana più esterna. Essa è costituita da peliti e calcari varicolori di età cretaceo-oligocenica (Scisti Varicolori), ai quali fa seguito verticalmente una successione arenaceo-torbidica (Arenarie di M.Falterona e di M.Cervarola dell'Oligocene sup - Miocene medio) di significato analogo al Macigno della Falda Toscana.

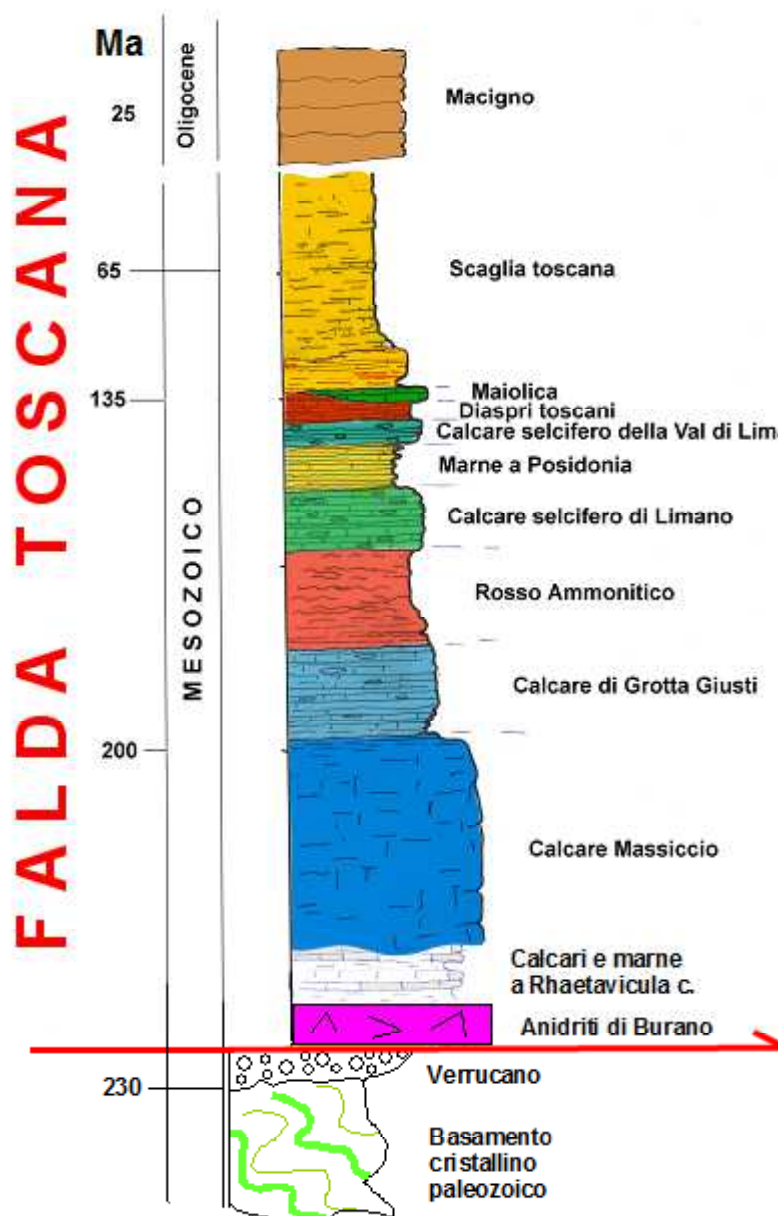


Figura 7- Colonna stratigrafica schematica della Falda Toscana

#### d) Unità Liguri (Liguridi) e Sub-Ligure

Queste falde rappresentano rispettivamente porzioni della litosfera oceanica della Tetide ligure (Unità liguri) e dell' area oceanica di transizione al margine continentale adriatico (Unità sub-ligure) scagliate ed impilate sopra il margine continentale africano (Unità Toscane) durante la tetto-genesi appenninica.

Volendo sinteticamente ricostruire una successione tipica delle Unità Liguri possono essere distinti i seguenti termini (dal basso) (Fig. 8) :

a) Basamento oceanico (Giurassico sup.). E' rappresentato dalle rocce ignee ultrabasiche peridotitiche spesso serpentizzate (il cosiddetto impropriamente “marmo” verde di Prato) e basiche (gabbri). Le peridotiti rappresentano porzioni del mantello terrestre, mentre i gabbri sono derivati dalla lenta consolidazione di

Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMINARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

magmi in profondità nella crosta oceanica entro camere magmatiche (es. quelle attualmente poste al di sotto delle dorsali medio oceaniche).

b) Copertura vulcanica\_(Giurassico sup.). Si tratta di rocce ignee a composizione basaltica (cfr. l'attuale dorsale medio-atlantica). In affioramento sono talora evidenti forme "a cuscino" (pillow lava) che denotano lo scorrimento e consolidamento di magmi su di un fondo morfologicamente accidentato. Assieme alle precedenti rocce del basamento oceanico costituiscono le cosiddette “ofioliti” o pietre verdi.

c) Copertura sedimentaria (Malm - Cretaceo/Eocene) Queste unità possono poggiare indifferentemente sui basalti o direttamente sulle rocce del basamento oceanico e sono rappresentate da rocce diasprine (Diaspri di M.Alpe) e calcareo micritiche (Calcari a Calpionelle), da litologie essenzialmente argillitiche e argilloscistose con intercalazioni di calcari silicei (Argille con Calcari palombini) e di calcari, marne e calcareniti (Formazione di S.Fiora) e da depositi arenacei (es. la Pietraforte) e calcareo-marnosi torbiditici di mare profondo (i cosiddetti "Flysch ad Helmintoidi", tra i quali la Formazione di M.Morello). Talvolta le deformazioni tettoniche hanno portato alla caoticizzazione di queste successioni (Complesso Caotico Auctt.).

L' Unità sub-Ligure è invece costituita essenzialmente da argilliti varicolori con intercalazioni di calcari e calcareniti e di rare arenarie. L'età è Paleocene-Eocene.

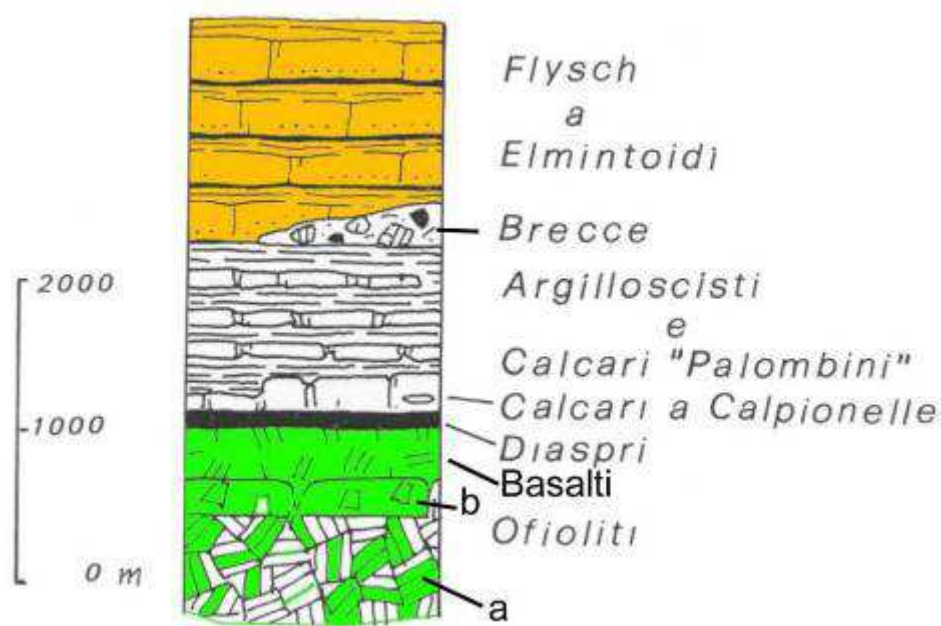


Figura 8- Colonna stratigrafica schematica delle Unità Liguri (da Elter, 1985, modificato). Ofioliti: a) peridotiti in larga parte serpentinizzate, b) gabbri.

#### I DEPOSITI POST-OROGENI

Dal Miocene superiore, dopo l'emersione della catena appenninica e in un contesto tettonico di tipo estensionale, si formarono delle fosse tettoniche limitate da faglie (graben o semi-graben) ove si depositarono sedimenti continentali e marini (Fig. 6). Questi depositi poggiano sul substrato costituito dalle falde liguri e toscane variamente deformate dai processi tettonogenetici appenninici e, pertanto, vengono detti neoautoctoni. Sono identificabili almeno tre principali stadi della storia sedimentaria:

1) Miocene superiore: a) successione lacustre lignitifera (Tortoniano sup.- Messiniano inf.), legata ad un contesto ambientale tipo savana africana con bacini lacustri a sedimentazione prevalentemente argillosa-marnosa e, localmente, torbosa.; b) successione gessifera (Messiniano), connessa alla ripresa degli sprofondamenti tettonici che favorì l'insinuarsi di bracci di mare generalmente poco profondi all'interno del continente caratterizzato da depositi salini evaporitici, essenzialmente gessosi.

2) Pliocene. All'inizio del Pliocene il mare tornò ad invadere le terre emerse e si spinse ancora più ad oriente entro nuovi ampi bacini (es. quello di Volterra-Radicondoli e della Val d'Elsa-Siena-Radicondoli) fino alla dorsale M. Albano-M. ti del Chianti-M. Cetona. Questi bacini furono colmati da depositi essenzialmente sabbioso-argillosi. Alla fine del Pliocene inferiore il mare pliocenico si ritirò in gran parte della Toscana.

3) Quaternario (Pleistocene). Fin dal Pliocene sup.-Pleistocene inferiore la Toscana, come gran parte dell'Appennino, costituiva già un'unica vasta area continentale caratterizzata da valli fluviali e dall'apertura di bacini fluviali-lacustri (es. Valdarno superiore, il bacino di Firenze-Prato-Pistoia) posti più ed est rispetto ai precedenti. Solo nelle aree costiere tirreniche si hanno evidenze di ingressioni marine. Nel Pleistocene medio-sup. ai limitati movimenti tettonici verticali si associano le variazioni del livello del mare e del clima, legate alle glaciazioni. Il progressivo sviluppo delle strutture tettoniche distensive verso oriente trova un particolare riscontro nell'evoluzione dei reticoli idrografici dei fiumi del versante tirrenico ed in particolare del fiume Arno e del Fiume Tevere (Mazzanti & Trevisan, 1978; Bartolini & Pranzini, 1981)(Fig. 9).

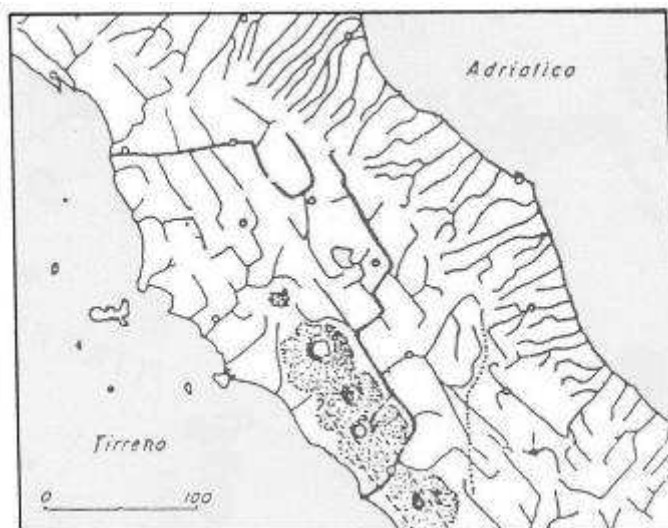


Figura 9- Lineamenti della rete idrografica di una parte dell' Appennino. Nel versante tirrenico, più esteso, i tronchi di valli principali longitudinali sono molto sviluppati (lungo gli assi dei bacini intermontani); nel versante adriatico dominano le valli trasversali. (da Mazzanti & Trevisan, 1978).

ROCCE MAGMATICHE POST-OROGENE

Dal Miocene superiore (9 Ma) a tempi geologicamente a noi prossimi (circa 150.000-90.000 anni) la Toscana e, in particolare, la Maremma, l' area dell' Arcipelago toscano e l' alto Lazio furono interessate da fenomeni magmatici ("Provincia Anatettica Toscana", caratterizzata da magmi derivanti da fusione di crosta, e "Provincia Magmatica Romana", con magmi di derivazione sub-crustale: Marinelli, 1983;) (Fig. 2) che seguirono di poco l' impostazione da ovest verso est dei bacini estensionali. Peccerillo et al. (1987), Peccerillo (1990), Serri et al. (1991, 1993), hanno diviso le rocce magmatiche dell' Appennino settentrionale in base alle loro caratteristiche chimico-petrografiche e affinità petrogenetiche (Fig.10). Per quanto riguarda i prodotti legati alla Provincia Magmatica Toscana (Innocenti et al., 1992; Dini et al., 2002; Poli, 2004; Poli et al., 2003 con bibliografia), questi sono principalmente rappresentati da corpi plutonici granitoidi per lo più monzogranitici, ma talvolta anche granodioritici e sienogranitici, esposti in superficie (M.Capanne, Porto Azzurro, I.Giglio, Montecristo, Gavorrano, Campiglia), incontrati nel sottosuolo da lavori minerari (Larderello-Travale, Castel di Pietra) o dragati sul fondo del Mar Tirreno (Vercelli Seamount) e delle vulcaniti riolitiche di S.Vincenzo e Roccastrada. Inoltre dicchi e laccoliti acidi, a composizione variabile da graniti alcalino-feldspatici a granodioriti, affiorano nell' Isola d'Elba e a Campiglia, mentre rioliti e riodaciti formano gli apparati vulcanici o duomi a S.Vincenzo, Roccastrada, Monti della Tolfa e Monti Cimini. Rocce magmatiche intermedie femiche derivanti dal mantello o da sorgenti magmatiche ibride sono rappresentati dai filoni lamproitici di Orciatico, Montecatini Val di Cecina e Torre Alfina, dalle lave latitiche ultrapotassiche dei Monti Cimini e del M.Amiata, e dalle lave trachidacitiche dell' apparato del M.Amiata. Inoltre nell' area toscana sono presenti anche shoshoniti e shoshoniti ultrapotassiche (il neck di Punta dello Zenobito all' Isola di Capraia e quello di Radicofani) e le vulcaniti calco-alcaline potassiche dell' Isola di Capraia.

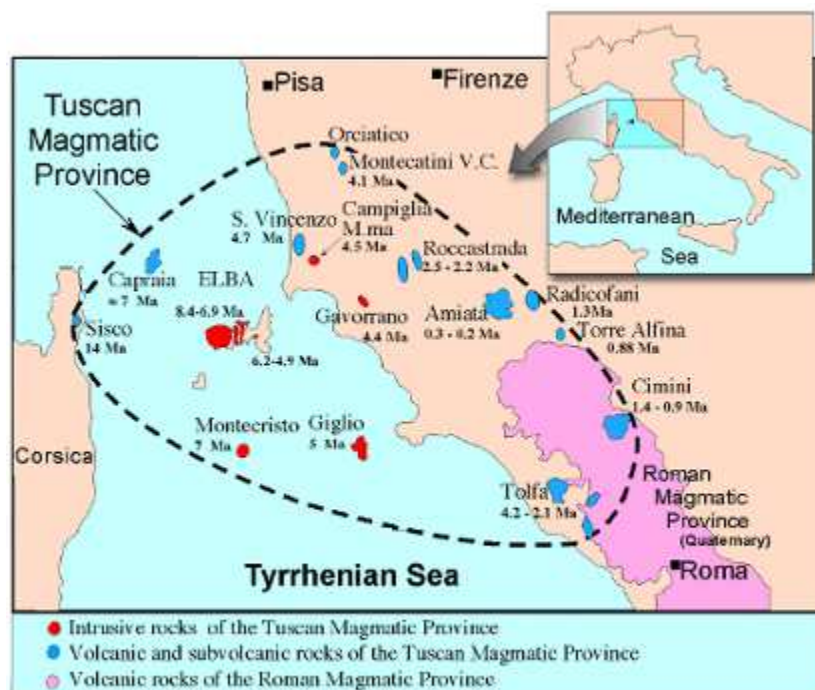


Figura 10 – Distribuzione dei principali corpi magmatici della Provincia Magmatica Toscana nell'area tirrenica settentrionale e nella Toscana meridionale – Alto Lazio (Dini et al., 2002)

Nella Provincia Magmatica Romana sono presenti rocce magmatiche potassiche di regola basiche (basalti alcalini potassici, trachibasalti, shoshoniti, latiti, trachiti) e ultrapotassiche (leucititi, basaniti a leucite, tefriti fonolitiche, fonoliti tefritiche, fonoliti) degli apparati vulcanici dei M.Vulsini, M.Sabatini



di Vico. A S.Venanzo (tra Perugia e Orvieto) e Cupaello (presso Rieti) sono presenti anche rocce kamafugitiche fortemente sottosature quali olivin-leucitite melilitite e kalsilite-diopside melilitite.

### 2.3 Inquadramento geologico regionale

L'area oggetto del presente richiesta di permesso di ricerca appartiene dal punto di vista geologico alla parte settentrionale della Provincia Magmatica Romana, ed in particolare è ubicata nella parte sud-occidentale della Regione Umbria (Fig. 11).

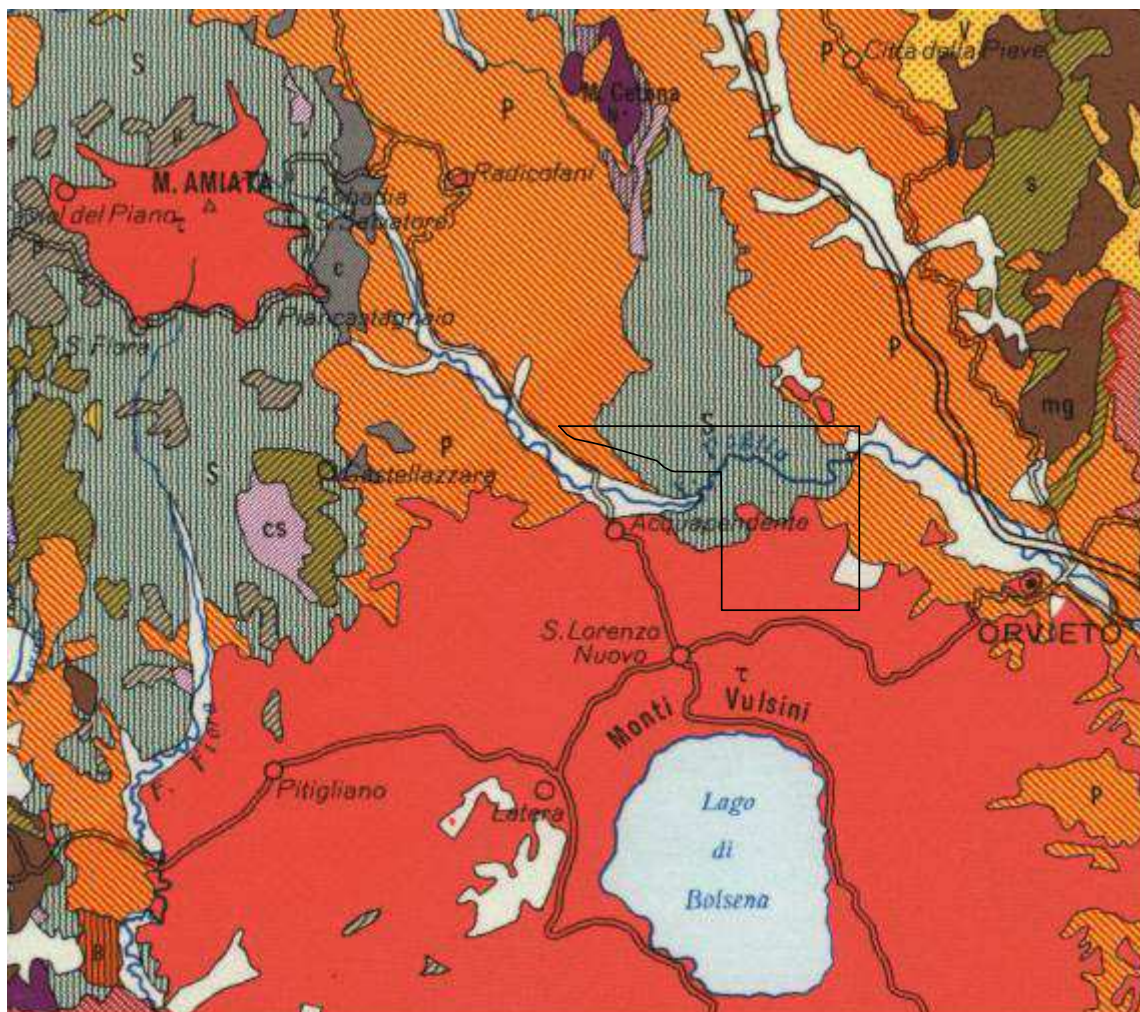


Figura 11- Carta Geologica dell'alto Lazio, Toscana sud-orientale e Umbria sud-occidentale e meridionale con ubicazione del Permessi di Ricerca. a) alluvium depositi di spiaggia e travertino; Q) limi, sabbie e ghiaie marine, panchina (quaternario); P) sabbie, limi e conglomerati marini, calcari sabbiosi organogeni (Pliocene); τ) vulcaniti quaternarie; S) Formazione di Santa Fiore. ( da Bortolotti et al., 1970)

Questo settore della catena appenninica è caratterizzato da estese e potenti coperture vulcaniche piroclastiche di varia tipologia e laviche basiche, in genere sottosature. Le prospezioni geofisiche, effettuate a più riprese negli ultimi decenni, e i sondaggi minerari per l' esplorazione e coltivazione di risorse geotermiche condotte da ENEL e dalla Joint-venture ENEL-AGIP particolarmente durante gli anni '70 e '80, hanno permesso di definire le caratteristiche stratigrafiche e strutturali dell' alto Lazio e dell' Umbria sud-occidentale che risultano essere quelle note della Toscana sud-orientale, ovvero dell' area del M.Amiata-M.Cetona (Calamai et al., 1970; Giannini et al.,

1972; Buonasorte et al., 1987; Bertini et al., 1991; Decandia et al., 2001; Batini et al., Pandeli et al., 2005; Batini et al., 2003). In particolare, è stata accertata nel sottosuolo la presenza di coperture essenzialmente argilloso-marnoso-calcaree delle Unità Liguri che riposano sulle successioni toscane non-metamorfiche (“Falda Toscana”). Queste ultime presentano localmente estese laminazioni tettoniche, dando luogo alla cosiddetta “Serie Toscana Ridotta” (che è una situazione geologica tipica della Toscana meridionale), o imponenti scagliature ed impilamenti tettonici, come è noto lungo il cosiddetto “Fronte della Falda Toscana” nel suo tratto più meridionale (M.Cetona-Torre Alfina in Buonasorte et al., 1987). Inoltre, è ben testimoniato anche lo sviluppo dei bacini post-orogenici di età miocenico superiore-pliocenica e delle dorsali morfologico-strutturali ad esse interposte. A questo è ben conosciuta la prosecuzione nell’ alto Lazio della dorsale morfologico-strutturale nota come “Dorsale Montalcino–Mt. Amiata–Mt.Razzano (VT)” così come la Dorsale del M.Cetona(Baldi et al., 1974; Ambrosetti et al., 1978; Pasquaré et al., 1983; Barberi et al., 1994) e che limitano lateralmente in senso meridiano bacini continentali e marini post-orogenici del Miocene superiore-Pliocene (rispettivamente il Bacino di Cinigiano-Baccinello e il Bacino di Radicofaninell’ area del M.Amiata e il Bacino di Radicofani rispetto a quello della Val di Chiana : Landi et al., 1995; Benvenuti et al., 2001; Costantini et al., 1982; Bossio et al., 1993; Liotta, 1991, 1994, 1996; Bonini & Sani, 2002). Questi bacini sono stati tradizionalmente interpretati come bacini intermontani tipo graben e semi-graben ed evoluti durante le fasi estensionali post-orogeniche, ma recentemente altri autori (Bonini et al., 1999; Finetti et al., 2001; Bonini & Sani, 2002) li hanno assimilati a bacini tipo “thrust-top” in un modello geologico che prevede la persistenza dei fenomeni orogenici compressivi fino al Pleistocene. In ogni caso tali bacini subirono l’ emersione per lo più dal Pliocene inferiore-medio e i loro sedimenti furono sollevati localmente anche fino a circa 1000 m (es. nell’area del M.Amiata) verosimilmente anche per il concorso della risalita e messa in posto dei corpi magmatici quaternari.

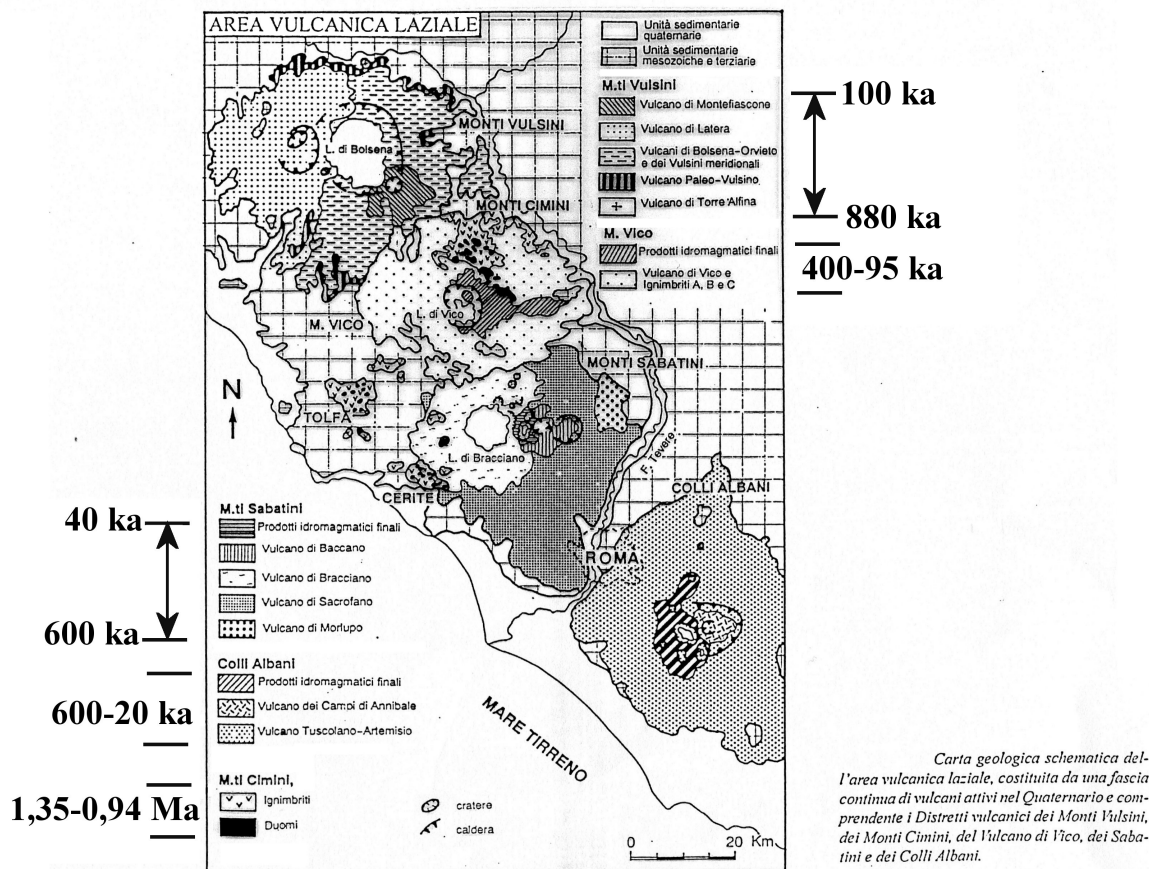


Figura 12 – Schema geologico dell’area dei vulcani laziali

Infine, oltre alla già citata fenomenologia magmatica post-orogena che qui trova la sua espressione negli apparati vulcanici vulsini legati alla Provincia Magmatica Romana, e costituiti da prodotti della “serie potassica” (KS) e della “serie alta in potassio” (HKS) (Conticelli et al., 1986, 1987), anche nel sottosuolo dell’ alto Lazio sono presenti interessanti anomalie geotermiche che hanno dato luogo a veri e propri campi geotermici come quelli ad “acqua dominante” di Torre Alfina e di Latera (Bertrami et al., 1984; Buonasorte et al., 1987, 1988).

### 2.2.1 Lineamenti morfologici e stratigrafici dell’ area del Permesso di Ricerca “Monte Rubiaglio” nel quadro della geologia dei M.Vulsini-Torre Alfina

Dal punto di vista morfologico, l’area in esame, posta a NE del Lago di Bolsena nell’ Umbria sud-occidentale, si presenta piuttosto mossa. Infatti, nella sua parte più meridionale il territorio è sostanzialmente pianeggiante con altitudine tra i 400 e i 500 m, essendo costituito dagli espandimenti vulcanici quaternari, ed è localmente solcato da torrenti che possono produrre al più moderate incisioni (es. Fosso Romealla). Verso nord (da Benano-Castel Viscardo), invece, risulta piuttosto articolato morfologicamente per la presenza della Valle del Fiume Paglia (con fondo valle sui 180-200m) che si imposta sui terreni del substrato delle vulcaniti quaternarie, ovvero i depositi marini-costieri a composizione essenzialmente sabbioso-argillitica dei Bacini pliocenici di Radicofani e della Val di Chiana e le Unità Liguri, ovvero l’ Unità di S.Fiora e l’Unità Ofiolitica di natura essenzialmente argillitico-marnoso-calcareo (Buonasorte et al., 1988), in larga parte costituiti da litologie prevalentemente piuttosto erodibili. La parte più settentrionale del Permesso è



caratterizzata dal Poggio Ceccarello (559m) che rappresenta la propaggine sud-orientale della dorsale morfologica del M.Cetona.

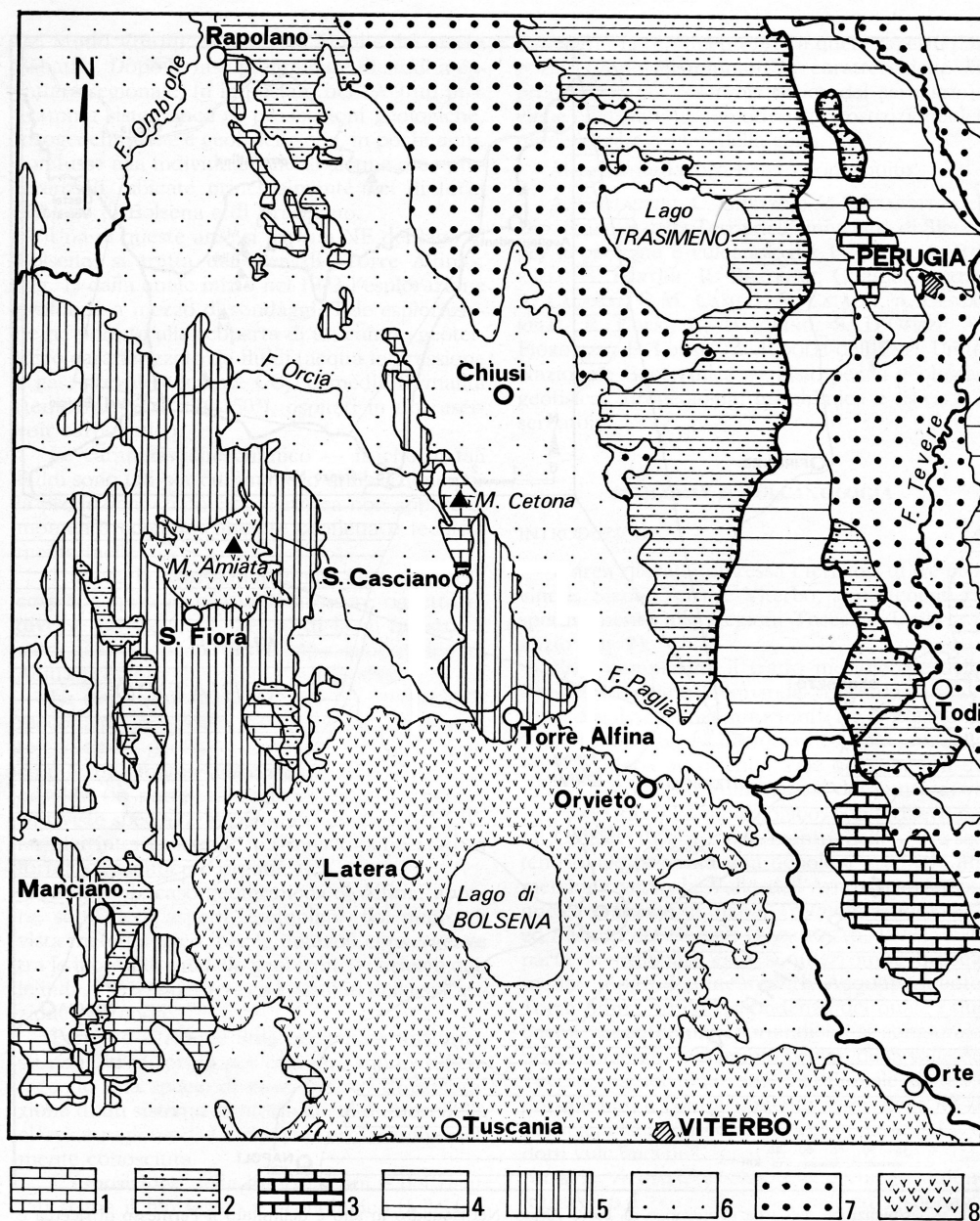


Figura 13 – Schema geologico regionale dell’area di T. Alfina

La presenza delle successioni neoautoctone plioceniche e liguri, assieme a quelle in larga parte calcaree della sottostante Falda Toscana, nel sottosuolo dell’ area coperta dalle vulcaniti quaternarie nella parte meridionale del presente Permesso è comunque testimoniata dai dati geologici ottenuti dall’ esplorazione del limitrofo campo geotermico di Torre Alfina (Buonasorte et al., 1988, 1991).

L'area del Permesso di Ricerca rientra nel Foglio n. 129 “S. Fiora” e nel n. 130 “Orvieto” della Carta Geologica d'Italia (CGI) alla scala 1:100.000 dell' ISPRA. L'assemblaggio delle porzioni interessate dei due Fogli è riportato in Fig.14. Di seguito verranno descritte le principali caratteristiche delle unità stratigrafiche presenti nell' area di interesse partendo dai sedimenti quaternari, i terreni più recenti esposti nell' area, e procedendo in basso verso le unità più profonde e antiche, riferendosi alle unità geologiche e relative sigle presenti nel Foglio n. 130 “Orvieto”.

#### **- SEDIMENTI QUATERNARI.**

- Depositi fluviali olocenici (a). Sono stati cartografati nella CGI solo lungo i corsi d'acqua principali (es. il Fiume Paglia, il Torrente Romealla), ma sono presenti anche lungo corsi d'acqua minori nella carta geologica di Buonasorte et al. (1988). Si tratta di sedimenti alluvionali recenti con elementi clastici di varia granulometria derivanti dai terreni vulcanici e/o dalle unità sedimentarie marine plioceniche e liguri.

- Depositi eluviali-colluviali (e nella CGI) e corpi detritici (dt). I primi sono i prodotti superficiali di disfacimento delle formazioni piroclastiche, particolarmente estesi nelle area di Castel Giorgio e a nord della stessa località. I corpi detritici sono depositi di frana e di falda sciolti, ma talora anche arrossati e cementati. Sono stati cartografati in corrispondenza del limite delle vulcaniti con il substrato sedimentario costituito dalle formazioni marine neoautoctone (area Benano-Castel Viscardo) e dalle Unità Liguri (ad ovest di Castel Viscardo).

#### **- VULCANITI VULSINE**

Questo complesso vulcanico complesso, costituito da più centri eruttivi (Bolsena, Montefiascone e Latera) è stato attivo in un intervallo temporale di 880-100 ka secondo Serri et al (1991), Barberi et al. (1984) e Nappi et al. (1995) (vedi Fig. 12) ed è caratterizzato da numerosi espandimenti ignimbrici e da sprofondamenti vulcano-tettonici. Inoltre, nel sottosuolo del campo geotermico di Latera, i sondaggi hanno intercettato un corpo magmatico sienitico di circa 900 ka (Barberi et al., 1984) che risulta cioè più antico di tutti i prodotti dell' area vulcanica vulsina.

I maggiori centri di attività sono stati quelli di Torre Alfina (il più antico) a cui sono seguiti quelli di Latera, di Bolsena e di Montefiascone.

In particolare nell' area in esame sono esposte le vulcaniti della parte settentrionale dell' apparato vulsino e ancora più a nord (in corrispondenza di Torre Alfina) le vulcaniti dell' apparato di Torre Alfina, che come detto in precedenza risultano i prodotto più vecchi dell' attività magmatica alcalino-potassica nell' alto Lazio e Umbria sud-occidentale. Le diverse unità vulcaniche e vulcanico sedimentarie affioranti verranno descritte di seguito e denominate con le sigle della CGI (Jacobacci et al., 1970).

**βo** – Colate laviche basiche dell' apparato di Torre Alfina. Si tratta di lave di basalto e trachibasalto olivinico grigio-scuere e bollese/vescicolate, talora scoriacee, con fenocristalli di pirosseno e di plagioclasio e spesso ricche in xenoliti di rocce crustali, più o meno metamorfosate, ed in minor misura mantelliche (peridotiti a flogopite). A scala microscopica la struttura è porfirica ipocristallina con paragenesi principale a plagioclasio basico, augite, biotite e olivina forsteritica in pasta di fondo a clinopirosseni, plagioclasio e sanidino. L'età radiometrica è di  $0,82 \pm 0,04$  Ma (Nicoletti et al., 1991).

Seguono i prodotti vulcanici dell' attività vulsina elencati in ordine stratigrafico dal più antico:

Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMINARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

Prodotti del centro eruttivo di Poggio del Torrone ( $\varnothing\lambda$  e  $\varnothing\lambda^{sc}$ ). Sono presenti in corrispondenza del recinto calderico. In particolare:

$\varnothing\lambda$  - Colate laviche. Si tratta di colate di tefrite leucititica sfumante in leucite.

$\varnothing\lambda^{sc}$  – Si tratta di prodotti di esplosione, ovvero lapilli varicolori distintamente stratificati e coni di scorie più o meno grossolani e varicolori, talora saldate, con rari livelli cineritici e brandelli lavici interclusi.

Questi prodotti sono per Varekamp(1980) i più antichi dell’ apparato di Bolsena.

Seguono i prodotti del complesso intermedio e superiore (secondo Varekamp, 1980) del sistema vulsionio:

$ts^1$  – Tufi stratificati inferiori dell’ apparato vulsino. Si tratta di tufi stratificati costituiti da fitte alternanze di tufiti, cineriti, lapilli più o meno sciolti, piccole pomice e tufi granulari con locali orizzonti limnici talora venati di idrossidi di ferro. All’ interno di questi prodotti sono spesso abbondanti anche granuli monocristallini di augite, biotite e leucite. Sono esposte all’ interno del recinto calderico del Lago di Bolsena.

$\lambda$  - Colate di leucite e tefrite leucititica. La roccia è ipo/olocristallina porfirica con fenocristalli macroscopici di leucite talora geminata (abbondante comunque anche nella pasta di fondo) e, subordinatamente, plagioclasio e pirosseno augitico. Affiora sia all’ interno del recinto calderico che più estesamente dall’area di Castel Giorgio fino all’ allineamento Torre Alfina-Castel Viscardo, nonché nelle incisioni dei torrenti nell’ area di Canonica. Lo spessore massimo è di 25m.

$\lambda^{sc}$  – Tufiti e cineriti giallastre a minutissime pomice gialle. Anche questa unità affiora solo all’ interno del recinto calderico

$\varnothing\varphi^w$  – Ignimbrite tefritico-fonolitica (“Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio” Auctt.). Si tratta di una ignimbrite a matrice prevalentemente giallo-arancio fino a marrone con scorie nere anche di grosse dimensioni (max 20 cm) e con cristalli di sanidino e leucite, in genere analcimizzata (“Tufo litoide a scorie nere” Auctt.). Questa unità, che costituisce gran parte della rupe di Orvieto, affiora localmente a sud-est di Canonica. Nella rupe di Orvieto lo spessore di questa unità è di circa 40m. L’età radiometrica è di 330 ka (Nappi et al., 1995).

$ts^2$  – Tufi stratificati superiori. Sono costituiti da alternanze di tufi terrosi giallastri, sabbie vulcaniche grigiastre, pomice gialle o avana, tufiti con pomice chiare e tufi con diverso grado di pedogenizzazione. Affiorano ad E e SE di Castel Giorgio.

$\lambda\varnothing$  - Colate di leucite tefritica. Si tratta di lave grigio scure a struttura ipocristallina con piccoli fenocristalli di pirosseno in pasta di fondo di microliti di pirosseno, plagioclasio basico e leucite. Affiorano nell’ area tra Castel Giorgio e Canonica.



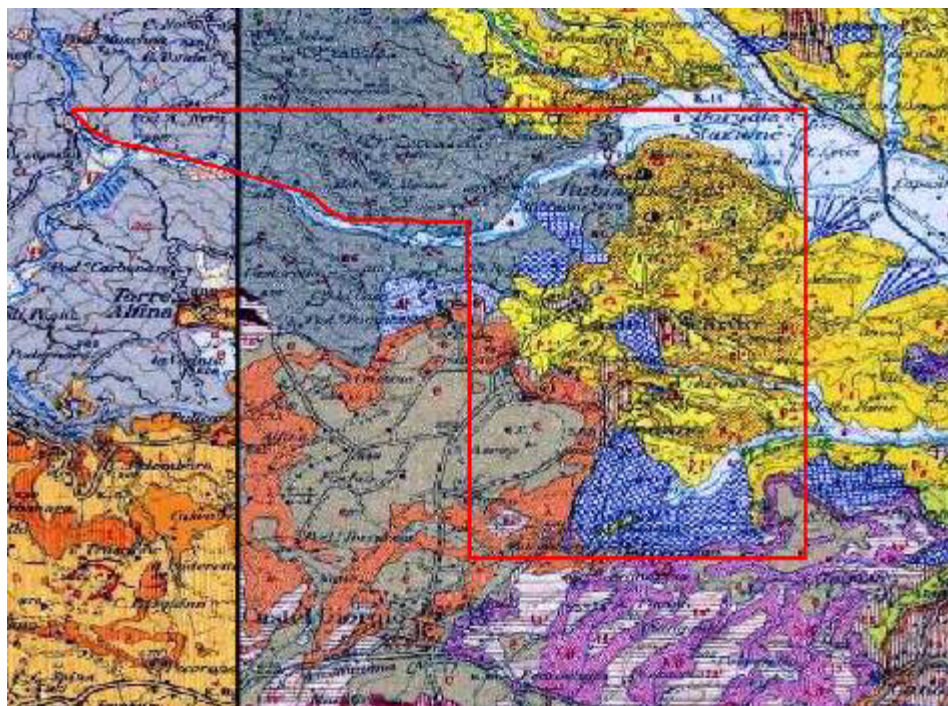


Fig. 14 – Carta geologica dell’ area dei Monti Vulsini settentrionali (dal Fogli n.129 e 130 della CGI, ISPRA)

Dal punto di vista dell’ evoluzione degli apparati vulcanici vulsini, Nappi (1969), Alberti et al. (1970), Nappi & Marini (1986) e Nappi et al. (1995) hanno definito quattro periodi di attività (Figs.):

- Primo periodo o Ciclo del Paleobolsena. In cui è compresa l’ attività dell’ apparato di Torre Alfina (820 ka), è caratterizzati in gran parte da ignimbriti (“Nenfro” Auctt. di età 480-500 ka ), nonché da piroclastiti pliniane e da “surges” piroclastici con datazioni radiometriche più antiche attorno ai 590 ka. In particolare, è caratterizzata per lo più da strato-vulcani con espandimenti ignimbricitici trachitici e-di lava trachibasaltica, i primi anche piuttosto estesi, ma delle quali è difficile stabilire i relativi centri di emissione. A queste colate potevano intercalarsi livelli piroclastici e anche di locali flussi ignimbricitici, specie nella parte bassa della successione. A 505 ka, dopo la prima importante eruzione ignimbricitica, inizia il collasso dell’ edificio vulsino.

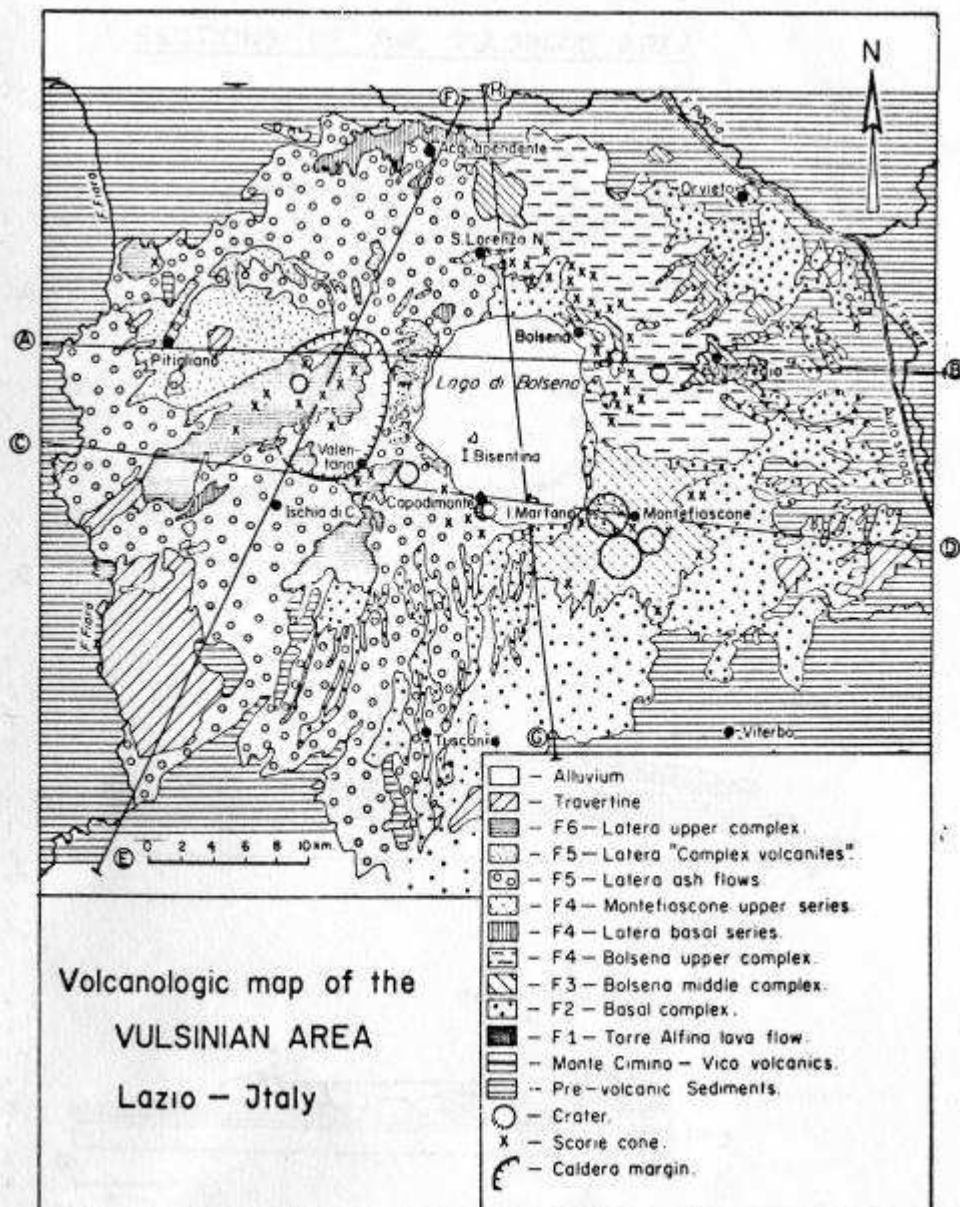
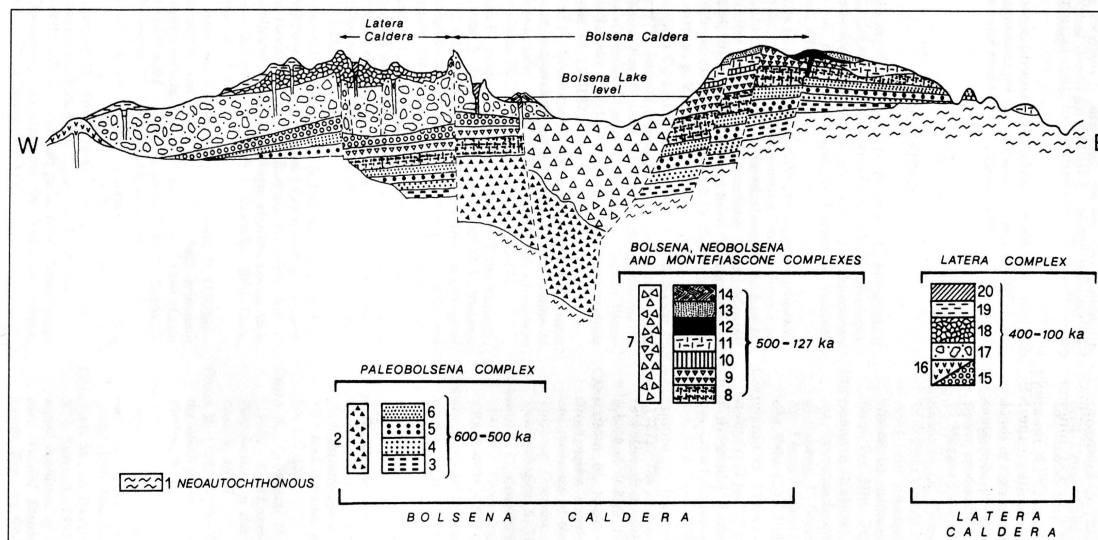


Fig.15 - Schema degli apparati vulcanici dei M.Vulsini (da Varekamp, 1980)

**Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMIARE**  
**Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare**



Space-time evolution of the Vulsini volcanic complexes visualized through a schematic cross section from W to E of the VVD. The main topographic features of the VVD are reported (vertical scale is increased). Thickness, lateral variations and boundaries of the deposits are mostly idealized. The normal-faulted downsag structure of the volcano-tectonic caldera of Bolsena would have been much more emphasized through a SW-NE section. For further explanation see text. Pre-Neoauchthonous units are not drawn. Symbols: 1) clayey-sandy and conglomeratic sediments of marine and brackish environment (Neoauchthonous); 2) mainly back-fall lithic breccias; 3) conjectural effusive activity older than the dated Plinian pumice falls; 4) F1 and F2 and F3 Plinian pumice falls; 5) pyroclastics and lavas; 6) «Civitella d'Agliano Formation» Ignimbrite; 7) mainly back-fall lithic breccias; 8) pyroclastics and lavas; 9) «Vietena» lavic plateaux; 10) pumice fall of «Ponticello»; 11) «Orvieto-Bagnoregio Ignimbrite»; 12) «Monterado» lava flows; 13) mainly Montefiascone pyroclastics; 14) Bisentina island Surtseyan activity; 15) pre-caldera effusive phase; 16) «Vulci» and «Monte Calvo» lava flows; 17) ignimbrites; 18) «Pitigliano Formation»; 19) post-caldera effusive phase; 20) post-caldera phreatomagmatic eruptions.

**Fig.16 - Schema dei rapporti tra le diverse unità vulcaniche nell' area di Latera-Bolsena (da Nappi et al., 1995).**

- Secondo periodo (o delle eruzioni ignimbritiche e degli sprofondamenti vulcano-tettonici principali) con il Ciclo di Bolsena, di Montefiascone e di Latera. Questi cicli sono in gran parte caratterizzati da piroclastiti pliniane con intercalazioni di colate laviche leucititiche ed ignimbriti (es. l' Ignimbrite di Bolsena e l' Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio). Queste ultime segnano i collassi degli edifici vulcanici e, quindi, la formazione delle caldere. Localmente si formano anche coni di scorie. Dopo la messa in posto dell' Ignimbrite di Orvieto-Bagnoregio a circa 330 ka, l'attività si spostò nell' area di Montefiascone anche qui caratterizzata da prodotti piroclastici anche freatomagmatici e di flusso piroclastico di età fino a 250-220ka. A 127ka avvenne l'ultima messa in posto dei prodotti dell'apparato di Bolsena. L'attività del Complesso di Latera è in gran parte coeva (400-100ka) con gli altri due suddetti centri eruttivi. In particolare i suoi centri di emissione sono ubicabili in larga parte all' interno o sui bordi della sua caldera. La degassazione a giorno di questi fusi determinava la formazione di ignimbriti e lave microvescicolate (foam lava). Successivamente si ebbero i fenomeni più importanti di sprofondamento vulcano-tettonico con la conseguente formazione delle caldere di Latera e di Bolsena. All' interno della caldera di Latera si formarono specchi d'acqua, dando luogo a sedimentazione limnopalustre. Quindi si misero in posto la Vulcanite complessa di Onano e, successivamente, dopo un ulteriore sprofondamento della caldera di Latera, la Vulcanite complessa di Pitigliano.
- Terzo periodo (o delle effusioni laviche finali) – E' caratterizzato da effusioni laviche non leucititiche intracalderiche dell' apparato di Latera (es. il Trachibasalto della Selva del Lamone) e leucititiche con centri sia intracalderici, circumcalderici ed eccentrici nell' area di Latera. A questa fase sono connessi anche eventi piroclastici anche di tipo freatomagmatico con prodotti tipo da caduta e da surge umidi (es. i Tufi di Poggio Pinzo) che portarono tra l'altro alla creazione del piccolo cratere (tipo maar) che oggi ospita il Lago di Mezzano all' interno della Caldera di Latera. L'attività vulcanica finì attorno ai 100 ka.

#### - DEPOSITI NEOAUTOCTONI

L'area del Permesso di Ricerca “Monte Rubiaglio” è posta sull'asse dell' alto strutturale del M.Cetona-Torre Alfina che separa il Bacino di Radicofani, ad ovest, da quello della Val di Chiana, ad est. Questa dorsale morfologico-strutturale, assieme a quella di Montalcino-M.Amiata-M.Razzano, ha sempre rappresentato un'area sostanzialmente emersa dal Messiniano-Pliocene inferiore (Baldi et al., 1974), come è testimoniato dal diretto appoggio delle vulcaniti quaternarie sulle unità liguri nell' area di Torre Alfina. Lateralmente a questa dorsale, però, le vulcaniti poggiano sui depositi marini pliocenici legati ai due suddetti bacini (es. a nord di Acquapendente e presso Castel Viscardo). Per quanto riguarda la tipologia dei sedimenti sono stati distinti:

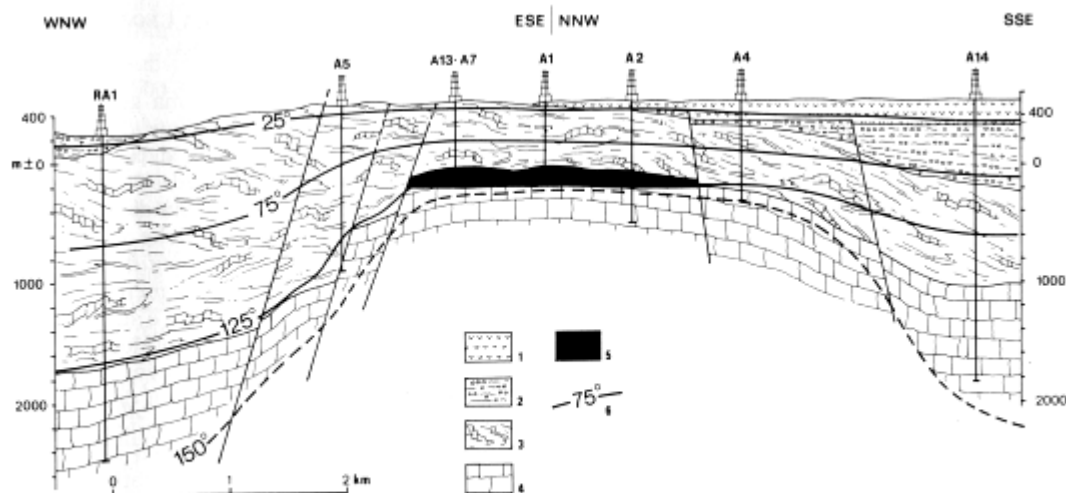
Ps – Sabbie gialle (“Facies Astiana” Auctt). Sabbie giallastre in strati e banchi con locali livelli conglomeratici passanti a sabbie e sabbie argillose grigiastre e brune, debolmente cementate. L'età è Pliocene inferiore-superiore.

Pa – Argille grigio-azzurre (“Facies Piacenziana” Auctt.). Argille e argille sabbiose grigio-azzurrognole con locali livelli sabbiosi e talora includenti cristalli di gesso. L'età è Pliocene inferiore.

Pcg – Conglomerati. Si tratta di conglomerati semicoerenti o ciottolami ad elementi poligenici, più o meno arrotondati, in matrice sabbioso-argillosa rossastra o verdognola. Localmente possono essere presenti lenti ed intercalazioni sabbioso-limose. L'età è Pliocene inferiore.

L'ambiente di sedimentazione varia da deltizio a neritico di varia profondità. Il contenuto fossilifero, particolarmente abbondante nelle due prime unità, è riportato in Jacobacci et al. (1970) e Buonasorte et al. (1988).

La presenza di questi depositi anche nel sottosuolo della parte meridionale dell' area del Permesso di Ricerca (area di Castel Giorgio) è confermata dai dati dei sondaggi geotermici (Buonasorte et al., 1988) (Fig. 17).



- Sezione geologica schematica su una traccia prossima o in corrispondenza dei pozzi indicati. Spiegazione dei simboli: 1) Complesso vulcanico; 2) Complesso dei depositi marini pliocenici; 3) Complessi di facies ligure ed austral-pina interna; 4) Complesso di facies toscana; 5) Estensione della cappa di gas; 6) isoterme in °C.

**Fig. 17 – Sezione geologica del Campo geotermico di Torre Alfina (da Buonasorte et al., 1988).**

#### - UNITÀ LIGURI.

Progetto Geotermico “**Monte Rubiaglio**” - PROGETTO PRELIMINARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

Nell' area in esame le Liguridi s.l. affiorano al di sotto delle vulcaniti solo nell' area di Torre Alfina e le esposizioni poi proseguono verso nord fino all' area del M.Cetona lungo l'omonima dorsale. Pertanto non esistono esposizioni di esse nell'area del Permesso di Ricerca), ma la loro presenza nel sottosuolo al di sopra della Falda Toscana è testimoniata dai dati dei sondaggi geotermici (Buonasorte et al., 1988). In particolare, nelle CGI questi terreni sono stati denominati “ac”, ma gli studi di dettaglio effettuati da Buonasorte et al. (1988) hanno portato al riconoscimento all' interno delle Liguridi di due principali unità tettoniche, ovvero l' Unità Ofiolitifera e la sottostante Unità di S.Fiora.

- UNITA' OFIOLITIFERA

Questa unità è costituita solo dalla Formazione delle Argille a Palombini (o Argille con calcari palombini).

Si tratta di argilliti scagliose di colore grigio e grigio scuro fino a nerastro con locali intercalazioni decimetriche-metriche (max 2m) di calcari silicei tenaci di colore grigio e grigio-verde a frattura da concoide a scheggiata e rari strati di arenarie quarzose e quarzoareniti grigie. A luoghi nella massa argillitica, spesso caoticizzata, sono presenti olistoliti ofiolitici, in genere costituiti da corpi serpentinitici e subordinatamente gabbri.

L'età è Cretaceo inferiore.

- UNITA' DI S.FIORA

In questa unità sono state distinte due formazioni:

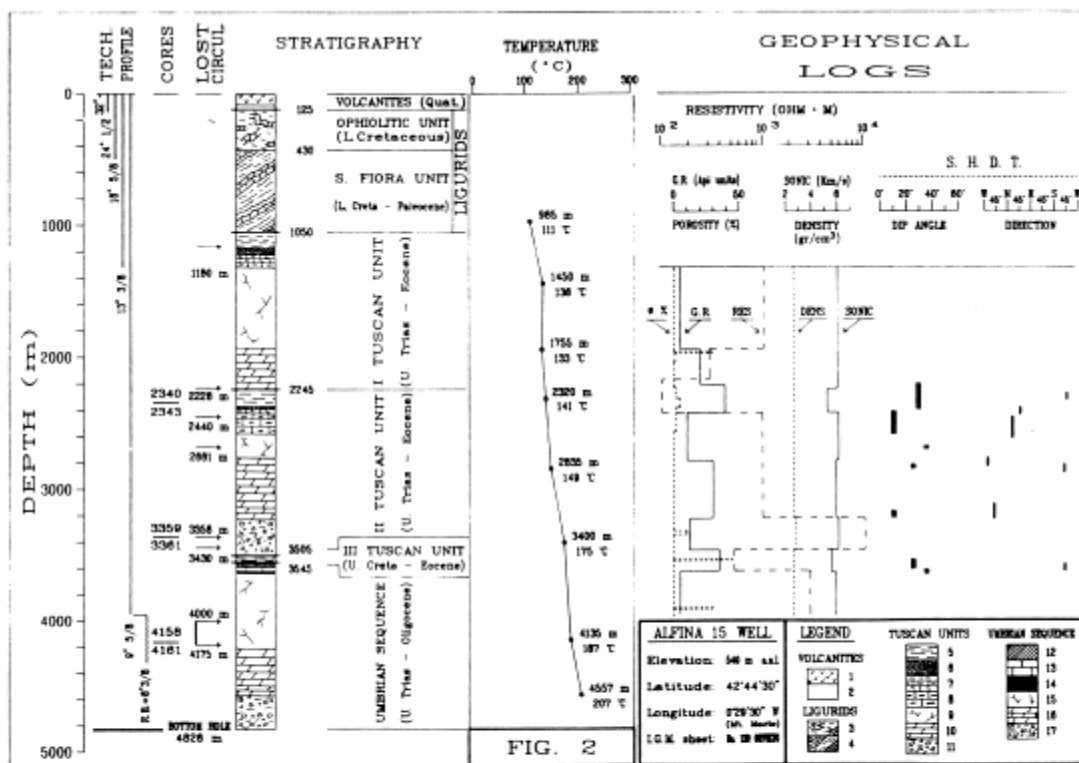
Formazione di S.Fiora. E' in genere costituita da sequenze torbiditiche arenaceo-pelitiche o calcarenitico-lutitiche con la porzione argillitico-marnosa nettamente predominante sulle altre componenti, ovvero calcari, calcari marnosi, calcareniti ed arenarie calcaree presenti come strati di spessore da decimetrico fino ad oltre 5m. Il colore generale è grigio bruno, talora variegato fino al rossastro. Localmente la componente arenacea diviene prevalente e possono essere distinto il Membro delle Arenarie di M.Rufeno, costituito da arenarie quarzoso-carbonatiche composizionalmente corrispondente alla coeva Pietrafortepresente nell' Unità Morello e di S.Fiora anche nella vicina area del M.Amiata. All' interno del Membro possono essere presenti anche litofacies conglomeratiche con clasti di rocce metamorfiche, calcareo-dolomitiche e diasprine e vulcaniche a composizione andesitico-riolitica. Nel sottosuolo del Permesso di Ricerca lo spessore di questa formazione è di circa 400-500 m. L'età è Cretaceo superiore.

Formazione di S.Pietro Acquaeortus. E' presente a tetto dell' Unità di S.Fiora e nell' area del Permesso è presente solo nel sottosuolo di Castel Giorgio come messo in luce dai sondaggi geotermici (vedi sezioni geologiche in Buonasorte et al., 1988). E' costituita da bancate di calcari marnosi grigio-nocciola e subordinatamente da calcari raramente silicei, arenarie calcaree, calcareniti e calcilutiti torbiditiche con intercalazioni di marne grigie e talora rosate, nonché di argilliti varicolori. Spesso queste litologie sono organizzate in sequenze torbiditiche. Nel sottosuolo del Permesso di Ricerca lo spessore di questa formazione è da 0 a circa 200 m. L'età è Eocene medio-superiore.

- FALDA TOSCANA

Le unità sottostanti alle Liguridi, ovvero quelle della successione toscana non metamorfica (Falda Toscana), non affiorano nell' area in esame, ma loro presenza nel sottosuolo è stata accertata dai sondaggi dell' ENEL del campo geotermico di Torre Alfina. In realtà il sondaggio profondo Alfina 15 (Buonasorte et al., 1987, 1991), che ha raggiunto la profondità di 4826m dal p.c., ha evidenziato la presenza di tre unità riconducibili alla Falda Toscana mutuamente impilate e poggianti tettonicamente sulla Serie Umbra (Fig.18).

Progetto Geotermico "Monte Rubiaglio" - PROGETTO PRELIMARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare



Technical profile, stratigraphy and well logging of the Alfina 15 well. Legend of the stratigraphic profile: *Volcanites* (Quaternary): 1) tephritic-leucitic lavas, 2) pyroclastites; *Ligurids* (Cretaceous-Paleocene): 3) Ophiolitic Unit; 4) Santa Fiora Unit; "Tuscan" Units (Upper Trias-Middle/Upper Eocene): 5) "Scisti Policromi"; 6) "Maiolica" and "Diaspri-Calcarei Diaspri"; 7) "Marne a Posidonia"; 8) "Calcarei Selciferi"; 9) "Calcare Massiccio"; 10) "Calcarei e Marne a Rhaetavicula c."; 11) "Anidriti di Burano"; "Umbrian" sequence (Upper Trias-Oligocene): 12) "Scaglia Cinerea"; 13) "Scaglia Rossa"; 14) condensed formations ("Marne a Fucoidi", "Maiolica", "Calcarei ad Aptici" - "Calcarei Diaspri", "Rosso Ammonitico"); 15) "Calcare Massiccio"; 16) "Calcarei e Marne a Rhaetavicula c."; 17) "Anidriti di Burano".

**Fig. 18 - Profilo tecnico, stratigrafia e dati geofisici del pozzo Alfina 15 (da Buonasorte et al., 1991)**

Volendo descrivere le formazioni che costituiscono l'elemento o sub-unità tettonica più superficiale della Falda Toscana che ospita il Campo Geotermico di Torre Alfina si hanno in ordine stratigrafico dalla più antica le seguenti unità (riferendosi alle partizioni di Buonasorte et al., 1988)(Fig...):

Calcarei e marne a Rhaetavicula contorta (t) – Si tratta di calcari neri stratificati con intercalazioni di marne e marne argillose grigie. Il contenuto fossilifero è dato da pesci, anellidi, crostacei, echinodermi e lamellibranchi tra i quali *Rhaetavicula contorta* e foraminiferi (*Triasina hantkeni*) che testimoniano una età retica (Triassico superiore).

Calcare Massiccio (g<sub>1</sub>) – Calcari microcristallini compatti di colore da grigio anche piuttosto scuro a biancastro e nocciola, talora con sfumature rosate, a luoghi dolomitico. La stratificazione è generalmente grossolana o assente, ma compare nella parte alta della formazione. Il contenuto fossilifero è dato da molluschi e alghe calcaree. Questa unità si presenta di regola interessata da sistemi diaclasi. L'età è Retico superiore-Giurassico inferiore (Hettangiano).



Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

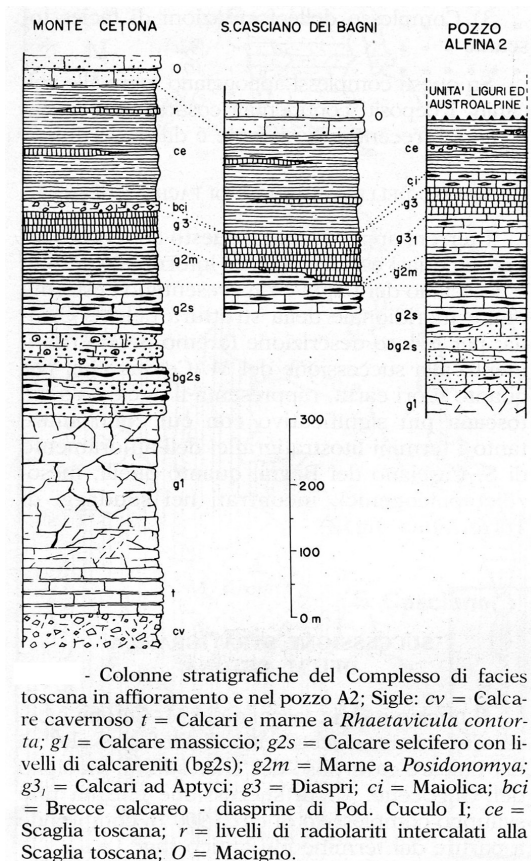


Fig. 19 – Colonne stratigrafiche della Falda Toscana (da Buonasorte et al., 1988)

**Calcare selcifero (g<sub>2s</sub>)** – Questa formazione è costituita da calcari grigi da scuri a chiari a grana fine e a stratificazione da centimetrica a decimetrica con liste e noduli di selce varicolore (generalmente grigio chiara) ed intercalazioni millimetriche di marne ed argilliti verdastre che divengono più frequenti in alto. Localmente sono presenti anche strati calcarenitici spesso rosati ad Entrochi (bg<sub>2s</sub>) e di calcari e calcari marnosi nodulari di colore da rosati a rossi a stratificazione generalmente decimetrica con noduli di selce rossa e rosa tipo Rosso Ammonitico. Il contenuto fossilifero è rappresentato da radiolari, filamenti, ostracodi, foraminiferi, ammoniti, rostri di belemniti e articoli di crinoidi. L'età è giurassica inferiore (Liassico medio superiore).

**Marne a Posidonomya (g<sub>2m</sub>)** – Questa formazione è costituita alla base da marne e marne argillose rossastre con intercalazioni di calcareniti e brecce intraformazionali spesso gradate. Più in alto la frazione argillosa diminuisce, mentre compaiono banchi calcarei a grana fine di colore rosato e con fiamme biancastre e livelli di calciruditi. Il contenuto fossilifero è dato da piccole ammoniti, Posidonomye e frammenti di Aptici. L'età è Giurassico medio-superiore (Dogger-Malm inferiore).

**Diaspri (g<sub>3</sub>)** – Si tratta di una successione di straterelli centimetrici silicei/diasprini di colore verde-azzurro a rosso con fiamme grigie e verdi e con intercalazioni millimetriche di argilliti, spesso silicee. I fossili sono costituiti da Radiolari che permettono di attribuire la formazione al Malm.

**Maiolica (ci)** – Calcari stratificati biancastri, di regola silicei, con liste e noduli di selce grigia e grigio scura. Contengono Calpionelle e Radiolari del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore (Titonico-Neocomiano).

**Scaglia Toscana (ce)** – Argilliti, talora silicei, di colore da rosso bruno a grigio verde, ma fino a nerastrì quando manganesiferi. Contengono rari strati calcarei, generalmente silicei, grigi e verdastri. Localmente possono essere presenti anche livelli discontinui diasprini manganesiferi di colore

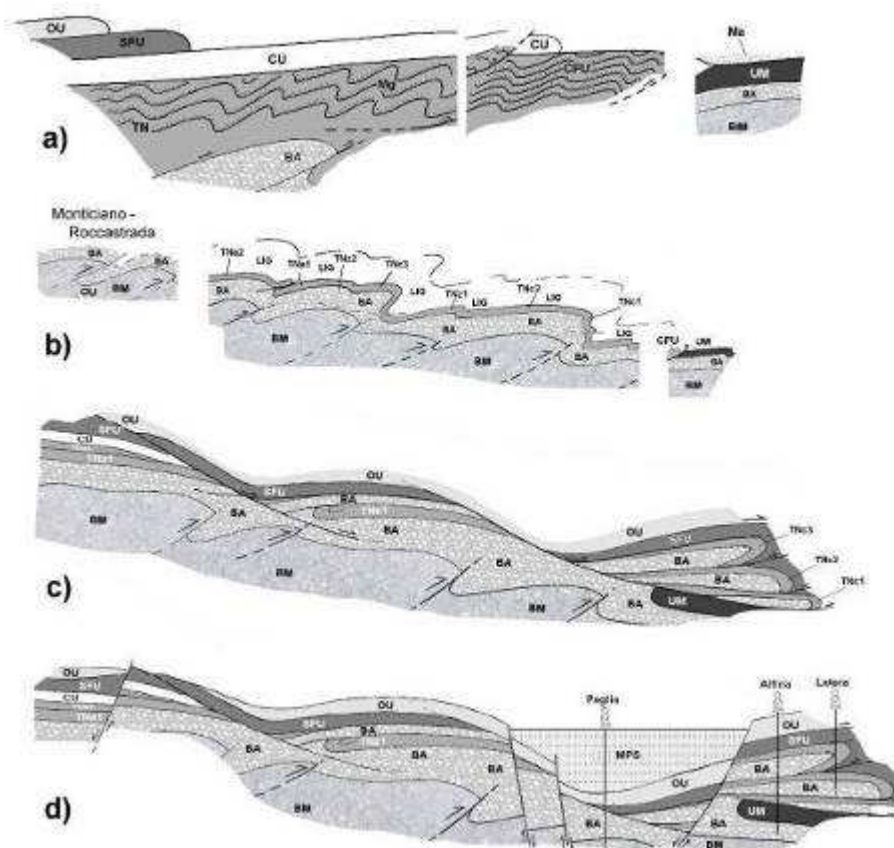
nerastro. Il contenuto in foraminiferi (Hedbergella-Ticinella, Heterohelici, Globotruncane) suggerisce per questa unità una età cretacea.

Per quanto riguarda gli spessori delle diverse formazioni attraversate dai sondaggi si veda Buonasorte et al. (1991) (Fig.18). In ogni caso lo spessore complessivo dei sub-elementi tettonici superiore ed intermedio della Falda Toscana, che risultano quelli con la successione più completa (ad eccezione del Macigno oligocenico che è in ogni caso mancante per elisione tettonica) è oltre 1000m.

E' inoltre da sottolineare che alla base del sub-elemento tettonico della Falda Toscana intermedio e alla base dell' Unità Umbra è presente la Formazione delle Anidriti di Burano del Triassico superiore (Norico-Retico) costituita da alternanze brecciate di anidriti biancastre e dolomie nerastre.

### 2.2.2 Lineamenti tettonici

Nonostante le estese coperture vulcaniche quaternarie, l'assetto tettonico delle unità geologiche presenti nell'area del Lago di Bolsena-M.Cetona è simile a quello tipico della Toscana meridionale ed in particolare di quello di tutta la Toscana sud-occidentale (cfr. Bertini et al., 1991; Decandia et al., 2001; Pandeli et al., 2005). In particolare, gli attuali rapporti stratigrafico-strutturali tra le diverse unità presenti nell' area in esame derivano da una complessa evoluzione tettonica che ebbe luogo tra l' Oligocene superiore ed il Quaternario che include le seguenti fasi deformative principali (Fig.20):



a-b) Oligocene superiore-Miocene inferiore. Questo principale evento di raccorciamento orogenico, occorso durante lo stadio di collisione tra la placca europea ed adriatica, produsse non solo l'accavallamento delle Liguridi s.l. sul Dominio toscano interrompendovi la sedimentazione del Macigno, ma anche complesse deformazioni del margine continentale toscano stesso. Infatti parte della successione toscana si scollò dal proprio substrato carnico-paleozoico ad opera delle evaporiti basali (Anidridi di Burano) ed iniziò ad avanscorrere verso oriente su quelle che, sepolte, acquisiranno l'impronta metamorfica di tipo regionale (Unità Toscana Metamorfica). Questi raccorciamenti e raddoppi sono evidenti anche all'interno della Falda Toscana in diversi dei suoi affioramenti nell'area amiatina (es. M.Aquilaia, Poggio Zoccolino, Bagno Pignoni, dorsale Castell'Azzara-M-Elmo), ma anche nel sottosuolo della stessa area (Brogi & Lazzarotto, 2002; Brogi, 2004a,b; Brogi et al., 2007; Pandeli et al., 2005; Calamai et al., 1970) e in quella dell'area in esame (vedi sondaggio ENEL Alfina 15 in Buonasorte et al., 1988). E' verosimile anche attribuire a questo evento la megastruttura nelle successioni toscane metamorfiche con a nucleo la Formazione B messa in evidenza dai sondaggi nel sottosuolo di Piancastagnaio (Elter & Pandeli, 1991).

c) Serravalliano-Tortoniano inferiore. Durante questo evento si produsse l'ulteriore traslazione verso oriente della Falda Toscana che, da un lato, originò estese laminazioni tettoniche al suo interno nelle aree occidentali (vedi Serie Toscana Ridotta), ma portò anche ad imponenti raddoppi della stessa ed al sovrascorrimento sulle successioni umbre, dando luogo al cosiddetto “Fronte della Falda Toscana” (Dallan Nardi & Nardi, 1972), ovvero alla megastruttura plicativa del M.Cetona che prosegue più a sud verso Torre Alfina e Latera (Bertrami et al., 1984; Buonasorte et al., 1987). Anche le Liguridi subirono ulteriori traslazioni e si laminarono al loro interno. Queste deformazioni sono state interpretate come dovute all'inizio della tettonica estensionale post-orogenica (Brogi, 2004c), oppure a fenomeni distensivi sin-orogenici connessi ad una ulteriore fase di raccorciamento delle unità toscane che produsse, tra l'altro, anche sistemi di faglie ad alto angolo a direzione anti-appenninica (Pandeli et al., 2005, Fig.20).

d) Miocene superiore-Quaternario. Durante il Miocene superiore iniziano a manifestarsi i fenomeni di distensione di questo settore della catena con lo sviluppo, prima di bacini continentali fluvio-lacustri talora lignitiferi attorno all'area del M.Amiata (es. Bacino di Baccinello, Bacino della Velona) e quindi di quelli ben più estesi e marini del Pliocene inferiore (es. Bacino di Radicofani e della Val di Chiana). La trasgressione pliocenica è tradizionalmente legata allo sviluppo di fosse tettoniche tipo semi-graben che, come il Bacino di Radicofani, presentano un profilo asimmetrico con la faglia maestra posta ad oriente (ovvero il sistema di faglie normali che delimitano ad ovest la dorsale del M.Cetona). Dalla fine del Pliocene inferiore tutta l'area amiatina si sollevò ed emerse il bacino di Radicofani. Questo evento è stato legato all'inizio della risalita in quest'area di corpi magmatici che origineranno successivamente il vulcano di Radicofani e del M.Amiata (Marinelli et al., 1993; Gianelli et al., 1998), che sono in parte coevi anche con l'inizio dell'attività magmatica degli apparati vulsini (Vulcano di Torre Alfina di circa 800 ka).

Nel Quaternario, il sollevamento dell'area amiatina continuò, portando i depositi marini pliocenici fino a quote di circa 500m, nell'area tra Montalcino e Castelnuovo dell'Abate, e di circa 1000m, in quella del M.Labbro (Pasquarè et al., 1983; Gianelli et al., 1988).

E' durante questo periodo che si svilupparono anche gli apparati vulcanici dell'alto Lazio che culminarono con la creazione di depressioni vulcano-tettoniche (es. le Caldere di Bolsena, Montefiascone e di Latera) che improntano ancora oggi la morfologia dell'alto Lazio.

L'assetto tettonico delle unità geologiche presenti nell'area tra il Lago di Bolsena ed il M.Cetona è legato a tutte le fasi deformative descritte in precedenza. Infatti, al di sotto delle coperture

vulcaniche quaternarie è evidente la presenza dei terreni Liguri e Toscani (es. nell’ area di Pitigliano-Sorano, M.Razzano a nord-ovest e Ferento nord-est di Viterbo, i piccoli affioramenti nei pressi di Farnese e il M.Canino). Inoltre, la presenza nel sottosuolo dell’ alto Lazio-Umbria sud occidentale delle Unità Liguri e della Falda Toscana è confermata dai dati ottenuti dai sondaggi geotermici ENEL del Campo di Latera e di Torre Alfina, nonché dalle prospezioni geofisiche effettuate a più riprese nell’ area.

In particolare, nel sottosuolo dell’area in esame è nota la presenza del sistema geotermico di Torre Alfina (Buonasorte et al., 1988) che è costituito da una megastruttura complessa della Falda Toscana alla quale si sovrappongono l’ Unità Liguri (es. l’ Unità di S.Fiora) essenzialmente argilloso-marnose. In particolare il sondaggio Alfina 15 ha messo in luce l’ impilamento di tre sub-unità tettoniche della Falda Toscana, potenti nel loro complesso circa 2500 m, che giacciono in profondità (a 3545 m dal p.c.) su di una successione legata alle Unità Umbro-Marchigiane (Buonasorte et al., 1991) (Fig.21).

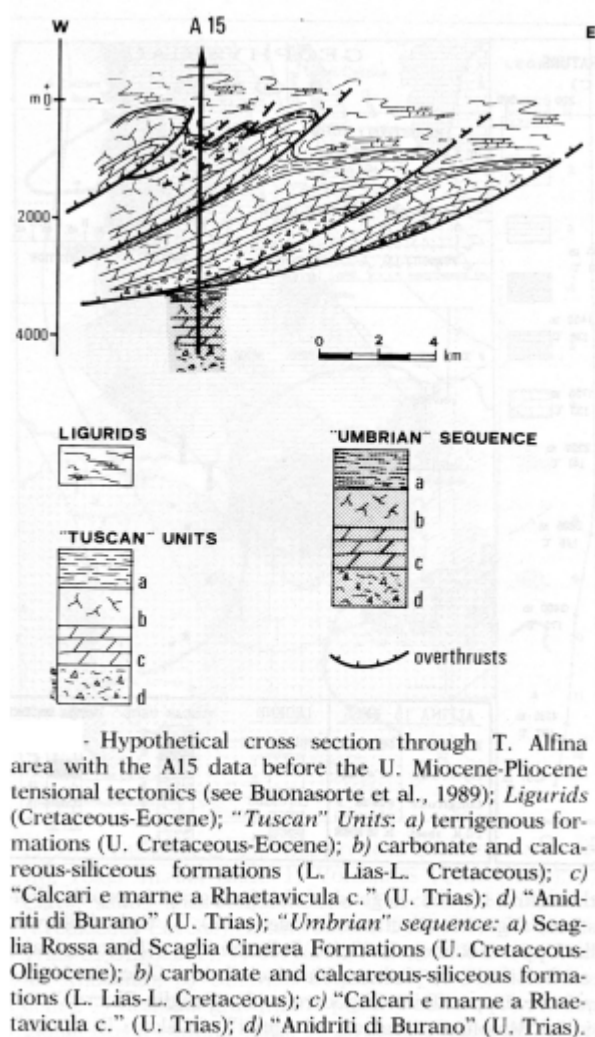
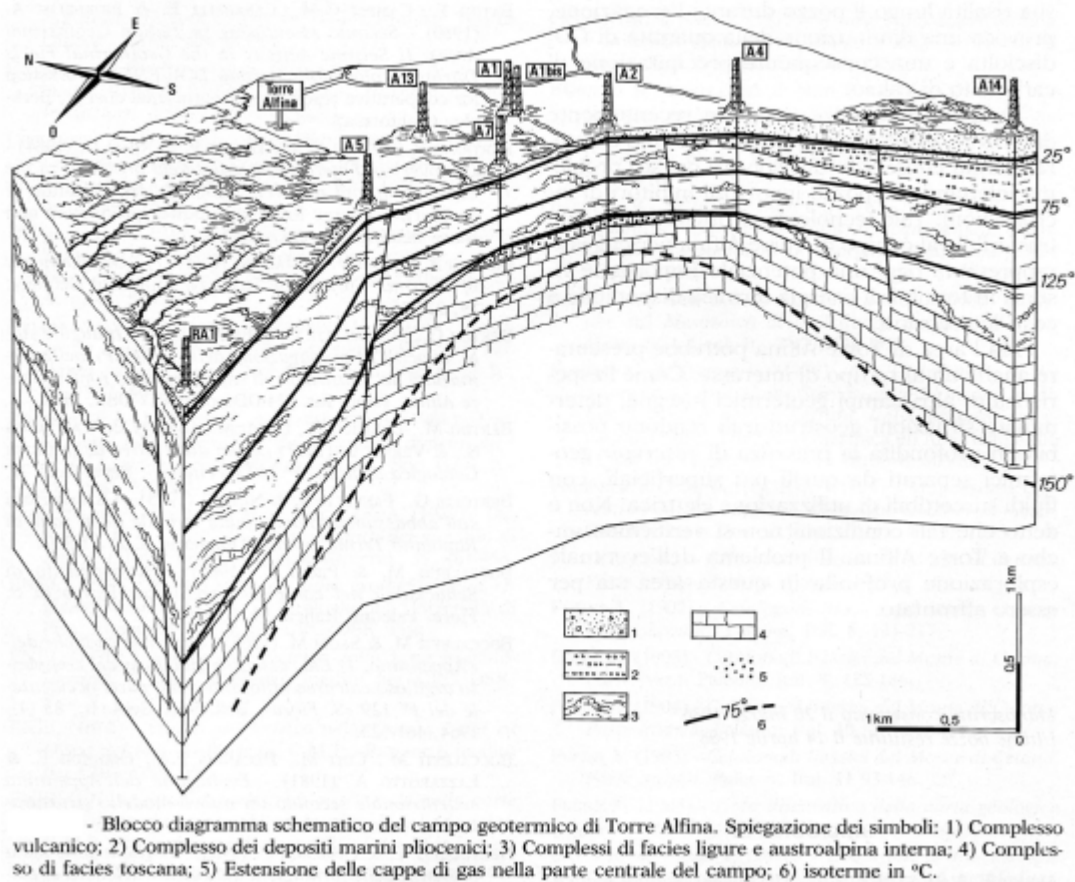


Fig. 21 – Schema strutturale del sottosuolo di Torre Alfina (da Buonasorte et al., 1991)

La sub-unità tettonica superiore della Falda Toscana è strutturata come una piega di dimensioni chilometriche, con asse circa N-S. L’assenza del Macigno a tetto della Falda Toscana rientra nello stile

tettonico tipico della “Serie Toscana ridotta” che è legato alle elisioni tettoniche occorse a vari livelli nella pila tettonica sia durante la sua costituzione per compressione, sia durante le fasi estensionali della catena (Sestini Ed., 1970; Dallan Nardi & Nardi, 1972; Giannini et al., 1972; Bertini et al., 1991).

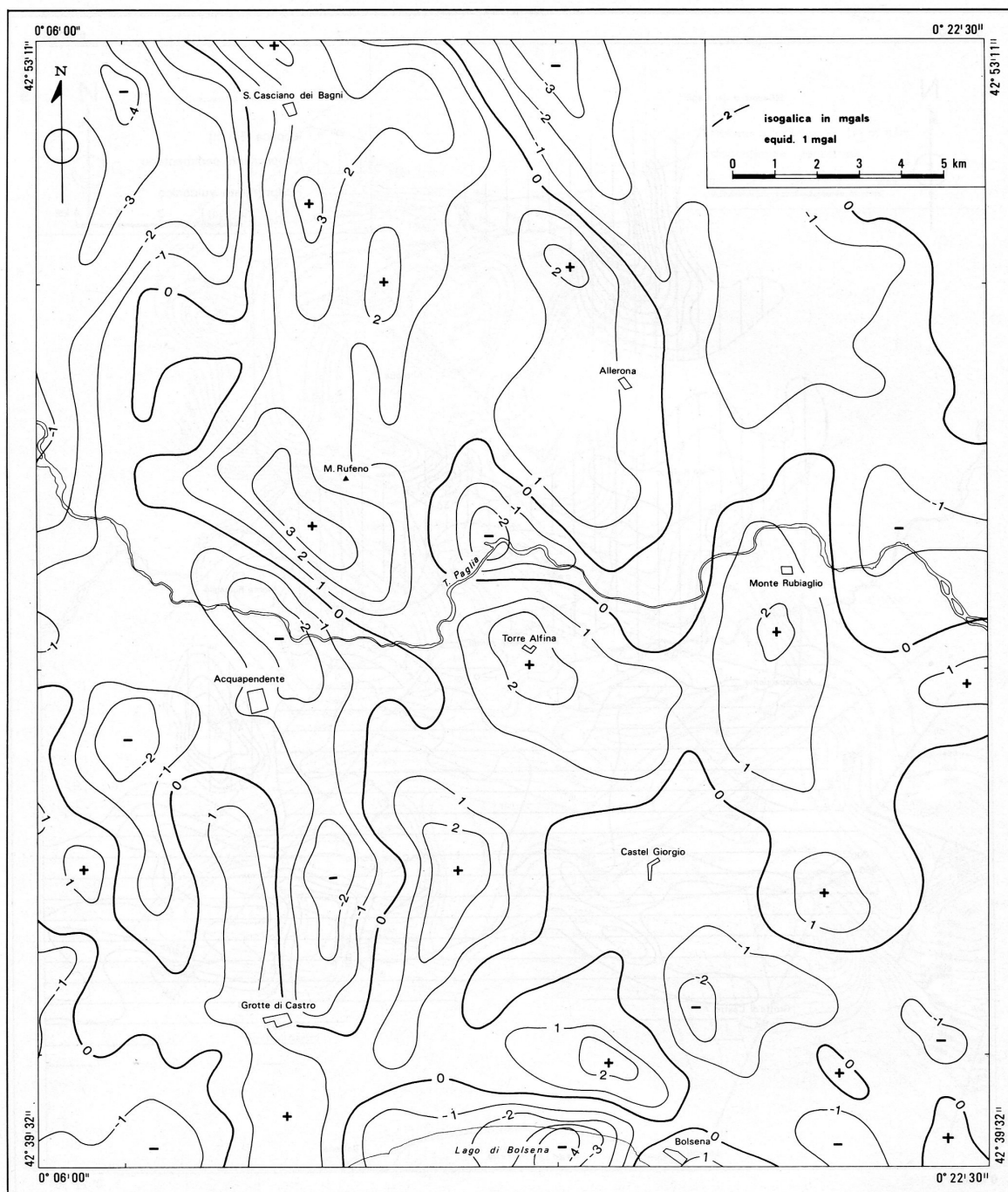


**Fig. 22. Schema 3d del Campo geotermico di Torre Alfina (da Barberi et al., 1987)**

Dai dati geofisici e particolarmente da quelli gravimetrici (Fig.23) è evidente che la struttura sepolta di Torre Alfina costituisca l' elemento di collegamento tra la struttura plicativa del M.Cetona, a nord, e quella sepolta del Campo Geotermico di Latera , a sud (Bertrami et al., 1984; Buonasorte et al., 1987, 1991, 1995). Pertanto sarebbe verosimile interpretarla come una piega di tipo rovesciato a vergenza orientale, che implica non solo i terreni della Falda Toscana (dalla Formazione della Scaglia Toscana eocenico-cretacea ai Calcari e Marne a Rhaetavicula contorta triassica), ma anche quelli liguri (es. Formazione di S.Fiora e Formazione della Pietraforte dell'Unità di S.Fiora).



Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

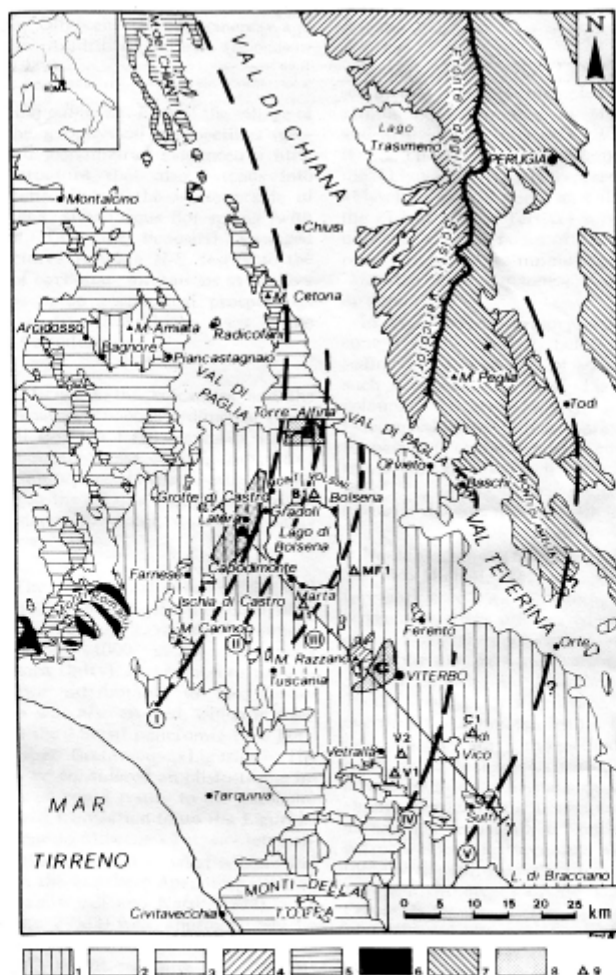


Carta dell'anomalia gravimetrica residuale ( $r = 1\sqrt{5}$  con  $l = 1$  Km).  
- Map of the residual gravimetric anomaly ( $r = 1\sqrt{5}$  with  $l = 1$  Km).

**Fig. 23 – Carta gravimetrica (da Buonasorte et al., 1988)**

Pertanto questa struttura farebbe parte di uno dei più grossi motivi tettonici dell' Appennino settentrionale noto come “Fronte della Falda Toscana” che dal M.Orsaro-Abetone raggiunge il M.Cetona e prosegue nel sottosuolo dei M.Vulsini occidentali con una progressiva rotazione nell' area in esame da circa NNO-SSE/N-S (M.Cetona) a N-S (sottosuolo del Campo geotermico di Torre Alfina) e, quindi a NNE-SSO nel sottosuolo di Latera. Secondo Buonasorte et al. (1987) la struttura a

Serie Toscana di Torre Alfina potrebbe appartenere ad un fronte più esterno denominato “Fronte Torre Alfina-Capodimonte”. In ogni caso, questo motivo geologico noto come “virgazione” è sostanzialmente concentrico a quello presentato, più internamente, dalla Dorsale Medio-Toscana delle Unità Toscane Metamorfiche, e, più esternamente dall’ accavallamento delle Unità Umbre su quelle Marchigiane.



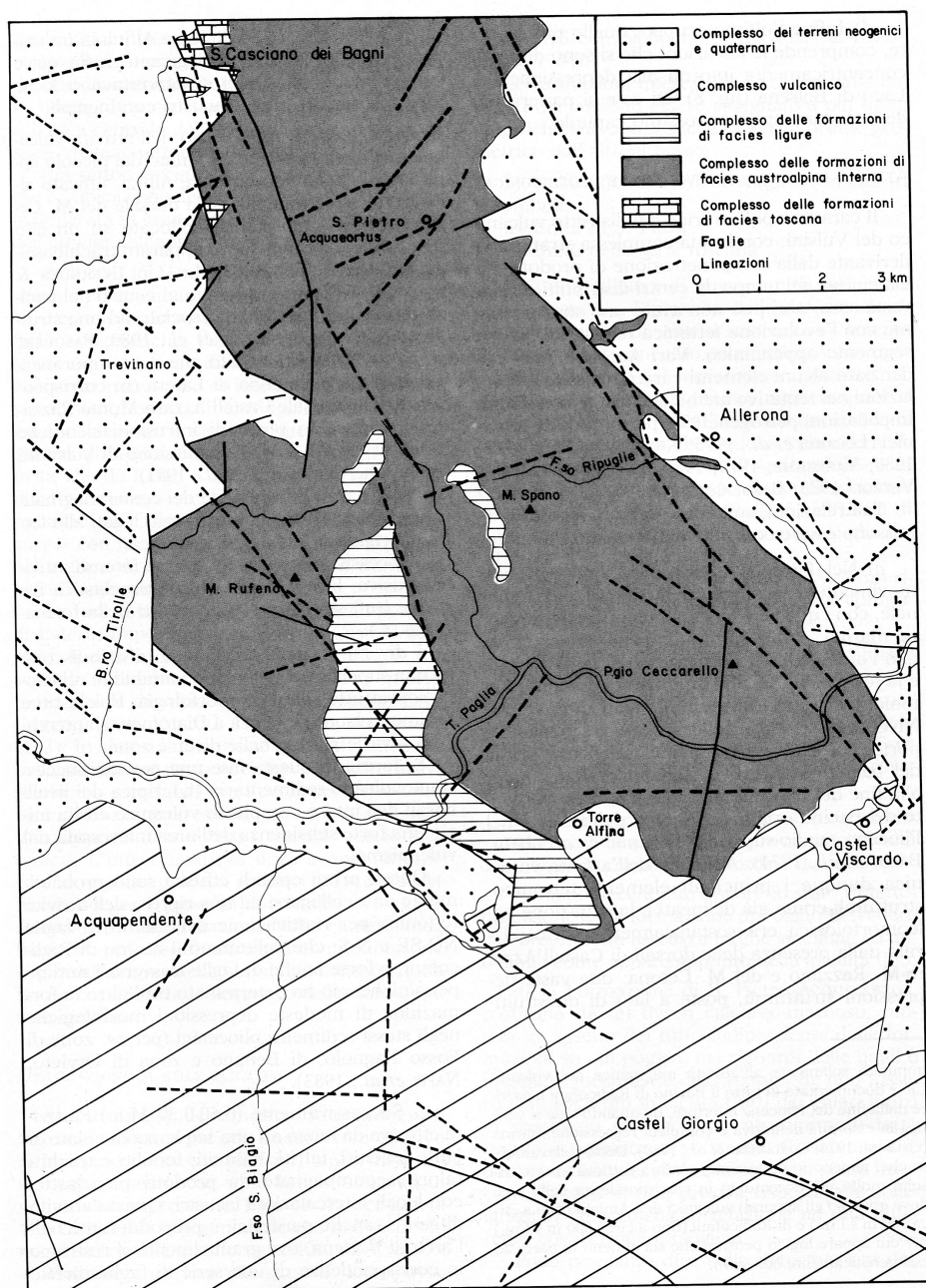
– Schematic geologic map of Northern Latium, southeastern Tuscany and western Umbria: 1) *Volcanics* (Quaternary). 2) *Neoautochthonous deposits* (Mio-Pliocene and Quaternary). 3) *Ligurids* (Cretaceous-Oligocene). *Tuscan type sequences*: 4) Monte Cervarola-Monte Falterona Unit (Middle Eocene-Middle Miocene); 5) Tuscan Nappe (Upper Trias-Upper Oligocene/Aquitania); 6) Paleozoic and Triassic metamorphic sequences; 7) *Umbrian type sequences* (Upper Trias-Middle Upper Miocene). 8) Densely drilled areas: A) Latera geothermal field (ENEL-AGIP joint venture); B) Torre Alfina geothermal field (ENEL); C) Area investigated by the Terni company surveys. 9) Location of ENEL and ENEL-AGIP joint venture wells described in the text. Position of the main Tuscan structural units: I) Monte Canino-Latera - Monte Cetona front; II) Capodimonte-Torre Alfina front; III) Marta-Bolsena front; IV) Vetralla-Ferentino front; V) Sutri-Todi front

Fig. 24 – Fronti tettonici dell’alto Lazio, Toscana sud-orientale e Umbria Occidentale (da Buonasorte et al., 1987)

Nel Miocene superiore-Pliocene inferiore la struttura di Torre Alfina, come quella del M.Cetona, fu interessata dai sistemi di faglie normali ad alto angolo che limitavano il pilastro tettonico (horst) regionale emerso noto come la “Dorsale M.Cetona” che separava due depressioni tettoniche, ovvero il bacino marino di Radicofani, ad ovest, da quello della Val di Chiana, ad est. In superficie sono, evidenti questi lineamenti tettonici fragili, ovvero faglie di tipo diretto che limitano il pilastro tettonico costituito dai terreni della Falda Toscana e delle Liguridi dai depositi marini pliocenici. Tutte

Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMIARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

queste strutture presentano per lo più orientazioni meridiane, ovvero direzioni NO-SE, ma non mancano strutture fragili anti-appenniniche (NE-SO). Particolarmente importanti sono i sistemi di faglie normali occidentali che rappresentano la prosecuzione a sud della “faglia maestra” del graben di Radicofani che ha avuto importanti scorrimenti (fino ad oltre 1000m di rigetto)(Pandeli et al., 2005).



- Carta delle faglie e delle lineazioni nell'area geotermica di T. Alfina.  
- Map of the faults and lineations in the Torre Alfina geothermal area.

**Fig. 25 – Carta degli elementi strutturali (da Buonasorte et al., 1988)**

Nelle unità vulcaniche quaternarie (e verosimilmente anche le unità sedimentarie liguri e toscane del substrato), sono particolarmente vistose faglie e fratture legate agli sprofondamenti vulcano-tettonici ed, in particolare, quelle della parte settentrionale ed orientale della caldera di Bolsena.

Scendendo nei dettagli, i diversi autori hanno messo in evidenza nell' area del sistema vulcanico di Bolsena, attraverso studi geologici di campagna ed indagini di telerilevamento da foto aeree, una complessa situazione strutturale caratterizzata dalla presenza di lineamenti strutturali fragili che bordano la caldera con progressiva rotazione da E-O/ONO-ESE (area di Bolsena-Acquapendente) a N-S (area di Montefiascone) orientati per lo più in senso anti-appenninico (ovvero NE-SO) e in minor misura quelli a direzione NO-SE e circa E-O (Amodio et al., 1987; Metzeltin & Vezzoli, 1983; Buonasorte et al., 1987) (Fig.26).

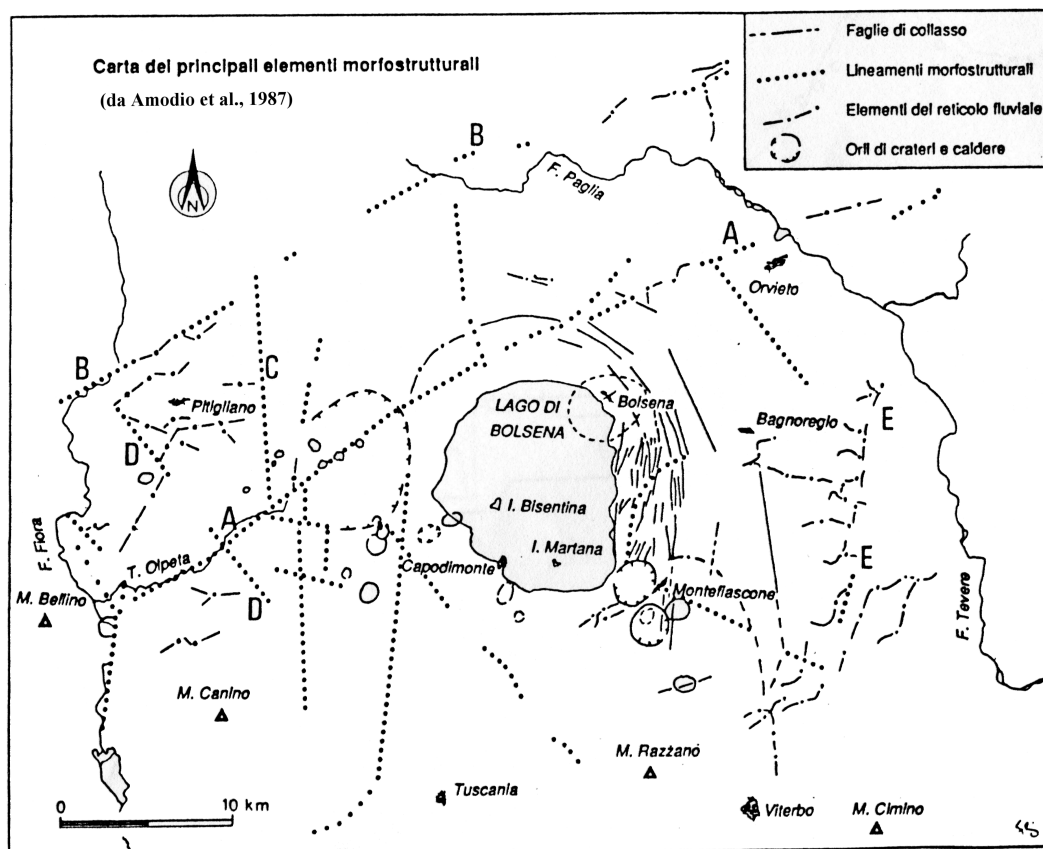
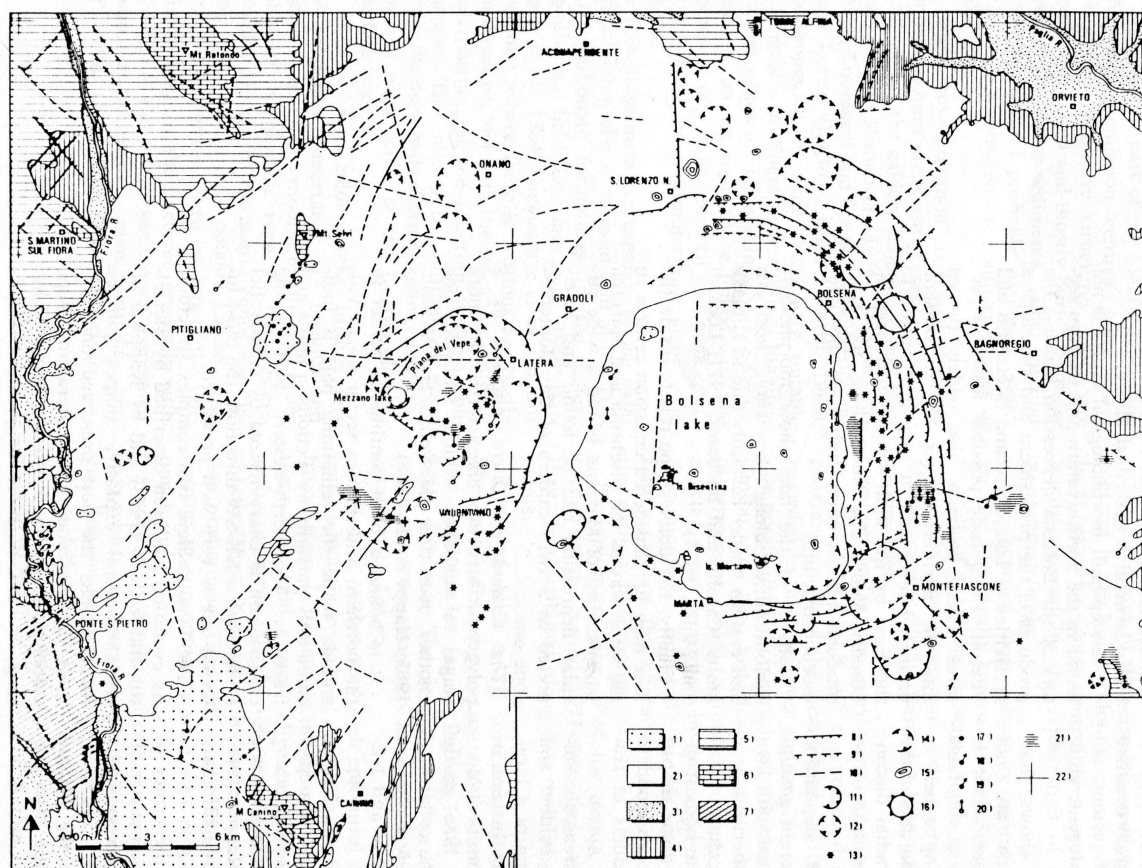


Fig.26. Carta dei principali elementi morfo-strutturali dell' area di Bolsena-Laterra-Alfina (da Amodio et al., 1987)

Progetto Geotermico "Monte Rubiaglio" - PROGETTO PRELIMIARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare



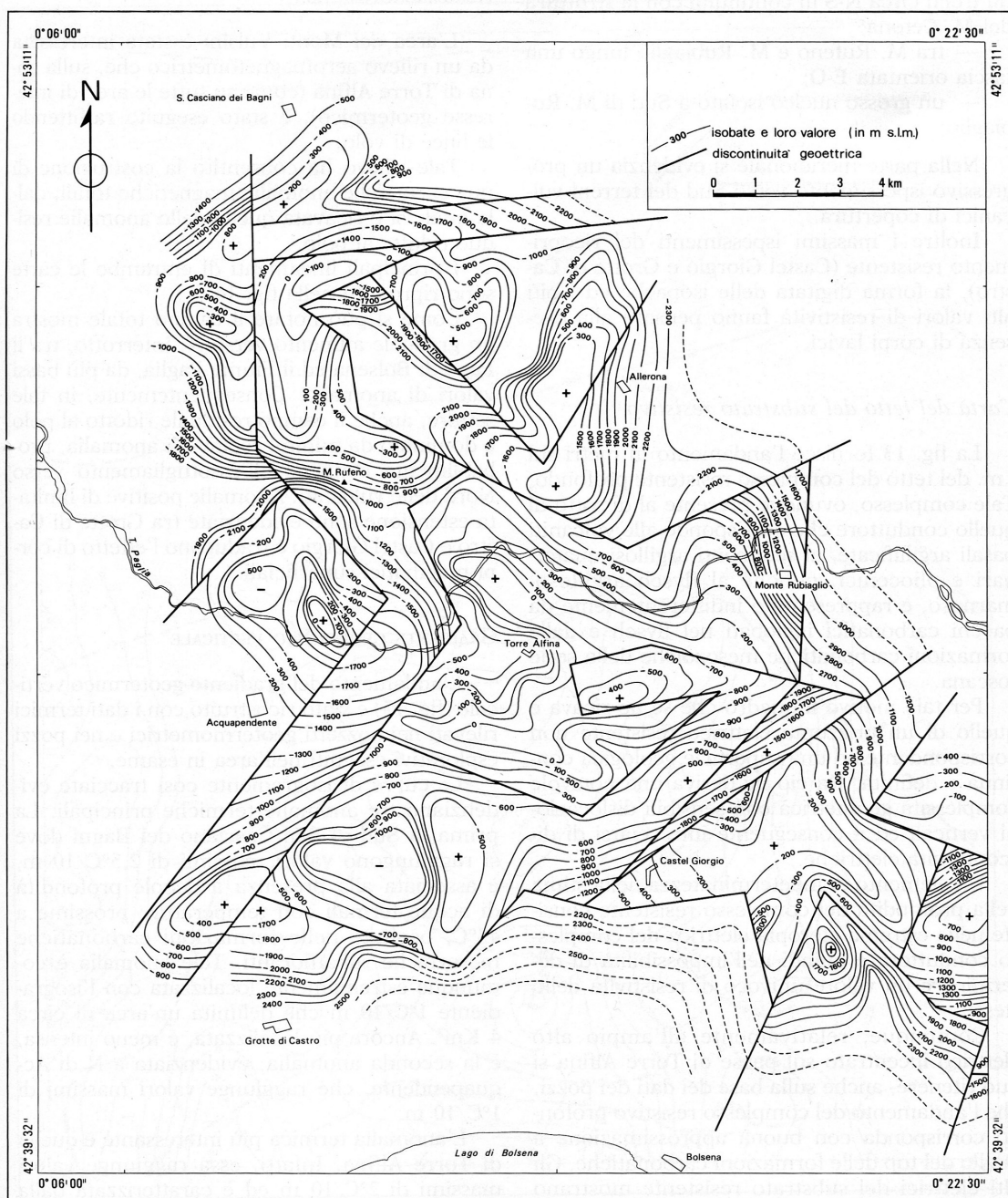
- Main Tectonic and volcanic structures of Vulsini region. GEOLOGY (Redraw from Carta Geologica d'Italia 1:100000, modified): 1) *Travertine* (Quaternary); 2) *Volcanics* (Quaternary); 3) *Continental-coastal sediment* (Quaternary); 4) *Marine-lacustrine sediment* (Upper Miocene-Pliocene); 5) *Ligurids* (Cretaceous-Oligocene); 6) *Tuscan type sequences* (Upper Trias-Upper Oligocene); 7) *Basement* (Paleozoic-Middle upper Trias). TECTONIC ELEMENTS: 8) Fault; 9) Inferred fault; 10) Fracture. VOLCANIC LANDFORMS: 11) Well preserved rim of circular depression; 12) Discontinuous rim of the circular depression; 13) Volcanic relief. FORMS OF UNCERTAIN ORIGIN: 14) Rim of subcircular depression; 15) Cupola shaped rise; 16) Cupola shaped rise wider in size. THERMAL SPRINGS AND ENALATIVE MANIFESTATIONS: 17) Thermal springs ( $T > 15^{\circ}\text{C}$ ); 18) Thermal springs with gas; 19) Cold springs with gas; 20) Gas vent; 21) Mineralization zone. 22) Vertex of 1:25000 topographic maps.

**Fig. 27 - Carta dei principali elementi morfo-strutturali dell' area di Bolsena-Latera-Alfina (da Buonasorte et al., 1987)**

Il quadro di dettaglio delle strutture tettoniche fragili nell' area in esame è riportato dalla carta del tetto del substrato resistivo ottenuto dall' ENEL per mezzo delle prospezioni geoelettriche (Fig.28) che mostra un complesso assetto tettonico ove la struttura plicativa principale risulta variamente scomposta dalle faglie in numerosi blocchi.



Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMIARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare



- Carta del tetto del substrato resistivo.

**Fig. 28 – Carta del tetto del substrato resistivo (da Buonasorte et al., 1988)**

In generale, l'evoluzione vulcano tettonica dell'area vulsina può essere sintetizzata come riportato nella Fig. 29.

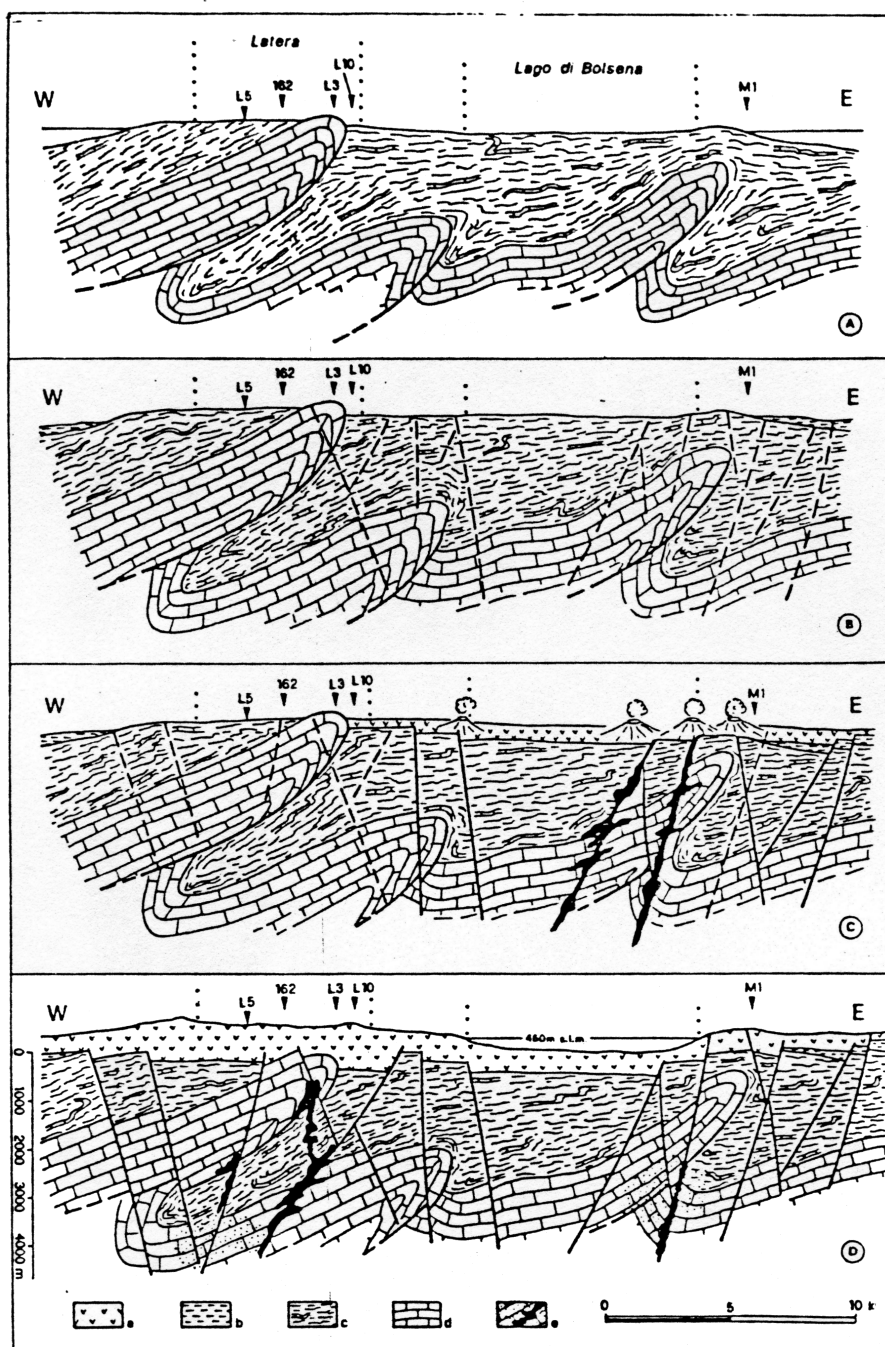


Figura 29 – Modello di evoluzione strutturale dell’area vulsina (da Amodio et al., 1987): A) Miocene medio, B) Pliocene inf.-Medio, C) Pleistocene Inf.-Medio, D) Pleistocene Medio-Sup.

Come è evidente in questa figura, in tempi precedenti alla impostazione dei sistemi di faglie normali ad alto angolo, la Falda Toscana fu interessata da pieghe rovesciate che implicarono anche i terreni liguri (Buonasorte et al., 1987; Amodio et al., 1987). Successivamente queste strutture si sono evolute in pieghe-faglie che hanno portato alla scagliatura e all’ impilamento delle diverse strutture plicative. In questo quadro, l’ area del Permesso di ricerca si collocerebbe sul cosiddetto elemento strutturale del Fronte “Capodimonte-Torre Alfina Front” che è sovrascorso da quello più interno del M.Cetona-Latera-Canino (Buonasorte et al., 1987).

## 2.3 Assetto climatico e idrografico

---

L'elemento morfologico che domina nell'area di studio, incidendo fortemente anche sull'idrografia superficiale, è rappresentato dalla dorsale di Monte Cetona che separa le ampie depressioni tettoniche 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 s.l.m.; esso si deprime longitudinalmente verso sud fino all'incisione valliva del Torrente Paglia a circa 200 m di quota, per poi collegarsi rapidamente con un altopiano intorno ai 500 m di quota. Quest'ultimo, costituito dagli espandimenti vulcanici più settentrionali dei Monti Vulsini, si estende verso sud fino a raccordarsi con la depressione vulcano-tettonica del Lago di Bolsena.

Questo è caratterizzato perlopiù dalla presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio fortemente influenzati dalle precipitazioni meteoriche, con tipiche incisioni vallive a "V" e pendenze piuttosto elevate, a testimonianza dello stadio giovanile dell'evoluzione del reticolo.

Il Paglia, che rappresenta il principale corso d'acqua della zona, dopo un primo tratto in cui ricalca la direzione assiale del bacino di Radicofani, attraversa la dorsale del Monte Cetona al limite del plateau vulcanico, defluisce nella depressione tettonica orientale e, dopo essersi congiunto col Torrente Chiani, si getta nel Tevere.

Alla stazione idrometrica di Orvieto poco prima di tale confluenza sono state registrate nel Paglia portate che hanno raggiunto valori compresi tra 1 m<sup>3</sup>/sec nella stagione di magra e oltre 25 m<sup>3</sup>/sec nella stagione di morbida.

I bacini del Paglia, del Chiani e del Lago di Bolsena sono caratterizzati da differenti tipi di reticolo che sostanzialmente sono determinati dalla natura dei terreni in essi affioranti e dal loro assetto strutturale. Il bacino del Lago di Bolsena presenta una tipica conformazione radiale convergente. Nel bacino del Chiani si riscontra la quasi totale assenza di reticolo nella porzione carbonatica e un andamento di tipo parallelo proprio delle formazioni flysciodi e dei depositi neogenici. Il bacino del Paglia è più eterogeneo in quanto presenta un ridottissimo reticolo nelle formazioni carbonatiche, un andamento dendritico in corrispondenza dei depositi neogenici, uno di tipo sub-parallelo nei terreni flysciodi e uno di tipo parallelo nelle formazioni vulcaniche, dove più evidente è il controllo vulcanico-tettonico.

### 2.3.1 Piovosità e temperature

---

#### Analisi delle precipitazioni

I dati delle precipitazioni e delle temperature sono stati ripresi dagli Annali Idrologici Parte I (MINISTERO LL.PP.) con dati direttamente forniti dagli enti gestori (Ufficio Idrografico e Mareografico di Roma).

I dati hanno consentito di costruire il grafico di Fig.30 che mostra le variazioni medie mensili durante l'Anno Idrologico 1967/2002 (esclusi gli anni 1993, 1987, 1988, 1989 per incompletezza della serie); è possibile riconoscere un regime caratterizzato da massimi nei mesi che vanno da Ottobre a Dicembre e minimi nei mesi estivi con altezze d'acqua che variano da circa 440 mm a 1060 mm.

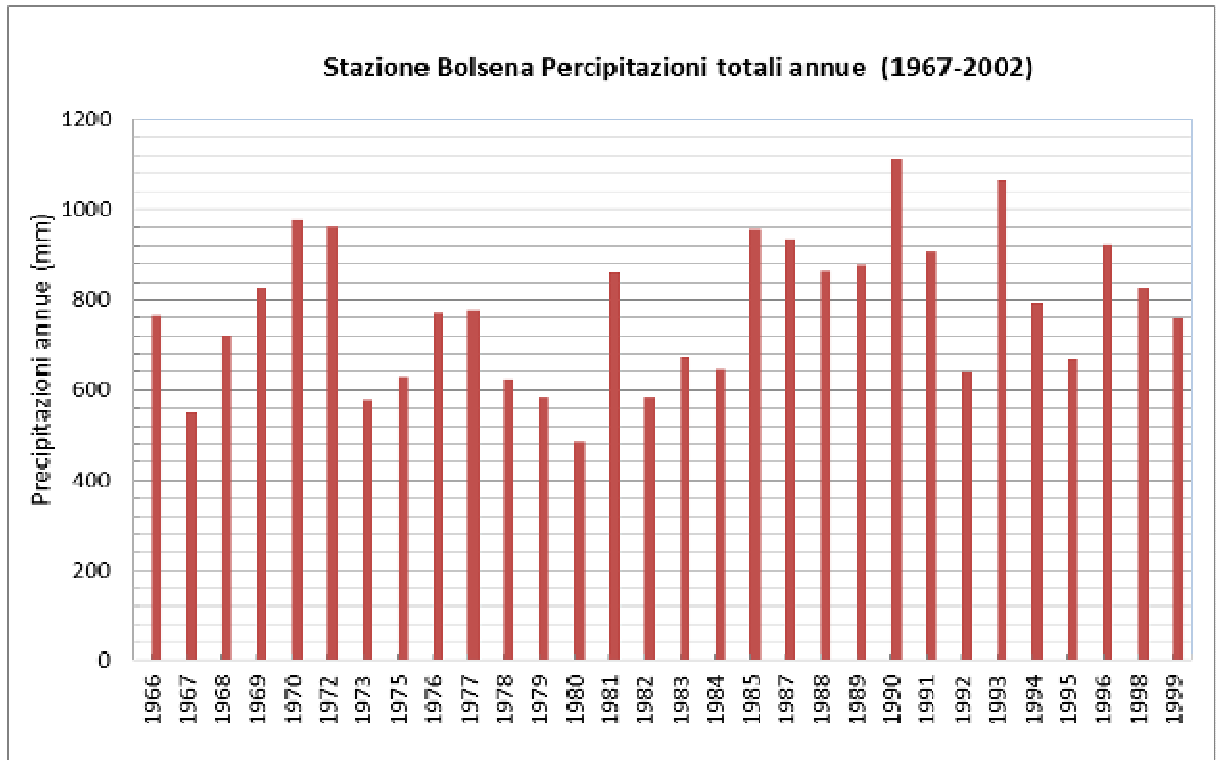


Figura 30 – Precipitazioni totali annue della stazione Bolsena (Ufficio Idrografico e Mareografico Regione Lazio)

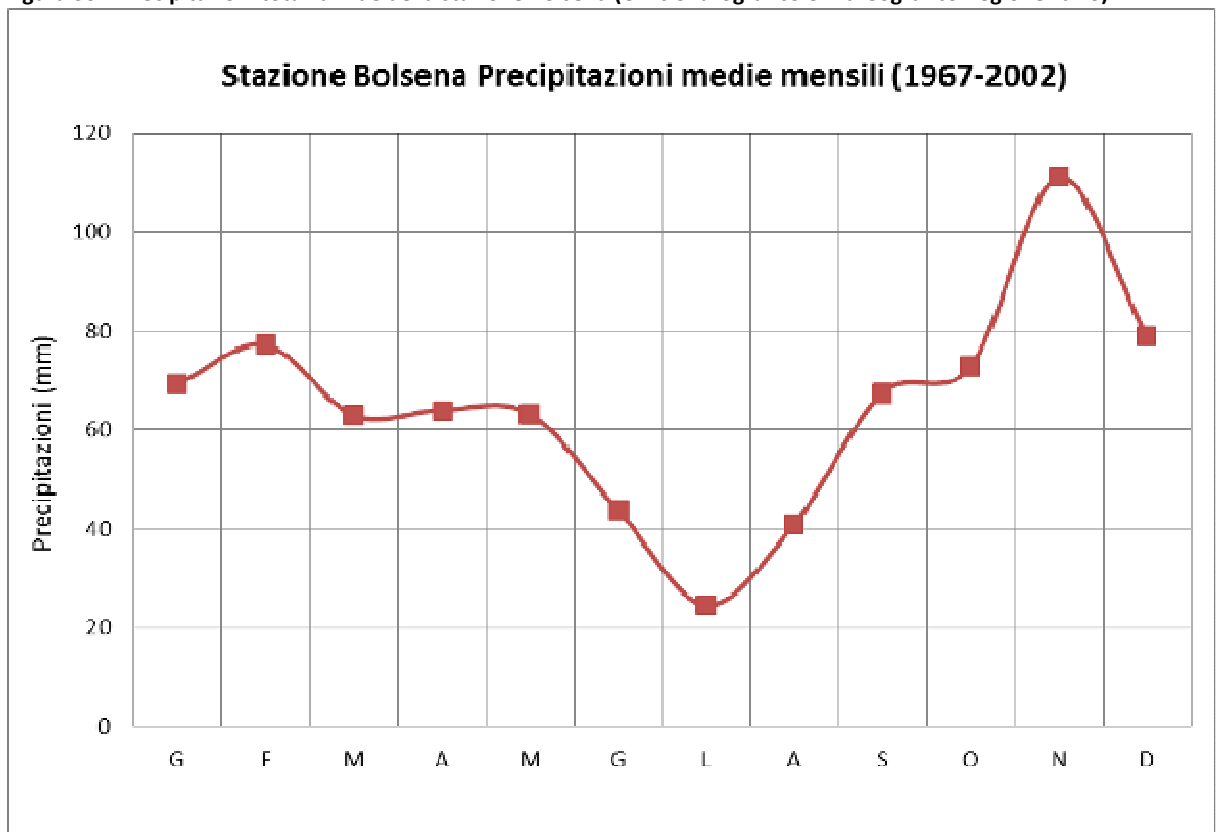


Figura 31 - Dati di pioggia della stazione Bolsena (Ufficio Idrografico e Mareografico Regione Lazio)

### Temperature

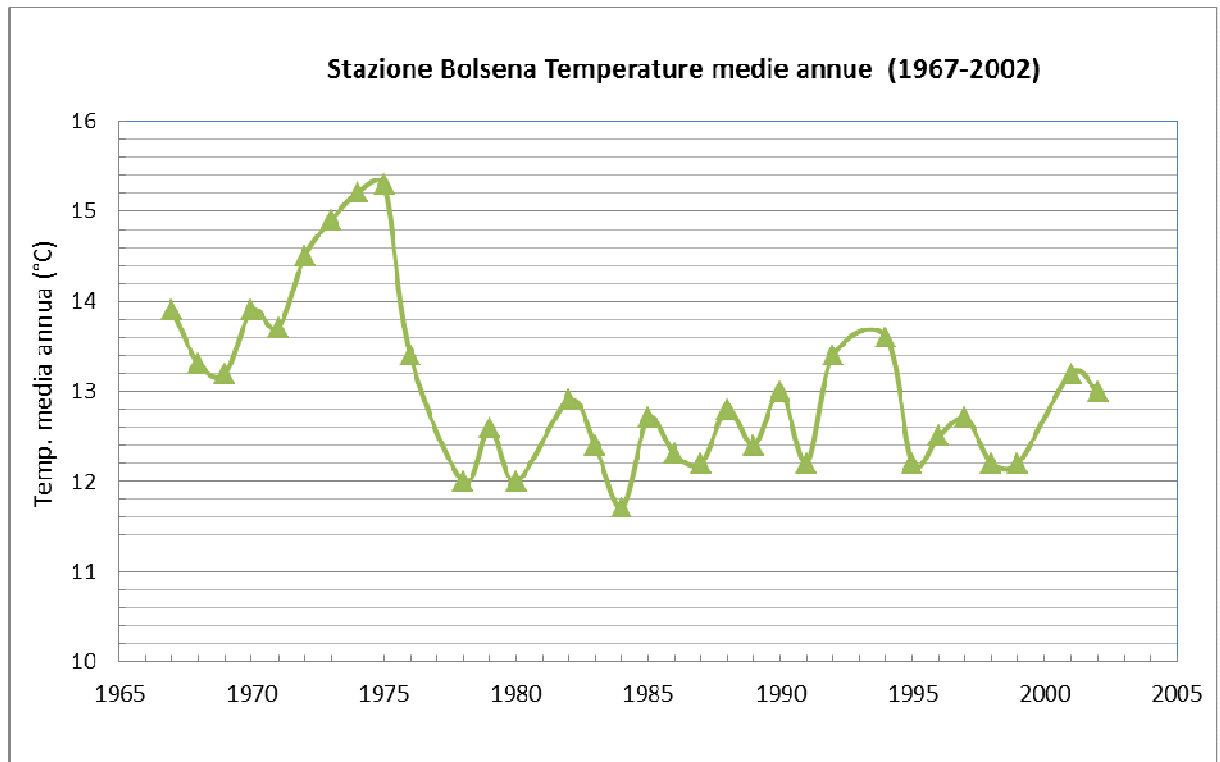


Figura 32. Dati di temperatura della stazione Bolsena

Per quanto concerne le temperature registrate alla stazione di Monti dell'oro i valori massimi si registrano durante i mesi di Luglio e Agosto, mentre quelli minimi si presentano a Dicembre e Gennaio.

## 2.4 IDROGEOLOGIA

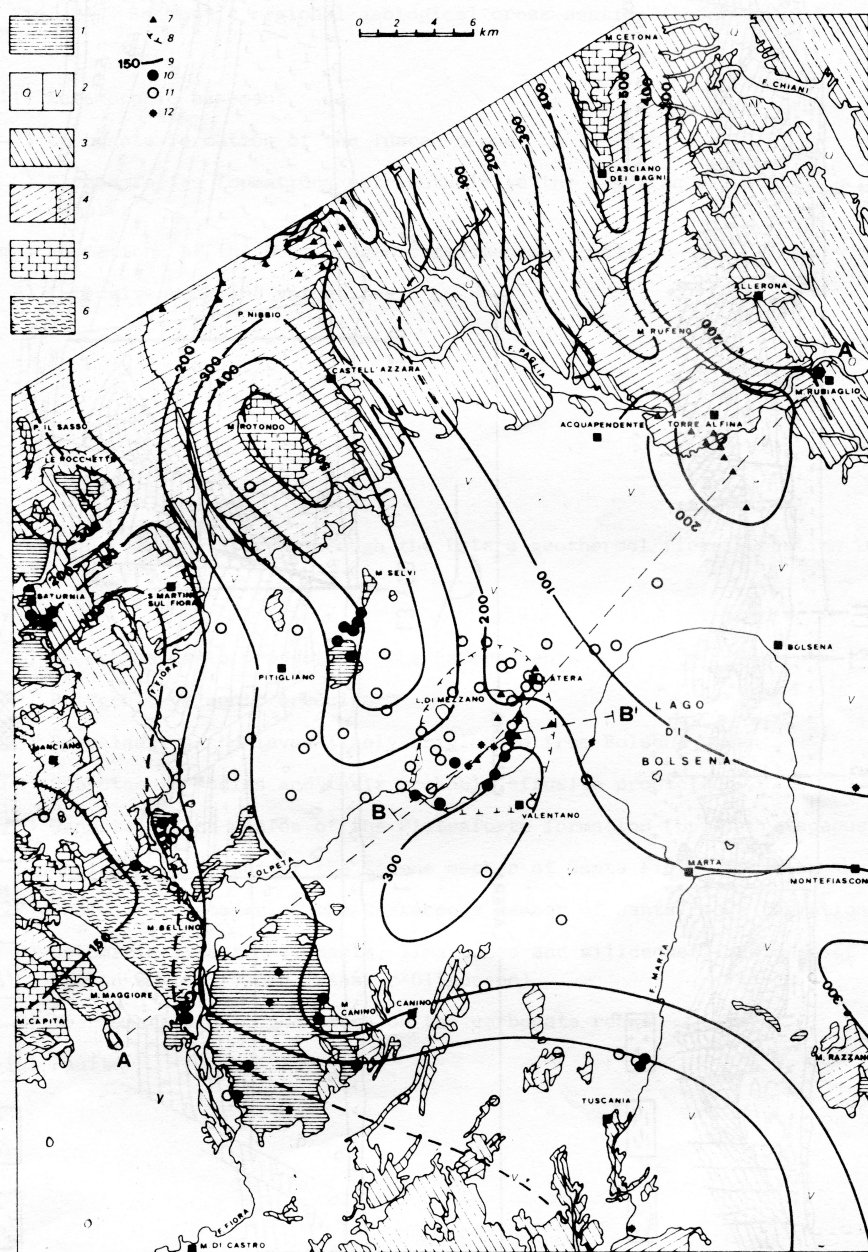
Sulla base degli studi geologici e idrogeologici esistenti (Buonasorte et al., 1988) lo schema idrogeologico dell'area di Torre Alfina vede la presenza di quattro principali unità idrogeologiche (da quella più superficiale a quella più profonda):

- Vulcaniti quaternarie. Caratterizzate da porosità e permeabilità variabili per l'alternarsi di orizzonti competenti quali colate laviche e colate piroclastiche ed orizzonti tufacei, talora poco litificati. La permeabilità è ovviamente accresciuta nelle aree fratturate dalla tettonica. Ospitano acquiferi superficiali negli orizzonti più permeabili.
- Unità Liguri. La maggior di questi terreni è costituita da successioni argillitico-marnose-calcaree e quindi caratterizzate in generale da bassa permeabilità. Solo la Formazione della Pietraforte può per fratturazione presentare una discreta permeabilità. Anche la Scaglia Toscana essenzialmente pelitica e stratigraficamente a tetto della Falda Toscana è da considerarsi un acquicludo.
- Formazioni carbonatiche della Falda Toscana. Ospitano l'acquifero profondo ove sono presenti campi di fratturazione che permettono di far acquisire a queste rocce una buona permeabilità secondaria.
- Formazioni carbonatiche della Serie Umbra. Come detto per le precedenti, anche queste formazioni possono divenire localmente permeabili per fratturazione (vedi dati del sondaggio Alfina 15 in Buonasorte et al., 1991).



Progetto Geotermico "Monte Rubiaglio" - PROGETTO PRELIMARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

Come è noto (Buonassorte et al., 1988), la presenza di fluidi geotermici è stata accertata almeno nelle formazioni carbonatiche della sub-unità tettonica più superficiale della Falda Toscana. Queste rocce costituiscono il serbatoio geotermico che è l'obiettivo del presente permesso di ricerca. A tetto della Falda Toscana Sono presenti sedimenti essenzialmente argillosi, ovvero a bassa permeabilità, della Formazione della Scaglia Toscana che, pertanto, insieme alle soprastanti Unità Liguri costituiscono la copertura del sistema geotermico (vedi oltre).



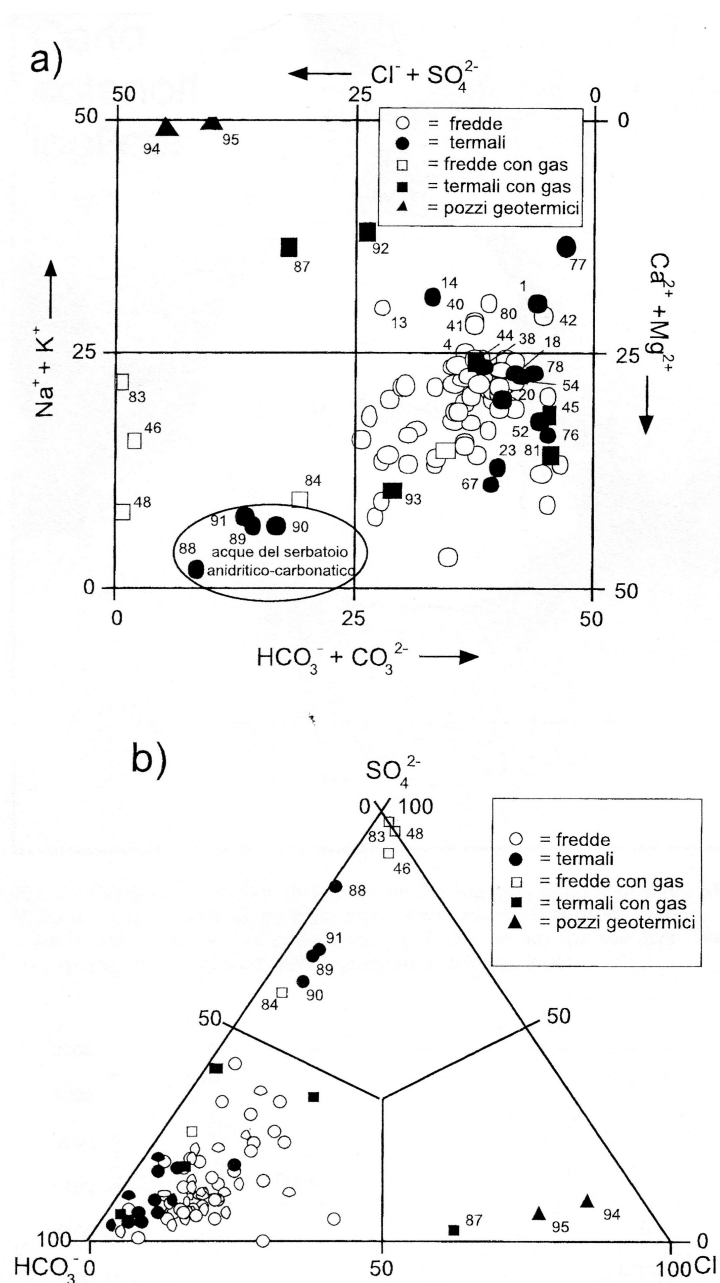
- 1) Travertine 2) Q = Quaternary deposits, V = Volcanic formations
- 3) Formations of the post-orogenic sedimentary cycle 4) Flysch facies formations (Ligurian allochthonous complex, Flysch facies formations of Tuscan nappe) 5) Prevalently carbonate formations of Tuscan nappe 6) Metamorphic formations of the Basement 7) Deep wells 8) Caldera rim 9) Isopiestic lines 10) Warm Waters 11) Cold Waters 12) Gas manifestations

Fig. 33. Carta delle isopieze e delle sorgenti (da Bertrami et al., 1984)

La carta delle isopieze (Fig.33) (Baldi et al., 1982 Progetto Finalizzato Energetica CNR; Bertrami et al., 1984) riporta anche l'ubicazione delle sorgenti fredde e calde che risultano in genere allineate con le principali strutture legate alla tettonica fragile ed in particolare con le fratture e faglie a direzione anti-appenninica. In particolare nell'area in esame l'andamento delle isopieze mostra un alto locale (circa 300m s.l.m.) in corrispondenza del Campo di Torre Alfina, ma questo risulta un basso relativo se messo in relazione con il nucleo della Falda Toscana del M.Cetona-S.Casciano dei Bagni (con isopieze fino ad oltre 600m s.l.m.). Pertanto risulterebbe verosimile ipotizzare una ricarica del sistema geotermico proprio dall'area degli affioramenti carbonatici del M.Cetona-S.Casciano Bagni. Non sono però da escludersi alimentazioni locali dai camini vulcanici (es. dell'edificio di Torre Alfina) e dai sistemi di faglie e fratture. Inoltre è evidente che il Lago di Bolsena costituisce il livello di base della circolazione idrica nelle vulcaniti dell'area vulsina (vedi anche Fig. 26 di Duchi et al., 2003).

Nell'area in esame, a parte i sondaggi geotermici ENEL ed altri eseguiti per scopi termali in aree limitrofe (es. Terme di Tiberio presso M.Rubiaglio), pochissime sono le emergenze di fluidi profondi dal sottosuolo. Le più significative sono esterne all'area del Permesso (es. presso M.Rubiaglio e a S.Casciano dei Bagni). Sono comunque significative le manifestazioni gassose a sud dell'abitato di Torre Alfina.

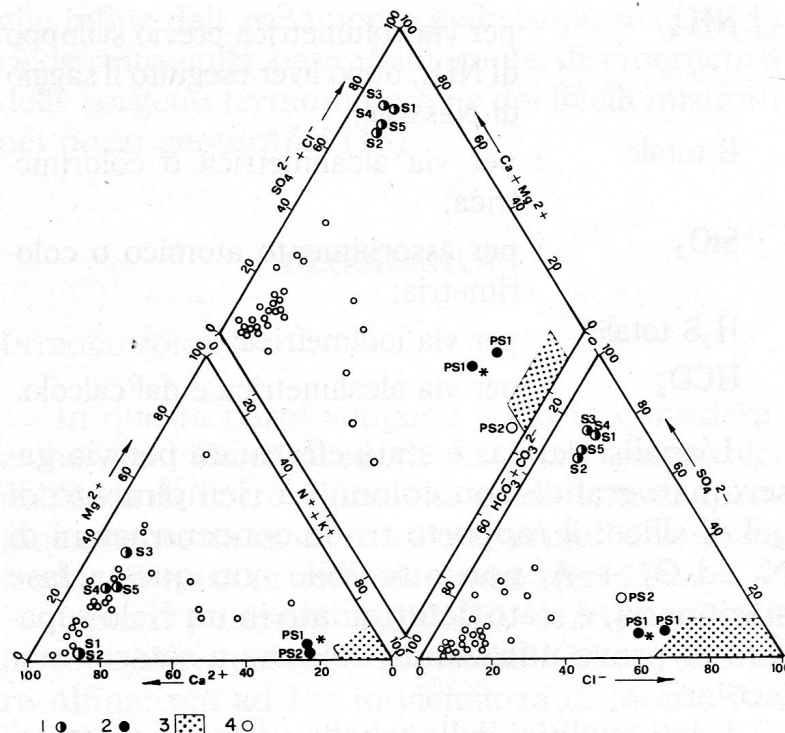
Dal punto di vista chimico le emergenze di acque fredde delle vulcaniti presentano una composizione sia alcalino-terrosa che alcalina (Duchi et al., 2003; bicarbonato-calcica in Buonasorte et al., 1988) (Fig.34 e fig. 35) con salinità tra 150 e 700 mg/l (Buonasorte et al., 1988). Sempre gli stessi autori sottolineano che le sorgenti calde (ovvero maggiori di 20°C) generalmente mostrano alte salinità (> 800 g/l fino a oltre 2000 g/l), chimismo sempre nettamente bicarbonatico e sono legate alla presenza di risalite di acque (e gas essenzialmente CO<sub>2</sub>) da serbatoi più profondi presenti al di sotto delle vulcaniti nelle unità liguri o nei depositi marini pliocenici. Invece, le acque calde a composizione solfato-alcalino-terrosa derivano da circolazioni nelle parti più profonde delle successioni della Falda Toscana, ovvero nelle Anidriti di Burano, con salinità a S.Casciano dei Bagni tra 1600 e 2200 mg/l e, di regola, in corrispondenza delle loro emergenze precipitano le rocce travertinose, come nel caso delle emergenze di acque termali calde dell'area di S.Casciano dei Bagni (Fig. 35). In ogni caso, i fluidi delle manifestazioni termominerali di M.Rubiaglio (terme di Tiberio) e dei campi geotermici (es. Latera e Torre Alfina) hanno una composizione clorurato-alcalina con discrete quantità di NH<sub>4</sub> e di H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> (Buonasorte et al., 1988; Gianelli & Scandiffio, 1989; Duchi et al., 2003) e salinità elevate (11687 mg/l delle acque geotermiche nel serbatoio del Campo di Latera e 6480 mg/l per quelle di Torre Alfina).



Diagrammi classificativi delle acque dei Mt. Vulsini. a) Diagramma quadrato di Langelier-Ludwig; b) diagramma triangolare

**Fig. 34. Diagrammi classificativi delle acque dei Monti Vulsini (da Duchi et al., 2003)**

Progetto Geotermico "Monte Rubiaglio" - PROGETTO PRELIMARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare



- 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.

Fig. 35 (da Buonasorte et al., 1988)

In particolare, per quanto riguarda la composizione delle emergenze di acque termali nelle aree attorno al Permesso di Ricerca (S.Casciano dei Bagni e M.Rubiaglio), caratterizzate da temperature tra i 30° e i 60 °C, si riporta la tabella in Fig.36 :

COMPOSIZIONE CHIMICA DELLE ACQUE TERMALI DI SORGENTI E POZZI POCO PROFONDI

N° (*) camp.	DATA camp.	T °C	PH	Na <sup>+</sup> mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Ca <sup>2+</sup> mg/l	Mg <sup>2+</sup> mg/l	Fe <sup>tot</sup> mg/l	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>+</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/l	B <sup>tot</sup> mg/l	SiO <sub>2</sub> tot mg/l	H <sub>2</sub> S tot mg/l	TDS mg/l	Σ <sub>cat</sub> Σ <sub>an</sub>
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 <sup>1,2</sup>	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 <sup>3</sup>	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<sup>+</sup> = 4,7 mg/l; Sr<sup>++</sup> = 9,2 mg/l; F = 3,0 mg/l; 2) Dati bibliografici; 3) Rilevi ENEL in pozzi a piccola profondità.  
(\*) Le ubicazioni dei punti di prelievo sono riportate in fig. 23.

Fig. 36. Composizione delle emergenze termali a S.Casciano dei Bagni (campioni S) e a M.Rubiaglio (PS) (da Buonasorte et al., 1988)

**Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMINARE**  
**Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare**

Gli stessi autori precedentemente citati e Minissale et al. (1997) hanno analizzato le manifestazioni a gas e hanno evidenziato che esse sono costituite largamente da CO<sub>2</sub> (>85%), basse percentuali di H<sub>2</sub>S, mentre N<sub>2</sub> è talora in quantità apprezzabili (>10%). In particolare per quanto riguarda le manifestazioni naturali a gas dell' area di Torre Alfina, queste presentano una composizione simile ai gas campionati nei sondaggi geotermici, ovvero sono costituiti essenzialmente da CO<sub>2</sub> con bassi tenori di N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S e CH<sub>4</sub>, mentre l' H<sub>2</sub> è sempre sotto i limiti di rilevabilità (Buonasorte et al., 1988) (Fig.37).

Dati analitici dei campioni di gas dei M.ti Vulsini

Campione	O <sub>2</sub> + Ar	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub>
S. Magno (41)	0,80	6,35	92,85	<0,001	<0,001	<0,0001
Gran Carro (44)	0,28	7,54	92,16	<0,001	0,02	<0,0001
Aiola (45)	0,48	2,45	97,07	<0,001	<0,001	<0,0001
Puzzolaie (46)	0,01	1,67	97,12	1,08	0,13	<0,0001
Ferratella (47)	0,13	4,22	95,65	<0,001	0,01	<0,0001
Morticini (48)	0,02	1,77	97,93	0,20	0,24	<0,0001
Barsimella (81)	0,73	13,30	85,91	<0,001	0,06	<0,0001
Miniera Latera (83)	0,11	12,40	86,41	0,12	0,96	<0,0001
Cercone (84)	0,47	11,86	87,40	0,08	0,32	<0,0001
Torre Alfina	0,59	3,96	94,35	<0,001	0,81	0,0015
Fonti Tiberio (87)	1,25	4,83	93,37	<0,001	0,44	0,0002
Tuscania (92)	0,01	6,54	91,06	1,58	0,31	<0,0001
Latera 1 (93)	0,21	3,79	95,14	<0,001	0,04	<0,0001
Latera 2	0,03	4,21	94,30	0,33	0,30	<0,0001
Torre Alfina pg <sup>(*)</sup> (94)	n.r.	0,96	98,80	0,09	0,16	n.r.
Latera pg <sup>(**)</sup> (95)	n.r.	0,40	98,35	1,22	0,05	tr.

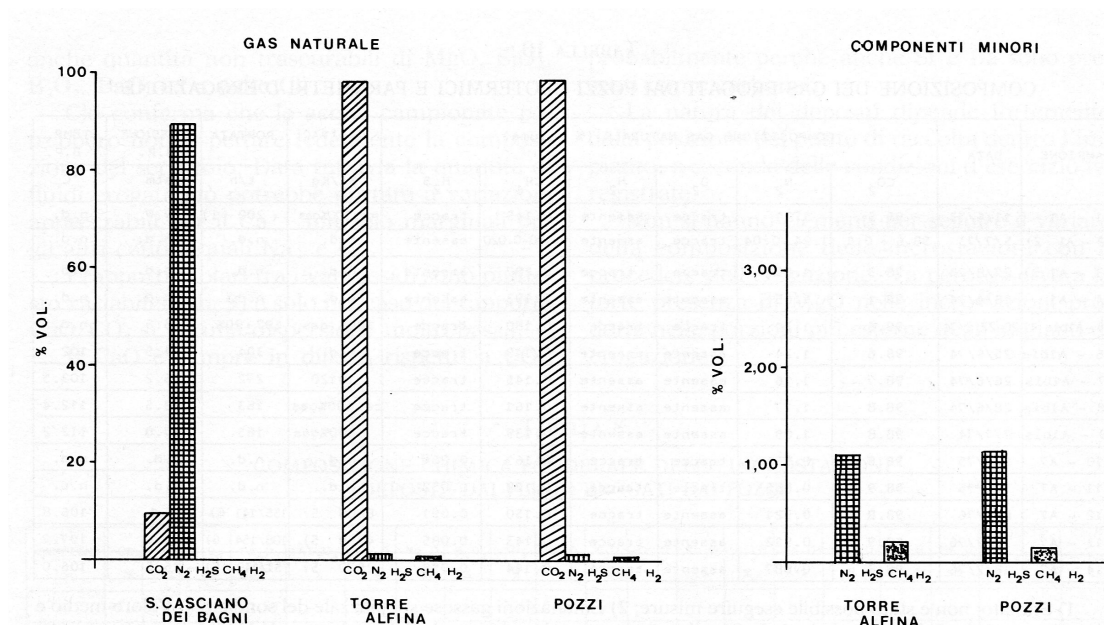
I dati analitici sono espressi in % in volume. I numeri tra parentesi si riferiscono a quelli delle acque a cui i gas sono associati;  
n.r. = non rilevabile; tr. = tracce. <sup>(\*)</sup> Dati ripresi da Buonasorte et alii, 1988; <sup>(\*\*)</sup> Dati ripresi da Bertrami et alii, 1984.

**Fig. 37 – Dati analitici dei campioni di gas dei Monti Vulsini (da Duchi et al., 2003)**

I gas di S.Casciano dei Bagni presentano invece una diversa composizione con una netta predominanza di N<sub>2</sub>, probabilmente riferibile alla prossimità delle aree di ricarica del sistema termale, ovvero gli affioramenti della Falda Toscana (Buonasorte et al., 1988) (Fig.38).



Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMIARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare



Istogramma di confronto tra le composizioni dei gas delle manifestazioni naturali di Torre Alfina e di S. Casciano dei Bagni con quelli erogati dai pozzi.

**Fig. 38 – Istogrammi relativi alla composizione dei gas (da Buonasorte et al., 1988)**

Lo schema di circolazione che ne risulta è riportato in Fig. 39 , ove si evince che le acque di circolazione meteorica possono raggiungere direttamente i serbatoi profondi partendo dagli affioramenti della Falda Toscana (es. Dorsale Castell’azzara-M.Elmo e M.Canino, M.Cetona-S.Casciano dei Bagni), come dimostrato anche su base isotopica da dati geochimici su scala regionale, o infiltrarsi nelle vulcaniti costituendo l’acquifero più superficiale nelle stesse o arrivando, più in profondità, ad interagire con le rocce liguri e plioceniche del substrato (Minissale, 1991; Minissale et al., 1997). Quindi sembra evidente che (salvo i gas) non vi siano relazioni tra i serbatoi superficiali nelle vulcaniti e quelli geotermici profondi (Duchi et al., 2003).

Progetto Geotermico "Monte Rubiaglio" - PROGETTO PRELIMIARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

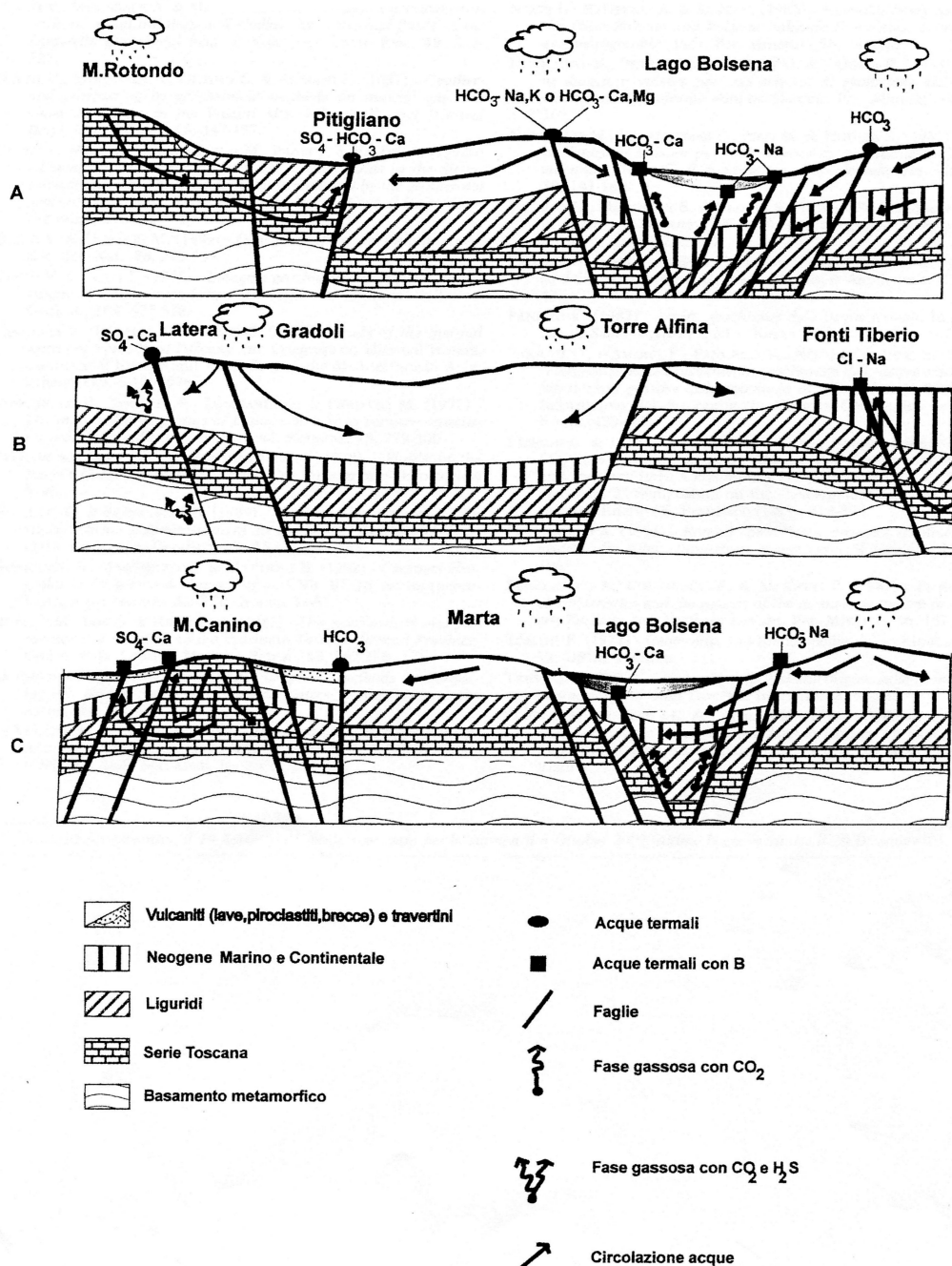


Fig. 39. Modelli Schematici di circolazione dei fluidi nell'area dei M. Vulsini (da Duchi et al., 2003)

Per quanto riguarda le temperature stimate nel serbatoio geotermico dell' area di Torre Alfina, i dati dei geotermometri danno, per i fluidi campionati nei pozzi geotermici e nelle manifestazioni naturali presenti nell' area tra S.Casciano dei Bagni, Monte Rubiaglio e Torre Alfina, temperature generalmente tra i 100°C ed i 190 °C (Fig. 40 )(Buonasorte et al., 1988). Questi dati sono in accordo con il panorama termico ricavato dai dati termometrici ottenuti dai pozzi profondi (cfr. Buonasorte et al., 1988, 1991), nonché dal panorama termico regionale (vedi paragrafo successivo) .

**Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMINARE**  
**Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare**

TABELLA 11  
 VALORI DI TEMPERATURA (°C) CALCOLATI CON GEOTERMOMETRI

CAMPIONE	QUARZO <sup>1)</sup> ADIAB.	QUARZO <sup>1)</sup> CONDUZ.	Na/K <sup>1)</sup>	Na-K-Ca <sup>1)</sup>	Na-K-Ca-Mg <sup>2)</sup>	GAS <sup>3)</sup>	CALCEDONIO <sup>1)</sup>
S.CASCIANO DEI BAGNI	178	191	165	41	-	-	173
MONTE RUBIAGLIO	121	122	140	173	165	-	92
ALFINA 7	140	145	137	190	184	147	112
ALFINA 4	134	140	187	-	-	-	113
GAS NATURALE ALFINA	-	-	-	-	-	135	-

1) TRUESDELL A.H., 1975; 2) FOURNIER R.O. *et al.*, 1979; 3) D'AMORE F. *et al.*, 1979.

**Fig.40 Temperature stimate in base a geotermometri - (da Buonasorte et al., 1988)**

## 2.5 LINEAMENTI GEOTERMICI

L' area dei Monti Vulsini, ed in particolare quella di Torre Alfina, è da tempo nota per le sue potenzialità geotermiche, ospitando tra l' altro i Campi Geotermici di Torre Alfina e di Latera esplorati negli anni '70-'80 da ENEL (Bertrami et al., 1984; Buonasorte et al., 1987, 1988, 1995; Cappetti et al., 2000; Batini et al., 2003). L'importanza di questi campi consiste anche nel fatto che risultano localizzati al di fuori delle “classiche” aree geotermiche toscane, ovvero quella di Larderello e del M.Amiata.

In particolare, all' interno del panorama termico della Toscana meridionale-alto Lazio con flussi di calore superiori a 100 mW/m<sup>2</sup>, l'area di Torre Alfina presenta anomalie positive con valori di flusso di calore localmente oltre 3 volte il normale (attorno ai 150 mW/m<sup>2</sup>) e temperature al tetto del serbatoio comprese tra i 75 °C e i 150°C (localmente oltre 200°C/km in corrispondenza del Campo Geotermico di Torre Alfina) (Buonasorte et al., 1988; Ministero Sviluppo Economico [http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/geotermia/inventario/webgis/irg\\_webgis.asp?kml=iso\\_terme\\_1000](http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/geotermia/inventario/webgis/irg_webgis.asp?kml=iso_terme_1000); Geothopica del CNR-IGG <http://geothopica.igg.cnr.it/>). Il serbatoio geotermico principale e più superficiale dell' area di Torre Alfina (e quindi anche del sottosuolo del presente Permesso di Ricerca, o almeno nella sua parte settentrionale) è costituito dalla struttura plicativa della Falda Toscana, costituita largamente da formazioni calcaree di età triassica-cretacea che sono state localmente interessate da campi di fratturazione ad opera della complessa evoluzione tettonica dell'area che ha visto alle strutture compressive (pieghe, sovrascorrimenti), legate alla creazione dell' edificio orogenico appenninico, la sovrapposizione dei sistemi di faglie legati alla tettonica distensiva post-orogenica, prima, e poi quelle legate alla vulcano-tettonica (vedi capitolo lineamenti tettonici). Come avviene anche per i campi geotermici toscani, le formazioni delle Unità Liguri (es. la Formazione di S.Fiora) e quelle sommitali della Falda Toscana (Scaglia Toscana), entrambe essenzialmente argilloso-marnoso-calcaree, costituiscono le rocce impermeabili di copertura del serbatoio (Batini et al., 2003; Pandeli et al., 2005). Quindi, dal punto di vista regionale il serbatoio geotermico del sottosuolo di Torre Alfina corrisponde esattamente al serbatoio superficiale “classico” delle aree geotermiche toscane sfruttato fin dalla prima metà del '900 e costituito in larga parte da orizzonti permeabili per fratturazione (e talora anche per fenomeni di dissoluzione) all'

interno delle Anidridi di Burano, ma localmente esteso anche a parte delle sovrastanti carbonatiche formazioni (ove presenti) della Falda Toscana.

A differenza del campo di Larderello (che è un campo “a vapore dominante”), il Campo geotermico di Torre Alfina è come quelli del M.Amiata (Bagnore e Piancastagnaio) “ad acqua dominante” (Batini et al., 2003; Bertrami et al., 1984; Gianelli & Scandiffio, 1989; Minissale et al., 1997; Cappetti et al., 2000). In particolare, nel campo geotermico di Torre Alfina il serbatoio ad acqua dominante presenta fluidi (acqua saturata in CO<sub>2</sub>) con T= 120°-150°C ed una salinità di circa 6 g/l (essenzialmente cloruri alcalini). Inoltre, a tetto della struttura è presente un a cappa di gas (essenzialmente CO<sub>2</sub>) con pressione di 40 atm (Buonasorte et al., 1988, 1991).

Come già messo in evidenza nel capitolo riguardante l’ idrogeologia, i fluidi del campo geotermico di Torre Alfina, come quelli degli altri campi geotermici in Toscana, hanno una peculiare composizione clorurato-sodica che indicherebbe una modificazione di fluidi (forse brine) magmatici e/o metamorfici originari a causa delle variate condizioni chimico-fisiche del sistema e della continua interazione fluidi-roccie incassanti (vedi es. Gianelli & Scandiffio, 1989).

Dai dati ricavati dalla banca dati del Ministero dello Sviluppo Economico e dagli studi geologici-geotermici (Baldi et al., 1982; Progetto Finalizzato Energetica CNR; Bertrami et al., 1984; Buonasorte et al., 1988; <http://geothopica.igg.cnr.it/>) risulta che, nell’ area del permesso di ricerca Montalfina, il tetto del primo serbatoio geotermico (ovvero quello più superficiale ospitato nelle formazioni carbonatiche e carbonatico-evaporitiche della sub-unità superiore della Falda Toscana) è presente nel sottosuolo ad una quota profondità variabile tra il livello del mare e circa -1200 m. Inoltre, nell’area del permesso di ricerca, il flusso di calore presenta valori anche superiori ai 150 mW/m<sup>2</sup> (Fig. 41) ed un gradiente geotermico localmente di 150°-200°C/km (Figggg. 42 e 43).

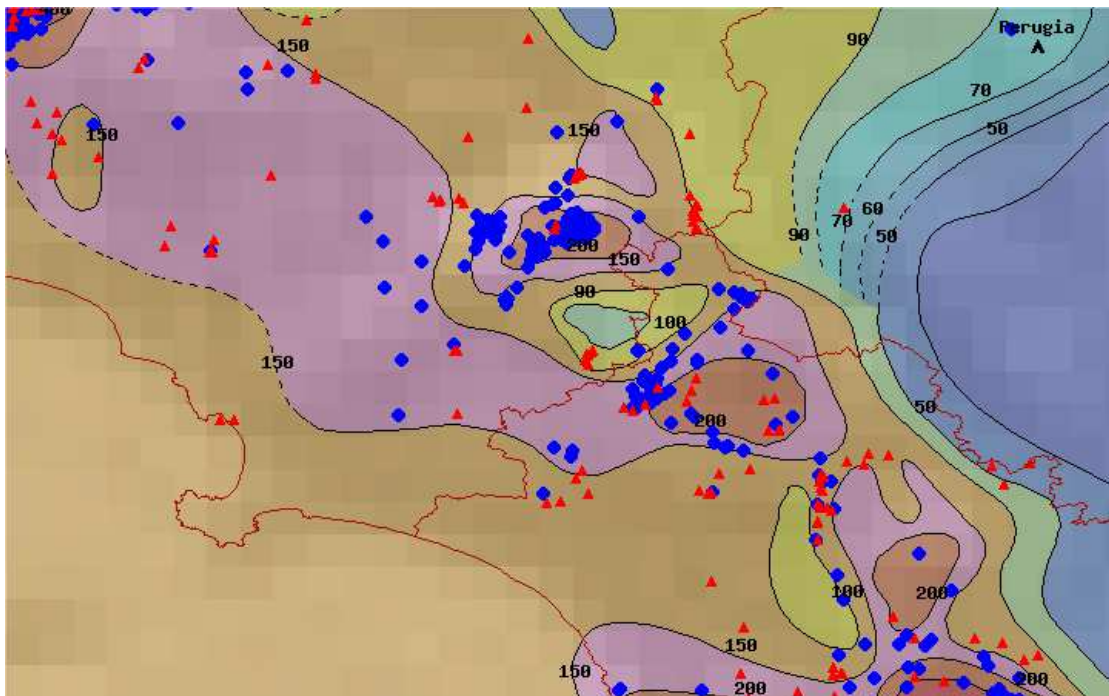
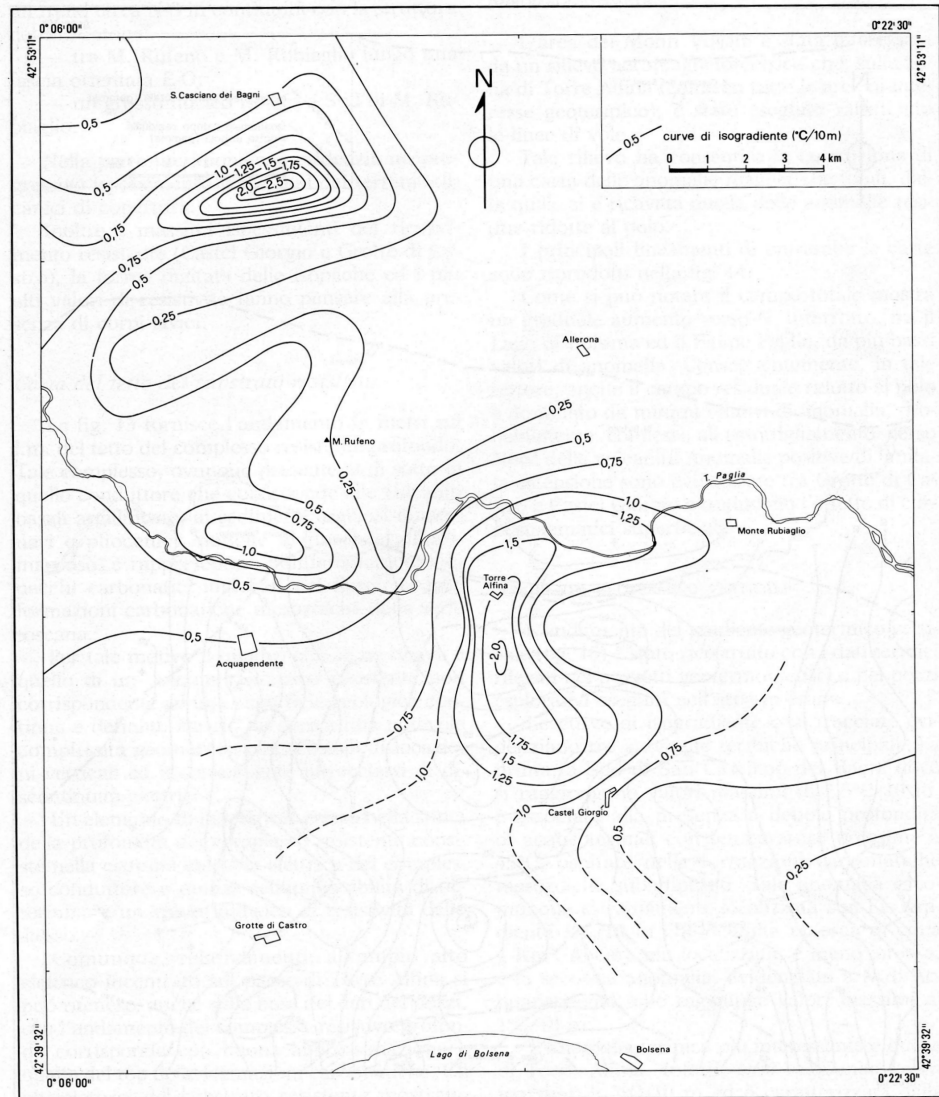


Fig. 41. Flusso di calore (mW/m<sup>2</sup>) nell’area del M.Amiata-Monti Vulsini (da <http://geothopica.igg.cnr.it/>)

Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMIARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare



- Carta del gradiente geotermico verticale.

**Fig. 42. Gradiente geotermico nell'area dei Monti Vulsini settentrionali (da Buonasorte et al., 1988)**



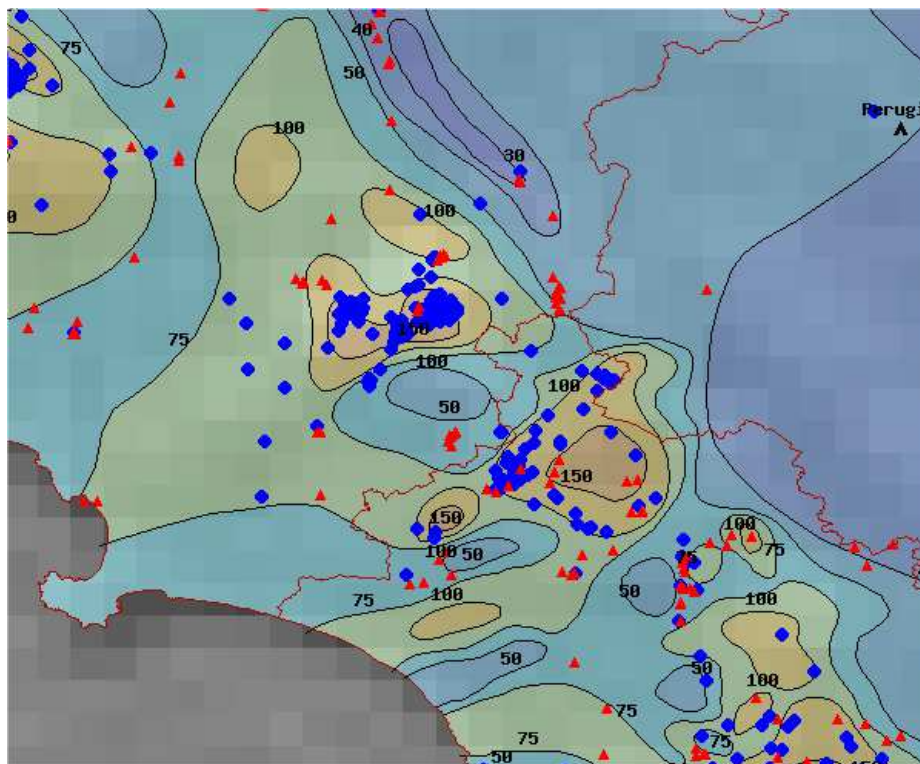


Fig. 43 Gradiente geotermico nell'area del M.Amiata-Monti Vulsini (da <http://geothopica.igg.cnr.it/>)

Pertanto, tutti gli elementi oggi disponibili lasciano supporre che nell'area del permesso siano presenti le condizioni base per l'esistenza in profondità di risorse geotermiche di interesse economico ed in particolare:

- la presenza di una discreta anomalia termica;
- la presenza di rocce serbatoio, localmente con caratteristiche di permeabilità positive, intercettabili a profondità verosimilmente compatibile con i costi dell'investimento;
- la presenza di formazioni di copertura con idonee caratteristiche di impermeabilità in grado di delimitare verso l'alto il serbatoio geotermico.

L'accertamento della effettiva esistenza e soprattutto consistenza di queste condizioni base costituisce l'oggetto della ricerca presentato in questo documento.

### 3 Pianificazione dei lavori

Il progetto di ricerca geotermica denominato "MONTE RUBIAGLIO" richiede la messa in atto di un programma strutturato in maniera tale da comprendere:

- una prima fase di studi preliminari e adempimenti normativi-burocratici;
- una successiva fase di indagini geologiche e prospezioni geochimiche e geofisiche per l'accertamento delle caratteristiche qualitative e quantitative della risorsa e la perforazione del pozzo di esplorazione con le successive prove e test sui fluidi geotermici reperiti.

Il programma dei lavori non ha un carattere rigido e può subire modifiche in corso d'opera, poiché le fasi del lavoro sono correlate ed interdipendenti; ne consegue quindi che i risultati di una fase potranno condizionare il programma delle successive.



Nel caso emergano, in corso d'opera, esigenze di apportare variazioni agli aspetti tecnici dei lavori, queste saranno comunque e tempestivamente comunicate alla attenzione dei competenti Uffici.

### **3.1 Attività propedeutica**

---

#### **3.1.1 Raccolta dati, revisioni, programmi e azioni successive**

---

Le attività relative a questa fase riguardano principalmente la raccolta di dati relativi all'area oggetto della richiesta.

Verrà acquisita tutta la documentazione esistente riguardante l'assetto geologico dell'area ed il contesto regionale in cui essa si pone, la presenza di eventuali sondaggi con la relativa documentazione. Sarà inoltre effettuata l'analisi, la rielaborazione e la reinterpretazione di tutti i dati in possesso derivanti da prospezioni ed indagini eseguite in passato.

Verrà quindi verificato l'assetto logistico/amministrativo nell'area e mediante sopralluoghi saranno scelti i possibili siti per la perforazione dei sondaggi esplorativi.

Sarà valutata la possibilità di accedere a misure incentivanti, di tipo finanziario o altro, da parte comunitaria, nazionale, regionale od altro. Al termine di questa fase verrà effettuata un'analisi tecnica ed economica sulla fattibilità della iniziativa ed, in caso di valutazione positiva, redazione del programma preliminare delle successive fasi della iniziativa e relativo budget preliminare con valutazioni economiche.

#### **3.1.2 Organizzazione imprenditoriale e sintesi dei risultati**

---

Una volta valutati tutti gli elementi raccolti nella fase precedente ed effettuata una sintesi delle conoscenze, verrà deciso se proseguire l'iniziativa, e prevista l'organizzazione della struttura gestionale del progetto.

#### **3.1.3 Richiesta di permesso di ricerca**

---

Il progetto prevede la richiesta di permesso di ricerca delle risorse come previsto dal D.L. del 11 febbraio 2010, n 22 “Riassetto della normativa in materia di ricerca e coltivazione delle risorse geotermiche, a norma dell'Art. 27, comma 28, della legge 23 luglio 2009, n 99, e dal D.P.R. 395 del 27 maggio 1991, art. 7 cap. 1”; pertanto in questa fase verranno esplicitati tutti gli obblighi normativi e burocratici per la richiesta di Ricerca.

#### **3.1.4 Prospezioni propedeutiche**

---

Durante questa fase verranno eseguite tutte le indagini di superficie e le prospezioni necessarie alla ricostruzione del modello concettuale del campo geotermico in modo da ubicare correttamente i pozzi esplorativi e produttivi.

Saranno inoltre effettuate tutte le indagini volte a stabilire le condizioni geologico-ambientali prima dell'inizio della coltivazione geotermica e della perforazione dei pozzi. L'esecuzione o la non esecuzione di queste attività sarà valutata in corso d'opera in funzione di ragionati rapporti costi/rischi/benefici.

#### **3.1.4.1 Rilievo geologico-strutturale**

---

Si prevede una prima fase di rilevamento geologico sul terreno atto a verificare la cartografia geologica già esistente e se necessario migliorarla; durante questa fase è previsto anche uno studio particolareggiato sullo stato di fratturazione al fine di individuare i sistemi strutturali principali fondamentali del potenziale serbatoio geotermico.

#### **3.1.4.2 Rilievo sismico**

---

Si prevede di effettuare un rilievo sismico a riflessione atto a confermare l'assetto strutturale, stratigrafico e geotermico profondo dell'area di interesse. Si prevede la realizzazione di numerosi profili in modo da definirne quantitativamente con maggior precisione i parametri geometrici.

#### **3.1.4.3 Rilievo gravimetrico**

---

Le prospezioni gravimetriche sono basate sulla misura dell'accelerazione di gravità terrestre per rilevare la presenza di anomalie nella distribuzione di questa che risultino attribuibili esclusivamente a fattori geologici nel sottosuolo. Le nuove stazioni saranno ubicate tenendo conto del reticolo del precedente rilievo, con addensamenti in corrispondenza delle anomalie e delle discontinuità di maggior interesse tendendo ad arrivare ad una distribuzione il più possibile uniforme ed ad una densità attorno ad 3-4 staz./ km<sup>2</sup>. Saranno anche eseguite ripetizioni di stazioni del precedente rilievo e stazioni per tener conto dell'effetto bordo. In particolare il rilievo gravimetrico sarà utilizzato come integrazione e calibrazione dei dati forniti dalla metodologia VLF che restituisce profili di densità del sottosuolo.

#### **3.1.4.4 Rilievo geoelettrico**

---

Il rilievo geo-elettrico che si prevede di attuare consiste nell'immissione di corrente nel terreno tramite due "elettrodi di corrente" per la misura delle resistività e nella misura della differenza di potenziale tra due "elettrodi di potenziale". Per la realizzazione di questi rilievi possono essere utilizzate apparecchiature a corrente alternata a bassa frequenza che non necessitano dell'impiego di elettrodi non polarizzabili, come per la corrente continua, né di misurare o annullare i potenziali spontanei. In questo caso possono tuttavia aversi letture erranee per fenomeni di induzione o di dispersione di corrente in terreni saturi. La disposizione, o stendimento, degli elettrodi può essere varia ma le configurazioni più usate sono quelle a "quadripolo" di Wenner e di Schlumberger. Si possono eseguire sondaggi elettrici "verticali" (SEV), per ricostruire la successione verticale dei terreni, e sondaggi elettrici "orizzontali" (SEO o profili di resistività), per ricostruire sezioni del sottosuolo.

#### **3.1.4.5 Rilievo magnetico**

---

Il metodo magnetico si basa sulla misura delle variazioni locali del campo magnetico terrestre o del suo gradiente. Le variazioni, o anomalie magnetiche, vengono rilevate da magnetometri e riflettono la differenza tra la suscettività magnetica delle strutture geologiche e la suscettività media del terreno incassante.

La prospezione magnetica è una tecnica passiva di prospezione che può rilevare variazioni minime nell'intensità o nella direzione rispetto al campo magnetico terrestre, evidenziando anche anomalie 50.000 volte più deboli del campo magnetico locale.

Le misure vengono effettuate posizionando due sensori posti ad una distanza prestabilita tra loro e mantenuti in asse verticale rispetto al terreno. La portabilità degli strumenti, sommata alla velocità

di prospezione, fa sì che in una giornata di lavoro si possa investigare, con sufficiente accuratezza, un'area di diversi ha.

#### 3.1.4.6 Rilievo VLF

---

E' prevista l'esecuzione di una indagine con la tecnica VLF (very low frequency). Questo metodo di indagine consente quindi di individuare zone fratturate e permeabili potenzialmente adatte ad ospitare un serbatoio geotermico con estrema precisione. Mediante questo metodo si pensa di poter indagare gran parte del serbatoio geotermico, individuandone la profondità, l'estensione e quindi la volumetria e l'assetto geologico-strutturale.

#### 3.1.4.7 Rilievo geochimico

---

Si prevede di effettuare analisi geochimiche su acque di sorgenti termali e non presenti nella zona in esame e nelle zone limitrofe all'area richiesta. I dati ricavati permetteranno di avere indicazioni riguardo al chimismo dei fluidi possibilmente presenti nel serbatoio geotermico e delle temperature ivi presenti. Si prevede inoltre di effettuare studi sulla emissione di gas dal suolo (CO<sub>2</sub>, Radon), indicatori precisi di permeabilità, vie di risalita preferenziale di fluidi geotermici e utili a delimitare serbatoi geotermici attivi.

## 5 Bibliografia

---

ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PASSERINI P., PRINCIPI G. & TREVES B. (1986) - Apennines and Alps Ophiolites and the evolution of the Western Tethys. Mem. Soc. Geol. It., 31, 23-44.

ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P., PRINCIPI G. & TREVES B. (1994) – Oceanisation processes and sedimentary evolution of the Northern Apennine ophiolite suite: a discussion. Mem. Soc. Geol. It., 48: 117-136.

ALBERTI A., BERTINI M., DEL BONO G.L., NAPPI G. & SALVATI L. (1970) – Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 136 (Tuscania) e Foglio 142 (Civitavecchia). Servizio Geologico d'Italia: 141 pp.

AMBROSETTI P., CARBONI M. G., CONTI M. A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA V., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini Tosco-Umbro-Laziali nel Pliocene inferiore. Mem. Soc. Geol. It., 19: 573-580.

AMODIO M., DE RITA D., DI FILIPPO M., FUNICIELLO R., GALADINI F. & SPOSATO A. (1987) – Evoluzione geologico-strutturale del bacino vulcano-tettonico di Bolsena (Complesso Vulcanico Vulsino). Bollettino GNV 1987: 21-36.

BALDI P., DECANDIA P. 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.

BALDI P., BUONASORTE G., CECCARELLI A., RIDOLFI A., D'OFFIZI S., D'AMORE F. GRASSI S., SQUARCI P., TAFFI L., BONI C., BONO P., DI FILIPPO M., MARTELLI M.G., LOMBARDI S. & TORO B. (1982) – Contributo alla

**Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMIARE**  
**Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare**

conoscenza delle potenzialità geotermiche della Toscana e del Lazio. Progetto Finalizzato Energetica – Sottoprogetto Energia Geotermica. CNR-PFE-RF 15: 47 pp.

BARAZZUOLI P. ET AL (2008) – Studio geostrutturale, idrogeologico e geochimico ambientale dell'area amiatina. 380 pp. Università di Siena.

BARAZZUOLI P., SALLEOLINI M (1994) – Modelli di valutazione della risorsa idrica del M. Amiata (Toscana meridionale). Quaderni di Geologia Applicata, Pitagora Ed., Bologna, 171-185.

BARBERI F., BUONASORTE G., CIONI R., FIORELLI A., FORESI L., IACCARINO S., LAURENZI M.A., SBRANA A., VERNIA L. & VILLA I.M. (1994) – Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 49: 77-134.

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. Volcanol., 47-1: 125-141.

BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D. & BRANCOLANI G. (1991) – Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. (1991/1): 115-140.

BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1981) – Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.40, 77-91.

BATINI F., BROGI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & PANDELI E. (2003) – Geological features of the Larderello-Travale and Mt. Amiata geothermal areas (southern Tuscany, Italy). Episodes, 26 (3): 239-244.

BENVENUTI M., PAPINI M. & ROOK L. (2001) - Mammal Biochronology, UBSU and paleoenvironment evolution in a post-collisional basin: evidence from the Late Miocene Baccinello-Cinigiano basin in southern Tuscany, Italy. Boll. Soc. Geol. It., 120, 97-118.

BERTINI G., COSTANTINI A., CAMELI G.M., DI FILIPPO M., DECANDIA F.A., ELTER M.F., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - Struttura geologica dai Monti di Campiglia a Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato delle conoscenze e problematiche. Studi Geologici Camerti Vol. Spec. 1991/1, Crop 03, 155-178.

BERTRAMI R., CAMELI G.M., LOVARI F. & ROSSI U. (1984) – Discovery of Latera Geothermal Field: problems of the exploration and research. In: United Nations- Economic Commission for Europe “Seminar on the utilization of geothermal energy for electric power production and space heating” – Florence (Italy), 14-17 May 1984: 1-18.

BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1982) - Carta strutturale dell' Appennino settentrionale. Note illustrative. CNR Progetto Finalizzato Geodinamica. Sottoprogetto 5-Modello Strutturale. Gruppo Appennino Settentrionale, pubbl. n. 429. Tipografia Senese, 1987: 203 pp.

BONIN M., MORATTI G. & SANI F. (1999) - Evolution and depocenter migration in thrust-top basins: inferences from the Messinian Veneta Basin (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics, 304, 95-108.

Progetto Geotermico “**Monte Rubiaglio**” - PROGETTO PRELIMINARE  
Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare

BONINI M. & SANI F. (2002) – Extension and compression in the Northern Apennines (Italy) interland: Evidences from the Late Miocene-Pliocene Siena-Radicofani Basin and relation with basement structures. *Tectonics*, 21, 1-28.

BORTOLOTTI V. (Coord.) (1992) - L'Appennino Tosco-Emiliano. Guide Geologiche Regionali S.G.I., Vol. 4, BE-MA Editrice: 329 pp.

BOSELLINI A. (1978) – Tettonica delle placche e geologia. Bovolenta Editore, Ferrara: 144 pp.

BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) – Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neoautoctono toscano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, pp. 17-98.

BROGI A. & LAZZAROTTO (2002) – Deformazioni sin-collisionali nella Falda Toscana a SW del Monte Amiata (Toscana meridionale): il sovrascorrimento del Monte Aquilaia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 121, 299-312.

BROGI A. (2004) – Seismic reflection and borehole logs as tool for tectonic and stratigraphical investigations: new geological data for the Tuscan Nappe exposed in the northeastern Mt.Amiata area (Northern Apennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 189-199.

BUONASORTE G., CAMELI G.M., FIORELLI A., PAROTTO M. & PERTICONE I. (1995) – Results of the geothermal exploration in central Italy (Latium-Campania) In: *Proceedings World Geothermal Congress 1995, Florence (Italy) 18-31 May 1995. Vol 2: 1293-1298.*

BUONASORTE G., FIORELLI A., PANDELI E., ROSSI U. & SOLLEVANTI F. (1987) – Stratigraphic correlations and structural setting of the pre-neoautochthonous sedimentary sequences of Northern Latium. *Periodico Mineralogia*, 56: 111-122.

BUONASORTE G., FIORELLI A. & ROSSI U. (1987) – Tectonic structures and geometric setting of the Vulsini Volcanic Complex. *Periodico Mineralogia*, 56: 123-136.

CALAMAI A., CATALDI R., SQUARCI P., TAFFI. (1970) - Geology, geophysics and hydrogeology of the monte Amiata geothermal field. *Geothermics*, special issue 1:1-9.

CAPPETTI G., PASSALEVA G. & SABATELLI F. (2000) – Italy country update report 1995-1999. In: *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, May 28-June 10, 2000: 109-116.*

CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics*, 9: 1275-1303.

CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) - Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. *Terra Nova*, 7, 128-137.

CASTELLARIN A, EVA C, GIGLIA G, VAI GB (1986) - Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano *Giornale di Geologia* 47:47-75.

CELICO P., GAUDENTI E., SARACA G. (1988) – Lineamenti idrogeologici del bacino del Fiora (Toscana-klazio). *Boll. Serv. Geol. Appl. Napoli*, 12, 1-34.

**Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMINARE**  
**Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare**

CONTICELLI S., FRANCALANCI L., MANETTI P. & PECCERILLO A. (1987) – Evolution of the Latera Volcano, Vulsinian district (Central Italy): stratigraphical and petrological data. *Periodico Mineralogia*, 56: 175-199.

COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., SANDRELLI F. (1982) - Conoscenze geologico strutturali - In: "Il graben di Siena. C.N.R. Progetto finalizzato energetica, sottoprogetto energia geotermica, RF-9: 11-34.

DAMIANI A.V., GANDIN A. & PANNUZI L. (1980) – Il bacino lacustre neogenico della Velona. *Mem. Soc. Geol. It.*, 21, 273-279.

DECANDIA F. A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - La “Serie ridotta” nel quadro della evoluzione geologica della Toscana Meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, 181-191.

DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (2001) – Structural features of southern Tuscany. *Ofioliti*, 26 (2a), 287-300.

DINI A., INNOCENTI F., ROCCHI S., TONARINI S. AND WESTERMAN D.S. (2002) – The magmatic evolution of the late Miocene laccolith-pluton-dyke granitic complex of Elba Island, Italy. *Geological Magazine*, **139**, 257-279.

DUCHI V., MATASSONI L., TASSI F. & NISI B. (2003) – Studio geochemico dei fluidi (acque e gas) circolanti nella regione vulcanica dei M.ti Vulsini (Italia Centrale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 122: 47-61.

ELTER P. (1984) – Introduzione allo studio dell’ Appennino settentrionale nel quadro del Sistema Alpino. *Suppl n.1 ai Quad. Museo Storia Naturale Livorno*, 6: 1-21,

ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) – Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines. *Boll. Geofis. Teor. Appl*, 42: 3-18.

ELTER F.M. & PANDELI E. (1991) - Structural features of the metamorphic Palaeozoic - Triassic sequences in deep geothermal drillings in the Monte Amiata area (SE Tuscany, Italy). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 110: 511-522.

FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANI F. (1994) - Considerations on the sedimentary and structural evolution of the Tuscan Domain since Early Liassic to Tortonian. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48: 31-50.

FAZZINI P., GELMINI R. (1982) - Tettonica trasversale dell'Appennino settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, pp. 299-309.

FERRARI L., CONTICELLI S., BURLAMACCHI L. & MANETTI P. (1996) - Volcanological evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany: new geological and petrochemical data. *Acta Vulcanologica.*, 8, 41-56.

FINETTI I., BOCCALETTI M., BONINI M., DEL BEN A., GELETTI R., PIPAN M. & SANI F. (2001) – Crustal section based on CroP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern apennines-Adriatic Sea. *Tectonophysics* 343, 135-163.

GIANELLI G. & SANDIFFIO G. (1989) – The Latera Ggeothermal system (Italy): chemical composition of the geothermal fluid and hypotheses on its origin. *Geothermics*, 18 (3): 447-463.

GIANELLI G., PUXEDDU M., BATINI F., BERTINI G., DINI I., PANDELI E. & NICOLINI R. (1988) - Geological model of a young volcano plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). *Geothermics*, 17: 719-734.



**Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMIARE**  
**Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare**

- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) - Lineamenti di stratigrafia e di tettonica. In: *La Toscana Meridionale*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., Fasc. Spec., 27, 33-168.
- JACOBACCI et al. (1970) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 115 (Città di Castello), 122 (Perugia) e 130 (Orvieto). Servizio Geologico d'Italia: 151 pp.
- LANDI B., TANINI F., SANI F. & CAROBBI S. (1995) - Evoluzione geologico strutturale del bacino di Cinigiano-Baccinello (Toscana meridionale). Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/1.
- LIOTTA D. (1991) - The Arbia-Val Marecchia line, Northern Apennines. *Eclogae Geol. Helv.*, 84, 413-430.
- LIOTTA D. (1994) - Structural features of the Radicofani basin along the Piancastagnaio (Mt. Amiata) – San Casciano de' Bagni (Mt. Cetona) CROP section. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 401-408.
- LIOTTA D. (1996) - Analisi del settore centro-meridionale del Bacino Pliocenico di Radicofani (Toscana Meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 115-143.
- LOMBARDI G. & SONNO M. (1979) – Studio petrografico dell'alunite di Mezzano e di altre vulcaniti alterate della Caldera di Latera (Vulcani Vulsini, Lazio). *Periodico di Mineralogia*, 48: 21-52.
- MANZELLA A. (2006) - Convenzione tra la Regione Toscana e l'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR per la realizzazione della campagna geofisica triennale tramite elettromagnetismo relativa all'acquifero dell'edificio vulcanico del Monte Amiata. Regione Toscana, 56 pp.
- MARINELLI G., BARBERI F., CIONI R. (1993) – Sollevamenti neogenici e intrusioni acide della Toscana e del Lazio settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, 279-288.
- MARTINI I.P. & SAGRI M. (1993) – Tectono-sedimentary characteristics of Late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth-Science Reviews*, 34: 197-233.
- MAZZANTI R. & TREVISAN L. (1978) – Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 1, 55-62.
- MAZZUOLI R. & PRATESI M. (1963) - Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del Monte Amiata. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A.*, 70:355-429.
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1983) – Contributi alla geologia del Vulcano di Latera (Monti Vulsini, Toscana meridionale-Lazio settentrionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 25: 247-271.
- MINISALE A. (2004) – Origin, transport and discharge of CO<sub>2</sub> in central Italy. *Earth-Science Reviews*, 76: 89-141.
- MINISALE A., MAGRO G., VASELLI O., VERRUCCHI C. & PERTICONE I. (1997) – Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy). *Journ. Volcanology and Geothermal Research*, 79: 223-251.
- MORELLI C. (1998) - Lithospheric structure and geodynamics of the Italian peninsula derived from geophysical data: a review *Mem Soc Geol It* 52:113-122.
- NAPPI G. & RENZULLI A. (1987) – Le eruzioni pliniane finali del Vulcano di Latera. *Bollettino GNV* 1987: 471-492.

**Progetto Geotermico “Monte Rubiaglio” - PROGETTO PRELIMINARE**  
**Relazione Tecnico Geologica e Programma Preliminare**

- NAPPI G., RENZULLI A., SANTI P. & GILLOT P.Y. (1995) – Geological evolution and geochronology of the Vulsini Volcanic District (Central Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 114: 599-613.
- PANDELI E. (2002) – Sedimentary-tectonic evolution of the Tuscan area (Northern Apennines, Italy) from Late “Autunian” to Carnian. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1* (2002): 251-262.
- PANDELI E. & PASINI M. (1990) - Fusulinidi permiani nella successione metamorfica del sottosuolo del Monte Amiata, Toscana Meridionale (Italia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 96, 3- 20.
- PANDELI E., PUXEDDU M., GIANELLI G., BERTINI G. & CASTELLUCCI P. (1988) - Paleozoic sequences crossed by deep drillings in the Monte Amiata Geothermal Region (Italy). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 107: 593-606.
- PANDELI E., GIANELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F.M. (1994) - The Paleozoic basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and Alpine hydrothermal processes. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48: 627-654.
- PASQUARÉ G., CHIESA S., VEZZOLI L. & ZANCHI A. (1983) - Evoluzione paleogeografica e strutturale di parte della Toscana meridionale a partire dal Miocene superiore. *Mem. Soc. Geol. It.*, 25: 147-157.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) – Il sistema Corso-Appenninico come prisma di accezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28: 549-576.
- RAPPUOLI D. (1990) – L’acquifero del Monte Amiata: criteri di valutazione della risorsa idrica rinnovabile. Tesi di laurea inedita, Dip. Di Scienze della Terra, Università di Siena, a.a. 1990-1991.
- ROOK L. & GHETTI P. (1997) - Il bacino della Veolona (Toscana, Italia): stratigrafia e primi ritrovamenti di vertebrati fossili. *Boll. Soc. Geol. It.*, 116, 335-346.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - Il Magmatismo Neogenico-Quaternario dell'area Tosco-Laziale-Umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale. *Studi Geologici Camerti, Volume speciale*, 1991/1, 429-463.
- TANELLI G., BENVENUTI M., COSTAGLIOLA P., DINI A., LATTANZ P., MANIERI C., MASCARO I. & RUGGIERI G. (2001) – The iron mineral deposits of Elba island: state of the art. *Ofioliti*, 26(2a), 239-248.
- TREVISAN L. & GIGLIA G. (1974) – *Geologia*. Ballerini Editore, Pisa. 528 pp
- VAI G.B. & MARTINI I.P. (2001) - Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 632 pp.
- VEZZOLI L., CONTICELLI S., INNOCENTI F., LANDI P., MANETTI P., PALLADINO D.M. & TRIGILA R. (1987) – Stratigraphy of the Latera Volcanic Complex: proposals for a new nomenclature. *Periodico Mineralogia*, 56: 89-110.