



INGV
terremoti
vulcani
ambiente

ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

ISTITUTO NAZIONALE di GEOFISICA e VULCANOLOGIA
Sezione di Napoli “OSSERVATORIO VESUVIANO”
Via Diocleziano 328, 80124 Napoli

ALLEGATO 1

**Ricerca di risorse geotermiche finalizzata alla sperimentazione di
un impianto pilota nel Comune di Serrara Fontana (ISOLA
D’ISCHIA-NA)**

Geologia e Inquadramento Geotermico



INDICE

1. Inquadramento stratigrafico ed evolutivo	pag.3
2. Geomorfologia ed idrogeologia	pag.7
3. Prodotti eruttivi e chimismo	pag.12
3.1 Alterazione idrotermale superficiale	pag.13
4. Tettonica	pag.15
5. Movimenti verticali del suolo	pag.17
6. Il sistema magmatico e la risorgenza del Monte Epomeo	pag.19
7. Transizione fragile-duttile	pag.27
8. Geotermia	pag.29
8.1 Le indagini geotermiche in Campania	pag.29
8.2 Perforazioni nell'isola d'Ischia	pag.33
8.3 Stratigrafie dei pozzi profondi	pag.39
8.4 Temperature, Gradiente e Flusso di calore	pag.47
8.5 Sorgente magmatica e trasferimento di calore	pag.52
9 Inquadramento geologico e geotermia di dettaglio dell'area in esame	pag.56
9.1 Stratigrafia	pag.56
9.2 Contesto strutturale	pag.57
10 Indagini geofisiche e geochemiche dell'area in esame	pag.59
11 Dati geochemici sulle acque termo-minerali (settore Forio e S. Fontana)	pag.62
12. Dati geochemici dei gas fumarolici e dei gas disciolti nelle acque in falda	pag.69
12.1 Composizione isotopica	pag.78
13. Correlazione temperature e litologia	pag.80
14. Dati di sintesi del serbatoio geotermico	pag.82
Bibliografia	pag.87

1. Inquadramento stratigrafico ed evolutivo

L'isola d'Ischia rappresenta la parte emersa di un grande campo vulcanico che si estende da Procida ai vulcani sottomarini dell'*off-shore* occidentale ischitano (*Figura 1.1 e 1.2*). Il campo vulcanico si sviluppa su un'area di 42 kmq circa, allungata in direzione circa est-ovest, costituito da vulcani di dimensioni relativamente piccole, da strutture calderiche quale quella ischitana legata alle grandi eruzioni esplosive pliniane ed ignimbriche del sistema del Rifugio di San Nicola. L'attività di Ischia antica si sviluppa da più di 150 ka a circa 75 ka fa con un vulcanismo areale dominato da conici di tufo idromagmatici, duomi lavici affioranti in areali lungo il tratto costiero tra Punta Imperatore, Punta Chiarito-Sorgeto, Sant'Angelo e Punta della Signora, Scarrupata di Barano, Carta Romana, Ischia Ponte. Le successioni più antiche sono ricoperte da depositi piroclastici legati ad eruzioni esplosive avvenute intorno a 30ka. I depositi di questo tipo di eruzioni, che sono comuni nella storia eruttiva di Ischia, sono rappresentati dai banchi di scorie saldate che si estendono da Ischia Ponte, al Torone, a Monte di Vezzi. Le successive unità laviche di Punta Imperatore e di Sant'Angelo sono interessate da una superficie di abrasione marina con a luoghi associate sabbie fossilifere sviluppata tra 17 e 98 ka. Depositi dell'attività esplosiva di tipo pliniano ed ignimbrico, avvenuta intorno ai 98 ka fa in forma molto più intensa di quella del Vezzi-Torone, formati da sequenze di livelli di pomice pliniane e depositi di breccie piroclastiche co-ignimbriche, sono esposti a Punta Imperatore, Sant'Angelo e San Pancrazio. Il periodo successivo compreso tra i 98 ka ed i 73 ka registra esclusivamente l'effusione di lave nell'area NO, Duomo del Vico e SE, lava di Parata. I depositi piroclastici emessi tra 73 ka e 56 ka costituiscono nel loro insieme la successione dei tufi che formano il sistema di Rifugio San Nicola. Con l'eruzione del canale d'Ischia inferiore, si apre questa fase dell'evoluzione di Ischia, seguita dalla messa in posto delle piroclastiti di Pignatiello, successione di strati di pomice pliniane e depositi di *ash-flow* con paleosuoli intercalati. Con le eruzioni di Pignatiello ha inizio la individuazione della caldera di Ischia che raggiungerà la forma attuale alla fine del ciclo eruttivo parossistico. A tetto delle piroclastiti di Pignatiello si collocano i prodotti del Canale d'Ischia superiore e di Fiumicello, seguiti dai depositi di almeno 3 grandi eruzioni, pliniane evolventi ad ignimbriche, distinte, in ordine stratigrafico dalla più antica alla più recente, in: tufi del Pizzone, tufi dei Frassitelli e Tufo Verde del Monte Epomeo, il cui spessore cumulativo totale supera i 600-700 m e formanti il blocco risorgente dell'Epomeo. Questi depositi, individuati da perforazioni geotermiche nel sottosuolo della caldera in aree non interessate dalla risorgenza, mostrano situazioni stratigrafiche simili a quelle presenti nel blocco

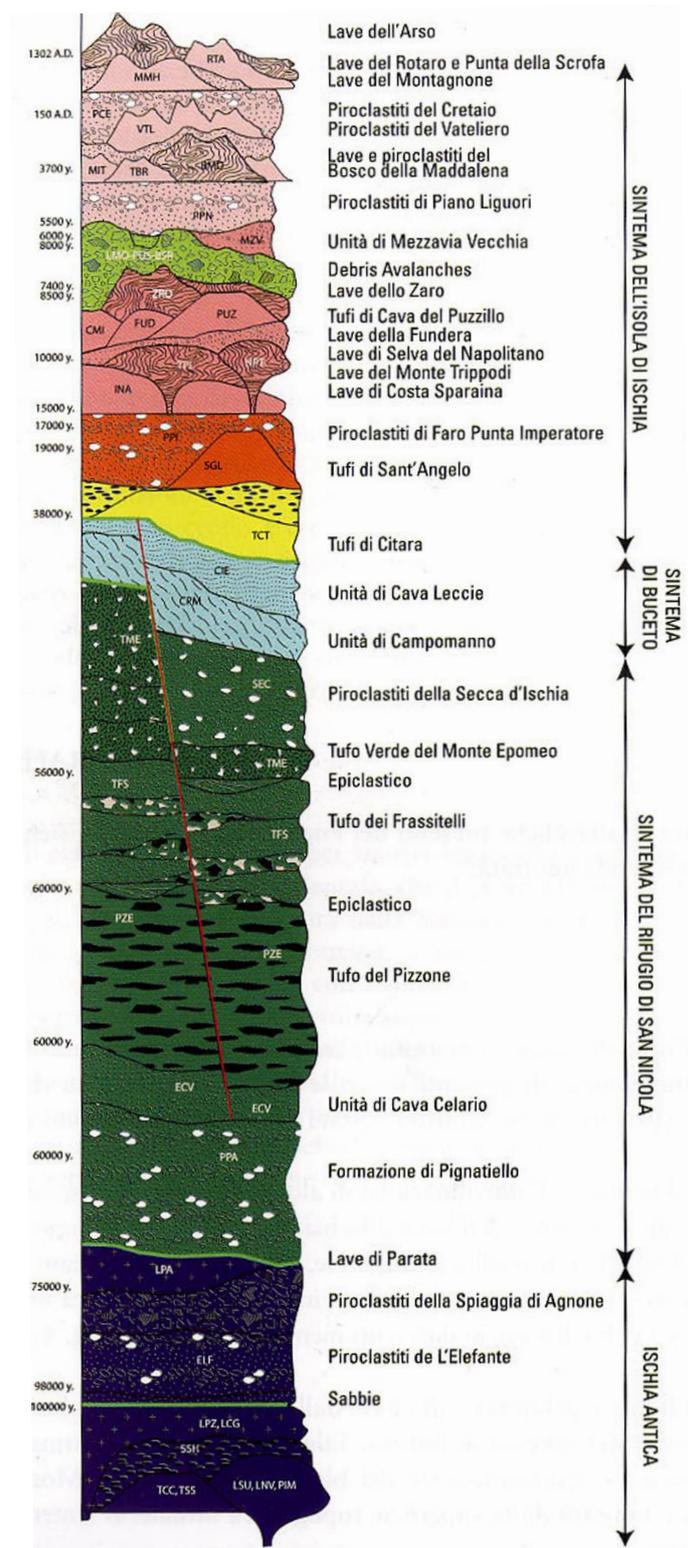
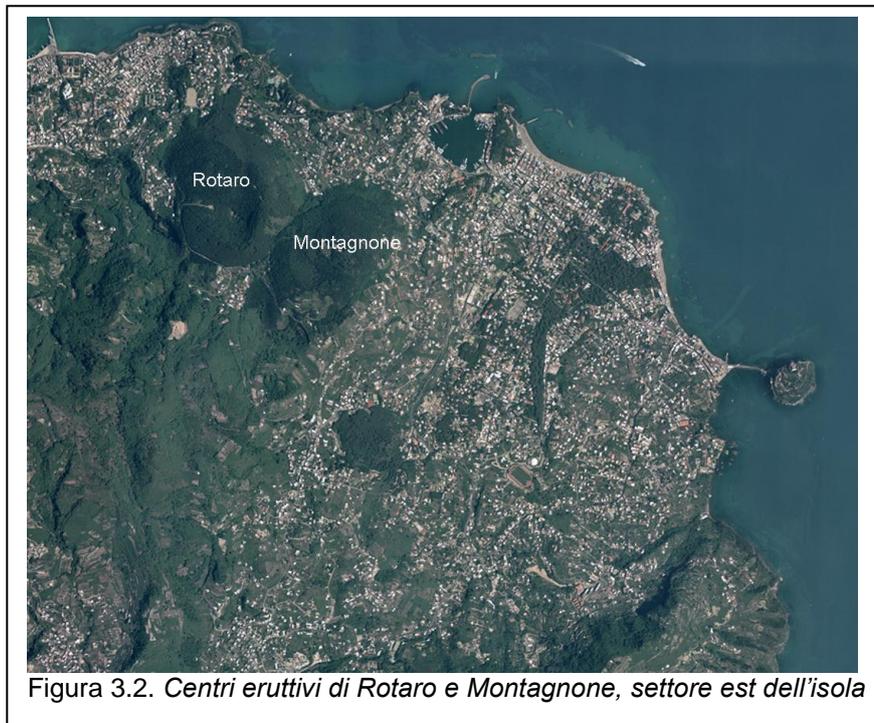


Fig. 1.2 Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità litostratigrafiche e le unità sintemiche dei depositi vulcanici ed epiclastici (da Foglio 464 Ischia, scala 1:10.000, Progetto CAR.G. Regione Campania, 2011)

Nel periodo successivo la caldera ischitana si riattiva e, con un meccanismo connesso alla rialimentazione della camera magmatica, la parte centrale della caldera si solleva andando progressivamente a formare il blocco del Monte Epomeo. L'inizio della risorgenza non è ben inquadrata dal punto di vista cronologico, ma vari dati concorrono a suggerire che l'*uplift* inizia probabilmente subito dopo la crisi esplosiva conclusa intorno a 56 ka. Tufi gialli stratificati appoggiati alla faglia bordiera occidentale ed aventi età comprese tra 38 e 33 ka testimoniano che il blocco dell'Epomeo era già largamente sollevato in questo intervallo di tempo. La successione del blocco risorgente, alla sommità nordorientale, è ricoperta in discordanza da sedimenti fossiliferi riferiti al Pleistocene superiore (argille e sabbie di cava Leccie). Anche questi dati confermano che il sollevamento della porzione centrale della caldera è iniziato in ambiente sottomarino, probabilmente poco dopo la formazione della caldera stessa, avvenuta intorno a 60-56 ka, e proseguendo successivamente, anche settorialmente in modo differenziato, in epoca storica. Il vulcanismo post-risorgenza si presenta molto attivo con centri eruttivi dispersi sull'intero campo vulcanico. Bocche eruttive che hanno dato origine alle piroclastiti di Ciglio, ai tufi di Serrara-Cava Petrella, Pizzi Bianchi, Maronti, Testaccio sono localizzate sulle faglie bordiere del blocco risorgente. L'attività esplosiva più recente si sviluppa nel settore SO ed O dell'isola e nelle aree marine prossime all'isola negli stessi quadranti del campo vulcanico. Per lo più i centri eruttivi sono di tipo esplosivo ma non mancano a terra i duomi lavici e le colate di lava (Grotta del Mavone). I depositi si collocano tra circa 30 ka e circa 18 ka e sono stati raccolti nella parte basale del sistema dell'Iso1a d'Ischia. La messa in posto dei duomi di Costa Sparaina e di Trippodi, avvenuta tra 16 e 14 ka sulle strutture bordiere orientali del Monte Epomeo, concorre probabilmente all'ulteriore sollevamento e/o riassetto del blocco centrale risorgente rispetto al settore orientale. Il periodo successivo vede un rallentamento del vulcanismo che all'inizio dell'Olocene si localizza nel settore settentrionale del campo vulcanico: tra 8 e 6 ka si attivano centri esplosivi idromagmatici nell'area oggi occupata dal Complesso del Rotaro (figura 1.3). A questa attività sono da ascrivere i tufi di Cava del Puzillo e di Casamicciola e la messa in posto dei duomi della Fundera e del complesso dello Zaro. In relazione alla evoluzione vulcano tettonica dell'Isola, con il sollevamento del blocco centrale, le propaggini occidentale (versante di Forio), settentrionale (versante di Casamicciola) e meridionale (versante dei Maronti) subiscono diffusi collassi di settore con la messa in posto di *debris avalanche* molto estese che si sviluppano verso le aree costiere e marine, raggiungendo distanze dell'ordine di 10 km dalla costa a nord ed ovest e di circa 40 km a sud, dando origine ai

depositi che caratterizzano le morfologie dei fondali marini circostanti l'isola. I depositi di *debris avalanches* sono ricoperti nei settori emersi insulari da sedimenti marini associati a superfici terrazzate ben visibili nell'area di Lacco Ameno, Casamicciola e nel settore meridionale dell'anfiteatro di Serrara Fontana. Nelle aree marine circostanti l'isola i depositi di *debris avalanches* sono ricoperti da spessori ridotti di sedimenti di piattaforma interna prossimale (depositi di blocchi e ciottoli formati dallo stesso materiale delle *debris avalanches*, depositi sabbiosi da grossolani a fini e depositi di sabbie pelitiche e peliti). Sui depositi di *debris avalanche* si osservano inoltre vari ordini di terrazzi che si sviluppano alle quote di -5, -10 e -20 m. Questi terrazzi riflettono sia l'innalzamento del livello del mare avvenuto negli ultimi 10.000 anni sia movimenti verticali di sollevamento e subsidenza dell'intero campo vulcanico, legati con tutta probabilità alla evoluzione del sistema magmatico ischitano.



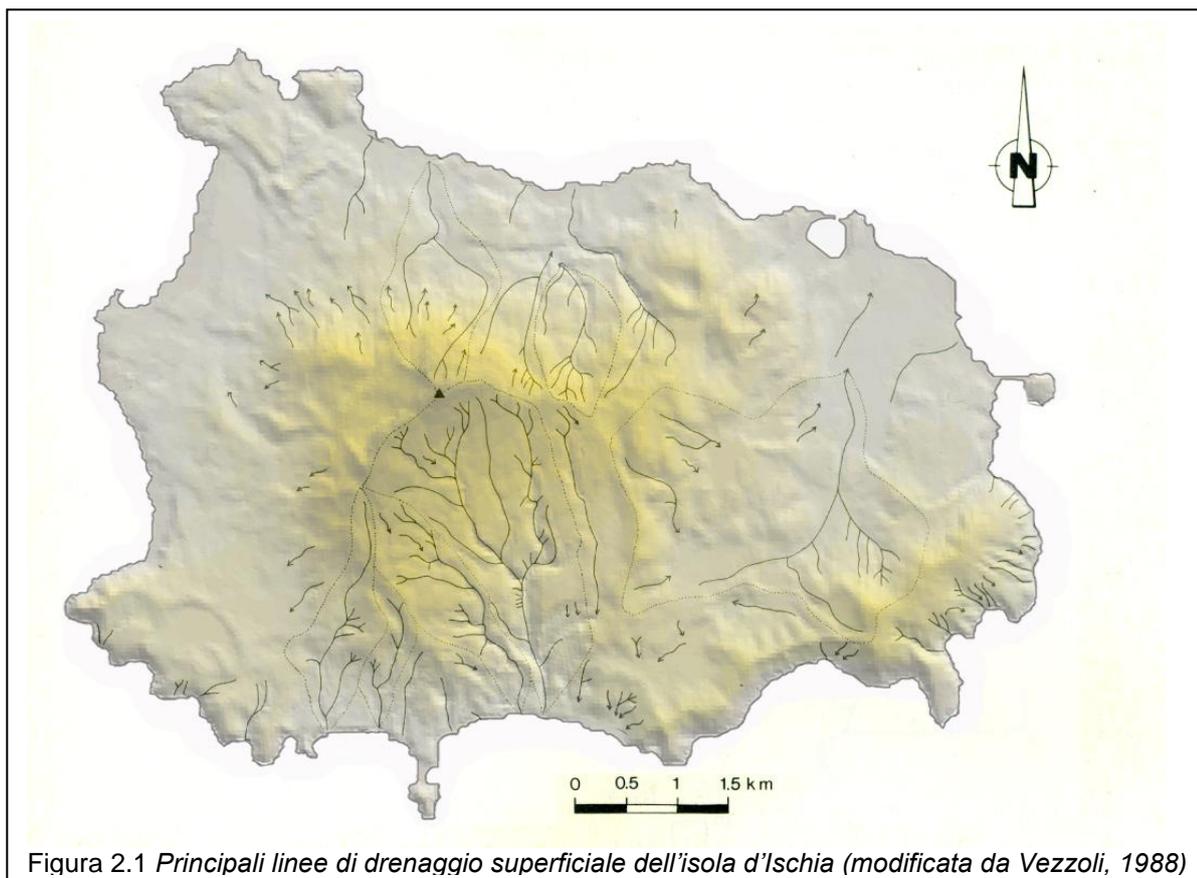
2. Geomorfologia e Idrogeologia

L'assetto geomorfologico dell'isola è costituito da lineamenti che caratterizzano movimenti gravitativi, dovuti sia alla recente attività vulcanica che alla complessa storia tettonica. L'evento vulcano-tettonico che ha maggiormente controllato l'evoluzione geodinamica dell'isola ed i processi morfodinamici è costituito dal sollevamento dell'horst del Monte Epomeo. Il settore centrale dell'isola è quindi quello coinvolto nel processo deformativo, mentre circa la metà dell'isola è caratterizzata dalla presenza di depositi gravitativi, mudflow e debris avalanche, che evidenziano l'evoluzione geomorfologica del Monte Epomeo in tempi relativamente recenti.

Le linee di drenaggio e l'orografia superficiale enfatizzano il non-equilibrio ipsometrico del profilo dell'isola, dove in alcuni settori, specie quello occidentale ed orientale, manca un ben definito sistema superficiale di linee di deflusso naturali (*Figura 2.1*). La lunghezza media dei segmenti idrici non è mai superiore a 2 km, con un rapporto di biforcazione tra 2 e 5.7 ed una densità di drenaggio tra 0.47 a 2.09 km/km²).

La circolazione idrica sotterranea nell'isola d'Ischia è legata alle dinamiche vulcano-tettoniche che hanno condizionato la messa in posto dei depositi lavici e piroclastici che ne costituiscono i corpi acquiferi principali. Tale circolazione risulta complicata dalle intercalazioni e sovrapposizioni di depositi epiclastici e formazioni sedimentarie di origine marina: si esplica principalmente per filtrazione nelle fessure e fratture dei termini litoidi dei complessi idrogeologici lavici e tufacei e nei pori dei depositi incoerenti piroclastici.

Tale condizione lito-strutturale genera una struttura idrogeologica complessa, un acquifero "composito", costituito da una disordinata serie di orizzonti che localmente possono fungere da *acquitar* o addirittura *acquiclude*, nei quali il deflusso idrico avviene per falde sovrapposte. Tali falde però possono essere in genere ricondotte, a grande scala, ad un'unica circolazione idrica sotterranea, caratterizzata da fenomeni di drenanza e da mescolamenti tra acque di diversa origine, a causa della variabilità ed eteropia dei vari depositi e della mancanza di *acquiclude* di adeguata estensione e spessore.



Celico et al., (1999) hanno individuato nell'isola due zone caratterizzate da modalità di deflusso idrico sotterraneo distinte, corrispondenti grosso modo al settore centro-occidentale e orientale dell'Isola d'Ischia, rispetto all'allineamento Punta della Scrofa a N e Monte Cotto a S (figura 2.2). Nella prima zona i primi 100÷200 m di spessore saturo di acquifero sono costituiti prevalentemente da depositi piroclastici e lave. Tale acquifero è caratterizzato da una trasmissività relativamente elevata (da 10^{-2} a 10^{-4} m²/s), e ospita un'unica falda libera rifornita sia dalle acque di alimentazione zenitale che da quelle di ingressione marina.

Il recapito principale dell'idrostruttura è rappresentato, anche in condizioni indisturbate, dal mare. Le temperature della falda misurate nei pozzi di quest'area risultano relativamente contenute e variano tra i 20 °C ed i 67 °C. Esse diminuiscono procedendo verso la costa, mentre di contro si incrementa il mescolamento con acqua marina, come testimoniato dall'elevata conducibilità (da 5.000 a 40.000 μ S/cm), indice dell'incremento di salinità.

Il fenomeno è comprovato dalle facies idrochimiche delle acque sotterranee, che passano procedendo verso la costa da una facies di transizione tra acque bicarbonato-alcaline e solfato-clorurato-alcaline, ad una facies clorurato-alcalina, tipica dell'acqua di mare.

Nella zona di Monte Epomeo e lungo le fasce bordiere sono presenti orizzonti relativamente più permeabili, costituiti da piroclastiti e depositi detritici grossolani, livelli semipermeabili rappresentati da tufi e lave poco fessurate, ed orizzonti impermeabili costituiti da argille di origine marina.

L'acquifero pertanto si presenta, nel suo insieme, meno trasmissivo (da 10^{-3} a 10^{-5} m²/s), più eterogeneo e anisotropo rispetto a quello dell'area precedentemente descritta. La circolazione idrica avviene in più falde sovrapposte, aventi come recapito principale il mare; localmente le falde più superficiali possono essere anche drenate da sorgenti (circa 0,200 m³/s) poste a varia altezza lungo versanti, dal livello del mare fino a 450 m di quota. Ulteriore complicazione allo schema idrogeologico è data dalla presenza di discontinuità tettoniche, in quanto esse possono rappresentare vie preferenziali di risalita di fluidi di origine profonda o, in particolare verso la costa, delle acque di ingressione marina.

L'effetto delle strutture vulcano-tettoniche si nota a monte delle faglie a maggior rigetto di Monte Epomeo, dove gli orizzonti acquiferi superficiali sono dislocati verso l'alto, coerentemente con l'innalzamento dell'horst tufaceo. Ai margini dell'alto strutturale, in corrispondenza delle faglie marginali, risultano ubicate le sorgenti a maggiore portata dell'isola (circa 0,015 m³/s). Anche in questa zona è stata rilevata l'interferenza delle acque di falda con acque di ingressione marina ed anche con fluidi caldi di origine endogena.

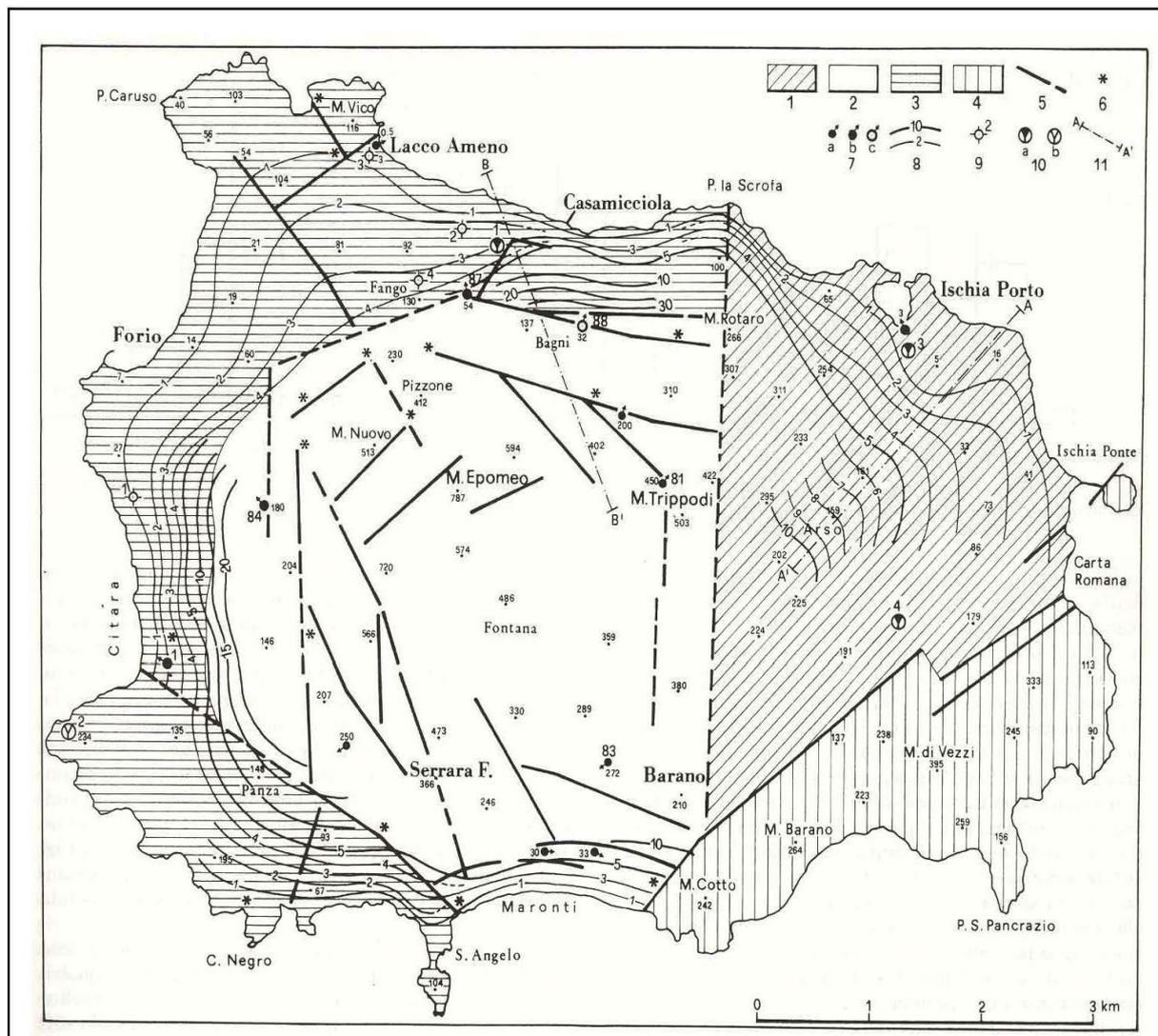


Fig.2.2 – Carta idrogeologica dell'isola d'Ischia (da Celico et al, 1999). Legenda: 1) Settore del graben di Ischia; 2) Settore dell'horst di Monte Epomeo; 3) Settore delle aree marginali di Monte Epomeo; 4) Settore dei complessi vulcanici pre-Tufo Verde; 5) Faglie e fratture principali (tratteggiate se presunte); 6) Fumarole; 7) Sorgenti con portata: a) da 0,1 a 1 l/s; b) 1 a 3 l/s; c) da 3 a 10 l/s; 8) Curve isopiezometriche della falda di base e relativa quota in m s.l.m.: a) equidistanza pari a 5 m; b) equidistanza pari a 1 m; 9) Pozzi di prova; 10) Stazioni meteo e relativo numero di riferimento: a) pluvio-termometro; b) pluviometro; 11) Traccia di sezione idrogeologica

Le temperature delle acque di falda sono generalmente più elevate e variano, in questa zona, tra i 20 °C ed i 90 °C. Le temperature maggiori (unitamente ad intensa attività fumarolica) si misurano in prossimità delle faglie più recenti, mentre le temperature più basse non sono spesso legate alla vicinanza alla costa, ma si rilevano nelle falde sospese più superficiali, nelle quali circolano acque poco mineralizzate bicarbonato-alcaline. Verso la costa la facies idrochimica diventa di tipo solfato-clorurato-alcalina ad elevata conducibilità (50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$); nelle zone di mescolamento tra diversi acquiferi le caratteristiche sono intermedie (Figura 2.3).

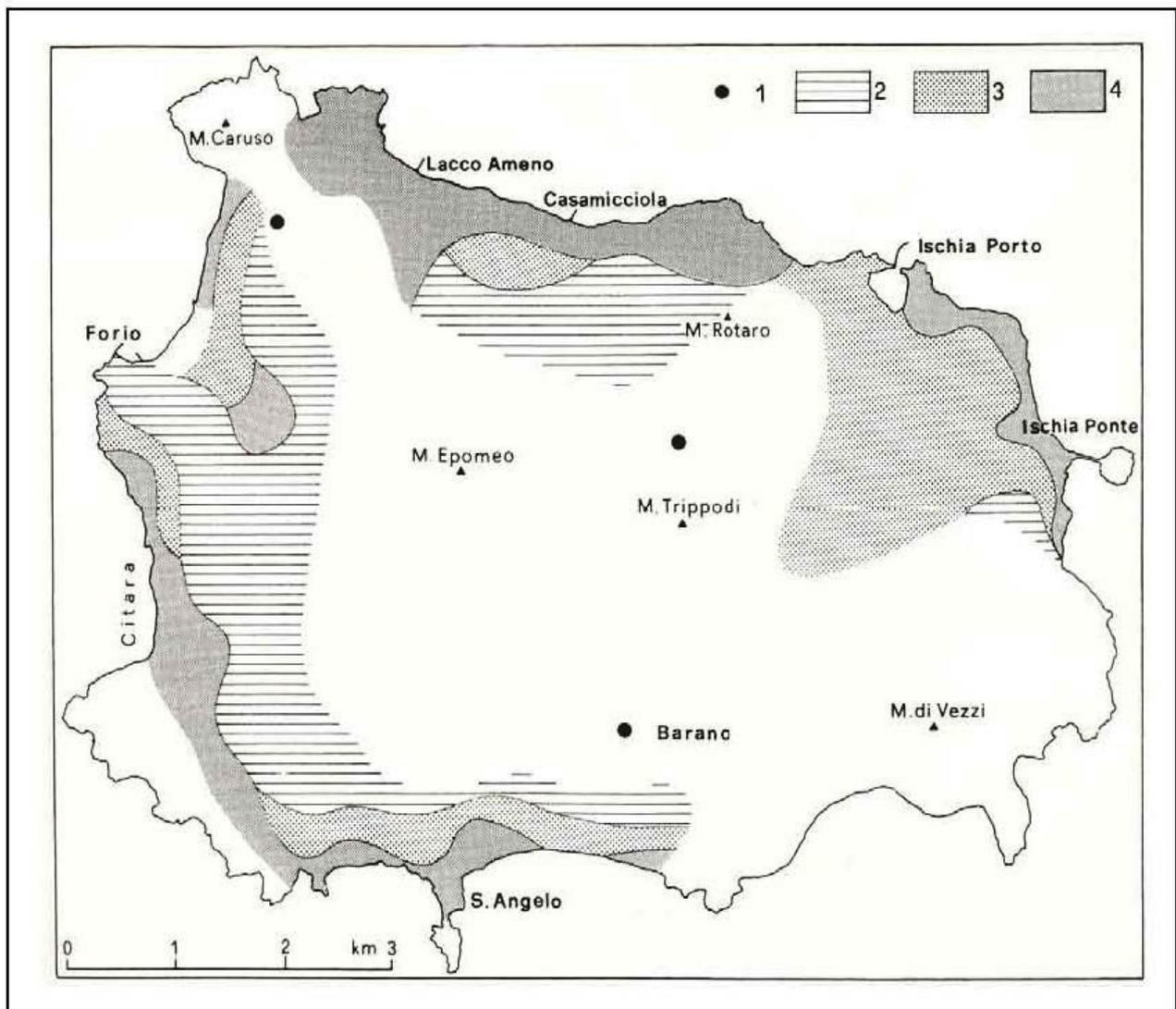


Fig. 2.3 – Carta delle facies idrogeochimiche delle acque sotterranee dell'isola d'Ischia (da Celico et al., 1999) Legenda: 1) Acque bicarbonato-calciche; 2) Acque bicarbonato-alkaline; 3) Acque di transizione; 4) Acque solfato-clorurato-alkaline

3. Prodotti eruttivi e chimismo

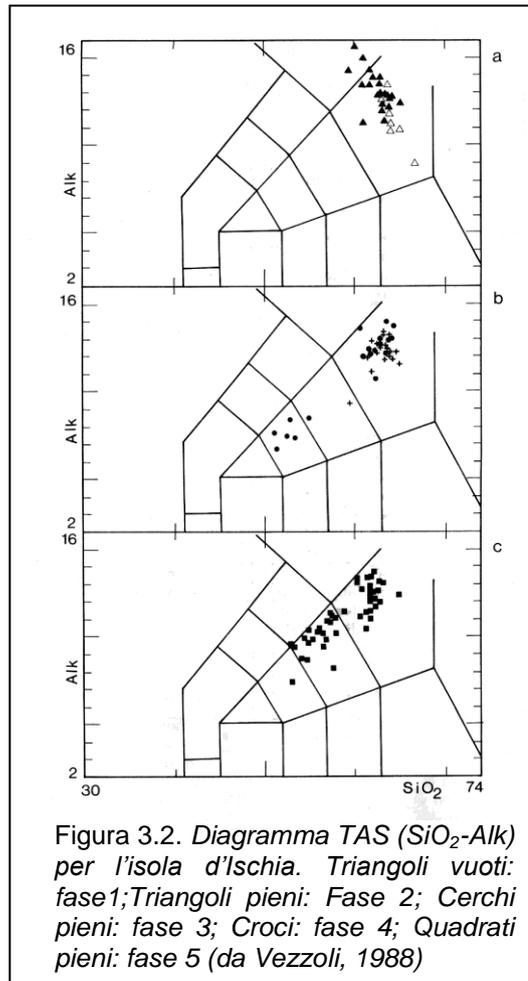
I prodotti eruttivi dell'isola d'Ischia sono estremamente variabili in riferimento ad i meccanismi ed alle tipologie eruttive e vanno dai flussi piroclastici più o meno diluiti (surge e pyroclastic flow), prodotti da fall, duomi lavici e colate di lava ad elevata viscosità di limitata estensione (*Figura 3.1*).

Il chimismo rientra in rocce con contenuto in silice da medio ad elevato e sono raggruppabili nelle seguenti tipologie (*Figura 3.2*):

- Fonoliti con alto contenuto in sanidino sodico (~ 76%);
- Alkali-trachiti con elevato contenuto in anortoclasio (~ 80%);
- Trachiti con elevato contenuto in alcali-feldspati (68-85%);
- Trachiandesiti con elevato contenuto in alcali-feldspati e plagioclasio (> 75%);
- Trachibasalti con elevato contenuto in alcali-feldspati e plagioclasio (> 90%).



Figura 3.1. Successioni di lave e breccie pomicee da caduta lunga il settore sud-occidentale della costa ischitana.



3.1 Alterazione idrotermale superficiale

L'Isola d'Ischia rappresenta una delle principali realtà termali italiane sin da epoca storica e possiede importanti potenzialità anche per quanto riguarda le risorse geotermiche. Infatti, pozzi per prospezioni geotermiche realizzati negli anni '50 hanno, infatti, evidenziato l'esistenza di un sistema geotermico ad alta temperatura ($\sim 240^\circ\text{C}$) alla profondità di circa 1.100 metri nel sottosuolo del settore occidentale dell'isola (Pozzo SAFEN 1953).

Evidenze di attività idrotermale sono rappresentate da aree di alterazione idrotermale superficiale che sono state distinte in aree attive e fossili. Le prime sono caratterizzate dalla presenza di fumarole e degassamento diffuso al suolo in relazione a processi idrotermali in atto, mentre le aree fossili sono prive di tali manifestazioni, ma presentano evidenze mineralogiche e tessiturali legate ad alterazioni idrotermali pregresse .

Sulla base delle analisi mineralogiche di alterazione idrotermale effettuate nell'ambito del Foglio CaR.G. 464 Ischia sono state distinte due facies di alterazione idrotermale superficiale: facies argillitica e facies argillitica avanzata.

La facies argillitica è caratterizzata da minerali di neoformazione del gruppo delle smectiti (montmorillonite, beidellite, nontronite) e subordinatamente da caolinite e goethite, che sostituiscono i plagioclasti, i feldspati e il vetro vulcanico delle rocce ischitane ad opera di fluidi idrotermali in condizioni di pH da debolmente a moderatamente acide ($4 < \text{pH} < 7$).

La facies argillitica avanzata è causata da fluidi idrotermali in ambiente acido ($2 < \text{pH} < 4$) che determinano la completa sostituzione della massa di fondo vetrosa, dei feldspati e dei minerali femici primari da parte di minerali del gruppo dell'alunite (alunite, natroalunite, jarosite) ed in parte minore caolinite.

Lo studio mineralogico e petrografico delle unità che costituiscono il blocco risorgente del Monte Epomeo (unità del tufo verde del Monte Epomeo, unità dei Frassitelli e unità del Pizzone) ha permesso di identificare quattro facies di alterazione idrotermale sulla base dei minerali di alterazione che le caratterizzano.

Facies idrotermali	Stile di Alterazione	Paragenesi di alterazione idrotermale	Temperatura di formazione stimata (°C)
Facies (1)	pervasiva	strati misti illite/smectite	120-140
Facies (2)	poco pervasiva	zeoliti+strati misti illite/smectite	150-160
Facies (3)	molto pervasiva	phengite+albite+adularia±illite	220-230
Facies (4)	molto pervasiva	Strati msti clorite/smectite+albite+adularia ±calcite±pirite±monzanite	220-230

Tabella 1. *Tabella riassuntiva delle paragenesi di alterazione idrotermale delle unità vulcaniche del blocco risorgente del Monte Epomeo e temperature stimate sulla base di geotermometri mineralogici e delle associazioni di alterazione (da Sbrana et al., 2011).*

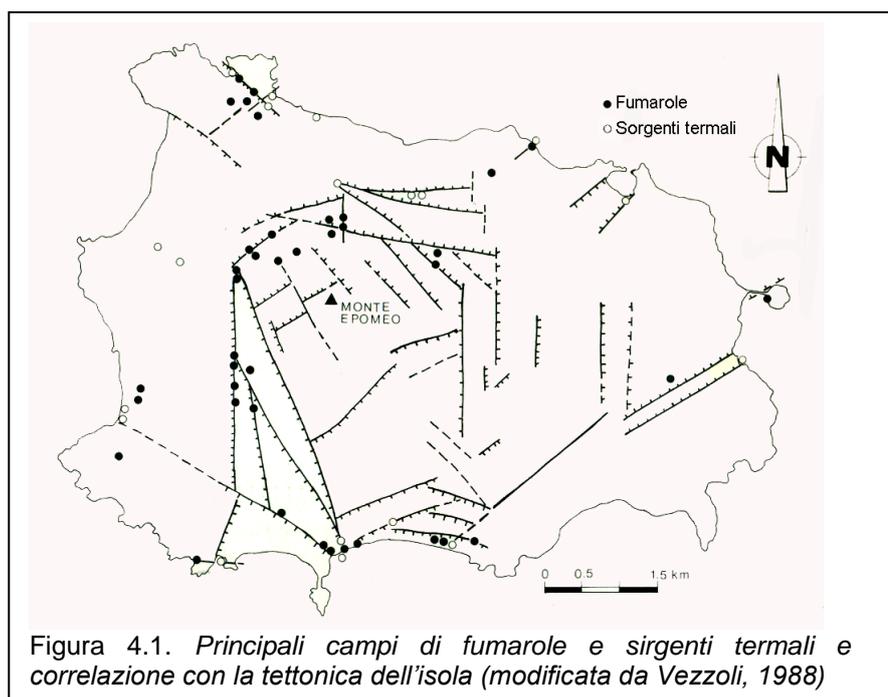
4. Tettonica

L'elemento strutturale più importante dell'isola è rappresentato dal blocco risorgente del Monte Epomeo (horst vulcano-tettonico), delimitato da una serie di faglie con andamento NW-SE, NE-SW, N-S ed E-W, lungo le quali si distribuiscono i principali centri eruttivi, a partire da 55.000 anni fa. I lineamenti geologici dell'isola e la storia vulcanica sono da correlarsi alla sovrapposizione del campo di stress regionale prevalentemente distensivo, attribuibile all'apertura del bacino del Tirreno, e di quello locale, determinato dall'aumento di pressione di un serbatoio magmatico poco profondo. Ciò ha determinato la formazione di faglie sub-verticali prevalentemente di tipo normale. I più importanti lineamenti tettonici oggi riconoscibili sono i seguenti:

- il trend regionale, con lineamenti tettonici prevalenti NE-SW e NW-SE;
- la risalita dell'horst vulcano-tettonico del Monte Epomeo;
- la presenza di depositi e terrazzi marini che testimoniano la risalita del Monte Epomeo, a partire da almeno 33,000 anni.

L'attività vulcanica dell'isola è dunque strettamente correlata alla tettonica ed all'assetto strutturale dell'isola in tutto il corso della storia eruttiva. La più evidente correlazione è quella tra l'attività storica e preistorica del Graben di Ischia e la tettonica associata al sollevamento del Monte Epomeo.

Un'ulteriore evidente correlazione esiste tra elementi tettonici ed attività idrotermale.



Faglie e fratture con associata attività idrotermale sono particolarmente evidenti nel settore nord, ovest e sud lungo le pendici del Monte Epomeo, ed ancora nella zona di Monte Vico e di Carta Romana e di Sant'Angelo. Anche le anomalie di radon, generalmente associate alla risalita di fluidi lungo le faglie, enfatizzano la correlazione tra faglie e strutture che bordano il Monte Epomeo e attività idrotermale (Figura 4.2).

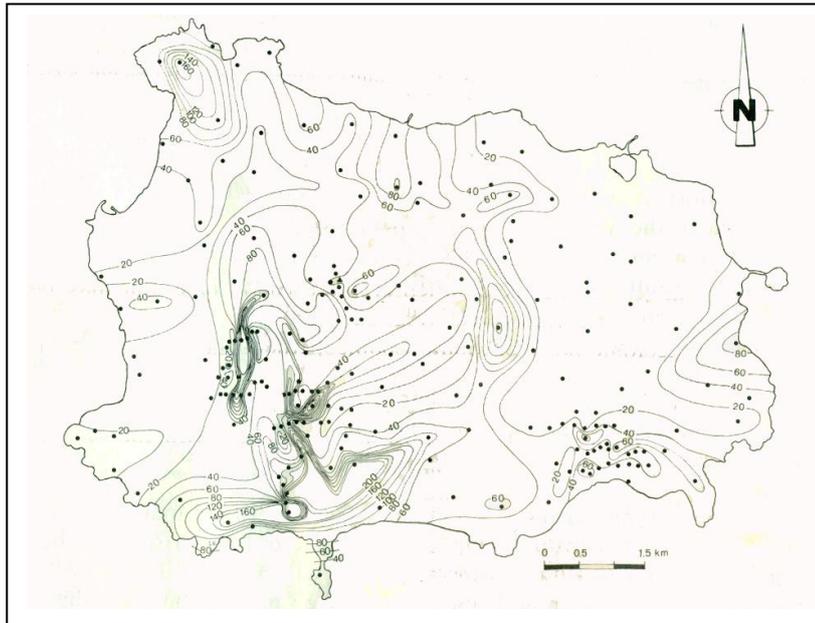


Figura 4.2. Mappa delle anomalie di Radon nell'isola d'Ischia. Le concentrazioni sono misurate in pCi/l ($1 \text{ pCi} = 10^{-12}$) e l'equidistanza tra le isolinee è di 20pCi/l. I punti sono le stazioni di misura (da Vezzoli, 1988)

Anche la batimetria del fondo marino intorno all'isola evidenzia una stretta correlazione con i lineamenti tettonici dell'area. L'isola d'Ischia rappresenta una struttura vulcanica che risale dal margine meridionale di una larga piattaforma continentale, in gran parte localizzata a profondità di circa 100 m, che borda i margini settentrionali e centrali della Catena appenninica. Nelle direzioni nord e est la piattaforma è connessa direttamente con la piana costiera e con le aree vulcaniche di Ischia, Procida e dei Campi Flegrei. In direzione ovest tale piattaforma degrada lentamente verso il Golfo di Gaeta, mentre nel settore sud e sud-ovest presenta un brusco cambio di pendenza con la profondità del fondo che aumenta repentinamente verso il bacino tirrenico. Due edifici vulcanici sottomarini sono evidenziati dalla configurazione batimetrica, nel settore ovest, di fronte Forio (Secca di Ventotene) e nella zona a sud-est di Monte Vezzi (Secca d'Ischia).

In accordo ai principali lineamenti tettonici, l'isola può essere suddivisa in 3 principali aree strutturali:

- l'horst vulcano-tettonico del Monte Epomeo, con la tettonica connessa al sollevamento (figura 4.3);
- i rilievi di Monte di Vezzi, Panza e Monte Vico, dove le strutture sono da correlarsi prevalentemente alla tettonica regionale;
- il graben di Ischia, delimitata dalle faglie e fratture con trend regionale e locale.

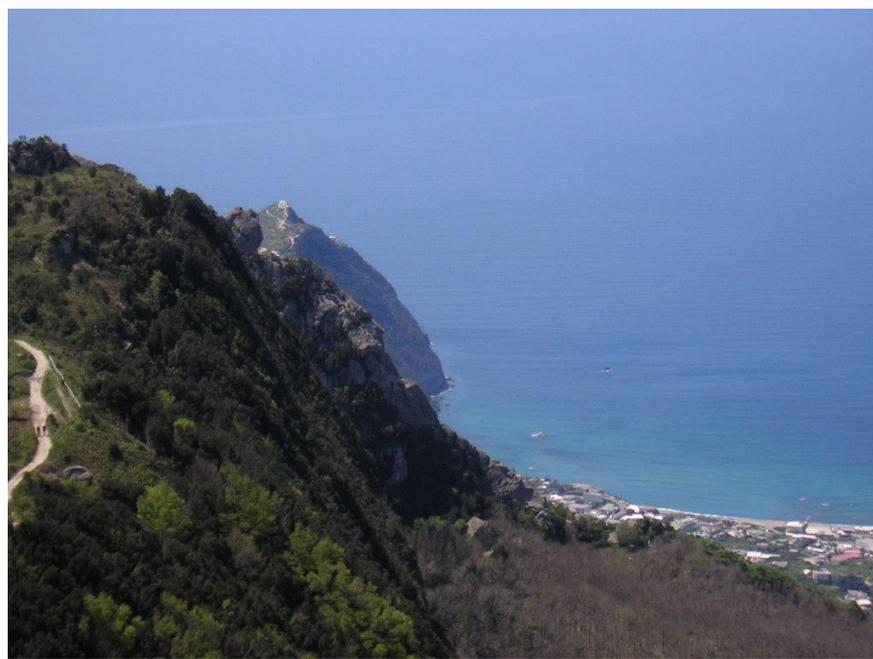


Figura 4.3. Scarpata di faglia che delimita il settore ovest dell'horst vulcano-tettonico del Monte Epomeo.

5. Movimenti verticali del suolo

I dati geologici e geomorfologici, archeologici, geodetici e geofisici testimoniano che l'isola d'Ischia è stata interessata da movimenti verticali del suolo (sollevamento e subsidenza) in seguito all'eruzione della successione del sistema del Rifugio di San Nicola (61.000 - 55.000 anni), fino a tempi relativamente recenti, per cui il sollevamento, ovvero la risorgenza del blocco del Monte Epomeo, è il fenomeno più evidente, verificatosi. Le evidenze principali dei fenomeni vulcano-tettonici di sollevamento e subsidenza sono così sintetizzabili:

- la presenza di depositi marini ed epiclastici di ambiente subacqueo rinvenibili a tetto del Monte Epomeo (Formazione di Colle Jetto, Formazione di Cava Leccio);
- depositi e forme di abrasione marina disposte attualmente al di sopra del livello attuale di base; la presenza dei tufi gialli della formazione di C.S. Costanzo (33-38.000 anni) che ricoprono il margine occidentale del blocco risorgente;
- la fagliazione, che ha accompagnato la risorgenza, dei depositi della formazione di Citara (44-33.000 anni);
- la presenza di sorgenti termali precedentemente localizzate in superficie e rinvenute oggi nell'area offshore (Citara, S. Restituuta, Scogli di S. Anna);
- la presenza di piccole valli sospese con recapito a mare, di piattaforme di abrasione e di depositi marini sollevati di circa 10-15 metri;
- la presenza di depositi fossiliferi marini affioranti a Lacco Ameno a circa 40 m s.l.m.;
- il ritrovamento di depositi fossiliferi marini insieme a frammenti di ceramiche romane datate III secolo d.C. al disotto dei prodotti eruttivi del Rotaro;
- il ritrovamento di reperti archeologici datati VIII secolo a.C. lungo la costa di Cafieri e di altrettanti ritrovamenti di epoca romana lungo le scarpate del settore meridionale sollevati sull'attuale livello do base.

Il trend generale degli ultimi 2000 anni sembra essere quello di un sollevamento e subsidenza differenziato per settori su tutta l'isola e nell'immediato off-shore. Tuttavia la mancanza di dati attendibili non rende possibile identificare, nell'ambito di questo trend, eventuali fasi di breve periodo di sollevamento. Dati certi sulle deformazioni iniziano con i primi rilievi dell'IGM, nel 1913. Da quel periodo, fino ad oggi si registra un abbassamento lento, con una media di $1-5 \text{ mm a}^{-1}$, con i massimi localizzati nel settore centrale ed in corrispondenza di depositi di frana recente. Un'ipotetica ricostruzione dei cicli di sollevamento e subsidenza, a partire da 55,000 anni fa è mostrata in *Figura 5.1*, tenendo presente il sollevamento medio, e assumendo che i periodi di subsidenza sono posti tra le diverse fasi eruttive.

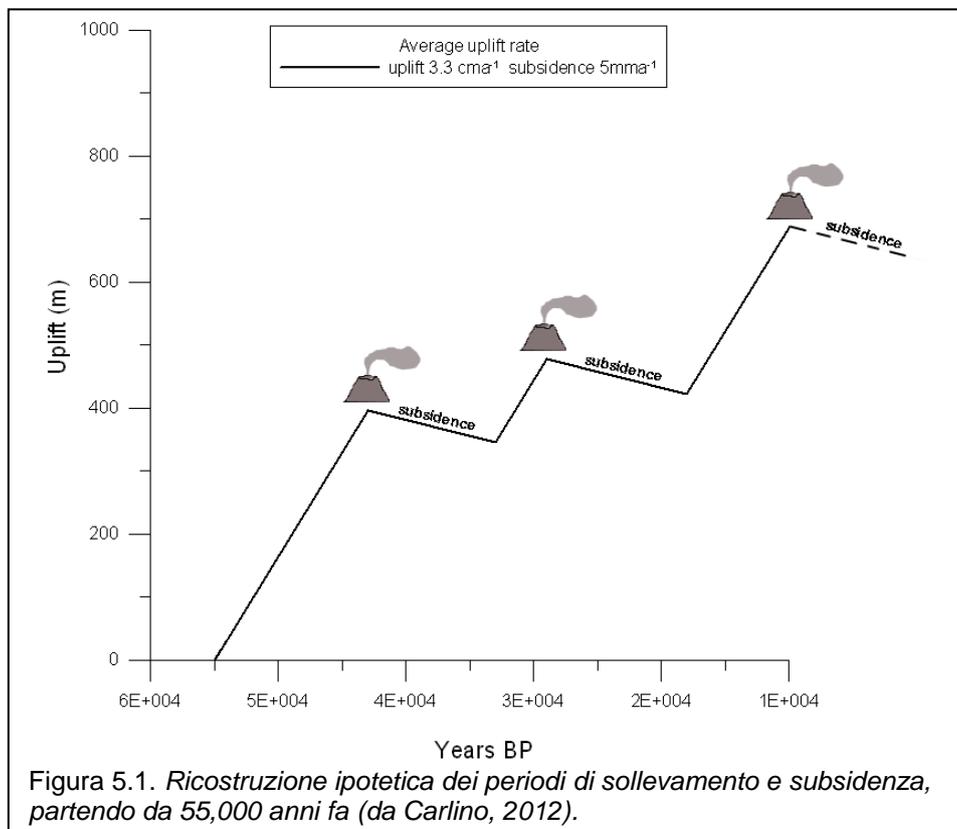
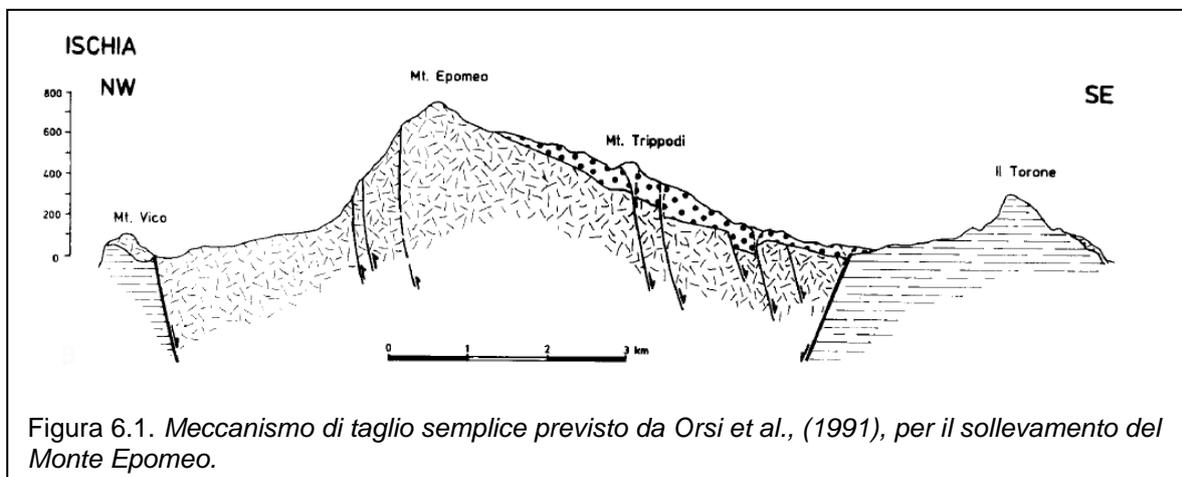


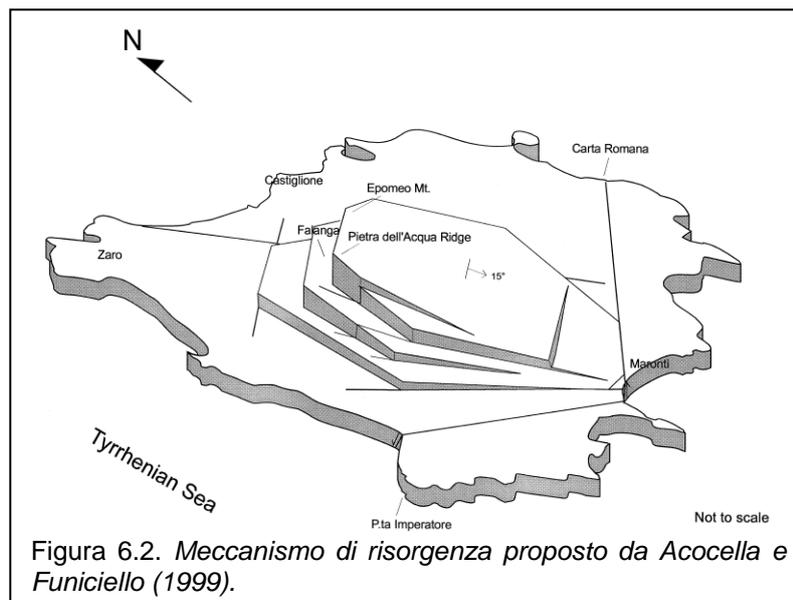
Figura 5.1. Ricostruzione ipotetica dei periodi di sollevamento e subsidenza, partendo da 55,000 anni fa (da Carlino, 2012).

6. Il sistema magmatico e la risorgenza del Monte Epomeo.

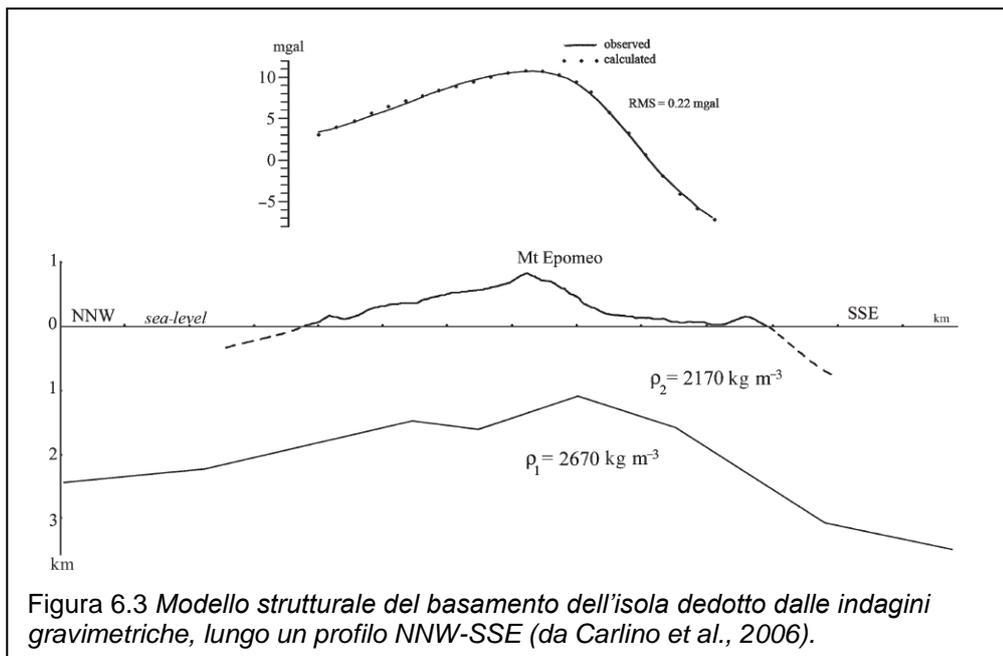
A partir e da 55,000 anni fa l'isola d'Ischia è stata soggetta ad un processo di risorgenza calderica, che ha dato luogo alla formazione del Monte Epomeo. Il sollevamento totale medio, dedotto dall'altezza dei depositi marini è di circa 800 m, e sembra essere stato maggiore nel settore settentrionale (920-970 m) e minore in quello meridionale (710 m). La risorgenza, che coinvolge la parte centrale dell'isola, sembra essere associata all'arrivo di nuovo magma che ha alimentato un bacino magmatico superficiale. L'area risorgente è costituita oggi dal blocco del Monte Epomeo, una struttura all'incirca quadrangolare (4x4km) ai cui bordi si sviluppa un sistema di faglie e fratture con andamento prevalentemente NW-SE, NE-SW e N-S. In tempi recenti diversi modelli sono stati proposti per giustificare i processi deformativi dell'isola, e la maggior parte di questi sono concordi nell'ipotesi di un corpo magmatico superficiale il cui aumento di pressione avrebbe generato la risalita del Monte Epomeo. Alcuni di questi modelli ricodnucono il sollevamento del Monte Epomeo a differenti meccanismi fisico-meccanici, come il meccanismo di taglio-semplice (simple-shearing), o quello di trapdoor con un sollevamento differenziale. Il meccanismo di simple-shearing, prevede la presenza di un serbatoio magmatico superficiale il cui aumento di pressione produce una risultante del massimo stress, applicato alle rocce in sollevamento, in una direzione verticale. Il blocco risorgente è quindi definito da faglie con andamento sub-verticale, che si deforma secondo un meccanismo di taglio semplice.



La dinamica del sollevamento sarebbe bilanciata dalla presenza sui lato opposti del blocco di faglie rispettivamente dirette ed inverse, mentre il magma raggiungerebbe la superficie attraverso le strutture distensive (*Figura 6.1*). Un ulteriore modello per la risorgenza di Ischia viene proposto da Acocella e Funicello (1999), in cui la riattivazione di sistemi tettonici regionali pre-esistenti hanno confinato l'estensione dell'area risorgente. In questo quadro tettonico le faglie che bordano la struttura risorgente con andamento N-S e E-W, sarebbero da relazionarsi al campo di stress locale.



La parte alta del blocco risorgente avrebbe subito un tilt, durante il sollevamento, di circa 15° con immersione a sud, lungo le faglie con andamento NE-SW. Il blocco risorgente è in parte bordato da faglie ad alto angolo con immersione verso l'interno dell'isola (*Figura 6.2*). In tempi recenti il meccanismo largamente proposto è quello di un laccolite o di un corpo magmatico superficiale, il cui top sarebbe ubicato a circa 2 km di profondità, e che sarebbe in parte raffreddato a seguito della quiescenza vulcanica in atto dal 1302. Il laccolite avrebbe un volume tra 80 km^3 e 100 km^3 , ed il suo sviluppo massimo verticale sarebbe dell'ordine del sollevamento medio del Monte Epomeo, ovvero circa 800 m. Le evidenze in superficie della presenza di un corpo magmatico così superficiale sono rappresentate dall'esteso e vigoroso sistema geotermale, con temperature in superficie delle acque termali fino a 100°C , e gradienti geotermici fino a 200°Ckm^{-1} . Inoltre, le indagini gravimetriche mostrano un massimo nell'anomalia di Bouguer, in corrispondenza del settore centro-sud-occidentale dell'isola, interpretato come un basamento di origine magmatica (*figura 6.3*).

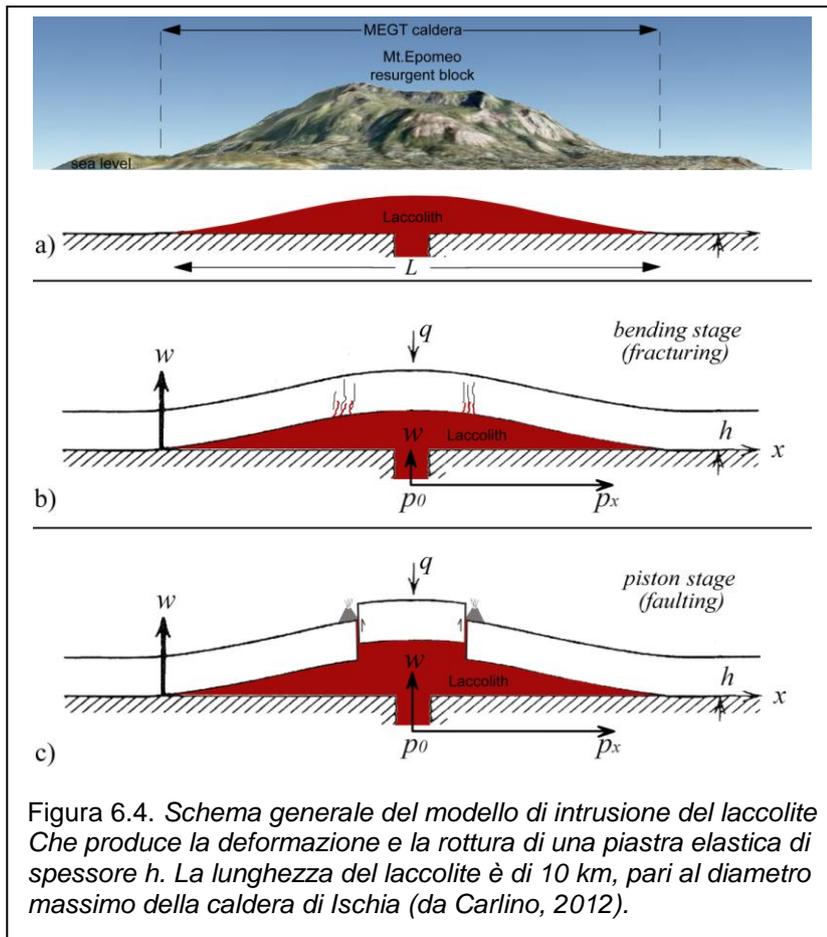


Questa ipotesi è corroborata dalla bassa suscettività magnetica dell'area, come conseguenza delle alte temperature presenti nel corpo magmatico. L'assenza di prodotti o xenoliti di natura calcarea nell'isola, e gli elevati gradienti geotermici, fanno escludere che tale basamento possa essere di natura carbonatica.

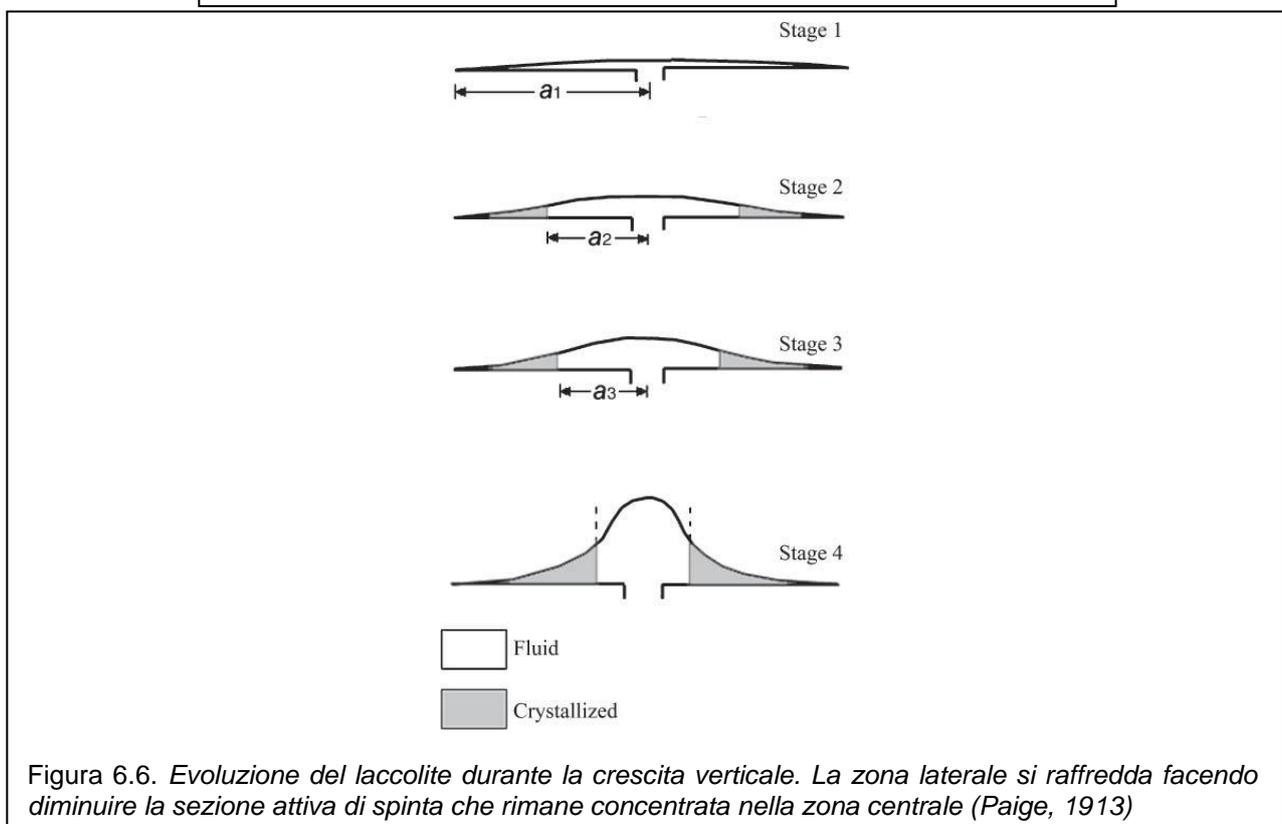
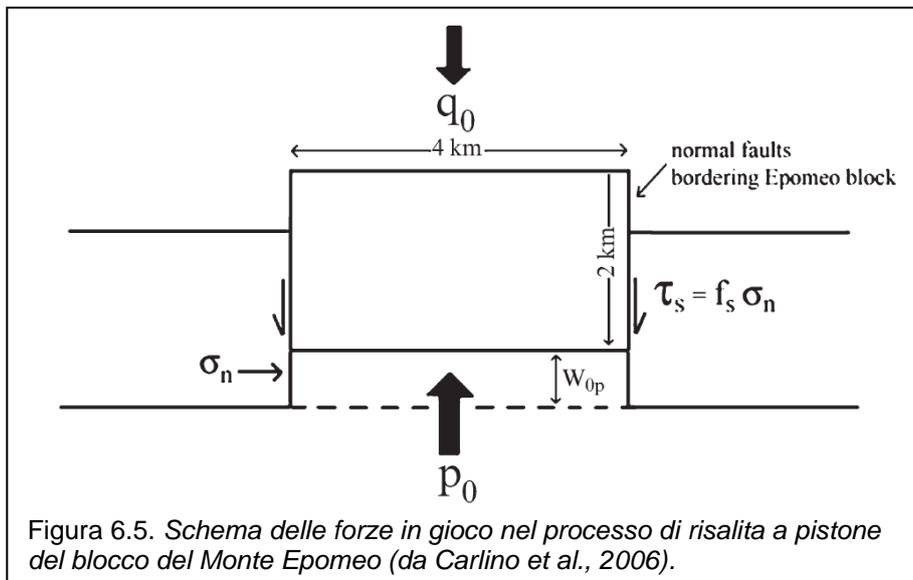
Il modello del laccolite è basato sull'analisi della deformazione di una piastra elastica di spessore h , sottoposta ad una pressione p nella zona inferiore, dal basso verso l'alto (figura 6.4), la cui deformazione è legata alla seguente formulazione:

$$D \frac{d^4 w}{dx^4} = q(x) - P \frac{d^2 w}{dx^2}$$

dove w è il sollevamento della piastra, $q(x)$ la forza verso il basso per unità di superficie, P la forza orizzontale, D la rigidità alla flessione che dipende dal rapporto di Poisson e dal Modulo di Young.



In accordo con questo modello, considerando una reologia Newtoniana del corpo magmatico, la soluzione più attendibile per un sollevamento di circa 800 m è data da un laccolite di 10 km di diametro, con una pressione compresa tra 66 e 96 MPa durante la fase elastica. Quando lo strain della piastra in sollevamento supera il limite elastico, il processo di sollevamento è accompagnato da fratturazione (deformazione plastica) con la formazione di un blocco risorgente che risale lungo le faglie bordiere (fase di sollevamento a pistone). In questo caso la pressione p_0 necessaria per il sollevamento del blocco deve essere superiore al carico litostatico più la resistenza a taglio (*shear strength*) lungo le zone di frattura. Lo *shear stress* è dato da $\tau_s = f_s \sigma_n$, dove f_s è il coefficiente di frizione statico (generalmente pari a 0.7) e σ_n è lo stress normale al piano di faglia. La pressione necessaria al sollevamento dovrà essere superiore a $\rho gh + \tau_s = \rho gh + f_s \sigma_n$ nell'ipotesi in cui non si consideri la pressione di poro, in tal caso $p_0 > 70$ MPa. Verosimilmente i fluidi nelle rocce fino ad alcuni chilometri di profondità hanno un ruolo importante nella dinamica dell'isola, per cui considerando la pressione di poro in una colonna d'acqua continua fino a 2 km di profondità (spessore dello strato fragile) il valore di p_0 dovrà essere superiore a $\rho gh + \tau_{sw} = \rho gh + f_s(\sigma_n - p_w) = 56$ MPa.



Ovviamente l'effetto della pressione di poro produce un decremento della resistenza allo scorrimento lungo le superfici di faglia, per cui è richiesta una pressione minore per il sollevamento del blocco risorgente (figura 6.5). Il modello proposto, prevede che durante la fase di crescita verticale del laccolite si determini un raffreddamento progressivo ai bordi, in modo che la parte attiva di spinta magmatica rimane concentrata nella zona centrale del laccolite (figura 6.6). Nel modello del laccolite durante la prima fase di sollevamento elastico (bending) l'attività vulcanica è limitata, a causa della scarsa fratturazione delle rocce in sollevamento. Questa fase sembra essersi sviluppata tra

55,000 e 43,000 anni fa, con un tasso medio di sollevamento pari a circa 3.3 cm a^{-1} . Il processo di bending in stato avanzato è accompagnato da progressiva fratturazione delle rocce, che probabilmente diventa pervasiva intorno a 43,000 anni fa, consentendo al magma di intrudersi ed arrivare in superficie con l'eruzione di Citara. Il processo si ripete ciclicamente, con fasi di ricarica del sistema, durante i periodi di quiescenza vulcanica (tra 33,000 e 29,000 anni fa e tra 18,000 e 10,000 anni fa), accompagnati da risorgenza e successivamente da eruzioni.

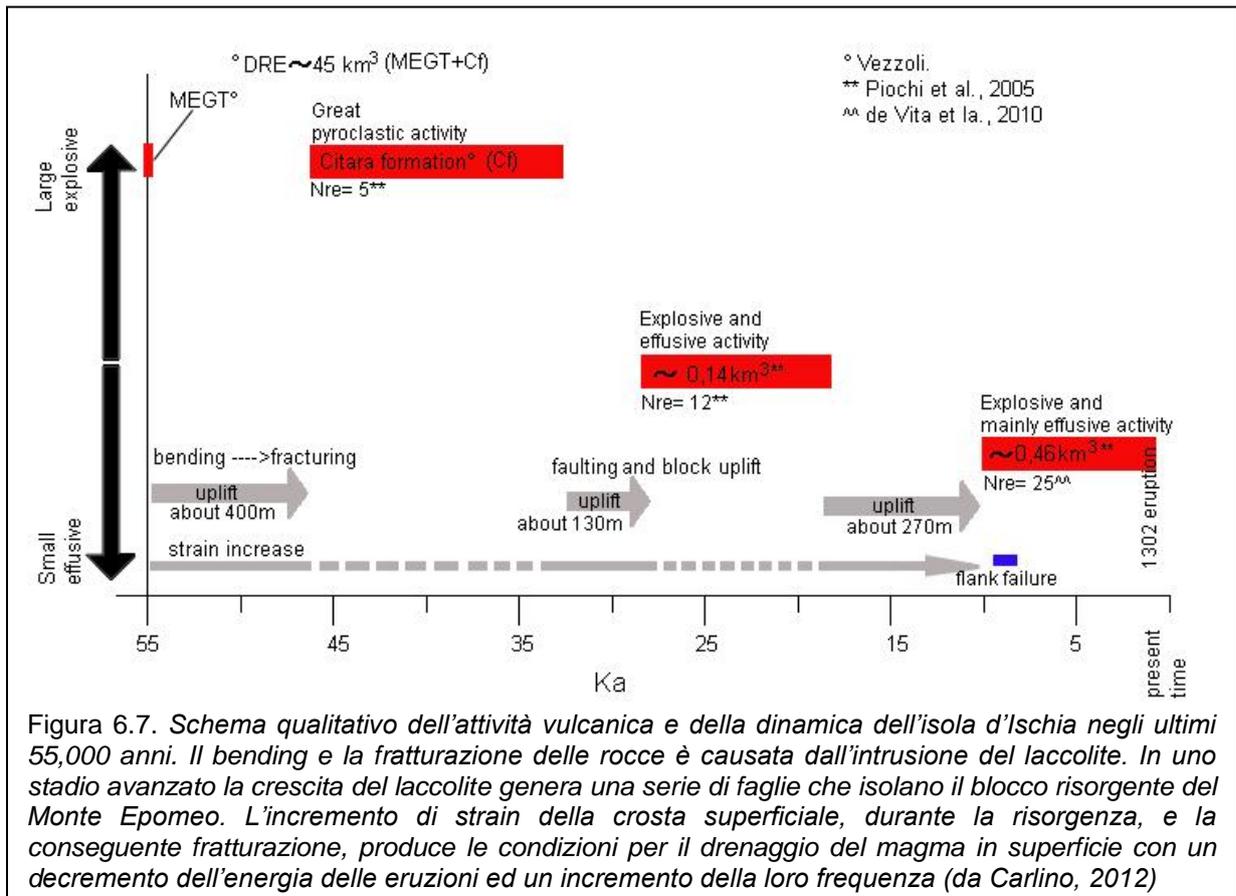


Figura 6.7. Schema qualitativo dell'attività vulcanica e della dinamica dell'isola d'Ischia negli ultimi 55,000 anni. Il bending e la fratturazione delle rocce è causata dall'intrusione del laccolite. In uno stadio avanzato la crescita del laccolite genera una serie di faglie che isolano il blocco risorgente del Monte Epomeo. L'incremento di strain della crosta superficiale, durante la risorgenza, e la conseguente fratturazione, produce le condizioni per il drenaggio del magma in superficie con un decremento dell'energia delle eruzioni ed un incremento della loro frequenza (da Carlino, 2012)

In questo ciclo lo strain esercitato sulle rocce in sollevamento aumenta progressivamente, producendo un decremento del Modulo di Young fino a circa il 30% del suo valore iniziale. Questo processo, a parità di pressioni, favorisce l'ulteriore sollevamento del blocco risorgente, mentre il sistema magmatico in pressione rilascia più facilmente la sua energia, con intrusione di magma ed eruzioni, il cui stile varia progressivamente da prevalentemente esplosivo a prevalentemente effusivo. D'altro canto la progressiva fratturazione del mezzo, produce un incremento della circolazione dei fluidi ed una maggiore interazione tra acqua e magma, producendo frequenti eventi freatomagmatici, generalmente di modesta energia. Uno schema qualitativo di quanto descritto è riportato in figura 6.7. Un'ulteriore interpretazione del processo di risorgenza del Monte Epomeo, in

accordo con il modello del laccolite, viene fornita da Sbrana et al., (2009). Gli autori, sulla base di evidenze geologico-tettoniche individuano l'inizio della risorgenza subito dopo l'eruzione del TVME, al contrario di quanto osservato da Vezzoli (1988) che, sulle stesse basi, data l'inizio della risorgenza a 33,000 anni fa. Nel modello adottato si individua un corpo magmatico, responsabile del sollevamento e dell'esumazione del sistema geotermale dell'isola, ad una profondità di circa 2km, la cui parte più profonda è costituita da magma trachitico con temperatura originaria intorno ai 900-1000°C (figura 6.8). Un'ulteriore conferma all'ipotesi della presenza di un corpo magmatico superficiale è fornita da Paoletti et al., (2009), che dall'analisi integrata del potenziale magnetico, gravimetrico e del potenziale spontaneo, individuano un'intrusione trachitica raffreddata al disotto della temperatura di Curie (~500°C), con densità pari a circa 2.4 gr*cm³, nel settore centrale dell'isola, il cui top arriverebbe ad una profondità di circa 2 km.

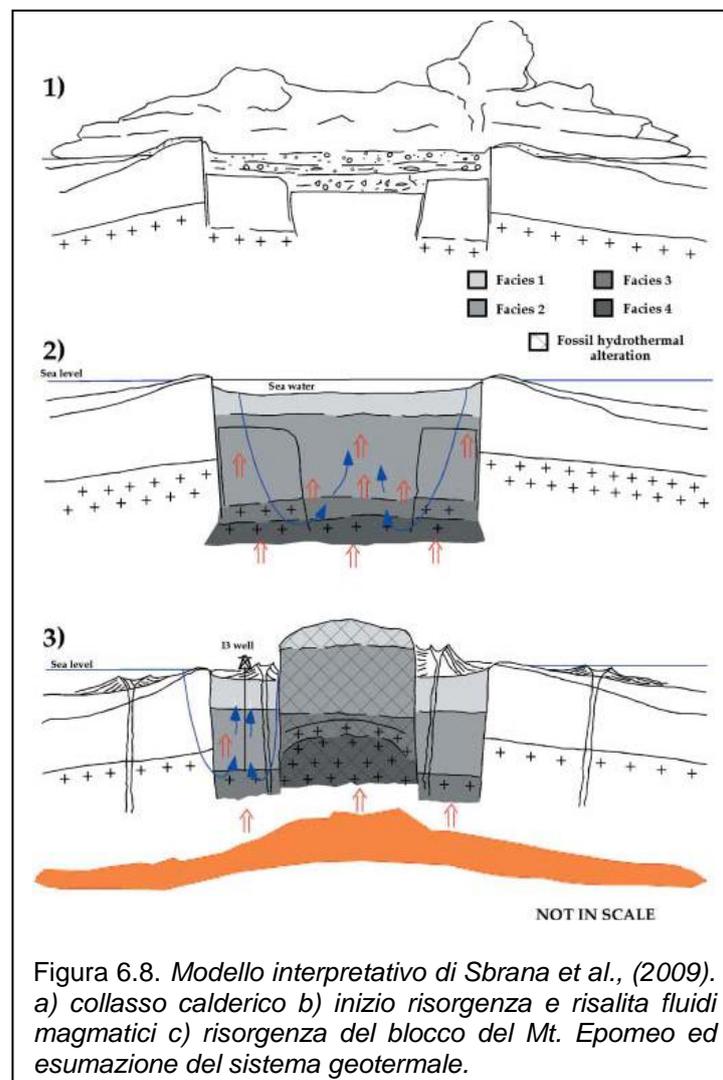


Figura 6.8. Modello interpretativo di Sbrana et al., (2009). a) collasso calderico b) inizio risorgenza e risalita fluidi magmatici c) risorgenza del blocco del Mt. Epomeo ed esumazione del sistema geotermale.

7. Transizione fragile-duttile

Gli alti gradienti di temperatura, $150\text{-}220^\circ\text{C km}^{-1}$, misurati nei pozzi del settore sud-occidentale e l'intensa attività termale in superficie (fumarole e sorgenti calde) rivelano la presenza di un vigoroso sistema idrotermale a piccola profondità. Le lave fratturate, incontrate nei pozzi, potrebbero rappresentare l'acquifero principale (con permeabilità per fratturazione), che è sviluppato fino ad una profondità di circa 2 km, dove le temperature superano il punto critico dell'acqua (375°C). La transizione fragile-duttile generalmente avviene a temperature superiori ai 370°C . In considerazione dei gradienti geotermici dell'isola e della composizione alalitrachitica delle rocce, la transizione fragile-duttile può essere localizzata a circa 2 km di profondità. Questa rappresenta anche la profondità massima ipotizzata per i terremoti nell'isola. In accordo con Hobbs and Ord (1988) la transizione tra la zona sismicamente attiva e quella asismica è identificata da una temperatura critica che segna la transizione da uno stato instabile ad uno stato stabile di flusso plastico, per un determinato strain rate. In accordo con Byerlee (1977) la resistenza a taglio nelle rocce aumenta con la profondità, ed è data dalla relazione lineare:

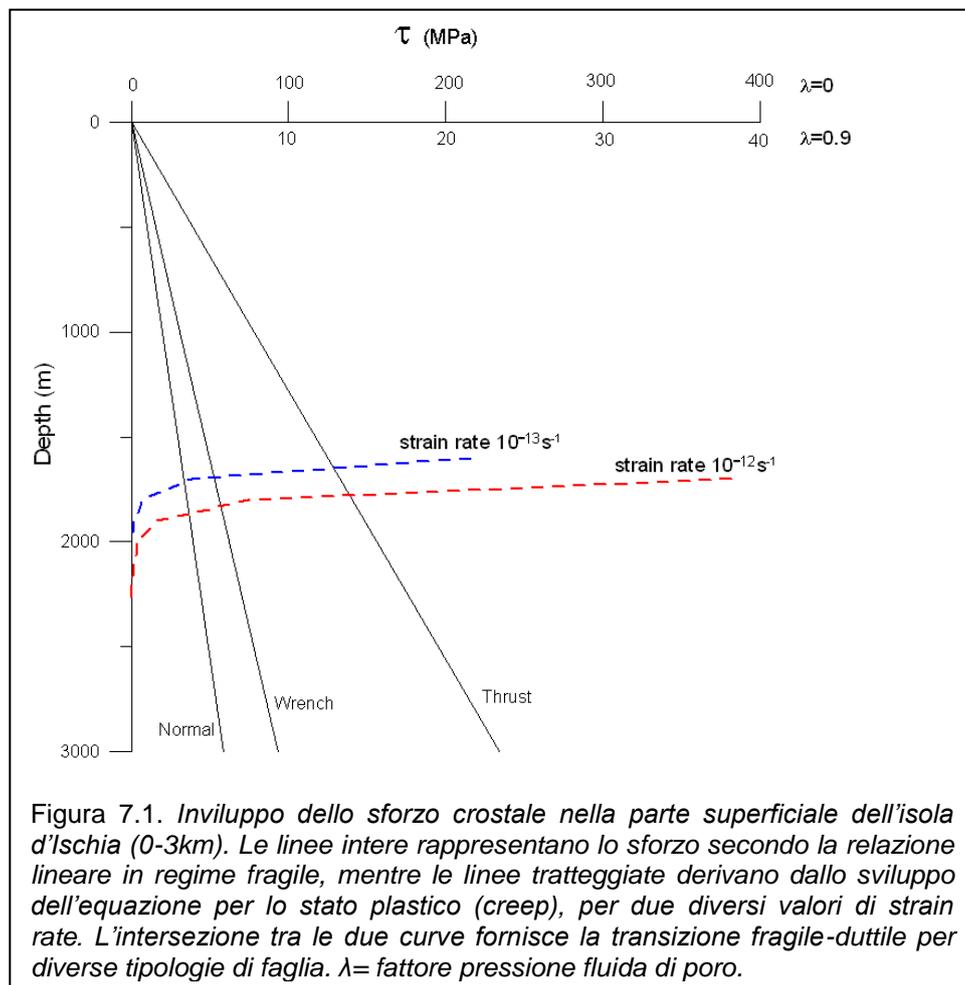
$$\tau = \mu\sigma_n$$

dove τ è lo sforzo di taglio, σ_n è lo stress normale e μ è il coefficiente di frizione (pari a 0.75 per pressioni confinanti fino a 200MPa). L'effettivo carico litostatico a profondità z è dato da $\sigma_v = \rho gz (1 - \lambda)$, dove $\lambda = P/\rho gz$ e P è la pressione fluida di poro. A profondità maggiori, dove domina lo stato plastico delle rocce, lo stress di taglio è dato dalla legge definita solid-state creep:

$$\tau = (\dot{\epsilon}/A)^{1/n} \exp(H/nRT) \quad (2)$$

dove $\dot{\epsilon}$ = strain rate, in s^{-1} , H = creep activation energy, in J mol^{-1} , R = costante universale del gas, T = temperatura assoluta, A costante del materiale, in $\text{Pa}^{-n} \text{s}^{-1}$ e n è l'esponente dello stress. L'intersezione delle curve derivate dalle equazioni sopra descritte definisce la transizione fragile-duttile, per i tre tipi di scorrimento di faglia (normale, inversa, trascorrente). Per l'isola d'Ischia si possono utilizzare i seguenti parametri $\rho = 2600 \text{ kg m}^{-3}$, $\mu = 0.75$, $\theta = 27^\circ$ (angolo ottimale per lo scorrimento), $H = 260 \text{ kJ/mol}$, $A = 2.2 \times 10^{-4} \text{ MPa}^{-1/n} \text{ s}^{-1}$, $n = 3.4$, $R = 8.3144 \text{ J/mol } ^\circ\text{K}$, $dT/dz = 180^\circ\text{-}220^\circ \text{ C km}^{-1}$ (gradiente), $\dot{\epsilon} = 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ and 10^{-13} s^{-1} (strain rate). Il gradiente è quello misurato nei pozzi più profondi dell'isola, fino ad un massimo di

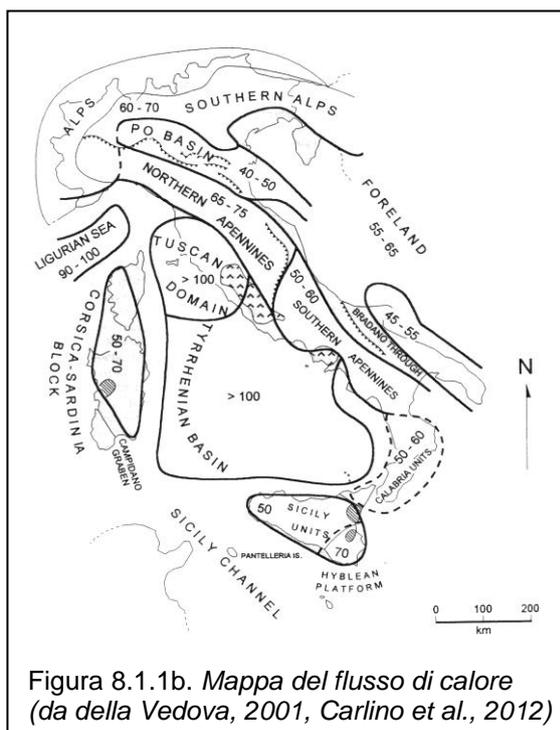
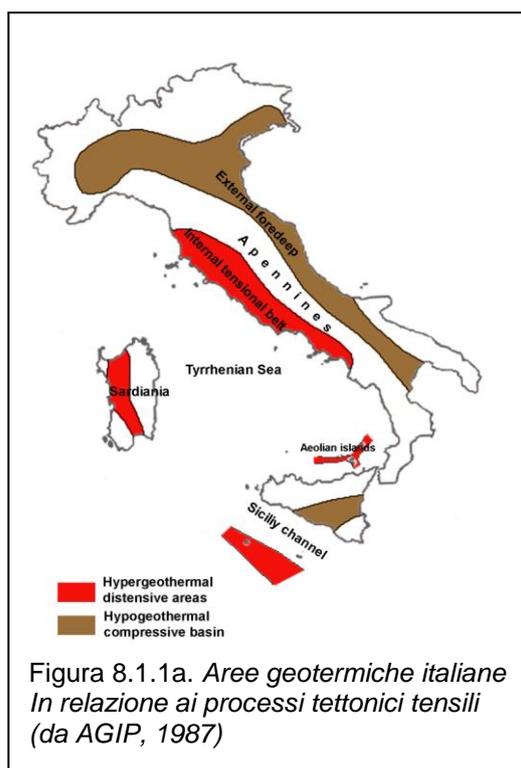
circa 1km. Lo strain rate è valutato dal processo di risorgenza del Monte Epomeo (800 m), a partire da 33,000 anni fa, per uno strato fragile di circa 2 km. Il risultato dell'elaborazione è riportato in figura 7.1, dove si evidenzia che la transizione fragile-duttile avviene ad una profondità di 1700-1900 m per le faglie inverse e dirette rispettivamente e per uno *strain rate* rispettivamente di 10^{-12} e 10^{-13} s⁻¹. Il massimo sforzo avviene ad una profondità di 2km, con uno stress compressivo di 140MPa ed uno distensivo di 40MPa quando il fattore *P* è trascurabile ($\lambda=0$). Se ne ricava che la forza totale compressiva che può essere trasmessa allo strato fragile è pari a $1.5 \cdot 10^{11}$ Nm⁻¹ mentre quella distensiva è pari a $4 \cdot 10^{11}$ Nm⁻¹.



8. Geotermia

8.1 *Le indagini geotermiche in Campania*

Tra la prima e la seconda Guerra Mondiale si assiste ad un rilevante sviluppo della tecnologia, spesso applicata ad usi militari, nel campo dei trasporti, delle telecomunicazioni e della sensoristica per la misura di parametri geofisici in campo minerario. Lo sviluppo tecnologico sarà di grande supporto anche nello studio delle Scienze della Terra. Le indagini geofisiche nelle aree vulcaniche italiane, a partire dal primo dopoguerra, saranno portate avanti servendosi di tecniche sempre più sofisticate, grazie alle quali, sarà possibile determinare, per via indiretta, i contrasti di densità e la reologia delle rocce cristalline, fino a profondità di alcuni chilometri. Ciò consente di localizzare la presenza di grandi volumi di magma che alimentano il vulcanismo quaternario nell'area vulcanica napoletana. L'applicazione di queste tecniche, che si servono di strumenti come i gravimetri, per la misura delle variazioni di densità/volume ed i sismometri per la misura delle onde sismiche (velocità, ampiezza e frequenza), è finalizzata alla definizione di modelli reologici della crosta. Anche le indagini geofisiche per la ricerca degli idrocarburi saranno di grande aiuto ai geologi per lo sviluppo di modelli attendibili della stratificazione della crosta terrestre e per la valutazione dei processi geodinamici in essa in atto. Le perforazioni per la ricerca di risorse energetiche (petrolio, gas, calore) forniranno informazioni dirette sulla composizione e sulla temperatura delle rocce a varia profondità e saranno, in taluni casi, utilizzate per la calibrazione delle indagini geofisiche indirette in campo geologico. Gli studi geologici e geofisici svolti in Italia fino agli inizi del XX secolo, in particolare quelli riguardanti il vulcanismo, avevano consentito di caratterizzare una fascia di territorio, tra la Toscana e la Campania, contraddistinta da un elevato flusso di calore, instauratosi a seguito dei processi di apertura del bacino tirrenico e di risalita dei magmi, in atto da circa 2 milioni di anni (figura 8.1.1a-b). Questa fascia si individua in superficie per l'allineamento NW-SE di vulcani e complessi vulcanici delle province co-magmatiche Toscane, Laziali e Campane. Già verso gli inizi dell'1800, in Italia si comprende che il calore della Terra può essere utilizzato come risorsa energetica, idea che viene messa in pratica dopo la Rivoluzione Industriale, per la prima volta a Larderello (Toscana). Qui, agli inizi del 1900 vengono effettuati i primi pozzi per lo sfruttamento del vapore caldo che, con il miglioramento delle tecniche di perforazione, verranno estesi a tutta la regione boracifera con l'ausilio di impianti tecnicamente sempre più perfezionati.



Nel 1904, il Principe Piero Ginori-Conti, riuscì mediante un esperimento a trasformare l'energia termodinamica del vapore in energia elettrica accendendo alcune lampadine, utilizzando un motore alternativo da un cavallo accoppiato ad una dinamo. Tale rivoluzione dette inizio ad un'espansione delle ricerche geotermiche in Italia, come fonte di energia alternativa al petrolio, che approdarono agli inizi degli anni 30' nell'aree vulcaniche di Ischia, Campi Flegrei e Vesuvio. Questa esigenza, fu dettata anche dal crescente fabbisogno di energia in Italia, a seguito della crescita della popolazione, delle attività produttive e dei consumi, che culminò con la crisi energetica del 1973, con l'interruzione del flusso dell'approvvigionamento di petrolio proveniente dalle nazioni appartenenti all'Opec. In quell'epoca, nell'area vulcanica napoletana, ad Ischia e nei Campi Flegrei, la presenza di acque e fumarole calde, era già ben nota per la frequentazione dei bagni termali. Ad Ischia verso la metà del XVII secolo, il dottor Giulio Iasolino (1538-1622), inizia uno studio sistematico sulle capacità curative delle acque termali dell'isola. Lo studio culminerà con la pubblicazione, nel 1588 del "De' rimedi naturali che sono nell'isola di Pithecusa, oggi detta Ischia", un lavoro che farà dell'isola uno dei principali luoghi prescelti per le cure ed i bagni termali. L'importanza del luogo viene anche intensificata a seguito dall'eruzione del Monte Nuovo, ai Campi Flegrei, nel 1538, che rende impraticabili i più famosi bagni termali di Pozzuoli, Baia e Lucrino. Gli estesi campi geotermali di Ischia e dei Campi Flegrei, fino alla fine del 1800 rinomati per gli effetti curativi, divengono agli inizi del

1900 di interesse per la ricerca di fonti energetiche alternative. L'indirizzo tecnico delle ricerche fu determinato dalle esigenze industriali del momento, in particolare legate alla carenza di carburanti, mentre la localizzazione di alcune ricerche fu scelta in prossimità della costa o delle spiagge, poiché l'acqua del mare era necessaria per la refrigerazione del fluido motore, il cloruro di etile. Dal 1939 al 1943 le prime perforazioni geominerarie vengono eseguite nei Campi Flegrei e nell'Isola d'Ischia, dalla società SAFEN (figura 8.1.2a-b).



Come accennato in precedenza, queste aree furono scelte per la “grandiosità dei fenomeni latenti”, poiché gli estesi campi geotermali e le temperature delle fumarole e delle sorgenti termali (fino a 100 °C in superficie) facevano ragionevolmente ritenere che una grande quantità di calore poteva essere utilizzato, già a poche centinaia di metri di profondità, per la produzione di energia termica ed elettrica. Le ricerche proseguirono negli anni avvenire, in seguito alla Joint Venture tra la società AGIP e l'ENEL, in particolare nei Campi Flegrei, dove le perforazioni, iniziate nel 1979, si spinsero fino a circa 3 km di profondità. Alcuni anni prima l'interesse nell'esplorazione geotermica riguarderà anche il Vesuvio, dove nel 1952, furono portate avanti le prime investigazioni geologiche, vulcanologiche e geochimiche al fine di individuare le aree per le perforazioni esplorative. Queste indagini si estesero anche ad altre aree al di fuori della Campania, come l'isola di Vulcano ed il bacino idrotermale di Sciacca in Sicilia. Nel 1987 l'AGIP richiese un

permesso di ricerca geomineraio nel comune di Ottaviano, a nord-est del Vesuvio. Anche in questo caso l'obiettivo delle ricerche era di verificare se, e in quali condizioni fisiche, i fluidi ad alta entalpia (con temperature $> 150\text{ }^{\circ}\text{C}$), derivanti da serbatoi localizzati in aree vulcaniche attive, potevano essere utilizzati ai fini della commercializzazione dell'energia. A tale proposito, nell'ambito della Joint venture AGIP-ENEL, tra 1980 ed il 1981, fu eseguito il pozzo di Trecase, ad est del Vesuvio, che raggiunse una profondità di 2072 metri.

Verso la metà degli anni '80, grazie a queste ricerche si ottiene un quadro abbastanza completo delle potenzialità dell'Italia e della regione campana per la coltivazione della risorsa geotermica. I permessi di ricerca per la coltivazione di questa risorsa, in quel periodo, interessavano diverse aree dell'Italia, per un totale di oltre 8200 km^2 . Nel Dicembre del 1983 la capacità geotermica installata era pari a circa 456 MW, mentre il Piano Nazionale per l'Energia prevedeva un incremento di altri 200 MW. Una relazione completa dello stato dell'arte fu presentata al "Seminario sull'utilizzazione dell'Energia Geotermica per la Produzione di Potenza Elettrica e Calore", tenutosi a Firenze, nel 1984. La relazione, nell'ambito delle attività ENEL ed AGIP-ENEL, individua le regioni italiane di maggior interesse geotermico, ma di queste, soltanto la Toscana produrrà effettivamente energia elettrica. In particolare si individuavano:

- Regione Boracica della Toscana (Larderello, Travale-Radicondoli), con temperature fino $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di circa 3 km;
- Monte Amiata (Toscana), con temperature fino a $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 3,5 km;
- Torre Alfina (Lazio), con temperature fino a $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 2,2 km;
- Cesano (Lazio), con temperature fino a $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di oltre 1 km;
- Latera (Lazio), con temperature di oltre $170\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 2,6 km;
- Monti Sabatini (Lazio), con temperature di $290\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 2.5 km;
- Lago Patria (Campi Flegrei, Campania), con temperature oltre i $420\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 3 km;
- Vesuvio (Campania), con temperature di circa $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 2 km,
- Vulcano (Sicilia), pozzo a 1,4 km di profondità, temperature non ancora riportate;
- San Donato Milanese (Valle del Po), con temperature di $62\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 2.2 km;
- Ferrara (Valle del Po), con temperature di $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 1.3 km;
- Vicenza (Valle del Po), con temperature di circa $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ a profondità di 2.6 km;

Come evidenziato dai i risultati sopra riportati, le ricerche geotermiche individuarono in Campania un'area dall'elevato potenziale, anche per l'utilizzazione nel campo dell'alta entalpia; in questo quadro rientrano anche i risultati ottenuti ad Ischia, dalla società SAFEN, i cui pozzi incontrarono temperature di oltre 300 °C a meno di 2 km di profondità. Viceversa al Vesuvio, le temperature erano molto inferiori a quelle attese. Molti dei dati ottenuti da queste campagne di esplorazione furono fruttuosi anche per migliorare la comprensione dei processi vulcanici ai Campi Flegrei, ad Ischia e al Vesuvio. Le previsioni effettuate nell'ambito del Piano Nazionale per l'Energia, tuttavia furono ottimistiche, poiché verso la fine degli anni 80, il progetto di sfruttare il calore per la produzione di energia elettrica, venne portato avanti solo nella regione Toscana, mentre nel resto del Paese fu definitivamente abbandonato. In Campania, le cause di tale rinuncia furono probabilmente da imputare alle tecniche vetuste, che rendevano difficile l'estrazione di calore dai fluidi vulcanici ad elevata salinità, ma più in generale, perché fu preferito seguire la politica del petrolio, il cui costo, dopo la crisi degli anni 70', tenderà progressivamente a diminuire. Rimangono tuttavia informazioni importanti raccolte in numerosi lavori dell'AGIP e rapporti tecnici redatti tra gli anni '40 ed '80, che costituiscono ancora oggi una importante fonte di dati geologici, vulcanologici, petrografici e geochimici. Di seguito, vengono riportati i principali risultati ottenuti dalle indagini e dalle perforazioni a scopo geotermico ad Ischia a partire dagli anni 30, fino ad oggi.

8.2 Perforazioni nell'isola d' Ischia

Il potenziale geotermico ad Ischia era già ben noto verso la fine del XVI secolo, ma era utilizzato, come accade ancora oggi, esclusivamente per le cure termali. Verso la fine del XX secolo nell'isola erano operativi oltre 180 stabilimenti termali e 130 piscine termali, alimentati da circa 200 pozzi di piccola profondità. Questa attività costituisce una solida ossatura economica dell'isola, mentre gli obiettivi prefissati negli anni '80, di allargare l'utilizzo della risorsa geotermica ad usi anche di tipo industriale è rimasto incompiuto. Gli unici esempi sporadici sono relativi all'utilizzo di acqua calda per il riscaldamento domestico.

Ad Ischia, la prima serie di pozzi per la ricerca di risorsa geotermica fu realizzata dal 1939 al 1943, nel settore occidentale e meridionale dell'isola, tra Cetara (Forio) ed i Maronti (Serrara Fontana) e nel settore settentrionale in località Monte Tabor (Casamicciola). Si tratta di n° 84 pozzi, di cui solo 5 superano i 100 metri di profondità dal p.c.. A partire dal

1951 e fino al 1954 la società SAFEN esegue n° 6 perforazioni, di cui n° 4 superano i 100 metri di profondità dal p.c. Dunque, in totale sul territorio dell'isola sono state effettuate n° 90 perforazioni, di cui solo n° 9 superano i 100 metri di profondità. Alcune di queste perforazioni rappresentavano dei pozzi spia, utilizzati come punto di controllo per determinare le influenze sulla falda determinate dai pompaggi nei pozzi vicini. Anche ad Ischia, alcuni sondaggi preordinati, nella parte centrale dell'isola, non furono iniziati a causa degli eventi bellici del 1943. La zona in superficie più calda dell'isola, è localizzata nel settore occidentale e meridionale, dove furono concentrate la maggior parte delle ricerche. In queste aree le temperature possono raggiungere più di 100 °C a pochi metri di profondità. Ad est della piccola penisola di S. Angelo, nel settore sud, furono realizzate 20 perforazioni, di cui solo 3 superavano i 100 metri di profondità. Durante il periodo di investigazione, tra il 1939 ed il 1943, non si evidenziò nessuna tendenza alla riduzione dell'entità del termalismo, nonostante le cospicue perdite di calore dovute alle erogazioni continue da diverse perforazioni. Le perforazioni, in quest'area, interessano le formazioni geologiche più superficiali, costituite da tufo verde rimaneggiato, brecce vulcaniche e tufi grigi maggiormente consolidati. Nel secondo semestre del 1939, furono eseguiti 22 pozzi nella zona dei Maroniti, sempre nel settore meridionale dell'isola, con profondità massime di alcune decine di metri. Di questi, 6 (sigla: IM) con diametro di 310 mm utilizzati per il pompaggio, 13 (T) con diametro di 245 mm utilizzati come pozzi spia e 3 (P) per uso agricolo. Le misure del livello di falda nel campo pozzi evidenziavano un andamento regolare delle oscillazioni stagionali. In molti pozzi, veniva notato che l'aumento del pelo libero, caratteristico della stagione più umida, era accompagnato da una diminuzione della temperatura dell'acqua. Tali variazioni erano da imputare alla superficialità dei pozzi, la cui falda interagisce rapidamente con le acque meteoriche. Le prove di pompaggio furono eseguite in un solo pozzo, ma a causa della piccola profondità, non furono ottenuti dati significativi relativamente all'interazione delle operazioni di emungimento con le variazioni locali del livello della falda stessa. Nello stesso periodo venivano eseguite delle indagini anche nel settore occidentale dell'isola, che mostrava vistose manifestazioni idrotermali in superficie, con temperature dell'acqua prossime ai 100 °C. In particolare nella zona di Cetara, a sud di Forio, venivano perforati 19 pozzi (sigla : ICA) con diametro di 300 mm e 5 pozzi (S) con diametro di 245 mm per le osservazioni delle influenze dei pompaggi dai

pozzi spia. Alcuni pozzi preesistenti (P-ICV) venivano utilizzati sempre come pozzi spia. Anche in questo caso le profondità massime raggiunte sono dell'ordine di decine di metri, attraversando in gran parte terreni derivanti dal rimaneggiamento dei depositi tufacei in posto. Alcuni di questi sondaggi tuttavia rilevarono la presenza del Tufo Verde del Monte Epomeo, il cui sprofondamento confermava l'esistenza di una faglia vulcano-tettonica con rigetto di circa 90 metri. Tali osservazioni furono di supporto agli studi di Rittmann (1930) che definiva la struttura del Monte Epomeo come un horst vulcano tettonico. La prima serie di indagini fu completata nell'agosto del 1943, con l'esecuzione di un pozzo nel settore settentrionale dell'isola, sul Monte Tabor, ad est dell'abitato di Casamicciola. Il sondaggio fu eseguito a distanza maggiore dalla costa, rispetto ai molti di quelli precedenti, ed a quote maggiori, in modo da verificare la presenza anche in queste condizioni di acqua di falda ad alta temperatura. Fu verificato che la falda si trovava ad una quota prossima a quella del livello del mare e che le temperature, a profondità di circa 100 metri, superavano di poco i 100 °C. In tal caso, la presenza di acqua ad alta temperatura veniva attribuita alla circolazione idrotermale in un sistema di fratture con allineamento N-S, che avevano alimentato il vulcanismo recente dei centri eruttivi del Bosco della Maddalena, di Fondo d'Oglio, di Monte Tabor, di Monte Rotaro e di Punta della Scrofa.

Le elevate potenzialità del campo geotermico ad Ischia, stimolarono ad intensificare le attività di perforazione, cosicché la società SAFEN eseguì alcuni pozzi profondi (sigla : Pc) dal 1951 al 1954, che raggiunsero il chilometro di profondità. Le perforazioni consentirono di individuare l'andamento delle temperature ed i gradienti geotermici più in profondità, caratterizzando più in dettaglio il sistema geotermale dell'isola. Nel pozzo Pc 46 (Forio) furono raggiunte temperature massime di 225 °C a 1151 metri di profondità.

I dati derivanti dalle perforazioni evidenziano che gran parte della produzione potenziale di energia geotermica ad Ischia è legata a sistemi a vapore dominante, e che le temperature utili ai fini della produzione di energia termica ed elettrica (piccoli impianti) possono rilevarsi già in corrispondenza del livello medio del mare (Iovene, 1939). Ve infine ricordato che un tentativo di coltivazione della riscorsa di calore ad Ischia fu iniziato nel 1939. Infatti, sulla spiaggia di Cetara, un pozzo a erogazione continua, con temperature fino a 176°C in pozzo e 130°C alla testa, e una produzioni fino a 70 mc/h di acqua e 100 t/h di vapore, permise di sperimentare la prima centrale elettrica a ciclo binario, a cloruro di etile, da 500 kW installati, ma 250 kW effettivi, progettata nel 1939 e operativa nel 1942 - 43, quando fu sospesa per gli eventi bellici. Dopo la guerra, nel '51, ed operativa dal '52 al '54, fu

sperimentata la prima centralina a flash, sempre da 500 kW installati, ma 275 kW effettivi, 100 t/h di vapore e acqua (titolo 14,4 %) con flash a contropressione e separatore e 50 t/h di vapore saturo a 138°C (titolo 6,9%) al condensatore. I test furono sospesi nel 1954 per la scarsa potenza e temperatura e in vista della nazionalizzazione delle industrie elettriche private. L'edificio della vecchia centrale sperimentale ospita ora un bar ristorante presso la spiaggia di Citara (nelle *Figure 8.2.1-2-3* è mostrata la localizzazione generale e particolare dei pozzi eseguiti dalla SAFEN dal 1939 fino alla fine del 1950).

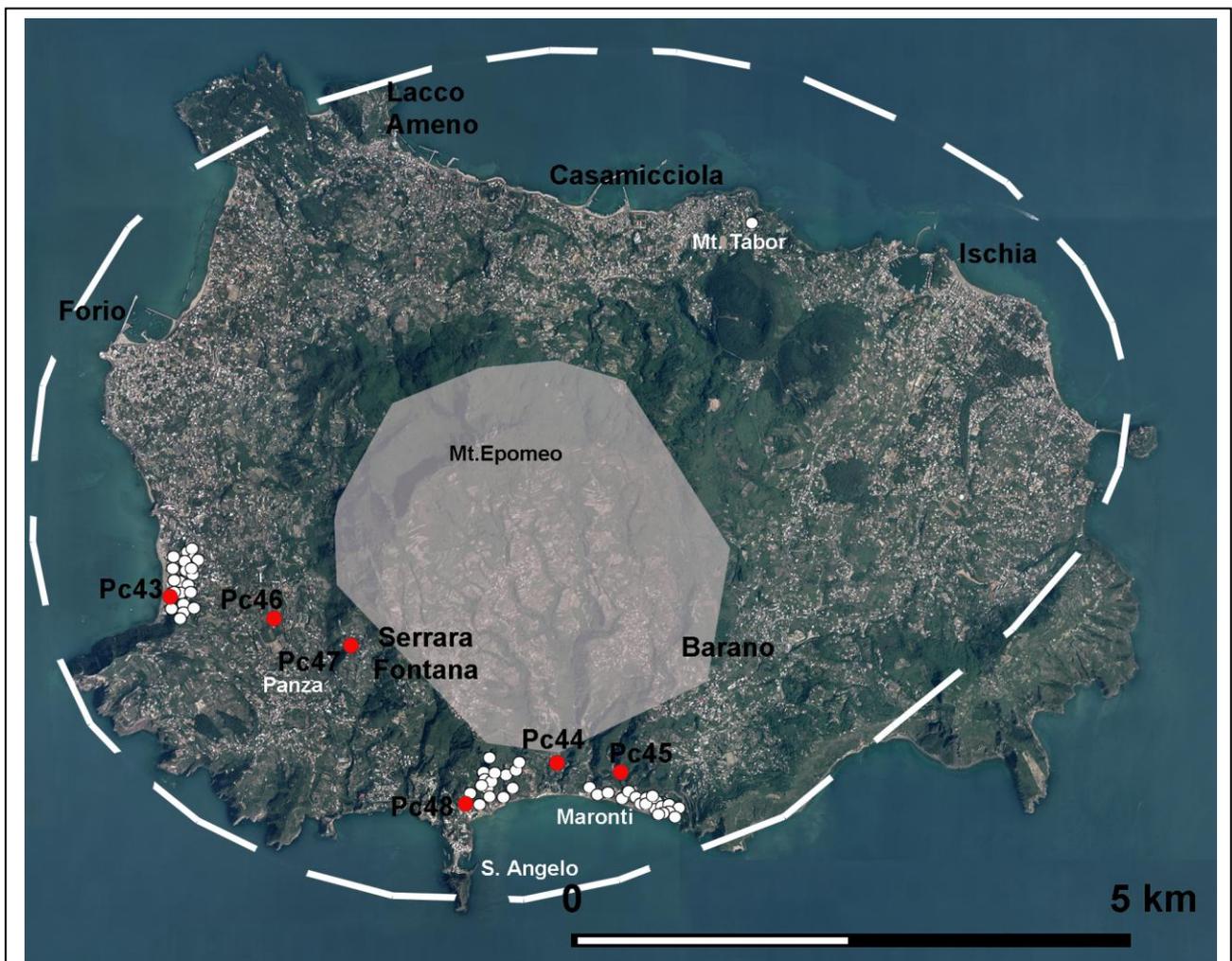
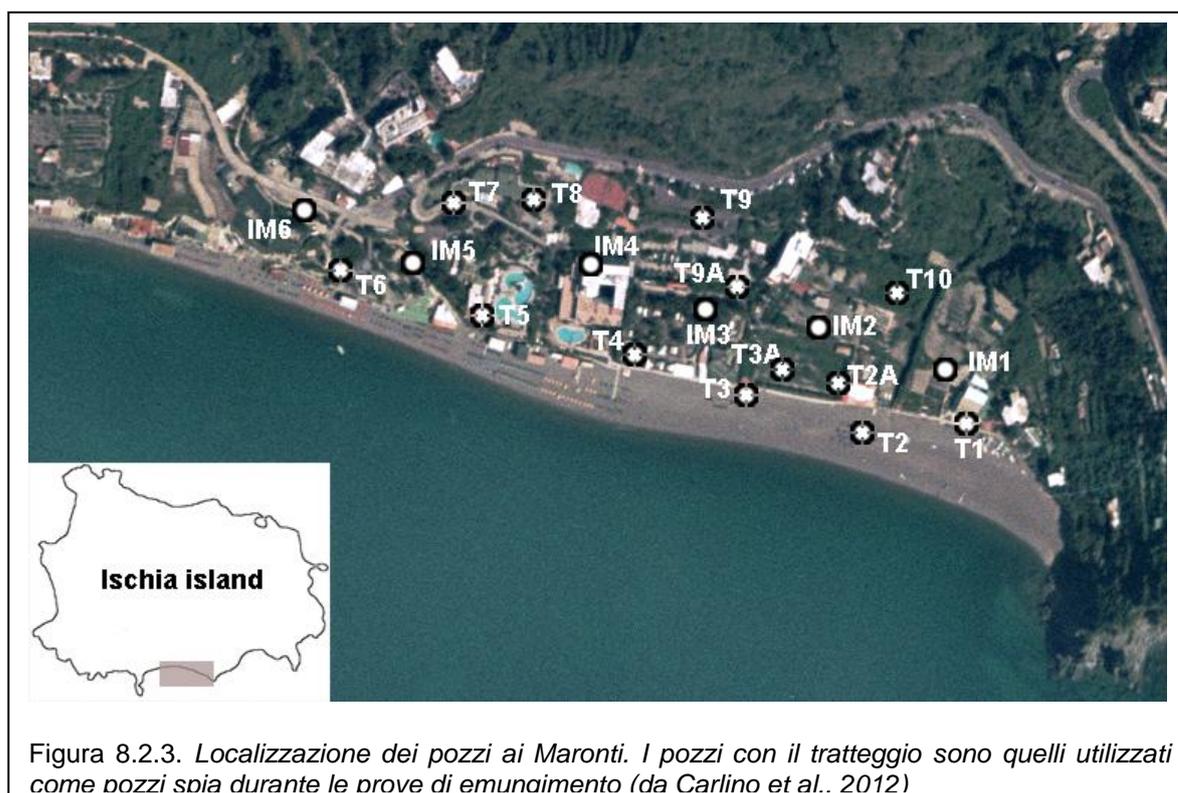
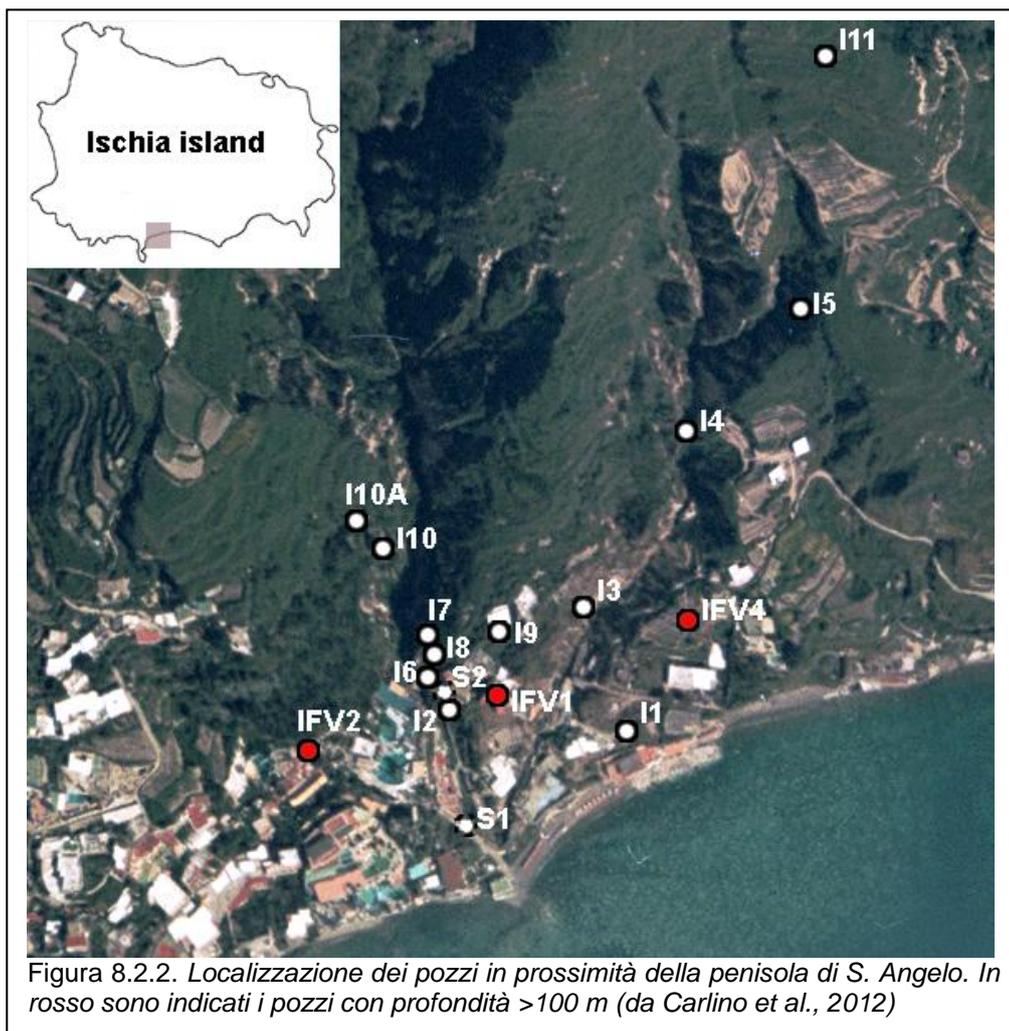
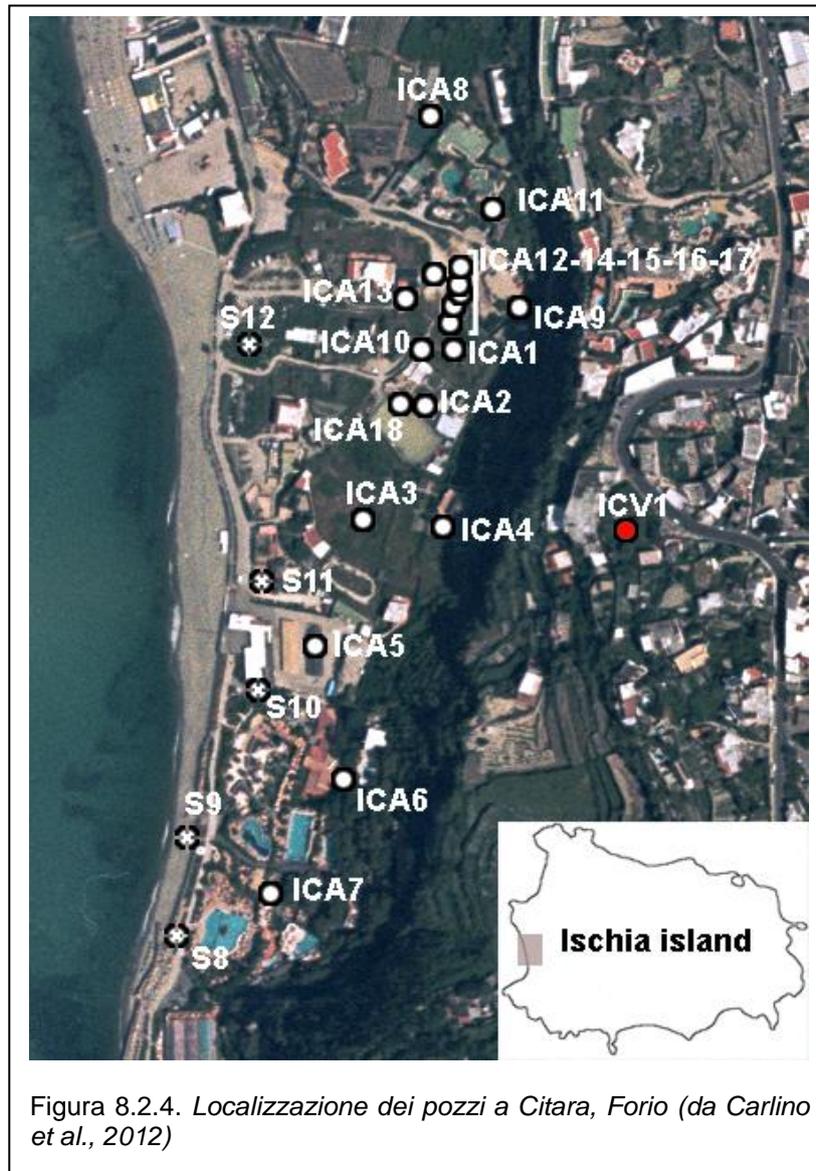


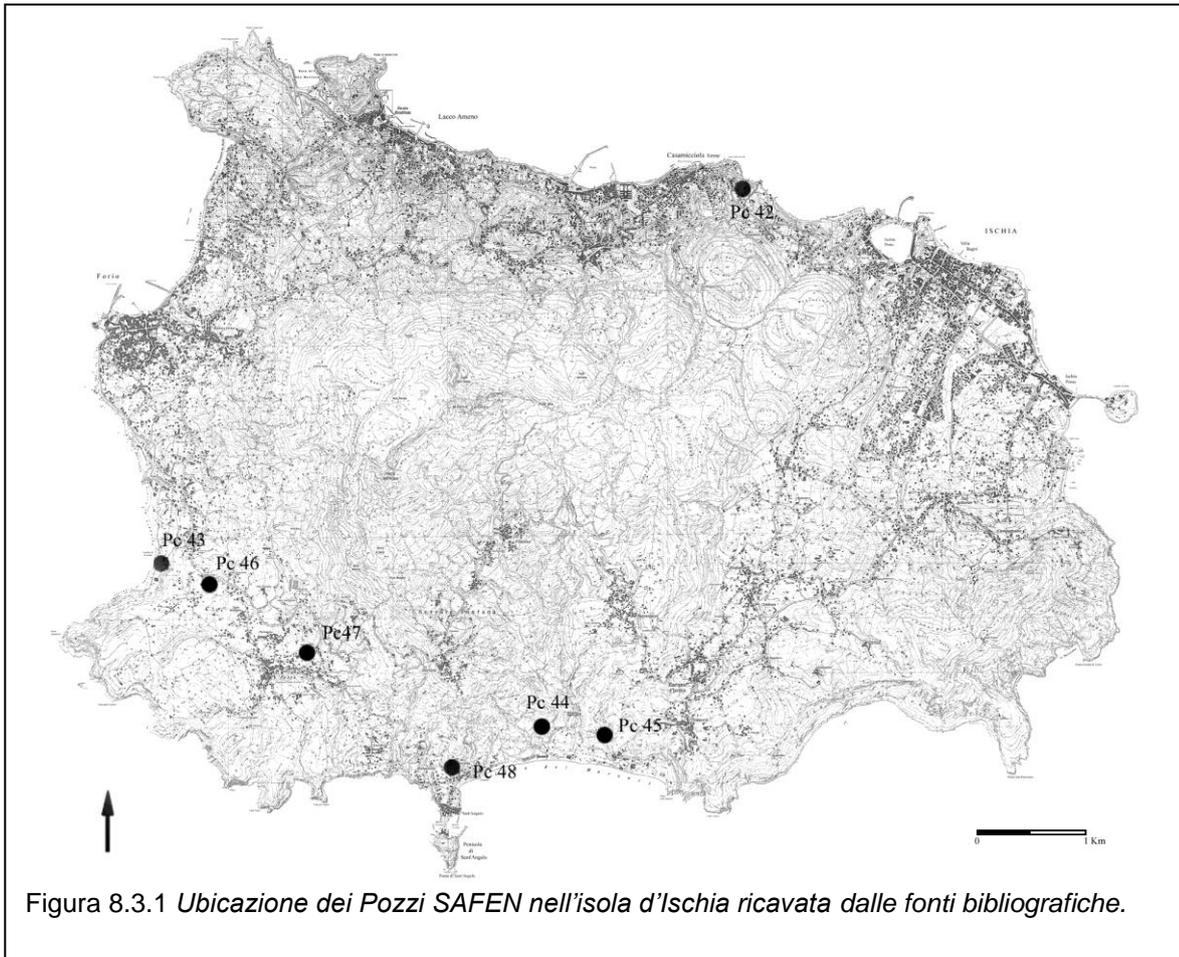
Figura 8.2.1. Localizzazione dei 90 pozzi perforati dalla società SAFEN, dal 1939 al 1950. In rosso sono indicati i pozzi profondi (>500 m). L'area in grigio rappresenta la struttura risorgente del blocco del Monte Epomeo. E' indicato con la linea bianca tratteggiata il probabile limite della caldera di Ischia (da Carlino et al., 2012)





8.3. Stratigrafie dei pozzi profondi

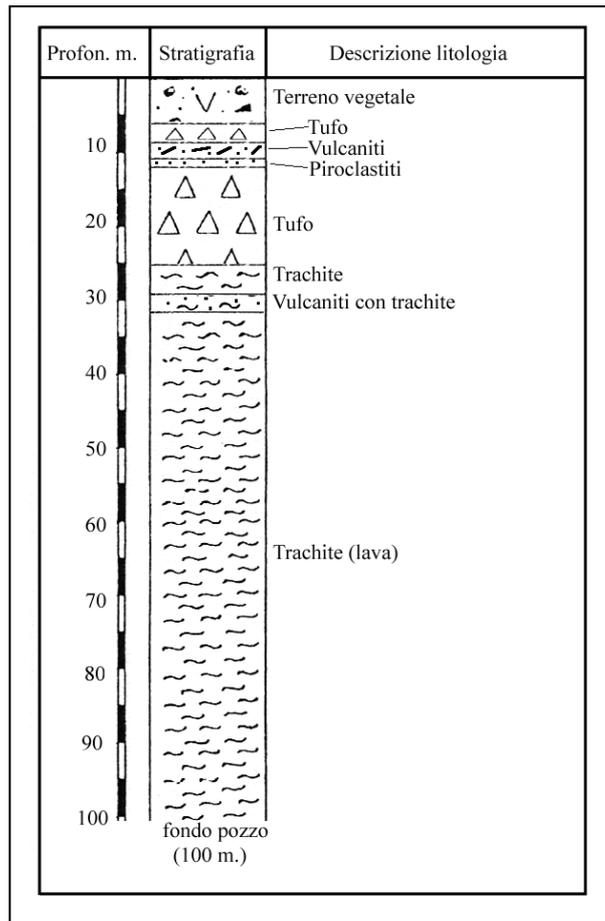
Di seguito si riportano le stratigrafie per n° 7 pozzi profondi (SAFEN) rilevati dall'Inventario Nazionale Risorse Geotermiche (Regione Campania, allegato 2) (per la posizione vedi *Figura 8.3.1 e Figura 8.2.1*).



Le stratigrafie evidenziano la presenza di successioni di depositi tufacei, rimaneggiati in superficie, e più consolidati in profondità, di alcune decine di metri, con sottostanti alternanze di tufi trachitici grigi a tetto dei depositi del Tufo Verde dell'Epomeo. Le zone più profonde sono costituite da potenti depositi di Tufo Verde dell'Epomeo, talora con intercalazioni di lave trachitiche. E' interessante notare che al fondo del pozzo Ischia3, all'interno dei depositi descritti come lave trachitiche parzialmente litificate, fu rinvenuto un filone di roccia con tessitura olocristallina a grana compresa tra 0.3 e 1.2 mm, ascrivibile ad un magma intruso e raffreddatosi in condizioni chiaramente sub-vulcaniche. Tale struttura è assimilabile ad un dicco vulcanico, che ha alimentato l'attività eruttiva del settore occidentale dell'isola, che costituisce una zona di discontinuità, aumentando di conseguenza la permeabilità della zona a fondo pozzo.

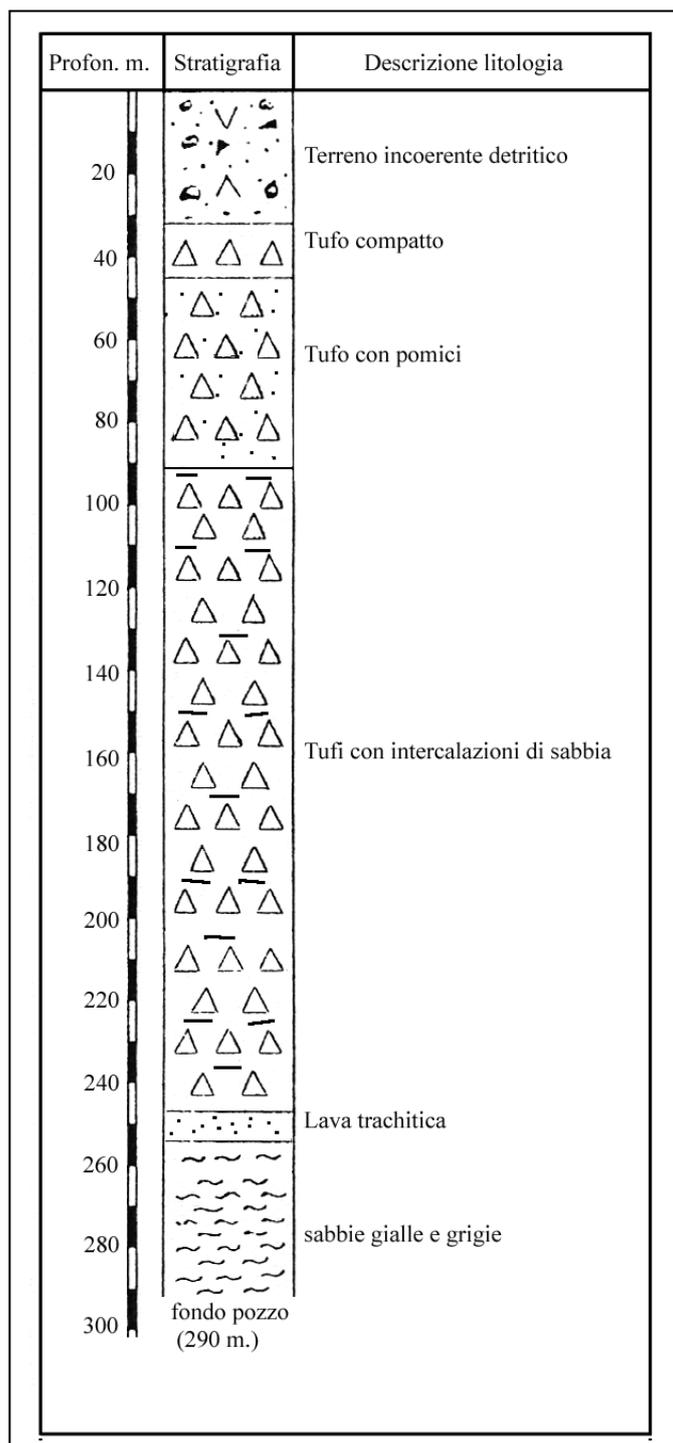
Pozzo Pc 42 (Monte Tabor)

Profondità	Litologia
da (m) 0.0 a (m) 5.70	Terreno vegetale
da (m) 5.70 a (m) 8.80	Tufo
da (m) 8.80 a (m) 10.20	Vulcaniti
da (m) 10.20 a (m) 11.80	Piroclastiti
da (m) 11.80 a (m) 25.30	Tufo
da (m) 25.30 a (m) 29.00	Trachite
da (m) 29.00 a (m) 32.80	Vulcaniti con trachite
da (m) 32.80 a (m) 100.00	Trachite (lava)



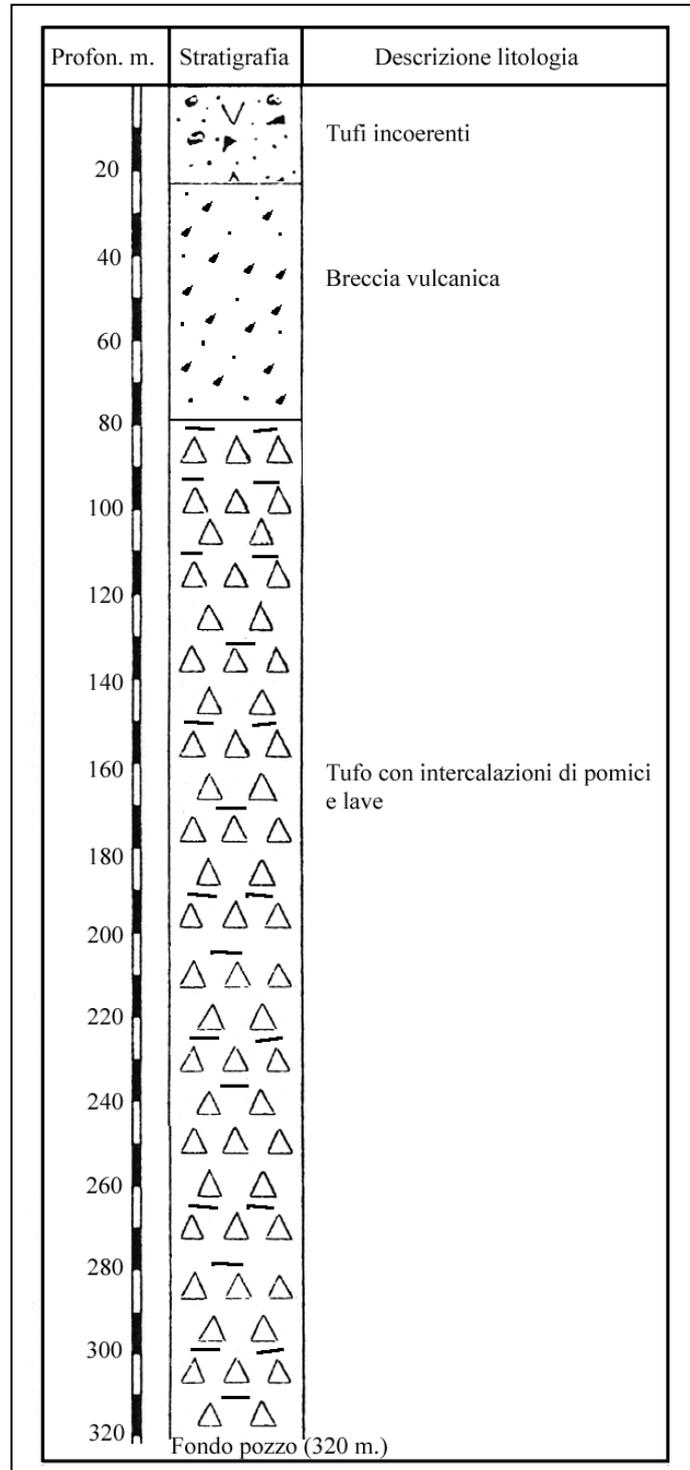
Pozzo Pc 43 (ICV1)

Profondità		Litologia
da (m) 0.0	a (m) 32.0	Terreno incoerente detritico
da (m) 32.0	a (m) 45.0	Tufo compatto
da (m) 45.0	a (m) 91.60	Tufo con pomici
da (m) 91.60	a (m) 246.95	Tufi con intercalazioni di sabbie
da (m) 246.95	a (m) 254.15	Lava trachitica
da (m) 254.15	a (m) 290.0	Sabbie gialle e grigie



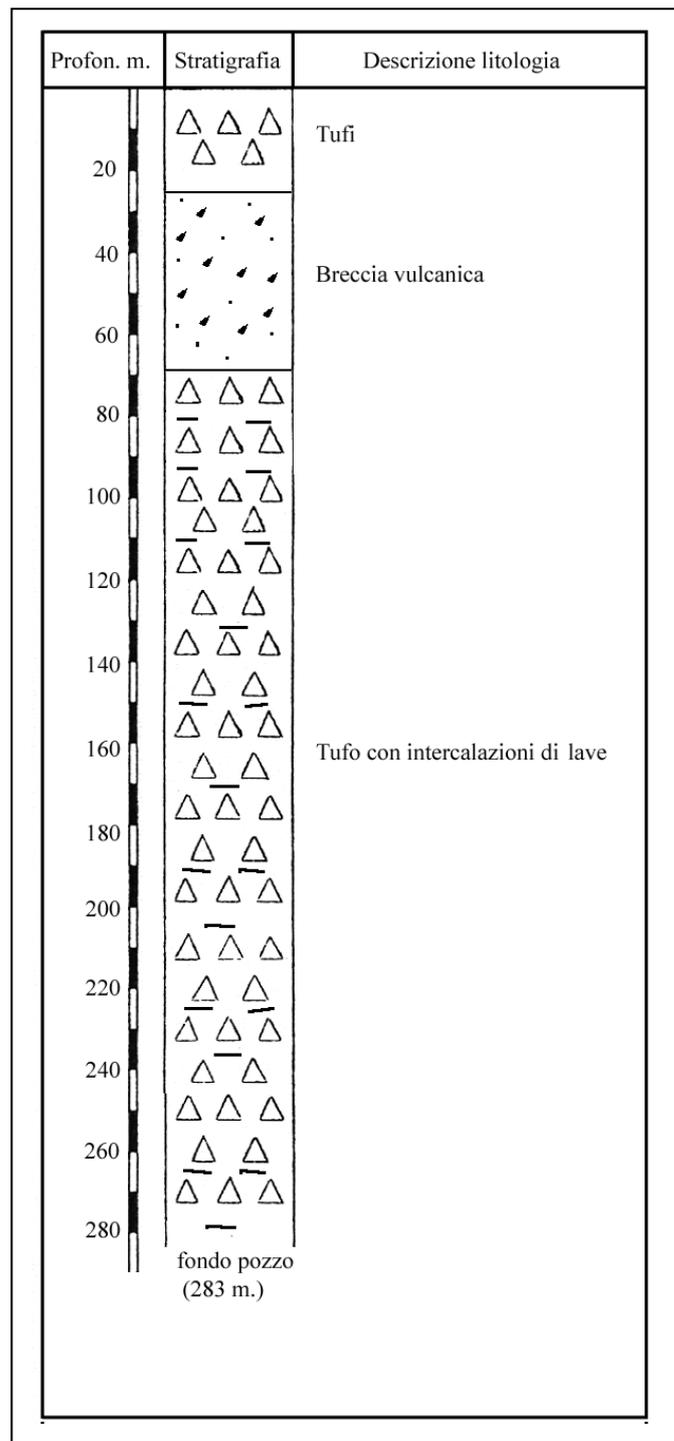
Pozzo Pc 44 (IFV2)

Profondità		Litologia
da (m) 0.0	a (m) 23.0	Tufi incoerenti
da (m) 23.0	a (m) 78.0	Breccia vulcanica
da (m) 78.0	a (m) 330.0	Tufi con intercalazioni di pomici e lave



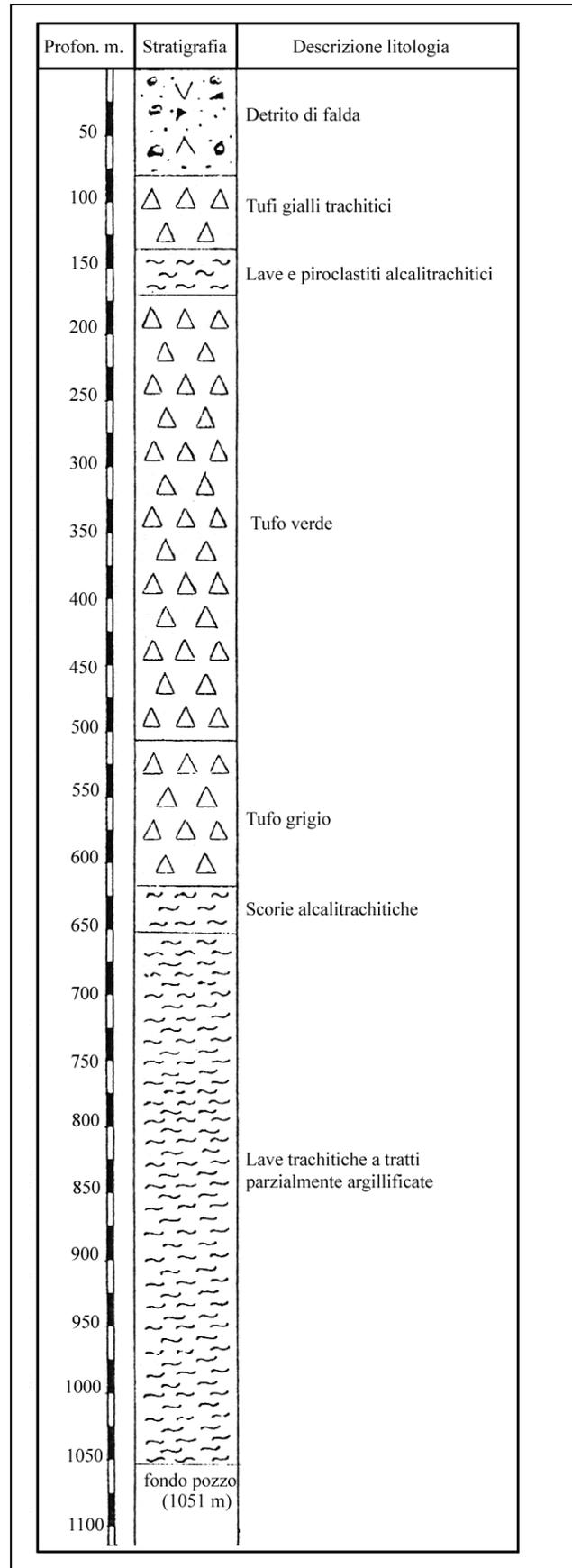
Pozzo **Pc 45** (IFV1)

Profondità		Litologia
da (m) 0.0	a (m) 26.40	Tufi
da (m) 26.40	a (m) 69.30	Breccia vulcanica
da (m) 69.30	a (m) 283.40	Tufo con intercalazioni di lave



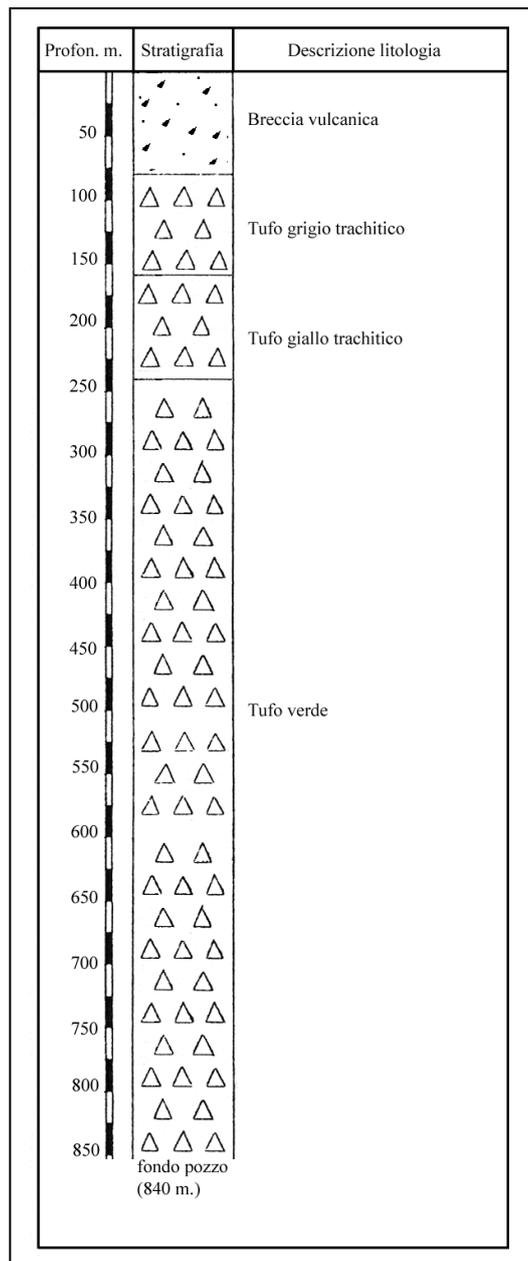
Pozzo **Pc 46** (Ischia3)

Profondità		Litologia
da (m) 0.0	a (m) 80.0	Detrito di falda
da (m) 80.0	a (m) 130.0	Tufi gialli trachitici
da (m) 130.0	a (m) 168.0	Lave e piroclastiti alcalitrachitici
da (m) 168.0	a (m) 507.0	Tufo verde
da (m) 507.0	a (m) 614.0	Tufo grigio
da (m) 614.0	a (m) 650.0	Scorie alcalitrachitiche
da (m) 650.0	a (m) 1150.0	Lave trachitiche a tratti parzialmente argillificate



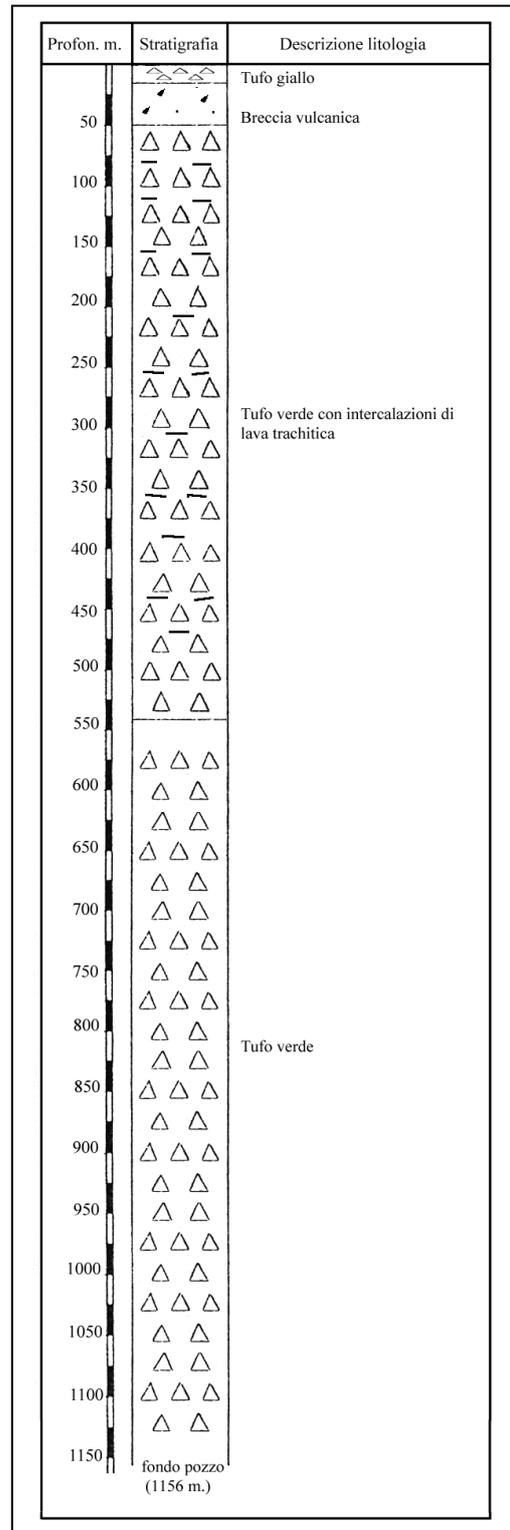
Pozzo **Pc 47** (Ischia2)

Profondità		Litologia
da (m) 0.0	a (m) 82.0	Breccia vulcanica
da (m) 82.0	a (m) 160.0	Tufo grigio trachitico
da (m) 160.0	a (m) 246.0	Tufo giallo trachitico
da (m) 246.0	a (m) 840.0	Tufo verde



Pozzo **Pc 48** (Ischia6)

Profondità		Litologia
da (m) 0.0	a (m) 16.0	Tufo giallo
da (m) 16.0	a (m) 50.0	Breccia vulcanica
da (m) 50.0	a (m) 546.0	Tufo verde con intercalazioni di lava trachitica
da (m) 546.0	a (m) 1156.0	Tufo verde



8.4. Temperature, gradiente e flusso di calore

Le temperature rinvenute nelle perforazioni dell'isola d'Ischia mostrano generalmente valori elevati (mediamente ~ 100°C a profondità di ~ 100 m dal livello del mare), con gradienti variabili in funzione delle condizioni geologiche e tettoniche locali, e del tipo di circolazione dei fluidi geotermali. Di seguito si riportano le tabelle (tabella 2-3-4) con i dati relativi alle temperature, profondità, tipologia litologica ed altro, relativi alle perforazioni SAFEN.

Well	Head well elevation (m a.s.l.)	Depth (m)	Water table (m a.s.l.)	Encountered soils (formation type)	Maximum temperature °C	Data of drilling	Surface Temperature °C	pH
I1	1.5	37.35	0.5	0-2m: sabbia 2-37.35: type a	142	June 1939	73	6.6-7.4
I2	5.2	83.75	-1-4.2	0-22.5m: type a 22.5-83.75: type b	160	Started on 21st August 1939	90-101	6.1-7.5
I3	12.52	14.30	2-3	0-14.3m: type a	106	November 1939	95-100	6.2-7.1
I4	23.2	14.80	15.2-16.8	0-14.80m: type a	103	January 1940	102 @ 15 m	6.7-7.2
I5	29.5	20.80	0.4	0-20.80m: type a	103	January 1940	70	6.4-7.5
I6	7	29.00	0.4	0-29.00m: type a	120	July 1940	99	
I7	6.9	37.95	-3-2.3	0-30.00m : type a 30.00-37.95: type b	135	October 1940	77	7
I8	7.9	80.00	1.45	0-30m: type a 30-70: type b 70-80. type c	153	19 October 1940 – 24 January 1941	91	6
I9	22.8	24.30	0.53	0-24.30m: type a	100	March 1941		
I10	30	16.5	7.5-9	0-30m: type a	90	February 1941	81 @ 8 m	7
I10A	-	17,00	-	0-17m: type a	105	May 1941	89-100 @ 10 m.	7
I11	40.0	45.0	32-34	0-45: type a	110	March 1941	99 @ 10 m.	7
I12 not localized	-	17	-	0-17: type a	71	April 1941	40 @ 4.7 m.	7
I12A not localized	-	20	0	0-20: type a	55	April 1941	70-80	
I13 not localized	-	20	0	0-20: type a	55	April 1941	22-32	
S1	3.13	3.15	0.33	0- 3.15: type a	67	January 1939		
S2	5.15	4.15	1.5-3.5	0-4.15: type a	100	April 1940		6.5-7
IFV1	11.08	283.4	-.	0-26.40m: reworked tuff (green) 26.40-69.30: volcanic breccias and reworked tuff 69.30-93: gray and green tuff 93-110: altered tuff with breccia 110-263.4: type c 263.4-283.4: green tuff with breccia	175	June – December 1941		6.5-7
IFV2	24.6	330,0	2.6-3.6	0-23m: unconsolidated tuff	159	April 22nd 1942		7.2

				23-78: volcanic breccia 78-94: gray-green tuff 94-132: altered tuff with breccia 132-330: type c		- 20th January 1943		
IFV4	25.5	140.0	-	-	-	Started on July 3rd interrupted on September 1943		

Tabella 2. Sintesi dei dati per i pozzi SAFEN poco profondi in località Fumarole (per la localizzazione vedi figura 8.2.2. Tipologia litologica a) Tufi non saldati, rimaneggiati con litici di colore verde b) Breccia lavica con matrice ffacea grigio-verdognolac) Tufo grigio a talvolta verdognolo con intercalazioni di lave (da Carlino et al., 2012)

Well	Head well elevation (m a.s.l.)	Depth (m)	Water table (m a.s.l.)	Encountered soils (formation type)	Maximum temperature °C	Data of drilling	Surface Temperature °C	pH
IM1	2.5	11.5	0.1-1.8	0-6m: sands 6-11.5: tuff	68	August 1939	60 @ 1.68 m	
IM2	1.9	13.5	0.2-1.5	0-13.5m: sands	68	August 1939	61 @ 31 m	6.5-8
IM3	1.9	12.0	0.2-1.7	0-12m: tuffs	69	August 1939		6.8-7.5
IM4	2.9	16.5	0.2-1.7	0-16m: tuffs	72	September 1939	72 @ 0.73 m.	6.8-7.5
IM5	2.3	13	0.1-1.6	0-13m: tuffs	84	September 1939	75 @ 6.9 m.	6.6-7.4
IM6	6.6	17.3	3.5	0-17.3m: clay and tuffs	60	September 1939		7
T1	4.7	5	0.1-1		62			6.9-8.4
T2	4.47	5	0-1.5		46			7-8.3
T2A	5.9	6.20	0.1-1.8		55			7-8
T3	4.6	6.20	0.1-2		58			7-8.4
T3A	5.7	6.10	0.1-1.9		64			7.3-8
T4	4.3	4.95	0.1-2.2		64			7-8
T5	4.7	4.9	0.1-1.8		70			6.8-7.5
T6	4.2	4.6	0-1		70			6.8-7.5
T7	6.7	8	0-1.6		89			6.7-7
T8	10.0	10.75	0-1.5		80			6-7.5
T9	7.8	8.15	0.1-1.8		80			6.3-7.5
T9A	8.2	8.5	0-4.8		90			6.7-7
T10	10.24	11.5	0.1-1.5		81			6.6-7.6

Tabella 3. Sintesi dei dati per i pozzi SAFEN poco profondi in località Maronti (per la localizzazione vedi figura 8.2.3) (da Carlino et al., 2012)

Well	Head well elevation (m a.s.l.)	Depth (m)	Water table (m a.s.l.)	Encountered soils (formation type)	Maximum temperature °C	Data of drilling	Water temperature (°C) above sea level	pH
ICA0	6.9	19.3	0.7-1	0-19.3m: sands and tuffs	100	April 1939	95 @ 4.8 m	6.4-7
ICA1	7.2	22.20	0.4-1.4	0-22m: tuffs	120	October 1939	86-88 @ 1 m.	6.7
ICA2	4.4	96.0	0.3-1.4	0-4m: soil 4-90: gray unconsolidated tuffs 90-86: green tuff	128	October 11th 1939 – June 8th 1940	60 @ 0 m	6.7
ICA3	5.8	15.5	0.1-0.9	0-15.5m: sands and tuffs	103	October 1939	93 @ 1 m	6-8
ICA4	9.7	14	0.1-1	0-14m: sands and tuffs	95	October 1939	93 @ 1 m	6-7.5
ICA5	2.5	13.0	-0.9-1	0-13.00m: sands and tuffs	113	October 1939	110 @ 0 m	6-7
ICA6	2.1	10	0-0.7	0-10.0m : sands and tuffs	76	November 1939		6.5-7.5
ICA7	2.2	13	-0.1-1	0-30m: type a	60	November		6.8-7.1

				30-70: type b 70-80: type c		1939		
ICA8	11.4	19	0-0.80	0-24.30m: type a	99	April 1940	95 @ 0 m	6-7
ICA9	9.3	16.2	0.3-0.8	0-16.2 m: sands and tuffs	104	December 1941		
ICA10	6.12	20.0	0-0.8	0-20m: sands and tuffs	111	June 1940	92 @ 0 m	
ICA11	11.94	19	0-0.9	0-45: type a	100	June 1940	96 @ 0.5m	
ICA12	7.02	14.25	0.3-0.9	0-17: type a	100	June 1941	71 @ 0.5 m	
ICA13	6.55	15.8	0-0.8	0-20: type a	97	Novembre 1941	77 @ 0 m	
ICA14	7.05	18.6	0.2-0.6	0-20: type a	116	August 1942		
ICA15	7.19	20	0.4-0.8	0- 3.15: type a	100	August 1942		
ICA16	7.14	20	0.5	0-4.15: type a	102	October 1942		
ICA17	7.19	19.60	-	0-26.40m: reworked tuff (green) 26.40-69.30: volcanic breccias and reworked tuff 69.30-93: gray and green tuff 93-110: altered tuff with breccia 110-263.4: gray- green tuff with lava and pumice 263.4-283.4: green tuff with breccia		October 1942		
ICA18	4.5	19	0.2-2.7	0-23m: unconsolidated tuff 23-78: volcanic breccia 78-94: gray-green tuff 94-132: altered tuff with breccia 132-330: gray-green tuff with lava and pumice	100	June 1940	79 @ -0.5 m	6-7
S8	3.83	5.5	-0.2-1.2		40	Novembre 1939		7-8
S9	3.89	5.5	-0.2-1.3		45	Novembre 1939		7-8
S10	3.33	5.5	-0.3-0.8		88	Novembre 1939		6.7-7.8
S11	2.95	5.5	-0.2-0.8		85	Novembre 1939		6.5-7
S12	1.14	4.5	-0.1-1		32	Novembre 1939		

Tabella 4. Sintesi dei dati per i pozzi SAFEN poco profondi in località Forio (per la localizzazione vedi figura 8.2.4) (da Carlino et al., 2012)

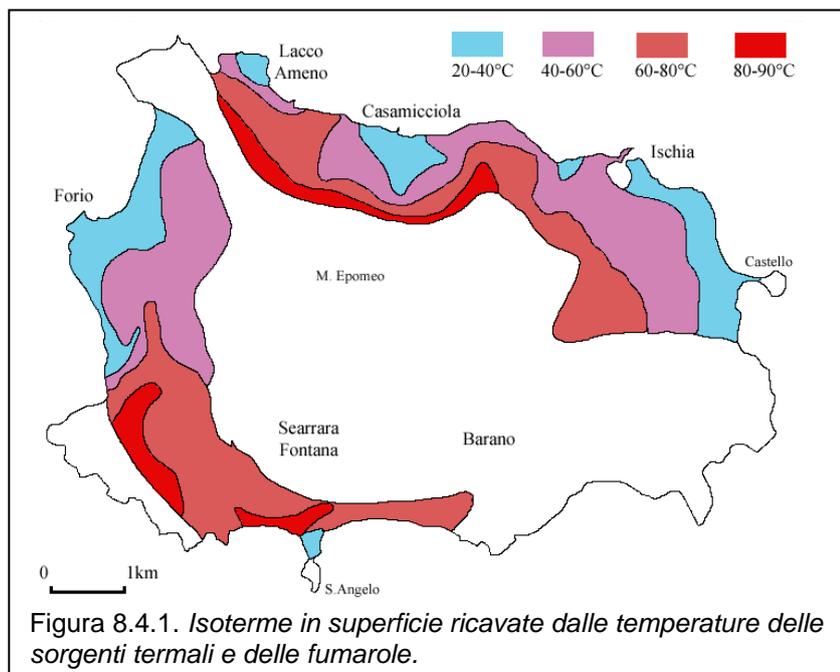
I dati di temperatura relativi ad i pozzi più profondi, ubicati tutti nel settore occidentale dell'isola, consentono di valutare il flusso di calore ed i gradienti di temperatura per questo settore. Il flusso di calore è dato da :

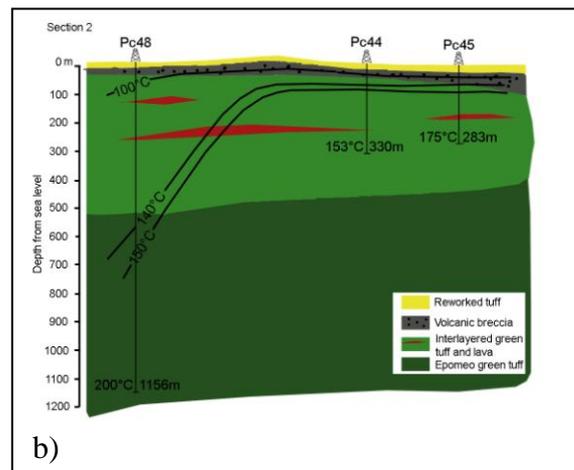
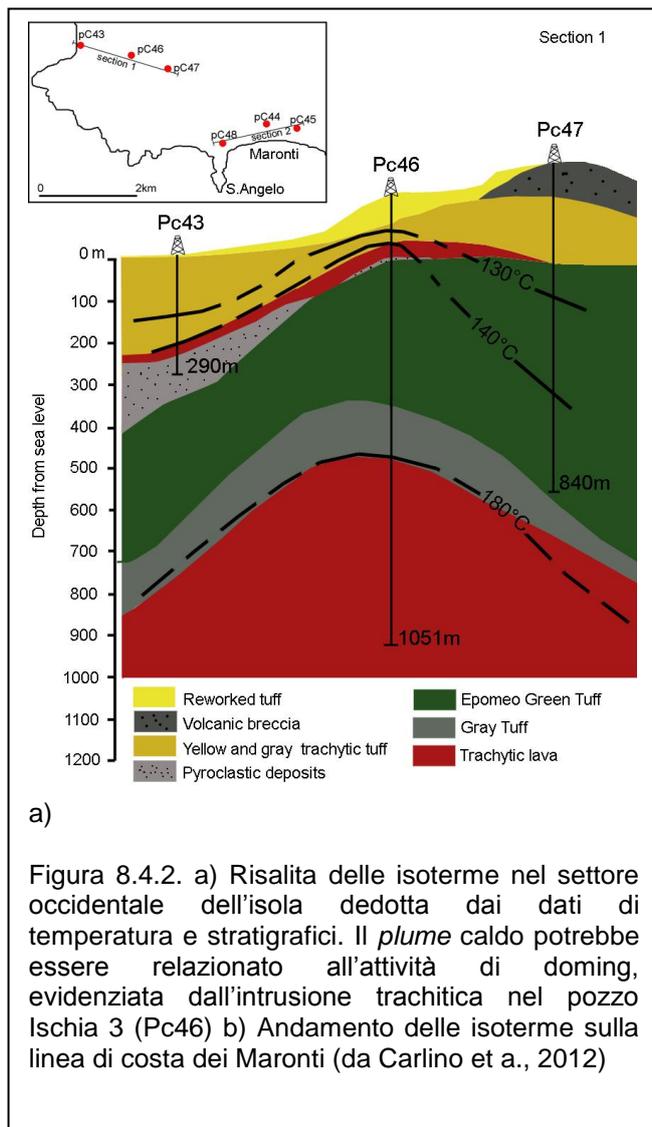
$$q = \frac{k\Delta T}{l}$$

dove l è lo spessore di roccia, ΔT la differenza di temperatura tra il *top* ed il *bottom* della roccia di spessore l e k è la conducibilità termica. Per il calcolo di q si sono utilizzati due valori di conducibilità: $k = 1.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ e $k = 2.7 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ che corrispondono a condizioni delle rocce più superficiali e più profonde rispettivamente. I valori ottenuti, in relazione ai pozzi più profondi, sono i seguenti:

Pozzo	k	$Q \text{ (mWm}^{-2}\text{)}$
Pc 46 Ischia3 (Mt. Corvo)	1.5	588
	2.7	1058
Pc 47 Ischia2 (Panza)	1.5	620
	2.7	1115
Pc 48 Ischia6 (Fumarole)	1.5	560
	2.7	1009

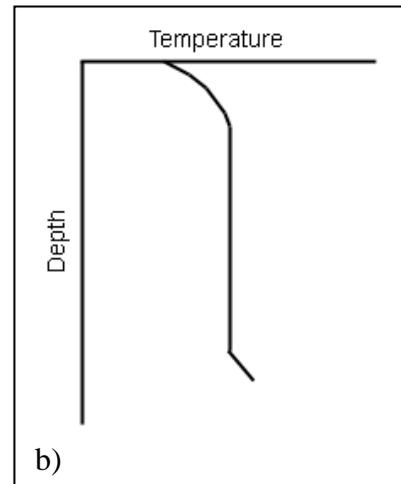
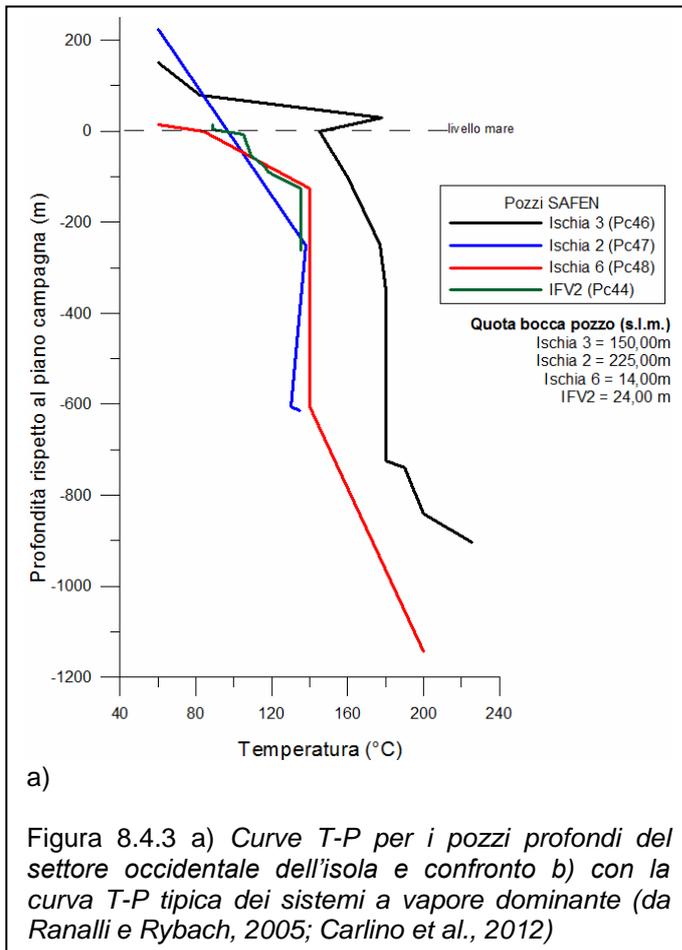
I gradienti di temperatura variano tra 180 e 220°Ckm^{-1} . Per quanto concerne le temperature misurate in superficie, si evidenzia, in generale, un decremento radiale di queste (figura 8.4.1), a meno di situazioni geologiche particolari che determinano una risalita o un abbassamento delle isoterme in profondità e quindi delle temperature in superficie (figura 8.4.2a-b).





Un'analisi preliminare delle curve Temperatura-Profondità (T-P), consente di valutare, anche se solo in prima approssimazione, la tipologia di circolazione presente nel primo chilometro di profondità dal p.c., anche in relazione alla litologia. Le curve T-P per i pozzi PC46, Pc47, Pc478 e IFV2 hanno andamenti simili, mostrando una caratteristica comune a tutto il serbatoio geotermico del settore occidentale (figura 8.4.3a-b). Queste, infatti, sono caratterizzate da una zona tra il piano campagna fino a circa 100-200m sotto il livello del mare, con andamento tipico dei sistemi prevalentemente conduttivi, probabilmente a causa della presenza di unità geologiche argillificate, che a queste profondità rappresentato il "cap" impermeabile. Tra 100-200m e 900m circa gli andamenti evidenziano un gradiente nullo, tipico dei sistemi convettivi. Al disotto di queste profondità

il gradiente riprende in maniera quasi lineare, con andamenti tipici dei sistemi ad acqua dominante o dei sistemi in cui prevale il trasporto del calore per conduzione.



Come mostrato in seguito, l'effetto dei diversi gradienti potrebbe correlarsi anche alle variazioni di permeabilità in funzione della temperatura, che a sua volta è in stretta relazione con il grado di fratturazione delle rocce e con la temperatura (la permeabilità diminuisce repentinamente quando si oltrepassa il limite fragile-duttile; >350-400 °C).

8.5. Sorgente magmatica e trasferimento del calore

Le indagini geofisiche ad Ischia ed i modelli proposti in letteratura evidenziano la presenza di una sorgente magmatica in raffreddamento, il cui top sarebbe ubicato a circa 2 km di profondità. La sorgente si sarebbe lentamente raffreddata a partire dall'ultimo ciclo eruttivo (10.000 anni fa), prevalentemente attraverso la perdita di fluidi magmatici interstiziali, generando uno stato reologico del serbatoio magmatico definito come mush (nei mush il magma contiene una frazione in cristalli superiore al 50% e la temperatura è generalmente inferiore ai 750°C). Il calore viene trasferito da questa sorgente, verso la superficie, sia per

conduzione con tempi T_c , che per convezione, con tempi T_{cn} , con $T_c \gg T_{cn}$. Carlino et al., (2012), attraverso uno studio analitico, utilizzano le curve di conduzione e di convezione in un mezzo omogeneo ed isotropo e le confrontano con quelle misurate, in modo da ottenere un'analisi semi-quantitativa dei processi di trasferimento del calore nella crosta superficiale dell'isola. Per eseguire questa analisi bisogna considerare, nel processo conduttivo, la quantità di calore (Q) contenuta nella sorgente magmatica e l'andamento della temperatura con la distanza dalla sorgente $T_{(y,t)}$ al tempo t ; e nel processo convettivo, la temperatura (T) in funzione della velocità di Darcy (v), viscosità e densità dei fluidi circolanti in superficie. Le equazioni utilizzate sono le seguenti:

$$Q = \rho [c(T_m - T_0) + L] 2b$$

$$T_{(y,t)} = \frac{Q}{2\rho c \sqrt{\pi k t}} e^{-y^2/4kt}$$

$$T = T_r - (T_r - T_0) \cdot \exp\left(\frac{\rho_f c_f v}{\lambda} y\right)$$

Dove: T_0 =temperatura del mezzo circostante il serbatoio magmatico; T_m =temperatura del magma al momento dell'intrusione; k =diffusività termica; λ =conduttività termica della matrice solida; b =spessore dell'intrusione magmatica (sill); c =calore specifico magma; c_f =calore specifico del fluido geotermale; ρ_f =densità del fluido; ρ = densità del magma.

I valori utilizzati sono i seguenti, in accordo con Carlino et al., (2012):

$\rho = 2300 \text{ kgcm}^{-3}$, $c = 1 \text{ kJkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, $L = 350 \text{ kJkg}^{-1}$, $T_m = 1000 \text{ }^\circ\text{C}$ (1273 K), T_0 is 300°C (573 K) condizioni iniziali vicini all'intrusione magmatica. Da cui $Q = 6 \cdot 10^{12} \text{ Jm}^{-2}$.

Inoltre viene fissato, $k = 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, $t = 33,000$ anni. Per il calcolo delle curve di temperature (T) in regime convettivo, si fissano le temperature del reservoir geotermico (T_r) pari rispettivamente a 180°C (Pc 48) e 140°C (Pc-46-47) (zone a gradiente 0), $\rho_f = 1000 \text{ kgm}^{-3}$, $c_f = 4,185 \cdot 10^3 \text{ jkg}^{-1}$, $\lambda = 3,35 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ e $v = 6,7 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$. I confronti tra le curve calcolate e misurate sono mostrati in *Figura 8.5.1*.

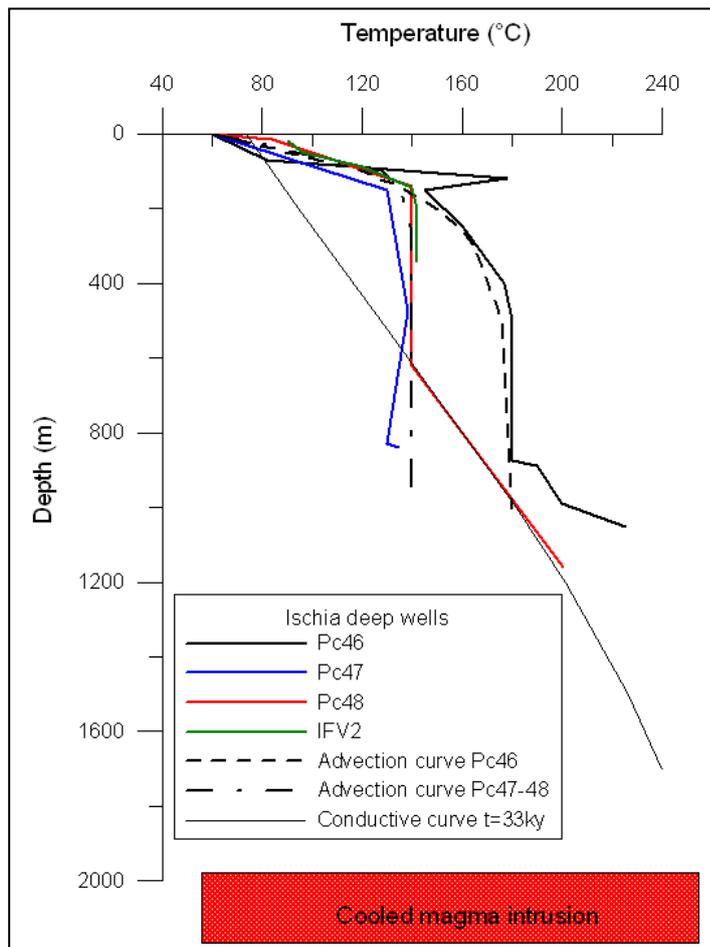


Figura 8.5.1. Confronto tra le curve T-P analitiche per regime conduttivo e convettivo con le curve T-P misurate nei pozzi del settore occidentale (da Carlino et al., 2012). In questo caso, la profondità zero (0) è riferita alla quota della testa pozzo.

Dal confronto risulta esserci un buon fitting tra curve convettive analitiche e misurate, fino ad una profondità di 800 m circa, evidenziando il contributo della circolazione dei fluidi nel trasporto di calore nella parte più superficiale del sistema geotermale. Nelle zone più profonde le curve misurate sembrano adattarsi alla curva analitica conduttiva, mostrando che in questa zona i processi dominanti convergono verso un trasporto del calore prevalentemente conduttivo. Inoltre, se il flusso del fluido presente è guidato dal galleggiamento per differenza di densità (non c'è sovra-pressione), è possibile utilizzare la velocità di Darcy per stimare, in prima approssimazione, la permeabilità delle rocce, nella zona di convezione, assumendo che il flusso sia laminare e che il valore del gradiente di pressione in eccesso alla pressione idrostatica sia trascurabile. Questo metodo indiretto è utile quando si vuole stimare la permeabilità su scala più ampia, mediata su uno spazio dimensionale molto più grande rispetto alle misure effettuate in laboratorio. In tal caso la permeabilità (k) è data da:

$$K = \frac{\nu\mu}{\alpha_f \rho_f g (T_r - T_0)}$$

dove μ , α_f e ρ_f rappresentano la viscosità, il coefficiente di espansione termica e la densità del fluido, rispettivamente.

Si ottiene in tal caso un valore di permeabilità pari a circa 10^{-15} m^2 . Questo valore è da assumere come orientativo della permeabilità media dello strato considerato, che nella soluzione analitica adottata è definito dalla legge di Darcy (fluido in un mezzo poroso). Tuttavia, sia i pozzi profondi che le fumarole testimoniano una robusta circolazione convettiva profonda, con emergenze superficiali importanti (portate fumaroliche di circa 1350 td^{-1} ad ovest dell'Epomeo), che richiedono valori di permeabilità di un ordine di grandezza superiore, così come si evince dalle modellazioni di fluidi multifase in prossimità di sorgenti magmatiche, rinvenibili in letteratura (Hayba and Ingebritsen, 1997; Ingebritsen et al., 2008). Misure di permeabilità *in situ*, effettuate a 500 m di profondità nella vicina area vulcanica dei Campi Flegrei, che per struttura, litologia e temperature è simile ad Ischia, hanno mostrato valori di circa 10^{-13} m^2 . In tal caso è ragionevole supporre che i livelli di circolazione convettiva di fluidi ad Ischia, siano caratterizzati da valori di permeabilità anche superiori a quello ottenuto analiticamente (così come osservato nella crosta superficiale in molte aree geotermiche), dell'ordine di 10^{-14} m^2 , correlati alla circolazione per fratturazione piuttosto che alla porosità, e tali da supportare l'intensa circolazione dei fluidi osservata e le portate elevate delle fumarole nel settore occidentale.

9. Inquadramento geologico e geotermia di dettaglio dell'area in esame

9.1 Stratigrafia

In relazione al permesso di ricerca per Risorse geotermiche finalizzato alla sperimentazione dell'impianto pilota sull'isola di Ischia (Comune di Serrara Fontana) sono stati utilizzati, oltre ai dati ottenuti dal rilevamento di campagna, i dati stratigrafici dei pozzi profondi più prossimi all'area dell'impianto, in particolare i pozzi SAFEN Ischia 3 (Pc46) e Ischia 2 (Pc47).

Il settore in questione si sviluppa alla base del versante occidentale del Monte Epomeo, confinato a sud dall'alto morfo-strutturale dell'allineamento Punta Imperatore-Ciglio, a Nord dall'allineamento Monte Corvo-Punta delle Pietre Rosse, ad ovest dalla spiaggia di Citara.

Il dettaglio stratigrafico-strutturale, sintetizzato sulla base dei nuovi rilevamenti geologici di superficie (progetto CA.R.G., Regione Campania, Foglio 464 Ischia), dei dati di perforazioni profonde SAFEN e dei dati di sondaggi più superficiali, consente di effettuare la ricostruzione generale dell'assetto geologico del sottosuolo (Fig. 9.1.1).

In particolare, l'area di in oggetto è tipicamente caratterizzata, procedendo dall'alto verso il basso, da:

- spessori fino a 80 m circa, costituiti da depositi di copertura e detritici di versante
- da 80 a 180 m circa, tufi litificati con possibili intercalazioni di orizzonti lavici plurimetrici
- da 180 a circa 700 m, tufi a vario grado di saldatura e litificazione da medio-fini a grossolani afferenti alla successione del Sistema del Rifugio di San Nicola (Tufo Verde del Monte Epomeo)
- seguono per almeno 200 m circa, lave di sottosuolo dell'attività vulcanica antica di Ischia, con zone basali di intrusione di dicchi.

La successione sopra descritta può evidenziare variazioni nel suo sviluppo latero-verticale, all'intorno del sito prescelto, in relazione alla geometria dei corpi deposizionali e al controllo strutturale locale. Tuttavia, tale successione può essere presa come quadro di riferimento rispetto ai prodotti che potranno essere rinvenuti nel corso delle perforazioni, in quanto tutta la sequenza deposizionale pre-Tufo Verde è stata dislocata in blocco dalle

faglie che bordano la struttura del Monte Epomeo; in particolare la stratigrafia attesa dalle perforazioni di progetto è illustrata nella Fig. 9.1.2.

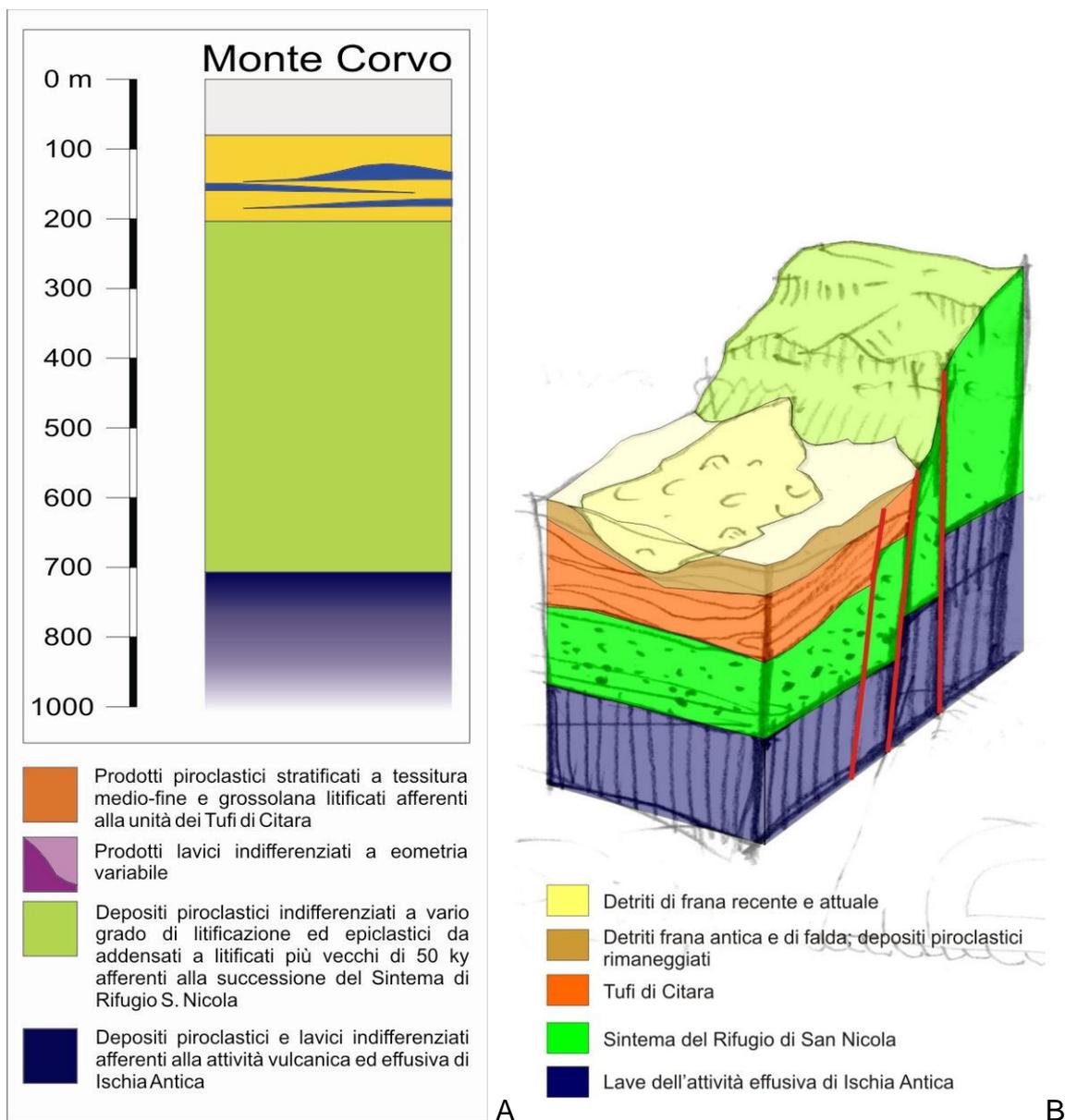


Fig. 9.1.1 Schema stratigrafico (A) e block-diagram del sottosuolo dell'area di Monte Corvo (B)

9.2 Contesto Strutturale

Nel quadro strutturale complessivo dell'isola l'area in oggetto è ubicata al margine occidentale dell'horst vulcano-tettonico del Monte Epomeo. Quest'ultimo viene progressivamente ribassato, di alcune centinaia di metri, da faglie bordiere. Lo sblocco principale avviene lungo un lineamento orientato NW-SE che attraversa il Rione Bocca. Il rigetto di tale struttura interessa gli stessi depositi del Tufo Verde del Monte Epomeo e

talora le lave sottostanti. Lineamenti strutturali secondari a direzione circa E-W, confinano l'intero settore tra l'abitato di Forio e Punta Imperatore.

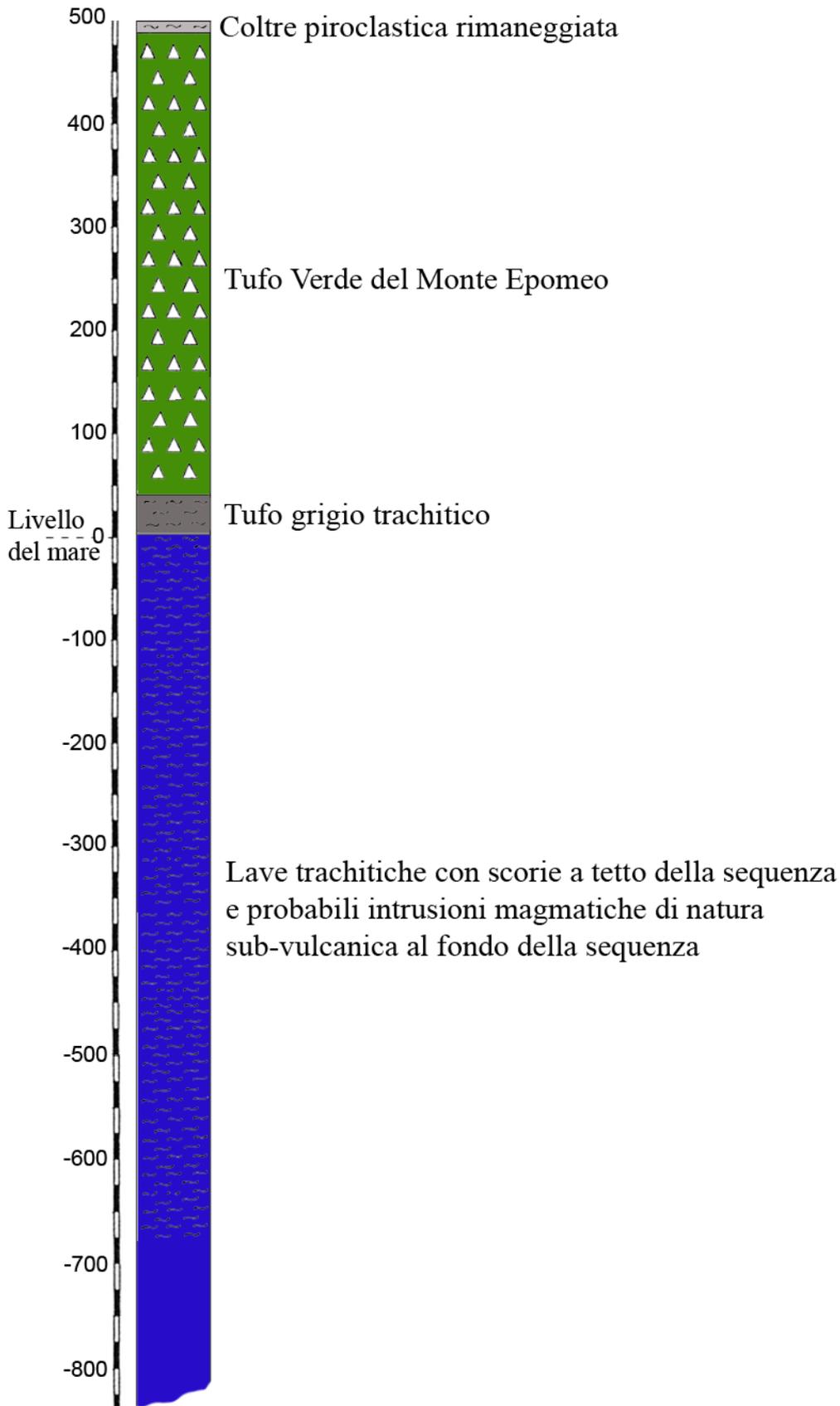


Fig. 9.1.2 Schema stratigrafico di riferimento per le perforazioni. Le quote sono relative al livello del mare.

10. Indagini geofisiche e geochimiche dell'area in esame (settore sud-occidentale)

In tempi recenti Di Napoli et al., (2009, 2011), sulla base di studi integrati derivanti da indagini geofisiche e geochimiche (resistività elettrica, concentrazione di CO₂, TDS) definiscono un modello per la circolazione idrotermale del settore sud-occidentale dell'isola. Gli autori evidenziano che la circolazione dei fluidi avviene in due distinti "reservoir" sovrimposti a profondità di ~200m e ~1000m con temperature di 150°C e 270°C rispettivamente. La risalita e l'ebollizione dei fluidi caldi profondi produce un rimescolamento nel serbatoio più superficiale, con acqua di origine marina, in misura significativa in prossimità della costa, ed in misura minore con acqua di origine meteorica. L'apporto meteorico sembra essere più importante nei settori prossimi al blocco risorgente dell'Epomeo, dove la composizione delle fumarole indica la presenza di un forte contributo di acqua meteorica (Chiodini et al., 2003). In figura 10.1 e 10.2 viene riportato il risultato delle integrazioni delle indagini sopra menzionate, che interessano solo il serbatoio superficiale, lungo due profili SSW-NNE e NW-SE. Va precisato che in riferimento alle indagini di resistività elettrica, la risoluzione verticale non supera i 200 m, per cui è identificabile solo il primo orizzonte resistivo.

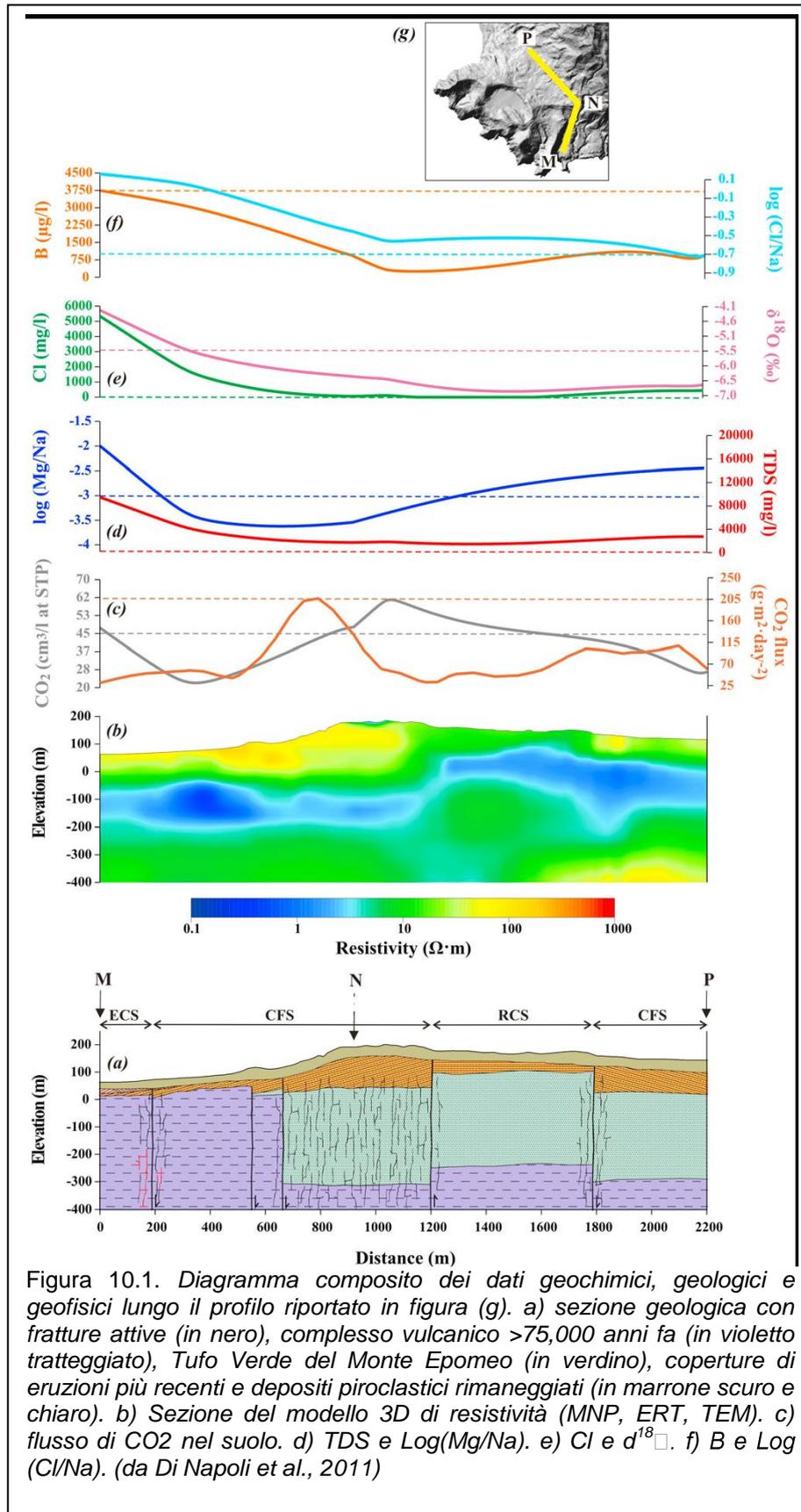


Figura 10.1. Diagramma composto dei dati geochimici, geologici e geofisici lungo il profilo riportato in figura (g). a) sezione geologica con fratture attive (in nero), complesso vulcanico >75,000 anni fa (in violetto tratteggiato), Tufo Verde del Monte Epomeo (in verdino), coperture di eruzioni più recenti e depositi piroclastici rimaneggiati (in marrone scuro e chiaro). b) Sezione del modello 3D di resistività (MNP, ERT, TEM). c) flusso di CO₂ nel suolo. d) TDS e Log(Mg/Na). e) Cl e $\delta^{18}\text{O}$. f) B e Log(Cl/Na). (da Di Napoli et al., 2011)

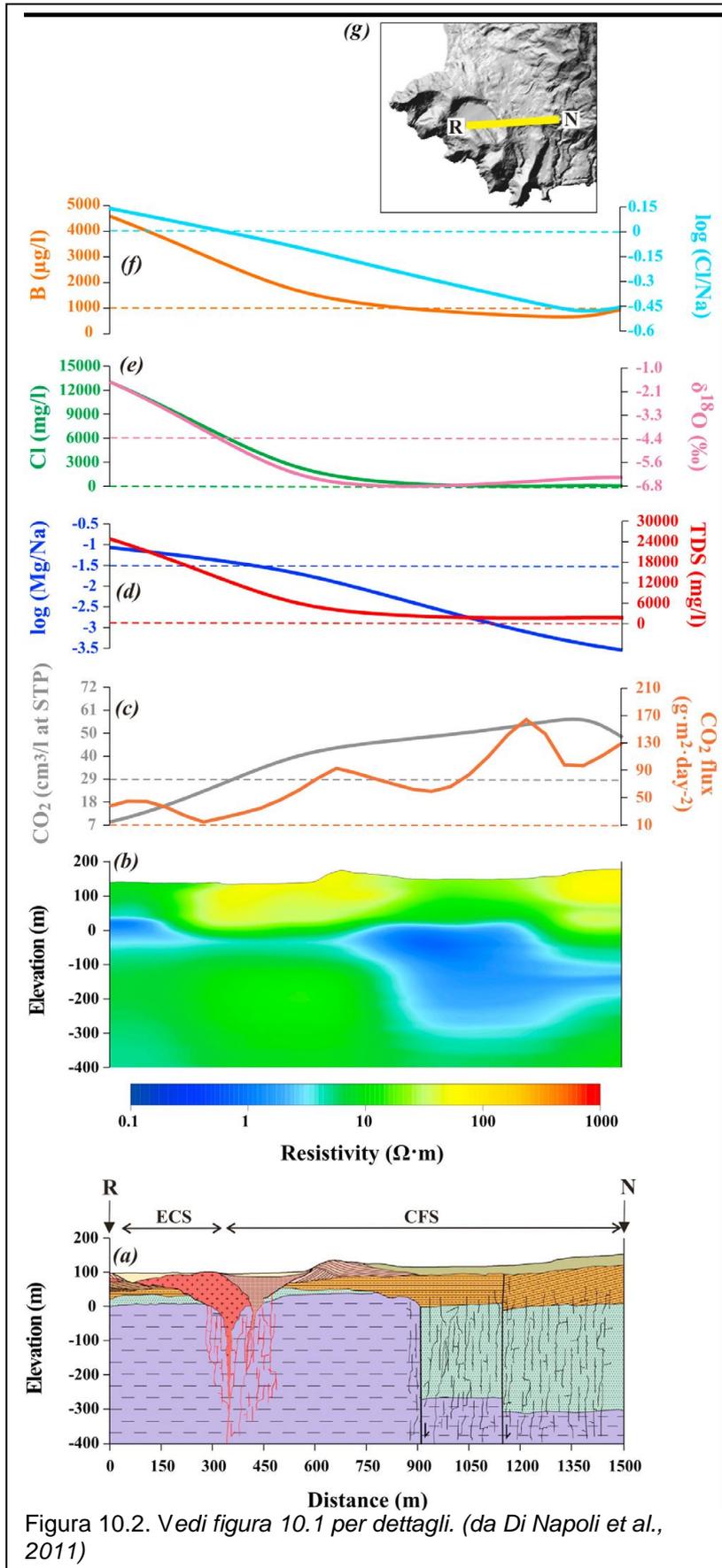


Figura 10.2. Vedi figura 10.1 per dettagli. (da Di Napoli et al., 2011)

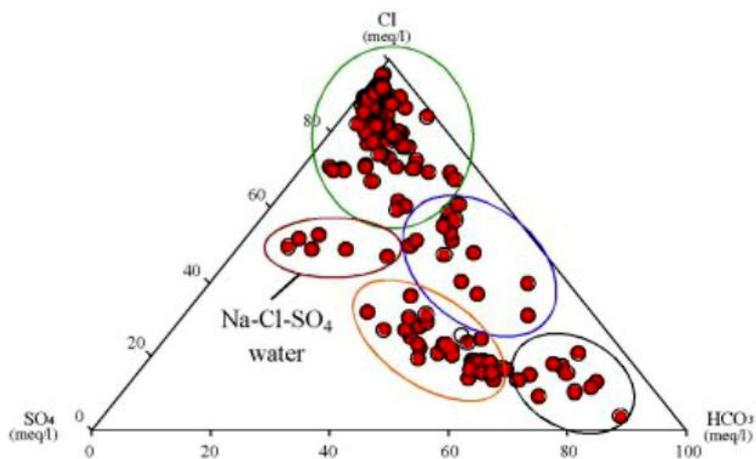
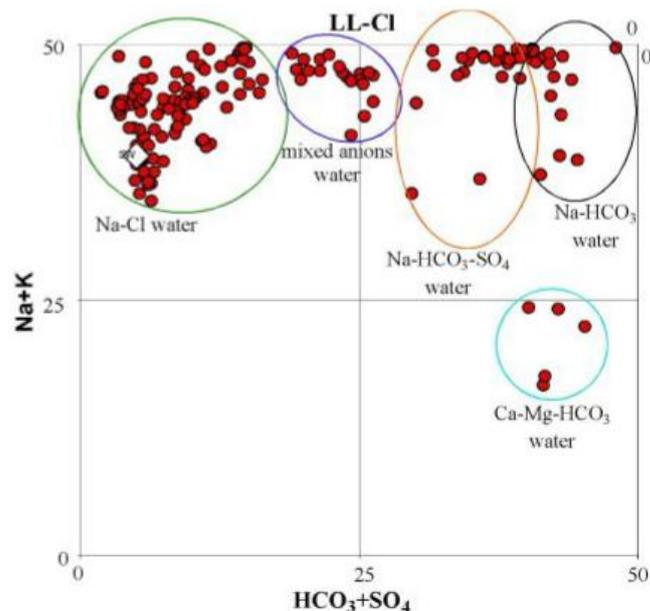
11. Dati geochimici sulle acque termo-minerali (settore Forio e Serrara Fontana)

Le acque di falda dell'isola d'Ischia sono state oggetto di numerose ricerche che evidenziano uno schema di circolazione idrica sotterranea molto complesso. In particolare è stata identificata la presenza di una falda superficiale con acqua dolce sovrapposta ad una di origine marina. Inoltre, nell'ambito dell'acquifero vulcanico, si riconosce una zona di spiccato termalismo e fuoriuscita di fluidi profondi, lungo gli allineamenti di faglie e fratture che bordano il blocco dell'Epomeo, mentre lungo i tratti costieri si evidenzia la presenza di locali fenomeni di ingressione marina. Uno studio sistematico-composizionale (cationi, anioni ed isotopi) delle acque sotterranee dell'isola d'Ischia è stato condotto da Di Gennaro et al. (1984), dove si ipotizza la presenza di un serbatoio geotermico profondo che causa la risalita, attraverso le discontinuità tettoniche, di vapore ad alta temperatura; questa risalita produrrebbe il riscaldamento dell'acquifero superficiale. Inoltre viene anche evidenziato un fenomeno di mixing tra acque di falda ed acque di mare; quest'ultimo fenomeno si manifesterebbe prevalentemente lungo in tratto costiero. Successivamente altri studi hanno meglio delineato il modello precedente, rilevando la presenza di uno o più serbatoi geotermici profondi con temperature comprese tra 160 °C e 350 °C, dove la risalita di fluidi profondi di origine magmatica interagisce con le acque di falda e con quelle di origine marina, durante la risalita in superficie. Quest'ultimo fenomeno è particolarmente rilevante nel settore occidentale e settentrionale dell'isola. Più recentemente un dettagliato studio idrogeologico ed idro-geochimico ha evidenziato che l'acquifero vulcanico, nei primi 100-200 m di spessore saturo, è alimentato dagli apporti meteorici, dalle acque di ingressione marina e da fluidi (vapore ed acqua) di provenienza più profonda. Tale risultato è in accordo con gli studi scientifici pregressi. In particolare i dati acquisiti hanno permesso di ricostruire lo schema di circolazione idrica sotterranea dell'acquifero vulcanico, individuando due zone con comportamento idrogeologico differenziato. (Fig.2.2). Nel graben di Ischia, la relativa omogeneità dell'acquifero e la sua più elevata trasmissività danno luogo ad un deflusso idrico sotterraneo più attivo. Le modalità di flusso idrico sotterraneo individuate sono schematizzabili secondo un'unica falda alimentata dalle acque meteoriche e da quelle di ingressione marina, la cui interfaccia a causa del flusso di calore, si allunga notevolmente all'interno dell'isola. Invece nella zona occidentale del Monte Epomeo e nelle sue aree marginali, l'acquifero è molto eterogeneo. L'alternarsi, nel sottosuolo, di orizzonti acquiferi semipermeabili ed impermeabili, secondo geometrie complesse, condiziona prevalentemente la componente verticale del deflusso idrico

sotterraneo. La presenza di faglie e fratture che interrompono la continuità dell'idrostratigrafia ne condiziona principalmente la componente orizzontale. Tali discontinuità vulcano-tettoniche, soprattutto quelle più recenti che bordano il Monte Epomeo, rappresentano fasce relativamente più permeabili, che possono costituire elementi verticali di comunicazione tra gli acquiferi profondi verso quelli più superficiali indagati. Questa forte differenza della circolazione idrica sotterranea è responsabile della notevole variazione delle caratteristiche chimiche e delle temperature delle acque, riscontrata, in questa zona (tra Forio e Serrara Fontana), in alcuni casi anche tra pozzi molto vicini tra loro. Dette variazioni si spiegano con la presenza di una falda di base a circolazione più attiva che si rinvia in quota, oltre le faglie marginali del Monte Epomeo, e più modeste falde sospese che si rinvengono nei depositi di copertura del substrato tufaceo. In generale, il flusso di calore che interessa l'isola è la causa della ricarica dell'acquifero da parte delle acque di ingressione marina, che avviene anche senza emungimenti dalla falda, e da parte dei fluidi circolanti a profondità superiori a quelle indagate. Tuttavia, in risposta al differente assetto idrogeologico dell'isola, è ipotizzabile che anche le modalità di trasporto dell'energia siano variegata. Infatti, a parità di altre condizioni l'ampia variazione delle trasmissività, nello spessore dell'acquifero indagato, è sufficiente, in teoria, all'instaurarsi di un regime di trasporto sia per conduzione sia per convezione; tale eterogeneità spiegherebbe le frequenti anomalie idrogeochimiche temporali.

In sintesi dallo schema idrogeologico sopra descritto emerge che nel settore occidentale il serbatoio geotermico è impostato nei livelli di tufo e più in profondità (650m dal piano campagna nel pozzo Ischia 3) in potenti spessori di lave che, ha causa dei fenomeni di risorgenza, hanno subito intensi processi di fratturazione. Le misure del carico idraulico sembrano suggerire un deflusso della acque di falda unico con andamento radiale che segue la morfologia dell'isola. Nonostante la presenza di un acquifero continuo sia opinabile, non si può escludere che nel settore occidentale dell'isola sia presente un acquifero più o meno continuo, con sviluppo verticale da 200m fino a profondità di circa 1000m. Questa possibilità è corroborata dall'andamento delle termometrie nei pozzi Ischia 2 (Pc 47) e Ischia 3 (Pc46). La complessità dello schema idrogeologico dell'isola e la relativa composizione delle acque termo-minerali e dei gas in esse disciolti è stata investigata da numerosi autori. In prima approssimazione è possibile suddividere le tipologie di acque di falda sia di sorgente (springs = s) che di pozzo (drilled well =d.w.) in sei gruppi geochemici (Sbrana et al., 2010): 1) acque sodio-clorurate (Na-Cl water); 2) acque sodio-bicarbonatiche-solfatiche (Na-HCO₃-SO₄); 3) sodico-bicarbonatiche (Na-HCO₃)

water); 4) sodio-clorurate-solfatiche (Na-Cl-SO₄ water); 5) Calcio-magnesio-sodio bicarbonatiche (Ca-Mg-HCO₃ water); 6) acque di mixing tra le precedenti (Mixed anion water) (Fig.11.1 a-b).



ù

Fig. 11.1a-b Diagrammi classificativi Langelier-Ludvig e $\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ SW= acqua di mare (Sbrana et al., 2009; 2010)

Un'ulteriore suddivisione della composizione delle acque termo-minerali, in base a parametri chimici e fisici, è stata identificata per i diversi settori dell'isola d'Ischia. Esse variano da acque diluite fredde (campione 62 ed 80 Tab. 5) ad acque saline in ebollizione

(campione 40 e 78 Tab. 1). La distribuzione spaziale di tali acque viene mostrata in Fig. 11.2 e la loro composizione in Tabella 5 (Di Napoli et al., 2011)

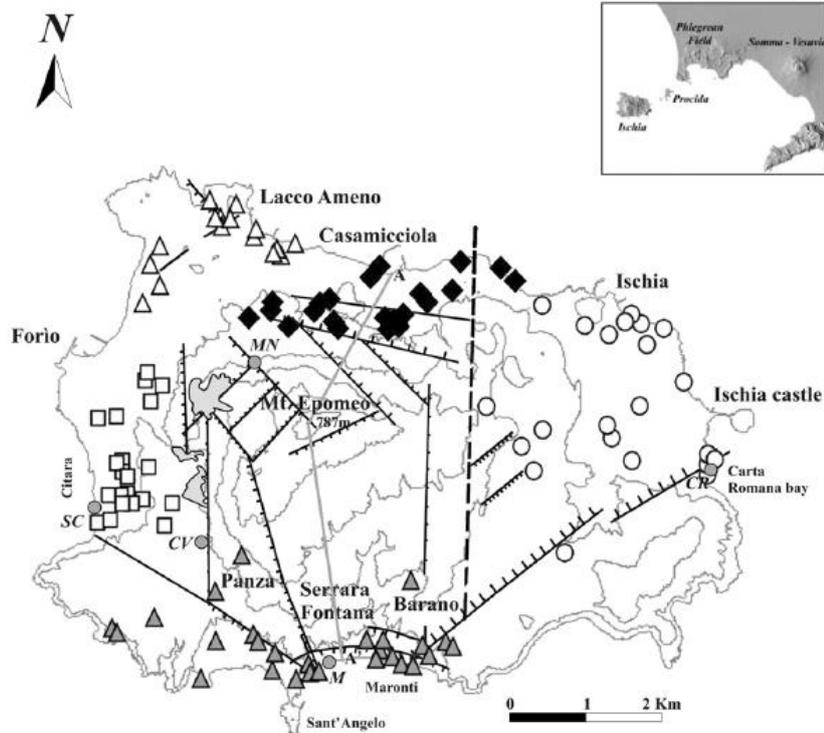


Fig. 11.2. Studio schematico dell'isola d'Ischia con la localizzazione dei campioni di acqua studiati. Lineamenti tettonici da Vezzoli (1988). Le acque di falda sono distinte nei seguenti settori: Settore Nord (Rombi scuri: campioni da 1 a 30); Settore Nord/Nord occidentale (Triangoli bianchi: campioni da 31 a 44); Settore occidentale (Cerchi: campioni da 45-68); Settore orientale (Quadrati: Campioni da 69 a 90); settore meridionale (Triangoli grigi: campioni da 91 a 120). (Di Napoli et al., 2009; 2011)

Sample	N	E	Type	Well depth	T	pH	Cond	Et	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO ₃	SO ₄	Alk	TDS	Et	SiO ₂	NH ₄	B	δ ¹⁸ O	δD
N-sector																							
1	4511515	409253	d.w.	3	50.7	7.05	20	191	4.497	161	212	80	6.489	18	835	605	13.019	1.1	64	0.21	3.05	-3.62	-20
2	4510888	407805	d.w.	n.d.	53.3	7.36	9	109	1.560	145	19	66	1.426	b.d.	382	1.592	5.201	0.7	130	0.08	2.15	-3.53	-29
3	4510961	405807	d.w.	140	57.5	7.10	3	-140	7.36	115	79	28	144	b.d.	180	1.693	2.903	1.0	145	0.66	0.81	-6.89	-37
4	4511318	409461	d.w.	32	59.0	7.28	40	-151	9.151	314	1006	340	15.639	b.d.	2091	4.15	29.012	0.7	n.d.	2.17	4.12	-0.73	-5
5	4511359	409441	d.w.	30	72.3	7.58	18	-28	4.082	137	178	110	6.346	8.7	694	671	12.547	-0.1	n.d.	1.42	3.38	-3.88	-20
6	4511409	407503	d.w.	n.d.	28.1	7.84	7	94	1.314	86	61	82	1.660	100	347	808	4.458	-0.3	37	n.d.	1.35	-5.04	-32
7	4510830	407343	d.w.	n.d.	54.0	7.68	5	140	1.128	97	0.5	12	343	4.3	610	1870	4.070	-0.4	111	0.03	0.85	-5.74	-30
8	4511182	408157	d.w.	75	24.1	7.57	2	209	2.72	28	46	81	196	123	161	549	1.460	0.6	50	n.d.	0.20	-6.54	-37
9	4510744	407856	d.w.	n.d.	56.0	7.42	5	99	1.207	156	4.4	24	636	14	361	2.019	4.428	-0.3	98	0.04	1.22	-3.58	-27
10	4511542	407605	d.w.	30	27.5	7.23	30	-72	7.593	311	64	383	12.562	b.d.	1.729	300	23.628	-0.8	25	0.27	5.35	-2.54	-13
11	4510740	406347	d.w.	n.d.	67.0	7.03	5	-170	1.211	100	4.4	23	273	b.d.	697	2.108	4.435	0.0	116	0.16	0.94	-5.05	-35
12	4510703	407222	d.w.	n.d.	55.8	7.84	5	148	1.252	123	4.4	18	569	b.d.	674	1.665	4.312	0.6	156	n.d.	n.d.	-5.21	-29
13	4511075	408247	d.w.	130	49.9	6.68	7	-152	1.660	134	19	53	904	4	467	2.522	5.771	1.0	155	1.16	2.99	-5.37	-31
14	4511077	408249	d.w.	n.d.	18.7	7.33	2	n.d.	3.30	51	24	129	338	71	205	512	1.655	0.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
15	4511051	406791	d.w.	96.5	47.4	7.18	19	27	3.449	233	164	127	4.751	55	985	1.007	10.772	0.6	n.d.	0.27	4.11	-4.57	-25
16	4511051	406791	d.w.	96	45.2	7.54	5	56	1.334	95	34	44	1.249	52	486	1.068	4.365	0.7	n.d.	0.41	1.60	-5.00	-35
17	4510851	407607	d.w.	n.d.	56.5	7.90	4	48	1.129	108	0.6	9	368	13	598	1.818	4.050	-0.2	149	0.11	1.34	-5.84	-32
18	4511042	406136	d.w.	150	69.0	6.73	6	-165	1.402	101	2.6	28	586	b.d.	961	1.705	4.804	0.3	142	0.96	2.90	-5.51	-32
19	4511042	406136	d.w.	150	66.0	6.87		34	965	68	30	76	430	30	685	1.290	3.585	1.0	109	0.56	1.65	-5.96	-35
20	4510965	405105	d.w.	n.d.	52.0	6.73	3	100	6.76	129	34	28	61	b.d.	152	2.040	3.123	-1.0	134	0.80	0.38	-6.55	-35
21	4511229	408585	d.w.	60	73.7	6.58	25	-40	4.842	205	150	165	6.914	14	632	619	13.216	0.3	79	0.04	4.07	-3.04	-19
22	4511110	406003	d.w.	80	38.3	7.36	10	120	2.018	114	86	39	2.402	58	617	976	6.338	0.6	44	1.0	2.73	-5.38	-30
23	4510950	406728	s	n.d.	61.6	7.30	5	172	1.230	97	7	27	445	11	765	1.830	4.424	-0.3	129	0.11	n.d.	-4.33	-29
24	4510967	406340	s	n.d.	53.4	7.60	5	145	1.186	67	8	34	463	4.7	773	1.482	4.032	1.0	117	0.14	2.19	-4.33	-29
25	4510981	406755	s	n.d.	50.8	7.87	5	119	1.249	95	4.6	19	471	4.7	817	1.532	4.206	1.2	141	0.11	1.47	-3.98	-27
26	4510703	407222	s	n.d.	57.0	8.63	4	81	1.027	133	0.2	2	450	13	439	1.620	3.711	-0.4	157	n.d.	n.d.	-5.29	-28
27	4510706	407225	s	n.d.	58.0	8.98	6	62	1.021	137	1.5	7	393	b.d.	430	1.711	3.707	0.2	n.d.	n.d.	n.d.	-5.26	-31
28	4511600	408701	d.w.	27	44.9	6.92	14	-26	3.013	147	199	138	4.754	45	588	580	9.480	0.2	73	0.27	1.95	-4.64	-29
29	4510750	407015	d.w.	147	46.1	7.16	4	114	7.98	51	22	44	208	71	408	1.307	3.010	1.0	65	n.d.	0.81	-5.68	-36
30	4510805	408080	d.w.	247	58.3	7.12	5	-200	1.067	78	8.9	37	300	8.7	588	1.760	3.859	0.6	95	0.29	1.17	-5.62	-31
NNW-sector																							
31	4511673	406195	d.w.	33	73.0	6.40	35	-20	7.661	614	312	794	13.568	b.d.	951	1.028	24.979	-0.3	148	2.61	7.21	-2.09	-13
32	4511704	406212	d.w.	36	47.0	6.89	4	100	8.27	77	23	63	479	65	144	1.546	3.233	0.0	95	n.d.	0.41	-5.84	-35
33	4511533	404478	d.w.	38	33.9	7.43	33	15	9.427	439	1061	368	16.644	13	2.268	528	30.809	0.1	26	1.32	6.00	-0.30	-2
34	4511903	405911	d.w.	60	63.5	6.50	26	-81	6.151	436	147	229	9.121	b.d.	833	985	17.980	1.0	123	2.75	6.80	-3.35	-18
35	4511995	405945	d.w.	50	58.2	6.13	14	-45	3.087	204	147	169	4.878	b.d.	545	833	9.883	-0.4	95	1.06	4.46	-5.13	-38
36	4511774	404620	d.w.	25	24.0	7.65	2	75	4.03	31	6.7	90	144	62	303	677	1.717	1.0	52	0.62	0.51	-6.39	-38
37	4512135	405398	d.w.	60	49.0	6.36	31	32	5.759	551	437	596	10.577	b.d.	1.176	898	19.837	-0.3	104	0.15	4.45	-3.30	-19
38	4512379	405300	d.w.	8.5	50.9	6.54	36	-13	10.701	773	600	382	17.085	97	1.951	631	32.280	0.9	49	1.79	10.87	-0.15	0
39	4511020	404382	d.w.	25	37.6	7.36	6	-53	1.060	101	16	93	566	b.d.	543	801	3.676	0.8	57	0.10	1.81	-5.57	-35
40	4512042	405455	d.w.	70	76.8	6.03	28	-272	9.329	1.252	280	378	15.815	b.d.	1.091	406	28.604	0.2	n.d.	3.10	12.34	-0.41	3
41	4512335	405657	d.w.	130	21.0	6.42	49	140	12.352	490	1512	522	23.259	b.d.	3.071	2.14	41.506	-0.8	11	n.d.	6.41	0.95	7
42	4511249	404618	d.w.	n.d.	42.2	7.15	7	-69	1.676	168	34	79	1.808	14	603	1.104	5.596	-0.1	80	0.53	3.58	-5.29	-31
43	4512131	405572	d.w.	n.d.	73.2	6.76	31	117	7.044	985	190	419	12.205	53	735	336	22.031	0.1	90	5.31	14.69	-1.89	-7
44	4511807	406476	d.w.	145	56.7	6.30	33	-20	8.347	477	251	512	13.324	b.d.	935	769	24.687	0.8	148	2.53	6.41	-1.35	-8
E-sector																							
45	4510889	411058	d.w.	40	26.7	8.85	57	-122	11.572	455	1417	9	20.806	71	2.082	372	36.751	-0.1	2	1.49	5.09	1.17	4
46	4509135	409562	d.w.	n.d.	21.0	8.02	1	84	65	23	17	102	56	35	90	360	795	-0.1	44	n.d.	n.d.	-6.95	-34
47	4509236	410790	d.w.	72	44.0	7.71	10	101	1.900	228	112	128	2.979	40	478	702	6.580	-0.5	75	n.d.	2.46	-5.58	-28
48	4511012	409821	d.w.	80	33.9	7.58	8	103	1.882	105	58	52	2.234	81	365	790	5.376	-0.4	45	0.05	1.84	-5.50	-30
49	4508976	412151	d.w.	24	26.4	5.98	29	168	6.561	234	668	352	11.333	84	1.509	375	21.236	0.2	54	1.81	3.10	-2.66	-14

Table 1 (continued)

Sample	N	E	Type	Well depth	T	pH	Cond	Et	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO ₃	SO ₄	Alk	TDS	Et	SiO ₂	NH ₄	B	δ ¹⁸ O	δD
E-sector																							
50	4510487	411266	d.w.	n.d.	52.6	6.26	47	-99	11.313	694	1242	645	20.315	b.d.	2.739	1.266	38.292	-0.2	n.d.	3.20	5.24	0.99	4
51	4510782	410971	d.w.	n.d.	39.0	7.35	10	-43	1.388	111	61	59	1.902	52	315	619	4.519	0.0	72	0.04	2.26	-6.12	-34
52	4510771	411170	d.w.	30.5	31.5	7.56	5	88	8.81	91	44	86	1.248	28	205	509	3.096	0.1	48	0.23	1.30	-6.48	-38
53	4510806	412106	d.w.	40	34.8	5.65	47	82	10.673	412	1258	475	18.984	26	2.685	546	35.119	0.1	n.d.	1.03	5.72	0.54	2
54	4509017	412106	d.w.	65	34.5	6.83	2	157	3.50	58	28	89	307	75	173	998	1.682	0.2	74	0.08	0.65	-6.35	-36
55	4508808	409724	d.w.	200	75.4	6.00	14	-13	2.301	181	16	75	2.942	b.d.	677	892	6.905	0.3	118	0.83	7.91	-5.73	-32
56	4507704	410138	d.w.	n.d.	40.0	6.20	3	10	4.55	135	53	149	235	b.d.	206	1.467	2.703	0.1	136	0.18	0.46	-6.52	-34
57	4510002	411768	d.w.	40	33.4	5.95	29	50	6.287	331	704	389	11.042	33	1.520	952	21.296	0.0	56	0.68	4.85	-2.71	-14
58	4510874	411036	d.w.	45	42.8	6.42	54	-195	7.827	410	838	385	13.129	b.d.	1.689								

S-settor	Acquedotto	Coordinate	Profondità (m)	Temperatura (°C)	pH	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na+K (mg/l)	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	NO3 (mg/l)	NO2 (mg/l)	CO3 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	TDS (mg/l)	Ca/Mg	Cl/Na+K	SO4/Na+K	NO3/NO2	CO3/HCO3	Ca/Mg/Cl/Na+K/SO4/NO3/NO2/CO3/HCO3		
91	4504783	404565	d.w.	n.d.	70.8	7.26	6	122	1 144	39	38	19	1 218	93	311	784	3 671	-0.1	106	0.05	1.57	-6.85	-34
92	4504467	405406	d.w.	110	90.0	7.61	7	95	1 464	41	0.4	24	1 731	36	557	390	4 267	-0.5	123	0.28	3.32	-5.43	-31
93	4507131	405404	d.w.	150	73.2	7.29	2	-75	540	6	b.d.	30	147	8.7	60	1 116	1 909	1.3	110	0.16	0.24	-6.40	-36
94	4504597	404021	d.w.	50	47.0	7.42	41	81	9 250	353	1098	359	15 845	b.d.	2 279	311	29 554	1.0	12	0.04	5.09	-0.25	-2
95	4504621	403979	d.w.	n.d.	36.6	7.38	40	98	9 416	371	1120	370	16 091	b.d.	2 325	326	30 078	1.1	14	0.03	5.03	-0.19	-3
96	4507607	405738	s.	n.d.	18.3	7.73	1	53	425	9	0.3	10	170	247	143	442	1 446	0.3	44	0.02	0.39	-6.92	-37
97	4505977	405201	s.	n.d.	82.9	6.41	22.2	33.0	4 679	196	379	193	7 651	b.d.	1 329	290	14 742	0.1	128	0.02	4.13	-3.39	-18
98	4506121	406680	d.w.	n.d.	60.1	7.41	54	115	7 470	314	596	277	12 822	45	1 474	168	23 214	0.0	n.d.	0.55	7.13	-1.76	-12
99	4506036	406710	d.w.	23	49.3	6.67	38	140	8 172	235	875	356	14 870	32	2 059	329	26 989	-0.9	36	0.10	5.30	-1.49	-7
100	4506052	406781	d.w.	n.d.	83.8	6.71	90	-124	8 573	381	830	295	15 434	b.d.	1 878	171	27 557	-0.6	54	0.29	8.29	-0.65	-4
101	4506055	406783	d.w.	n.d.	84.4	6.05	37	-88	8 971	388	748	318	15 609	114	1 673	165	28 052	-0.1	67	0.66	n.d.	-0.76	-5
102	4506453	405076	d.w.	80	80.5	8.54	9	55	1 927	69	b.d.	25	2 094	45	807	265	5 327	1.2	107	0.20	3.83	-4.95	-29
103	4506309	406211	d.w.	n.d.	85.3	9.08	11	-15	2 307	68	5.0	26	2 986	21	620	201	6 272	0.8	107	0.14	5.76	-5.28	-31
104	4505946	406512	d.w.	97	45.9	6.96	26	47	4 510	133	328	252	7 598	52	985	326	14 213	-0.2	n.d.	0.00	4.48	-3.24	-20
105	4504075	406176	d.w.	n.d.	77.5	6.87	40	-25	8 845	221	841	386	15 814	b.d.	2 016	168	28 353	-0.6	69	0.42	6.21	-1.19	-7
106	4506546	405929	d.w.	90	78.0	8.50	9	84	1 781	61	0.1	21	1 921	5.9	924	223	4 942	0.9	141	0.19	3.71	-4.98	-30
107	4506497	407457	s.	n.d.	74.0	7.05	8	81	1 996	29	1.7	36	2 049	b.d.	642	1 010	5 780	0.5	135	n.d.	n.d.	-5.67	-31
108	4506483	407461	s.	n.d.	56.0	7.58	7	35	1 928	29	0.7	30	1 945	44	628	866	5 492	1.0	127	0.05	3.57	-5.04	n.d.
109	4506215	407601	d.w.	30	85.9	6.88	22	-22	4 397	225	3.9	81	6 482	b.d.	504	311	12 033	0.4	139	0.30	10.30	-2.77	-20
110	4506401	408234	d.w.	40	79.0	6.77	30	-190	6 867	237	638	322	11 443	b.d.	1 828	329	21 896	0.5	97	0.64	6.00	-2.28	-13
111	4506336	407639	d.w.	n.d.	52.2	6.80	4	103	993	30	10	44	179	b.d.	467	1 845	3 573	1.1	107	0.11	n.d.	-6.00	-33
112	4506487	407679	s.	n.d.	49.0	7.28	3	142	801	9	17	28	155	12	783	1 052	2 998	-0.6	77	n.d.	0.32	-6.18	n.d.
113	4506490	407681	s.	n.d.	25.9	6.99	2	-88	426	21	21	87	214	16	320	732	1 840	0.2	51	0.10	n.d.	-6.41	-37
114	4506133	408117	d.w.	n.d.	67.2	6.26	37	95	7 753	240	590	381	13 035	b.d.	1 700	311	24 059	0.2	92	n.d.	5.68	-1.65	-11
115	4506287	408319	d.w.	n.d.	79.7	6.74	20	-37	4 207	139	69	148	5 894	b.d.	1 053	479	12 007	0.5	111	0.09	6.79	-4.67	-26
116	4506271	407818	d.w.	46	70.5	5.74	42	70	10 021	282	481	408	16 415	b.d.	1 926	357	29 536	0.1	145	1.01	8.96	-0.92	-4
117	4506466	408589	d.w.	180	72.6	7.09	4	35	994	50	2.1	16	330	182	138	1 894	3 672	-0.4	106	0.18	0.67	-7.01	-34
118	4507292	408053	s.	n.d.	28.2	6.53	1	150	174	22	18	152	95	66	203	537	1 266	0.6	n.d.	0.06	0.13	-6.90	-39
119	4506408	408637	d.w.	140	45.2	7.01	4	120	950	70	1.4	34	245	84	84	2 025	3 484	0.7	96	n.d.	0.21	-7.00	-35
120	4506160	407930	d.w.	n.d.	91.0	6.19	28	-110	6 774	274	2542	253	10 799	b.d.	1 003	290	19 893	0.4	133	0.84	8.85	-2.20	-16

Tab.5. *Composizione chimica delle acque di falda di Ischia da sorgenti (s) e pozzo (d.w.) (Di Napoli et al., 2009)*

La distribuzione spaziale della temperatura delle sorgenti è eterogenea, variando tra 13 a 90 °C (Fig. 12.2) permettendo di definire due aree geotermiche principali con temperature delle acque ≥ 80 °C: il settore di Casamicciola-Lacco Ameno (N-NNW) ed il settore di Citara-Serrara Fontana (W-S). Inoltre l'eterogeneità composizionale dell'acquifero superficiale dell'isola d'Ischia è anche evidenziato dalla variabilità composizionale del TDS (Fig. 11.3). Il TDS tipicamente aumenta spostandosi dal Monte Epomeo (TDS ~ 0,76 g/l) verso le aree costiere (TDS ~ 42 g/l) suggerendo che l'acquifero è rifornito sia da acqua meteorica che marina.

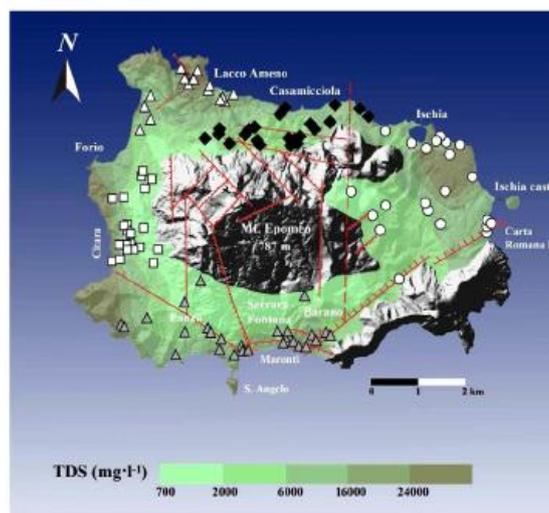


Fig.11.3 *Distribuzione areale del Total Dissolved Solid content (TDS). Le carte sono state ricostruite usando il metodo di interpolazione tipo Kriging. I simboli sono gli stessi della Fig. 11.2 (Di Napoli et al., 2009; 2010)*

Questo tipo di ricarica multipla dell'acquifero è anche evidenziato dalla distribuzione spaziale del $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (Vedi Tab. 5) e dal rapporto Na/Cl (Fig. 11.4). Nelle aree più elevate in quota dell'isola d'Ischia le acque di falda sono caratterizzate da $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (~ -6/-7 ‰) che

bene si raccorda con il valore isotopico dell'acqua meteorica e con valori intermedi di Na/Cl (2-4). I valori elevati del rapporto di Na/Cl (<6) rilevati per le acque termali di Citara-Serrara Fontana (W-S) evidenziano un arricchimento selettivo in Na durante i processi idrotermali di interazione acqua-roccia.

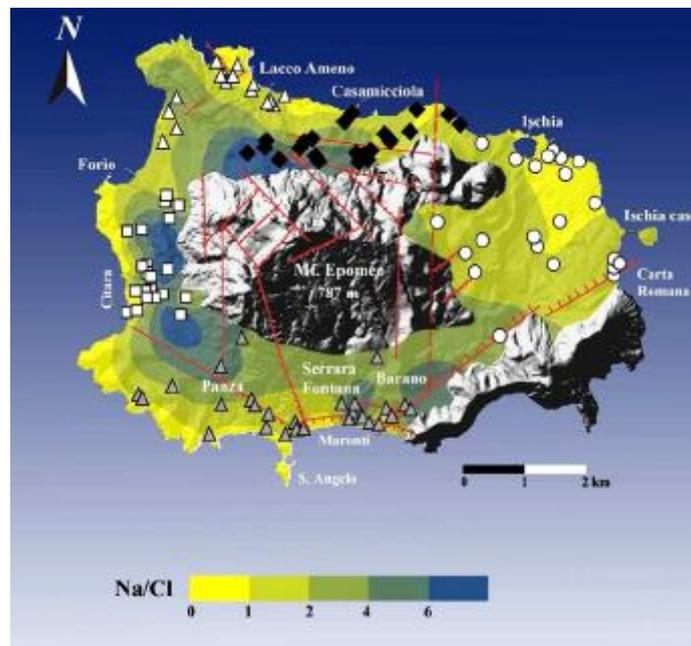


Fig.11.4. *Distribuzione areale del rapporto Na/Cl delle acque termo-minerali (Di Napoli et al., 2009; 2010). Le carte sono state ricostruite usando il metodo di interpolazione tipo Kriging. I simboli sono gli stessi della Fig. 11.2.*

Le concentrazioni degli elementi maggiori delle acque di falda sono variabili, riflettendo numerosi processi di contaminazione e mixing che governano la loro mineralizzazione. Le acque termo-minerali con basso contenuto in TDS tipicamente mostrano una composizione Ca-HCO₃, probabilmente riflettendo un'origine di tipo meteorico, mentre le acque con elevato contenuto salino hanno una composizione simile a quella di acque di mare, con Na, K e Cl come componenti disciolti prevalenti.

Sebbene questo trend di evoluzione delle acque da meteoriche a marine sia stato evidenziato da numerosi autori (De Gennaro et al., 1984; Panichi et al., 1992; Inguaggiato et al., 2000; Aiuppa et al., 2006; Morell et al., 2008) non può escludersi la presenza di ulteriori processi di interazione acqua-roccia. In realtà solo il 14% di acque con elevato contenuto in TDS ed alcali-clorate si concentrano verso la composizione dell'acqua di mare (SW) (Fig. 11.5 a-b).

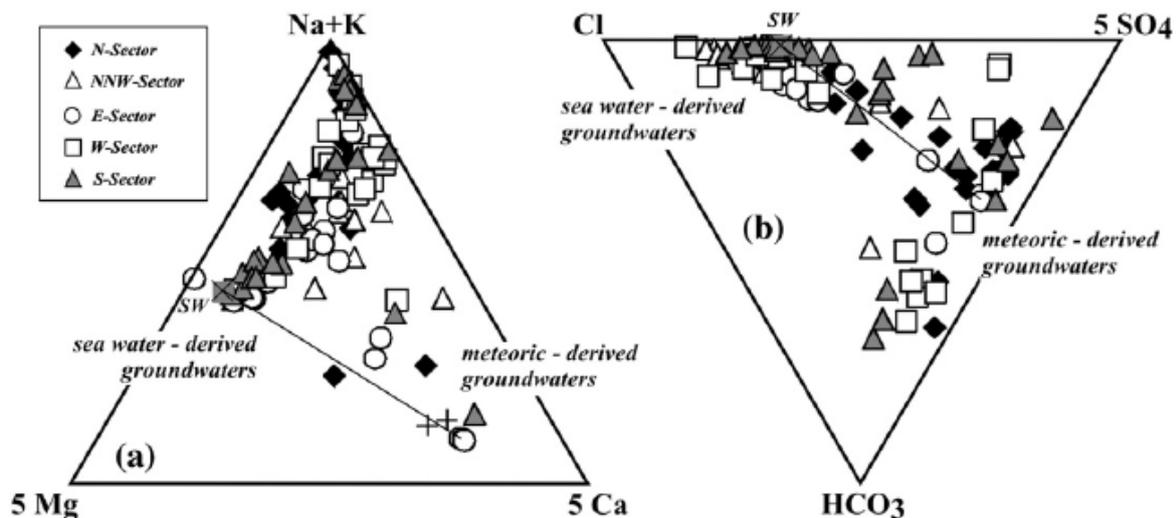


Fig.11.5 (a-b) *Classificazione delle acque in base a cationi (a) ed anioni (b). Le acque di Ischia variano da calcio-bicarbonatiche (di origine meteorica) ad alcali-clorato (di origine marina). Consistenti variazioni composizionali che si discostano dalla linea di mixing tra acque meteoriche e marine (ad esempio con forti impoverimenti in Mg relativamente alla composizione di acqua di mare) possono essere osservate. Le croci rappresentano la composizione delle acque meteoriche locali (piogge dell'area del Vesuvio dati da Madonna e Liotta. Lavoro sottomesso). (da Di Napoli et al., 2009).*

Alcuni campioni sono caratterizzati da un impoverimento di Mg rispetto alla composizione dell'acqua di mare indicando la loro differente origine composizionale probabilmente dovuta ad impoverimento di Mg in seguito ad interazione acqua-roccia nel serbatoio geotermico. Una sostanziale variazione della maggior parte delle acque termali ($T > 45^{\circ}\text{C}$) rispetto alla linea di mixing acqua meteorica/ acqua di mare , verso HCO_3 si può anche osservare nel diagramma degli anioni. Questo fatto documenta una variabile interazione delle acque di falda con gas ricchi in CO_2 , suggerendo differenti tempi di residenza e/o infiltrazione profonda o superficiale nel serbatoi geotermico superficiale.

12. Dati geochimici dei gas fumarolici e dei gas disciolti nelle acque in falda

La composizione geochimica dei gas disciolti nelle acque di falda (pozzi o sorgenti) sono riportati nella tabella seguente (Tab. 6) (espressi in $\text{cm}^3 \text{l}^{-1}$) . Tramite questi dati (Di Napoli et al., 2009) sono state calcolate le percentuali in volume (anidre) di N_2 (19-90 vol. %), CO_2 (0.04 -79 vol. %) e di O_2 (0.1-19 vol. %).

Sample	N	E	Type	Well depth	T	pH	Cond	Eh	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO ₃	SO ₄	Alk	TDS	Br	SO ₂	NH ₄	B	δ ¹⁸ O	δD
N-sector																							
1	4511515	409253	d.w.	3	5.07	7.05	20	191	4.497	161	212	80	6.480	18	8.35	695	13.019	1.1	64	0.21	3.05	-3.62	-2.0
2	4510888	407885	d.w.	n.d.	5.33	7.36	9	109	1560	145	19	66	14.26	n.d.	3.82	1.592	5.201	0.7	130	0.68	2.15	-3.53	-29
3	4510961	405807	d.w.	140	5.25	7.10	3	-140	736	115	79	28	144	n.d.	180	1.693	2.903	1.0	145	0.66	0.81	-6.69	-37
4	4511338	409461	d.w.	32	5.90	7.28	40	-151	9.151	314	1.006	340	15.630	n.d.	2.091	415	29.012	0.7	n.d.	1.17	4.12	-0.73	-5
5	4511359	409441	d.w.	30	7.23	7.58	18	-28	4.082	137	178	110	6.246	8.7	6.94	6.71	12.147	-0.1	n.d.	2.42	3.38	-3.88	-29
6	4511409	407903	d.w.	n.d.	2.81	7.84	7	94	1.314	66	61	82	1.660	100	347	808	4.458	-0.3	37	n.d.	1.36	-6.04	-32
7	4510300	407743	d.w.	n.d.	5.40	7.68	5	140	1.238	97	0.5	12	34.3	4.3	610	1870	4.070	-0.4	111	0.03	0.85	-5.74	-30
8	4511182	408157	d.w.	75	2.41	7.57	2	209	272	28	46	81	196	123	161	549	1.460	0.6	30	n.d.	0.20	-6.54	-37
9	4510744	407896	d.w.	n.d.	5.60	7.42	5	95	1.037	155	4.4	34	6.36	14	361	2.019	4.428	-0.3	59	0.04	1.22	-3.38	-27
10	4511542	407625	d.w.	30	2.25	7.23	30	-72	7.593	311	64	383	12.562	n.d.	1.729	390	23.639	0.8	25	0.27	5.35	-2.44	-13
11	4510740	408647	d.w.	n.d.	6.70	7.03	5	-170	1.211	100	44	23	273	n.d.	697	2.108	44.33	0.0	116	0.16	0.94	-5.98	-35
12	4510703	407722	d.w.	n.d.	5.58	7.84	5	148	1.252	123	4.4	18	5.69	n.d.	674	1.665	4.312	0.6	156	n.d.	n.d.	-5.21	-29
13	4511075	408247	d.w.	130	40.9	6.68	7	-152	16.60	134	19	53	904	4	467	2.522	5.771	1.0	155	1.16	2.99	-5.37	-31
14	4511077	408240	d.w.	n.d.	18.7	7.33	2	n.d.	3.20	51	24	120	3.38	71	205	512	1.655	0.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
15	4510551	406701	d.w.	96.5	4.24	7.18	19	27	3.440	233	164	127	4.751	55	985	1.007	10.772	0.6	n.d.	0.27	4.11	-4.57	-25
16	4510551	406701	d.w.	96	4.52	7.54	5	56	1.334	95	34	44	1.240	52	486	1.068	4.365	0.7	n.d.	0.41	1.60	-5.00	-35
17	4510851	407697	d.w.	n.d.	5.65	7.90	4	48	1.120	108	0.6	9	3.68	13	598	1.818	4.090	-0.2	140	0.11	1.34	-5.84	-32
18	4511042	406136	d.w.	190	6.60	6.73	6	-165	14.02	101	2.6	28	5.86	n.d.	961	1.705	4.804	0.3	142	0.96	2.90	-5.51	-32
19	4511042	406136	d.w.	190	6.60	6.87	3	34	9.65	68	30	76	4.30	30	6.85	1.290	3.585	1.0	109	0.56	1.65	-5.96	-35
20	4510965	406105	d.w.	n.d.	5.20	6.73	3	100	676	129	34	28	61	n.d.	152	2.040	3.123	-1.0	134	0.80	0.38	-6.55	-35
21	4511229	408585	d.w.	60	7.37	6.58	25	-40	4.484	206	160	165	6.914	14	6.32	619	13.216	0.3	79	0.04	4.07	-3.04	-19
22	4511110	406903	d.w.	80	3.83	7.36	10	120	2.018	114	86	39	2.402	58	617	976	6.338	0.6	44	1.00	2.73	-5.38	-30
23	4510850	406728	s.	n.d.	6.16	7.30	5	172	1.230	97	7	27	4.45	11	765	1.830	4.424	-0.3	129	0.11	n.d.	-4.33	-29
24	4510967	406740	s.	n.d.	5.34	7.60	5	145	1.186	67	8.	34	4.63	4.7	773	1.482	4.032	1.0	117	0.14	2.19	-4.33	-29
25	4510881	406757	s.	n.d.	5.08	7.87	5	119	1.240	95	4.6	19	471	4.7	817	1.532	4.206	1.2	141	0.11	1.47	-3.98	-27
26	4510703	407722	s.	n.d.	5.20	8.63	4	81	1.027	133	0.2	2	4.90	13	4.99	1.620	3.711	-0.4	157	n.d.	n.d.	-5.29	-28
27	4510706	407725	s.	n.d.	5.80	8.88	6	62	1.021	137	1.5	7	3.93	n.d.	4.30	1.711	3.707	0.2	n.d.	n.d.	n.d.	-5.26	-31
28	4511600	408701	d.w.	27	4.49	6.92	14	-26	3.013	147	199	138	4.754	45	5.88	5.80	9.480	0.2	73	0.27	1.95	-4.64	-29
29	4510750	407015	d.w.	147	4.61	7.16	4	114	788	51	22	44	208	71	408	1.397	3.010	1.0	65	n.d.	0.81	-5.68	-36
30	4510805	406980	d.w.	247	5.83	7.12	5	-200	1.067	78	8.9	37	300	8.7	5.88	1.760	3.859	0.6	95	0.29	1.17	-5.62	-31
NW-sector																							
31	4511673	406195	d.w.	33	7.30	6.40	35	-20	7.661	614	312	794	13.568	n.d.	981	1.028	24.979	-0.3	148	2.61	7.21	-2.09	-13
32	4511704	406212	d.w.	36	4.20	6.69	4	100	827	77	23	63	479	65	144	1.546	3.233	0.0	95	n.d.	0.41	-5.84	-35
33	4511533	404478	d.w.	38	3.39	7.43	33	15	9.427	439	1061	368	16.644	13	2.268	5.28	30.809	0.1	26	1.32	6.00	-0.30	-2
34	4511903	409911	d.w.	60	6.35	6.90	26	-81	6.151	436	147	229	9.121	n.d.	8.33	985	17.930	1.0	123	0.75	6.80	-3.35	-18
35	4511985	405946	d.w.	30	5.82	6.13	14	-45	3.087	204	4.7	169	4.878	n.d.	5.45	8.33	9.883	-0.4	95	1.06	4.46	-5.13	-28
36	451174	404620	d.w.	25	2.40	7.65	2	75	4.03	31	6.7	90	144	62	303	6.77	1.717	1.0	52	0.62	0.51	-6.39	-38
37	4512135	405388	d.w.	60	4.60	6.36	31	32	5.759	551	457	596	10.577	n.d.	1.176	698	19.837	-0.3	104	0.15	4.45	-3.30	-19
38	4512279	405300	d.w.	85	5.09	6.54	36	-13	10.701	773	600	382	17.085	97	1.951	6.31	32.280	0.9	49	1.79	10.87	-0.15	0
39	451220	404382	d.w.	25	3.76	7.36	6	-53	1.090	101	16	53	0.96	n.d.	5.43	8.91	3.676	0.8	57	0.10	1.81	-5.57	-35
40	4512042	405455	d.w.	70	7.68	6.03	28	-272	9.320	1.252	2.80	378	15.815	n.d.	1.091	496	28.604	0.2	n.d.	3.10	12.34	-0.41	3
41	4512335	405687	d.w.	130	21.0	6.42	49	140	12.352	497	1512	522	23.230	n.d.	3.071	215	41.505	-0.8	11	n.d.	6.4	0.98	7
42	4511240	404618	d.w.	n.d.	4.22	7.15	7	-69	1.676	168	34	79	18.08	14	6.03	110.4	5.596	-0.1	80	0.53	3.58	-5.29	-31
43	4512131	405572	d.w.	n.d.	7.32	6.76	31	117	7.044	985	190	419	12.205	33	7.55	3.36	22.031	0.1	90	5.53	14.69	-1.89	-7
44	4511807	406476	d.w.	148	5.67	6.30	33	-20	8.347	477	251	512	13.324	n.d.	9.35	7.69	24.667	0.8	148	2.53	6.41	-1.35	-8
E-sector																							
45	4510889	411058	d.w.	40	2.67	8.85	57	-122	11.572	485	1417	9	20.696	71	2.082	372	36.751	-0.1	2	1.40	5.09	1.17	4
46	4509135	409562	d.w.	n.d.	2.10	8.02	1	84	65	23	17	102	56	35	90	360	7.985	-0.1	44	n.d.	n.d.	-6.95	-34
47	4509236	410790	d.w.	72	4.40	7.71	10	101	19.00	228	112	128	2.979	40	478	7.02	6.580	-0.5	75	n.d.	2.46	-5.58	-28
48	4510112	409821	d.w.	80	3.39	7.58	8	103	16.82	106	58	52	2.234	81	3.65	7.90	5.736	-0.4	45	0.05	1.84	-5.50	-30
49	4508276	412151	d.w.	24	2.64	5.98	29	168	6.961	224	6.68	352	11.333	84	1.599	375	21.236	0.7	54	1.81	3.10	-2.66	-14
E-sector																							
50	4510487	411266	d.w.	n.d.	5.26	6.35	47	-99	11.313	694	1242	645	20.315	n.d.	2.739	1.266	38.292	-0.2	n.d.	3.20	5.34	0.99	4
51	4510782	410971	d.w.	n.d.	3.90	7.35	10	-43	1.388	111	61	99	19.02	52	315	619	4.519	0.0	72	0.04	2.26	-6.12	-34
52	4510771	411170	d.w.	39.5	3.15	7.56	5	48	8.81	91	44	86	12.48	28	205	5.09	3.096	0.1	48	0.23	1.30	-6.48	-38
53	4508896	412106	d.w.	40	3.48																		

mostrano concentrazioni variabili quali ad esempio N₂ (0.3-55.6 vol. %) ed O₂ (0.1-11.6 vol. %), rappresentando solo una piccola frazione della composizione totale dei gas fumarolici.

Sample	N	E	CO ₂	N ₂	O ₂	He	H ₂	CH ₄	δ ¹³ C _{CO2}	⁴ He/ ²⁰ Ne	R/Ra	Rc/Ra
CR	4508896	412106										
Jun-02			99.3	0.4	0.3	0.19 ^a	b.d.	b.d.	-3.10	4.47	5.11	5.41
May-03			100.0	0.3	b.d.	0.10 ^a	b.d.	32	n.d.	1.18	2.28	2.69
Oct-03			99.7	0.3	b.d.	0.06 ^a	b.d.	3	-2.90	1.11	3.07	3.79
Jun-04			99.1	1.0	0.2	0.65 ^a	b.d.	50	-2.40	5.46	2.99	3.10
Apr-05			98.0	1.0	0.4	0.16 ^a	b.d.	2	-2.03	0.68	2.76	4.02
Oct-06			96.0	1.2	0.3	0.14 ^a	b.d.	b.d.	-2.40	0.58	1.57	2.12
CV	4507700	405404										
Jun-02			97.6	1.6	0.8	8	280	27	n.d.	37.78	3.58	3.60
Sep-02			94.7	4.2	1.1	12	231	22	-3.60	17.45	3.52	3.57
May-03			98.2	1.6	0.3	7	278	27	n.d.	22.85	3.41	3.44
Oct-03			95.4	4.3	0.7	6	232	32	-3.80	9.41	3.48	3.56
Jun-04			97.3	2.5	0.7	7	231	26	-3.75	13.54	3.52	3.58
Apr-05			99.0	1.8	0.2	8	320	25	-3.65	16.15	3.49	3.53
Oct-05			98.0	1.7	0.6	8	269	25	-3.65	31.74	3.51	3.53
May-06			98.0	2.2	0.8	7	233	25	-3.02	12.64	3.53	3.59
Oct-06			96.0	2.4	0.7	6	238	25	-3.88	6.09	3.49	3.61
M	4506052	406781										
Jun-02			95.8	2.9	1.1	20	3 224	61	-3.00	26.66	3.38	3.41
Oct-02			92.7	5.4	1.6	16	3 160	47	-2.58	33.14	3.36	3.38
May-03			93.0	5.3	1.4	8	5 944	41	n.d.	14.24	3.41	3.46
Oct-03			96.7	2.4	0.6	10	4 272	52	-3.10	26.59	3.40	3.43
Jun-04			96.9	2.0	0.7	7	4 242	30	-3.17	16.08	3.36	3.40
Apr-05			88.0	8.0	2.2	9	1 747	42	-3.31	7.23	3.31	3.41
May-06			95.0	3.3	1.1	12	1 076	64	-2.78	14.94	3.41	3.46
Oct-06			63.0	29.2	7.7	4.3	1 267	44	-3.11	4.86	3.12	3.25
MN	4510000	406000										
Sep-02			89.5	0.9	0.2	60	30 900	23	-5.10	764	3.56	3.56
May-03			35.0	51.4	11.5	23	18 800	18	n.d.	1.67	2.98	3.44
Oct-03			94.1	0.8	n.d.	47	54 600	25	-5.50	415	3.64	3.64
Jun-04			32.0	55.7	11.7	29	15 000	11	n.d.	2.31	3.12	3.42
Apr-05			94.0	0.9	0.2	72	40 200	25	n.d.	208	2.83	2.83
May-06			91.0	0.8	0.1	63	41 100	24	-5.39	100	3.62	3.62
Oct-06			90.0	0.8	0.1	71	29 300	26	-5.34	101	3.54	3.55
SC	4508046	403814										
Jun-02			62.9	29.9	7.2	32	825	23	n.d.	19	3.61	3.65
Oct-02			92.0	6.6	1.3	47	1 119	35	-4.60	142	3.62	3.63
May-03			96.0	3.6	0.4	33	2 033	40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Oct-03			97.9	2.3	n.d.	26	1 432	35	n.d.	217	3.71	3.71
May-04			97.3	2.3	0.3	34	1 303	38	-4.60	147	3.56	3.57
Apr-05			96.0	2.4	0.1	37	1 366	33	-4.64	49.9	3.28	3.29
Oct-05			96.0	2.9	0.2	39	1 411	39	-4.18	52.4	3.68	3.69
May-06			97.0	2.6	0.1	35	1 300	36	n.d.	75.8	3.66	3.67
Oct-06			93.0	4.6	0.6	37	1 403	38	-4.40	28.1	3.58	3.61
May-07			96.0	3.0	0.3	37	1 454	38	-4.88	n.d.	n.d.	n.d.]

Tab. 7 *Composizione chimica ed isotopica delle fumarole dell'isola di Ischia*

In Fig. 12.1 (a-b) viene evidenziato che, in termini di CO₂, O₂ ed N₂ disciolti nelle acque e nei gas fumarolici, esiste una variabilità di composizione da tipicamente atmosferica ad una ricca in CO₂. Nella Fig.12.1 (a) diverse acque di falda si concentrano nel vertice rappresentativo delle acque di falda sature in aria (a.s.w), suggerendo una derivazione atmosferica per l'origine della fase gassosa. In questo contesto l'apparente arricchimento in N₂ di alcuni campioni relativamente al asw sono probabilmente dovuti alle reazioni redox che assorbono ossigeno che avvengono in ambienti idrotermali (Stumm and Morgan, 1996). Inoltre la Fig. 12.1(a) mostra un evidente eccesso di contenuto in CO₂ in confronto alle acque sature in aria (a.s.w). La Fig. 12.1 b invece mostra un rapporto N₂/O₂ simile a quello dell'aria (N₂/O₂ ~ 3.7) ma si differenziano tra per il loro tenore in CO₂

(Tab. 7). Tale fatto supporta l'esistenza di un contributo in CO₂ non di origine atmosferica al sistema idrotermale.

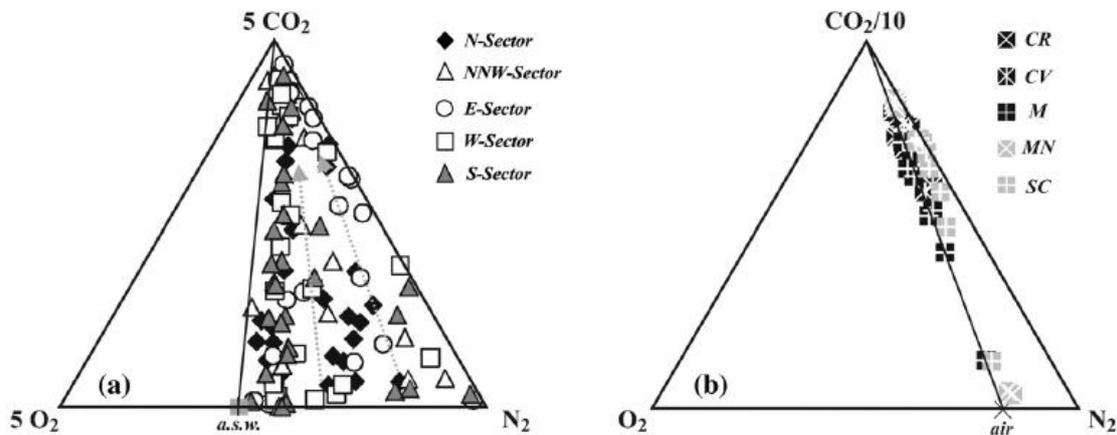


Fig. 12.1(a-b) Diagramma triangolare CO₂-O₂-N₂ per i gas disciolti nelle acque termo-minerali (a) e nelle fumarole (b) espressi in percentuale in volume di CO₂, O₂ ed N₂. Tutte le acque campionate sono più ricche in CO₂ della composizione dell'acqua di mare (a.s.w) adducendo un forte contributo di fluidi profondi (ricchi in CO₂). Sebbene il contenuto in N₂/O₂ è simile a quello dell'aria, esse differiscono in contenuto in CO₂.

Le acque più ricche in CO₂ sono caratteristiche del settore NNW (località Lacco Ameno) ed W (località Citara), ed ingenerale di tutto il settore occidentale, anche se con qualche differenza.

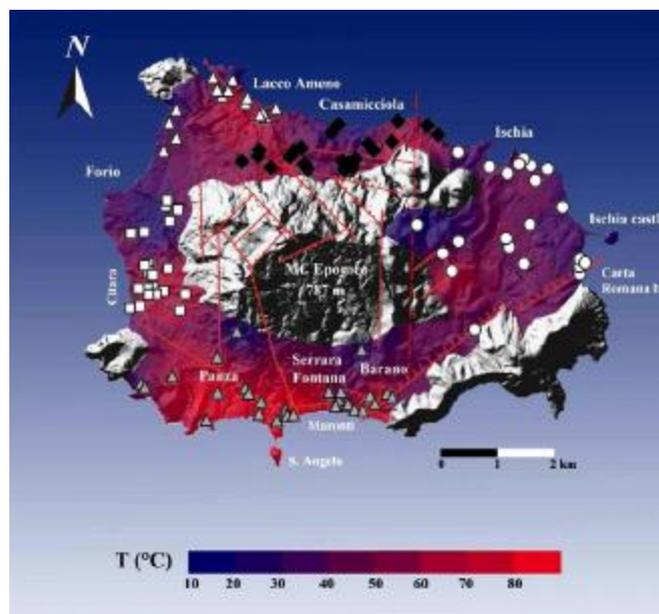
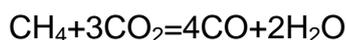
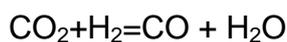


Fig. 12.2 Distribuzione areale della temperatura (°C) delle acque termo-minerali dell'isola d'Ischia. Le carte sono state ricostruite usando il metodo di interpolazione tipo Kriging. I simboli sono gli stessi della fig. 11.2 (Di Napoli et al., 2009; 2010)

Il contenuto in He disciolto varia tra $\sim 3 \cdot 10^{-4}$ e ~ 2 vol.% eccedendo in maniera sostanziale la tipica concentrazione delle acque sature in aria (a.s.w. $\sim 5 \cdot 10^{-4}$ vol.%) in quasi tutti i campioni. I settori nei quali il contenuto di He disciolto risulta essere maggiore sono concentrati nel settore meridionale ed orientale e solo parzialmente si sovrappongono ad alti tenori di CO_2 (comparare fig. 12.3 a-b). Il settore occidentale dell'isola è caratterizzato da un tenore in He basso ($\leq 10^{-7}$ vol.%) ma elevato in CO_2 (≥ 55 vol.%).

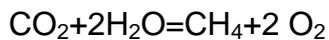
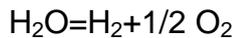
Vengono, infine, riportati i dati delle analisi geochimiche effettuate sulle fumarole a ovest del Monte Epomeo, in località Donna Rachele (Fig. 12.4) da Chiodini et al., 2004, e le relative interpretazioni sui possibili sistemi geotermici che alimentano le fumarole, in differenti condizioni di pressione e temperatura.

In tabella 8 si riportano i dati analitici, relativi alle analisi condotte da Chiodini et al., (2004) sulle fumarole di Donna Rachele. Dalla tabella si evince che la maggior parte della composizione fumarolica è costituita da acqua, mentre il totale dei gas incondensabili ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S} + \text{Ar} + \text{O}_2 + \text{N}_2 + \text{CH}_4 + \text{H}_2 + \text{He} + \text{CO} + \text{NH}_3$) varia da un minimo di 0.3% in volume ad un massimo di 0,45%. Lo studio del sistema $\text{H}_2\text{-CO}_2\text{-CO-CH}_4\text{-H}_2\text{O}$, fornisce informazioni sulle caratteristiche della sorgente, ponendo delle assunzioni iniziali sul sistema all'equilibrio. Un primo approccio, infatti, è basato sull'assunzione che i gas H_2 , CO_2 , CO , CH_4 e H_2O si trovano in equilibrio termodinamico. Tale condizione può essere adeguatamente descritta dalle seguenti reazioni redox (Chidini & Marini, 1998):



I valori analitici delle costanti termodinamiche delle due relazioni [esempio: $\log(\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2) + \log(\text{CO}/\text{CO}_2)$ e $3\log(\text{CO}/\text{CO}_2) + \log(\text{CO}/\text{CH}_4)$] sono controllati dalla temperatura originaria (T_0) e dalla temperatura di separazione (T_s). In tal modo Chiodini et al, (2004) calcolano la composizione teorica, considerando la solubilità del gas ed i dati termodinamici per l'acqua pura. In Fig. 12.5 si riporta il diagramma che evidenzia la presenza di due end-members, A e B. Il primo è vicino alla composizione della fase liquida con una temperatura originale T_0 di circa 300°C ed una temperatura di ebollizione T_s di 100°C . Il secondo è vicino ad una temperatura $T_0 = \sim 250^\circ\text{C}$ e $T_s > 200^\circ\text{C}$. Poiché la specie CH_4 reagisce alle variazioni di temperatura più lentamente rispetto a H_2 e CO , un'ulteriore stima è stata eseguita prendendo in considerazione il rapporto CO/CO_2 , $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ e CH_4/CO_2 (Fig. 12.6).

Questi rapporti sono basati sulle seguenti reazioni:



Basandosi su i risultati ottenuti da Chiodini et al., 2004, si evince che la sorgente principale di H_2O è di tipo meteorico, mentre la sorgente magmatica fornisce il maggior apporto di CO_2 e He. I gas fumarolici, incondensabili, sono presenti in concentrazioni vicine all'equilibrio in condizioni redox. La composizione dei gas varia tra due end-members. Il primo (A) è relativamente arricchito in CO, H_2S e H_2 , con minor quantitativo in Ar; il secondo (B) è relativamente impoverito in CO, H_2S e H_2 ed arricchito in Ar. La temperatura di equilibrio dell'end-member A è vicina ai 300°C , mentre quella di B è prossima ai 250°C . In tal caso è possibile ipotizzare la presenza di due distinti acquiferi: un primo più superficiale, caratterizzato da temperature di circa 250°C e pressione di 40 bar (profondità di 400m assumendo un controllo idrostatico sulla pressione del fluido); un secondo, più profondo con temperature di circa 300°C e pressione di 90 bar a 900m di profondità. Indipendentemente dal modello adottato, la composizione dell'end-member A suggerisce che il processo di separazione del vapore in profondità è caratterizzato da una frazione in vapore piuttosto elevata (da 0.2 a 0.8). Ciò indicherebbe la presenza di processi di boiling del liquido idrotermale molto energetici.

Inoltre, lo studio dei processi di degassamento dalle fumarole Donna Rachele ha consentito di valutare per quest'area un'emissione di CO_2 pari a circa 9td^{-1} . Chidini et al., (2004) associano a questo valore una quantità di vapore d'acqua, che è il maggior componente del fluido idrotermale originale, pari a circa 1350td^{-1} . La condensazione del vapore nel sottosuolo fornirebbe in tal caso un'energia termica pari a 40MWth . Questa energia rappresenterebbe una frazione minima del potenziale geotermico associato all'emissioni fumaroliche di tutta l'Isola.

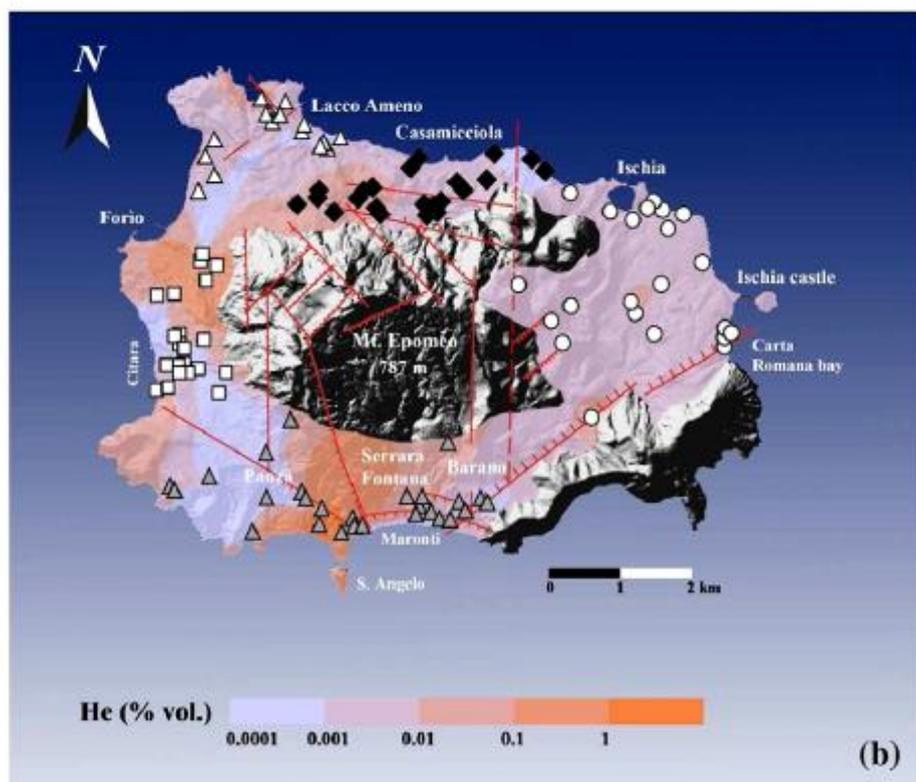
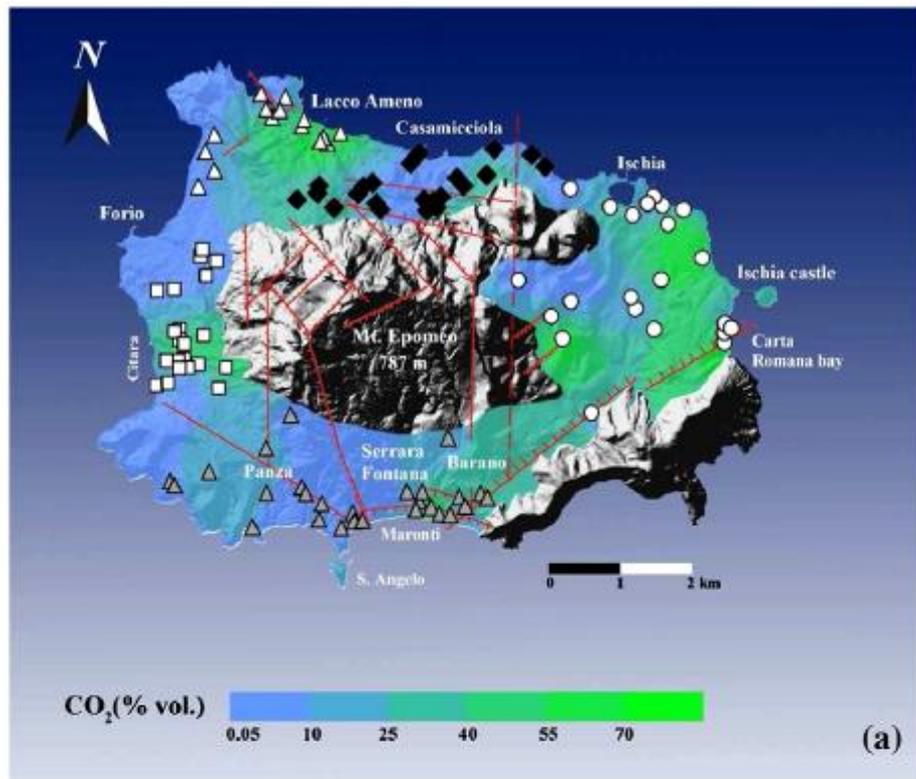


Fig.12.3(a-b) Distribuzione areale della CO₂ (a) ed He (b) espressi in % nelle acque di Ischia.

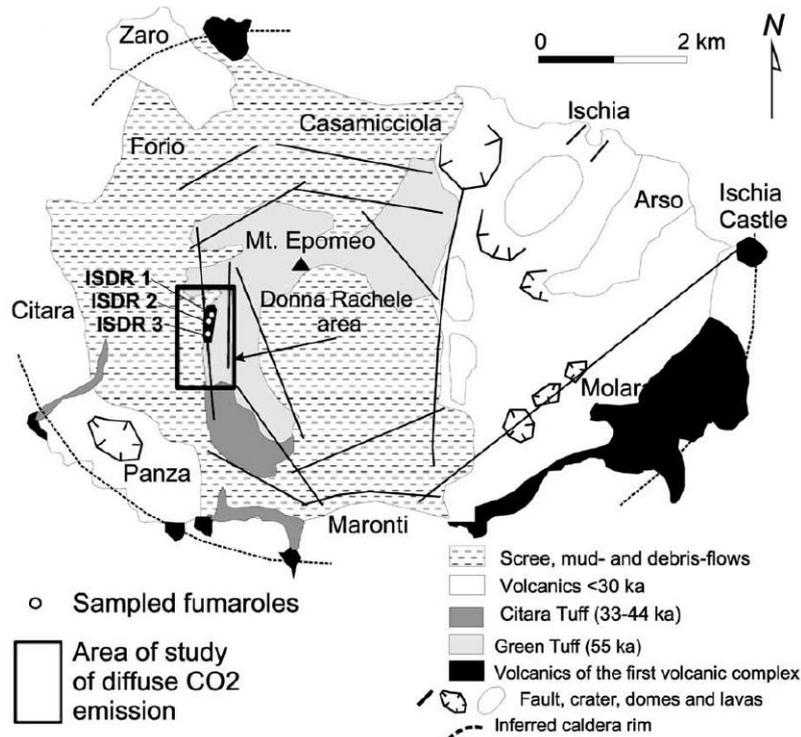


Fig. 12.4. *Mapa geologica schematica di Ischia e localizzazione dell'area di campionamento delle fumarole Donna Rachele, nel settore occidentale del blocco del Monte Epomeo. I campioni analizzati sono indicati con le sigle ISDR1,2,3 (da Chiodini et al., 2004).*

Sample	Date	T (°C)	H ₂ O	CO ₂	H ₂ S	Ar	O ₂ ^a	N ₂	CH ₄	H ₂	He	CO	NH ₃
ISDR1a	18/10/00	99.2	996462	3475	32.2	0.105	nd	12.2	0.224	18.3	0.094	0.0109	na
ISDR1b	18/10/00	99.2	996943	2998	30.0	0.097	nd	11.5	0.182	16.6	0.090	0.0094	na
ISDR1	03/05/01	98.1	996814	2864	29.5	2.771	30.48	248.3	0.140	10.4	0.052	0.0065	2.16
ISDR1	14/01/02	99.4	997021	2915	21.0	0.376	nd	29.8	0.180	12.6	0.061	0.0024	0.21
ISDR2	18/10/00	99.2	995500	4389	49.0	0.357	0.01	36.8	0.317	23.6	0.103	0.0100	na
ISDR2	03/05/01	97.4	996343	3045	39.4	5.389	80.11	473.2	0.221	14.3	0.061	0.0135	5.08
ISDR2	14/01/02	98.7	996185	3728	23.0	0.571	nd	47.0	0.260	15.8	0.066	0.0029	0.24
ISDR3	03/05/01	97.4	997571	2366	43.0	0.070	nd	8.6	0.180	10.2	0.031	0.0085	1.47
ISDR3	14/01/02	98.8	997159	2677	11.0	1.472	12.33	128.5	0.190	10.8	0.034	0.0029	5.90

Tab. 8. *dati analitici delle fumarole Donna Rachele. La concentrazione dei gas è espressa in $\mu\text{mol/mol}$. Il limite di detezione di O₂ è 0.002 pp. (da Chiodini et al., 2004).*

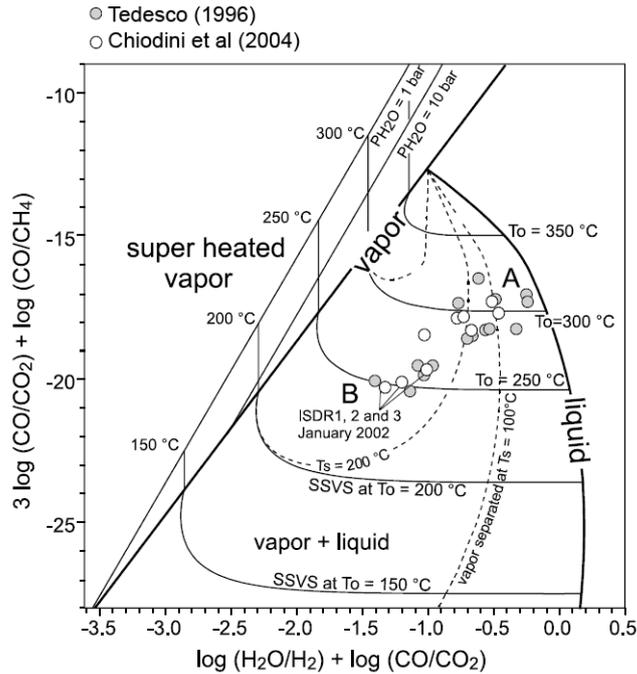


Fig. 12.5. Diagramma del rapporto $\log(H_2O/H_2) + \log(CO/CO_2)$ vs. $3\log(CO/CO_2) + \log(CO/CH_4)$. Sono mostrati i valori teorici di entrambe le variabili in una fase di vapore saturo (vapor line) e in una fase di liquido saturo. Il vapore è generato dal processo di boiling di un liquido originario ad una fissata temperatura T_0 e differenti temperature di separazione T_s . Sono riportati sia i dati di Chiodini et al. (2004) che quelli di Tedesco (1996) (da Chiodini et al., 2004)

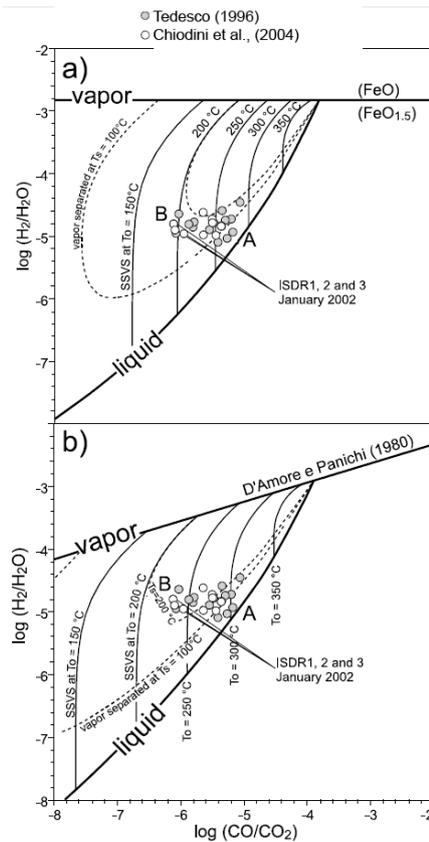


Fig. 12.6. Diagramma $\log(H_2/H_2O)$ vs. $\log(CO/CO_2)$. Composizioni teoriche riferite a condizioni redox controllate dal buffering idrotermale di O_2 . (da Chiodini et al, 2004)

12.1 Composizione isotopica

Per quanto attiene alla composizione isotopica del C espressa come $\delta^{13}\text{C}$ del TDIC (Total Dissolved Inorganic Carbon) nei gas fumarolici essa mostra valori meno negativi rispetto a quella delle acque di falda (Fig. 12.1.1) e con un aumento di CO_2 verso il punto di Deep Gas Component (DCG) con valori di $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -5.5$ e -2.03% . Assumendo che la composizione delle fumarole ricche in CO_2 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -3.51 \pm 0.9\%$ e $\text{CO}_2 = 97.7 \pm 1.2 \text{ vol.}\%$) è rappresentativo della DCG (che interagisce con le acque di falda superficiali, le curve di mixing suolo-DCG e aria-DCG sono calcolate e mostrate nella Fig. 12.1.1 con tratteggio grigio e nero e con linea nera continua.

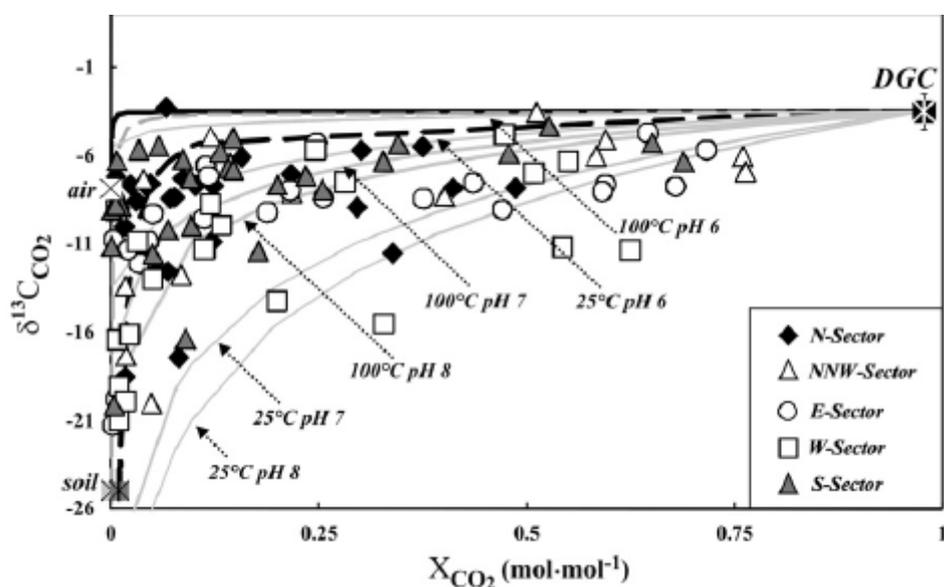


Fig. 12.1.1. Composizione isotopica della CO_2 disciolta nelle acque termo-minerali di Ischia diagrammata rispetto al contenuto in CO_2 (X_{CO_2}). Vedi testo per spiegazione.

Le composizioni anomale che giacciono al di sotto della linea di mixing, sopra descritta, sono state ascritte precedentemente (Caliro et al., 1999) alla presenza di degassamento del sistema superficiale di acque di falda influenzate da una sorgente esterna (probabilmente di origine magmatica) con composizione isotopica di CO_2 di $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = \sim -2\%$. Un'interpretazione alternativa (Di Napoli et al., 2009) suggerisce che l'impovertimento di $\delta^{13}\text{C}$ riflette fenomeni di frazionamento isotopico con parziale dissoluzione di DGC nell'acquifero. Infatti, la presenza di acquiferi sovrapposti nel sistema idrotermale dell'isola d'Ischia (Celico et al., 1999) crea le condizioni favorevoli per un efficiente rimozione di specie di gas solubile come la CO_2 e un impoverimento selettivo sia di ^{12}C che di ^{13}C nella

fase residuale di gas, a seconda delle condizioni di pH e T (Federico et al., 2002). Le curve di mixing mostrate in Fig. 12.1.1 pertanto suggeriscono le variazioni chimiche e isotopiche del DGC all'aumentare della sua dissoluzione in acqua di falda.

Gli stessi processi di frazionamento sopra descritti possono anche essere invocati per la differente distribuzione composizionale di He e CO₂ delle manifestazioni termali dell'isola d'Ischia. In effetti la dissoluzione parziale di DGC nel sistema idrotermale può impoverire il contenuto in CO₂ rispetto a composti meno solubili quali He, producendo un aumento nel rapporto di He/CO₂ nella fase residuale dei gas. E' possibile, infatti, calcolare che la rimozione della 35-60% della fase primordiale di gas è sufficiente a produrre un aumento del rapporto di He/CO₂ variabile dalla composizione del DGC (He/CO₂ ~1.5*10⁻⁵) fino ai rapporti di He/CO₂ nelle acque termominerali ricche in CO₂.

Per quanto attiene invece alla composizione isotopica dell'He, sono stati determinati i rapporti di ³He/⁴He, in quanto, sono indicativi del contributo di volatili di tipo mantellino/magmatico. I rapporti di ³He/⁴He misurati delle acque termo-minerali dell'isola d'Ischia variano tra 0.77 e 3.51 Ra (Tab. 7) che si sovrappongono in parte alla composizione isotopica dei gas fumarolici (1.57-5.11 Ra Tab. 2). Confrontando il rapporto isotopico di ⁴He/²⁰Ne delle acque e gas con i valori non corretti di R/Ra (Fig. 12.1.2) è possibile notare che i gas fumarolici si concentrano intorno a valori di R/Ra di ~3.5 (Tedesco, 1996; Inguaggiato et al., 2000).

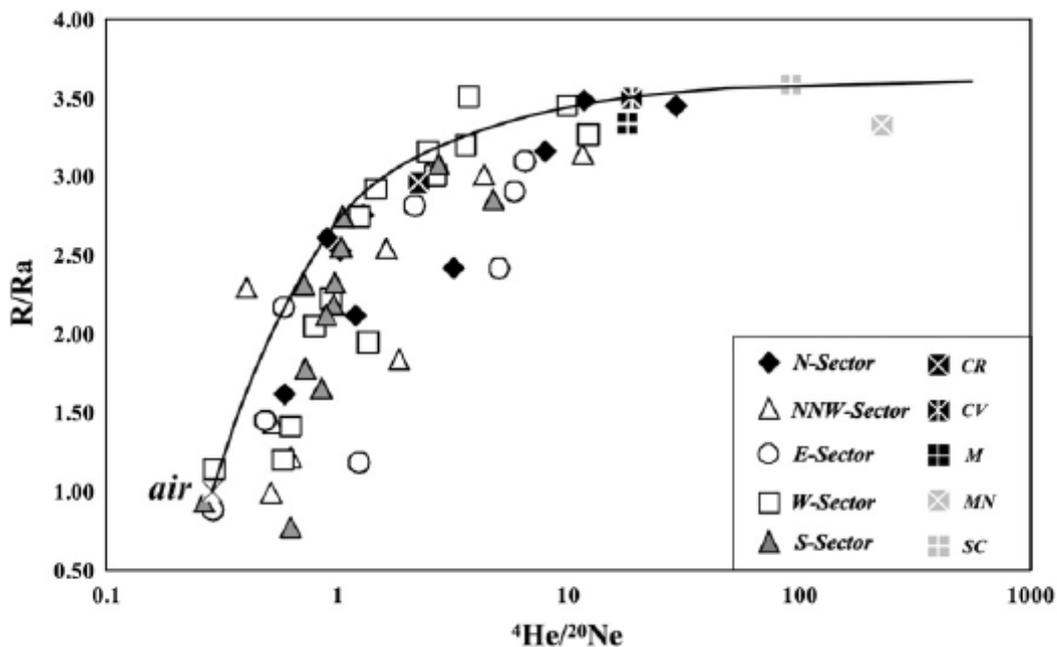


Fig. 12.1.2. Confrontando tra rapporto isotopico di ⁴He/²⁰Ne delle acque e gas con i valori non corretti di R/Ra.

A tal riguardo la composizione in He nelle acque termo-minerali dell'isola di Ischia può essere interpretata come dovute ad un processo di mixing di un ipotetico "end-member" tipo DGC con $R/Ra=3.5$ e $4He/^{20}Ne>100$ con aria (linea nera Fig. 12.1.2) oppure di una componente di gas (Tedesco et al., 1996) ricca in 4He . Tale componente la si ritrova prevalentemente nel settore occidentale dell'isola ($2<R/Ra<3$) indicandoci la produzione di elio di origine radiogenica nel sistema idrotermale o nella crosta profonda.

13. Correlazione temperature e litologia

Le temperature misurate nei pozzi che interessano l'area in oggetto sono state descritte con sufficiente dettaglio nei paragrafi precedenti. Si tratta dei pozzi più profondi e più prossimi all'area di studio: Ischia 2 (Pc47), Ischia 3 (Pc46) e Ischia 6 (Pc48) (Fig 13.1).



Fig. 13.1. Localizzazione dell'impianto geotermico e dei pozzi profondi SAFEN utilizzati nel presente lavoro.

La profondità massima raggiunta è di 1.150 m dal piano campagna. In Fig. 13.2 è mostrato il confronto tra la litologia incontrata nei pozzi e le termometrie. Si nota che in tutti e tre i casi è presente una zona, tra il piano campagna e circa 150 m di profondità, a prevalente regime conduttivo del calore, con un elevato gradiente geotermico, mentre sottostante a questo livello i gradienti di temperatura sono quasi nulli, indicando una zona a elevata circolazione di fluidi. I livelli conduttivi corrispondono a successioni di depositi alluvionali, tufi rimaneggiati e alterati, con intercalazioni a livelli di terreni argillosi, mentre le zone convettive si sviluppano all'interno delle successioni del Tufo Verde dell'Epomeo e dei sottostanti banchi lavici permeabili per fratturazione.

L'incremento di temperatura alla base del pozzo Ischia3, potrebbe essere correlato alla presenza di un dicco magmatico ivi rinvenuto, la cui superficie di discontinuità aumenta la permeabilità del mezzo, permettendo una più robusta circolazione di fluidi caldi.

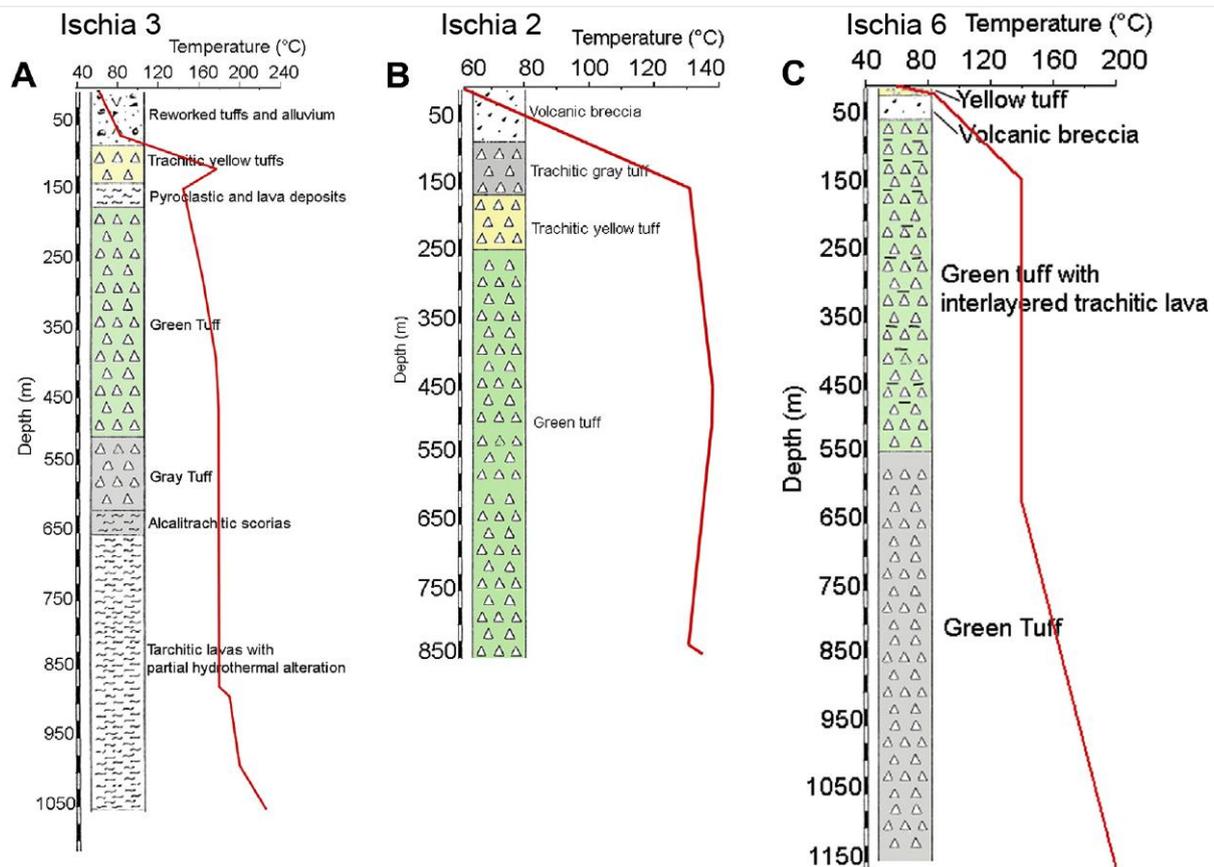


Fig. 13.2. Stratigrafia dei pozzi e confronto con le termometrie (linee rosse) (da Carlino et al., 2014). Le profondità sono riferite alla bocca pozzo (piano campagna).

14. Dati di sintesi del serbatoio geotermico dell'area del Progetto Forio.

I dati a disposizione e le analisi effettuate consentono di elaborare un modello concettuale del sistema geotermale dell'isola d'Ischia. Le acque termali sono ospitate in acquiferi principalmente costituiti da materiali piroclastici e lave a differente permeabilità.

Piuttosto che da un unico grande acquifero, l'isola sembra caratterizzata nella parte centrale da diverse falde sospese con fenomeni di drenanza reciprocata; solo nelle parti più vicine alla costa è presente un acquifero più continuo, per il quale è stato possibile ricostruire l'andamento della superficie piezometrica.

Gli elevati gradienti di temperatura possono produrre le condizioni critiche dell'acqua (374°C, 22 MPa) a profondità di circa 2 km o leggermente maggiori, in prossimità dell'intrusione magmatica (*mush*) impostasi dopo l'eruzione del TVME (55,000 anni fa).

Le condizioni di temperatura e pressione sono tali che entro le profondità indicate può avvenire una ebollizione, con separazione della fase vapore dal liquido.

La zona immediatamente al disotto del Monte Epomeo, ed in particolare quella sud occidentale, è caratterizzata in questo modo dalla presenza di fluidi caldi e fumarole.

In figura 14.1a si riporta una schema geologico, con le principali caratteristiche geotermiche (temperature, possibile estensione dei serbatoi geotermici) lungo una sezione all'incirca E-W passante per il sito dell'impianto pozzi.

I pozzi della Safen perforati fino ai primi anni '50 hanno permesso di individuare, tra la spiaggia di Citara a valle ed il margine del blocco del Monte Epomeo a monte, una zona con falde termali laterali, la cui temperatura aumenta da poche decine di gradi fino ai valori di poco oltre 100 °C delle fumarole di Donna Rachele; la salinità delle acque termali presenta invece un andamento inverso con una diminuzione dalla concentrazione prossima a quella di mare fino a circa 5 g/l, procedendo verso Est (Fig. 14.1a e 14.1b).

Nella zona più superficiale (tra 200 m e 800 m circa) le permeabilità ($\sim 10^{-14} \text{ m}^2$) sono tali da favorire i processi di convezione dei fluidi geotermali; infatti, in accordo con i lavori di Chiodini et al., (2004), Di Napoli et al., (2009), Paoletti et al., (2009); Di Napoli et al., (2011) e Carlino et al., (2012, 2014), può essere identificato un serbatoio geotermico

superficiale (tra 100 m e 300 m sotto il livello del mare) con temperature tra 150°C e 200°C e pressione fino a 4 MPa (40 bar), ed uno profondo (\geq 800 m sotto il livello del mare) con temperature tra 270°C e 300°C e pressione di 8 MPa (80 bar).

In realtà, le termometrie dei citati pozzi della Safen, in particolare i pozzi Ischia 2, Ischia 3 e Ischia 6, indicherebbero la presenza di una vasta zona di circolazione di fluidi idrotermali tra 100 - 150 m e circa 800 m, sotto il piano campagna, con temperature tra 140°C e 200°C. L'estensione laterale di questo serbatoio, ricavato dalle indagini SAFEN (AGIP, 1987), è pari a un minimo di circa 16 km². Se si considera l'estensione verticale minima ricavata dai gradienti di temperatura dell'acquifero più profondo, pari a circa 600 m, il volume minimo interessato da queste acque termali ammonterebbe a circa 10 km³.

Le falde termali individuate nel settore occidentale (spiaggia di Citara - fumarole Donna Rachele - Monte Corvo), sia dalle indagini geochimiche che dai dati di pozzo, si trovano al limite della zona di sollevamento dell'horst dell'Epomeo ed hanno temperature superiori a quelle dedotte da indagini geochimiche nel resto dell'isola. Ciò è imputabile al processo di risorgenza, che ha prodotto l'esumazione del sistema geotermale nel settore occidentale e alla maggior vicinanza del top del serbatoio magmatico, che è decentrato nella zona sud-ovest dell'isola. Periodicamente l'acquifero profondo raggiunge le condizioni per la separazione della fase di vapore che risale lungo le fratture per generare il sistema di circolazione superficiale, con elevato contenuto in vapore. Processi di rimescolamento tra i fluidi in risalita e acqua di origine marina, e in minor parte con acqua di origine meteorica, avvengono nei serbatoi superficiali.

Tra i pozzi della Safen, il pozzo Ischia 3 (il più profondo, 1051 m) può fornire utili indicazioni per la limitrofa area di perforazione dei pozzi di progetto. Il pozzo, perforato in prossimità delle fumarole, nella parte più superficiale (tra 200 m e 800 m circa) è caratterizzato da una zona con discreta permeabilità e temperatura di circa 180 °C.

I dati concernenti le prove di produzione del pozzo Ischia 3, hanno indicato la presenza di un livello produttivo prossimo a fondo pozzo, per la presenza di un orizzonte fratturato, all'interno di formazioni rocciose vulcaniche di origine intrusiva. E' verosimile che tale livello si trovi a quote superiori spostandosi verso l'horst vulcanico, in direzione E-NE rispetto al pozzo Ischia 3, in relazione ai fenomeni di sollevamento del blocco fagliato del Monte Epomeo in direzione W-SW.

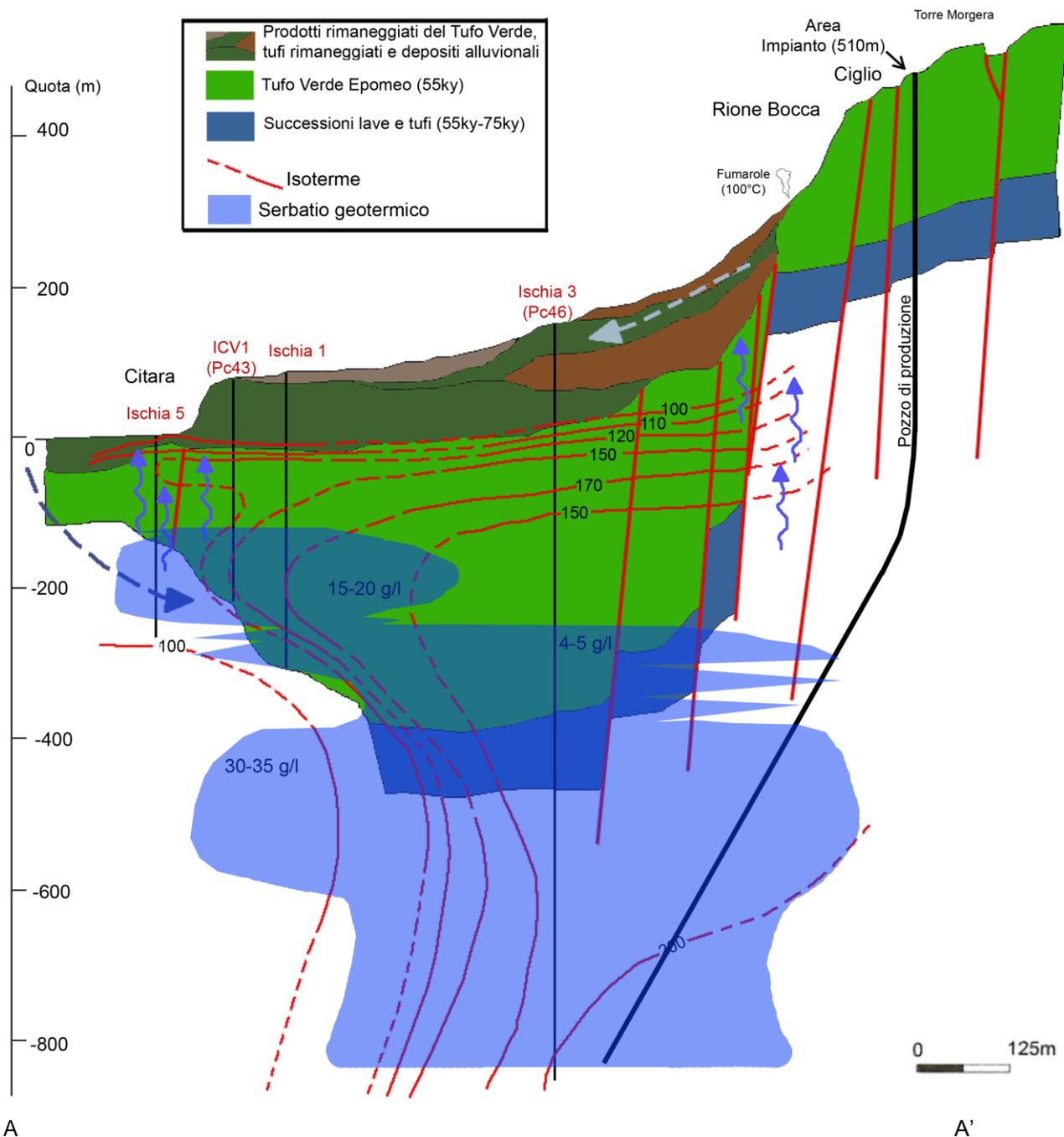
In tal caso il top del serbatoio geotermico (nell'area di interesse per la perforazione dei pozzi di progetto) attestato nei livelli del Tufo Verde e nelle sottostanti lave di Ischia, si troverebbe a quote differenziate, seguendo il pattern delle faglie che bordano i blocchi dislocati della struttura ad *horst* e *graben* (parte occidentale del Monte Epomeo).

I possibili processi di mixing precedentemente evidenziati tra i fluidi più profondi e quelli più superficiali possono avvenire lungo tali faglie.

Il contenuto dei gas incondensabili ricavato dalle analisi geochimiche delle fumarole, localizzate non lontano dal sito in oggetto (fumarole Donna Rachele), e sugli stessi allineamenti di faglie normali, varia da 0,3% e 0,45% sul volume totale. Tale valore, seppur riferito alla fase vapore, può essere considerato valido come soglia massima del contenuto nel rispettivo liquido, alle condizioni di pressione e temperatura del serbatoio.

Una stima del contenuto di energia termica dispersa dalle emissioni fumaroliche nella zona denominata Donna Rachele, prossima al sito in oggetto e localizzata sul medesimo allineamento tettonico che attraversa il sito stesso, fornisce valori pari a circa 40 MWth. Tale valore è ovviamente una notevole sottostima del potenziale termico del serbatoio di riferimento, che alimenta le fumarole del campo di Donna Rachele.

Dalle analisi e dai risultati della presente relazione si evince che il target potenziale dei pozzi (Fig. 14.1), per la produzione di energia elettrica da fonte geotermica, si attesta intorno ai 700 - 800 m di profondità rispetto al livello del mare, pari ad una profondità di 1200-1300 m dal piano campagna relativamente al sito di installazione dell'impianto (quota di circa 510 m sul livello del mare).



A

A'

Fig. 14.1a. Sezione geotermica (A-A') all'incirca EW (vedi fig. 14.1b per traccia sezione), passante per il sito dell'impianto geotermico. Vengono indicate le isoterme ricavate dalle temperature dei pozzi profondi (AGIP, 1987), l'estensione verticale dei possibili reservoir geotermici, i pozzi profondi SAFEN (Ischia 1,3 e 5), e la traccia di uno dei due pozzi di produzione previsti per la realizzazione dell'impianto. Le frecce tratteggiate (blu e azzurra) indicano rispettivamente la ricarica marina e meteorica. Le frecce blu continue indicano le zone preferenziali di risalita del fluido (acqua+vapore) in superficie, dove si individuano importanti campi fumarolici ad elevata temperatura (~100°C). Vengono riporta infine i valori di salinità, per diverse zone, in grammi per litro (modificato da Sbrana et al., 2010)



Fig. 14.1 b. *Traccia della sezione geotermica della figura precedente. Il cerchio rosso indica la posizione dell'impianto geotermico.*

Bibliografia

- Acocella V, Funiciello R and Lombardi S (1997) Active tectonics and resurgence at Ischia Island (Southern Italy). *Il Quaternario* 10:427–432
- Acocella V, Funiciello R (1999) The interaction between regional and local tectonics during resurgent doming: the case of the island of Ischia, Italy. *J Volcanol Geotherm Res* 88:109-123
- Anzidei M, Baldi P, Casula G, Galvani A, Mantovani E, Pesci A, Riguzzi F, and Serpelloni E (2001) Insights into Present-day Crustal Motion in the Central Mediterranean Area from GPS Surveys, *Geophys J Int* 146:98–110
- Autorità di Bacino Nord Occidentale della Campania (2010) - Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico.
- Barra D, Cinque A, Italiano A, and Scorziello R (1993) Il pleistocene superiore marino di Ischia: paleoecologia e rapporti con l'evoluzione tettonica recente. *Studi Geologici Camerti, Special Vol.* (1992/1):231–243
- Battaglia M, Troise C, Obrizzo F, Pingue F, De Natale G (2006) Evidence for fluid migration as source of deformation at Campi Flegrei caldera (Italy). *Geophys Res Lett* 33, L01307, doi: 10.1029/2005GL024904
- Bonafede M, Dragoni M, Quarenì F (1986) Displacement and stress field produced by a centre of dilation and by a pressure source in a viscoelastic halfspace: application to the study of ground deformation and seismic activity at Campi Flegrei, Italy. *Geophys J R Astron Soc* 87:455–485
- Bonafede M (1991) Hot fluid migration: an efficient source of ground deformation; application to the 1982-1985 crisis at Campi Flegrei – Italy. *J Volcanol Geotherm Res* 48:187-198
- Byerlee JD (1968) Brittle-ductile transition in rocks. *J Geophys Res* 73:4741-4750.
- Byerlee JD (1978) Friction of rocks. *Pure Appl Geophys.* 116:615-626
- Bruno P P G, De Alteriis G and Florio G (2002) The western undersea section of the Ischia volcanic complex (Italy, Tyrrhenian sea) inferred by marine geophysical data. *Geophys Res Lett* 29, 10.1029/2001GL013904, 57 (1–4)
- Buchner G, Italiano A, Vita-Finzi C (1996) Recent uplift of Ischia, southern Italy. In: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J (eds) *Volcano instability on the Earth and other planets*. *Geol Soc Spec Publ* 110: 249-252
- Carapezza M.L., Favara R., Gurreri S., Hauser S., Parello F., Scelsi E., & Valenzaa M. (1988) Preliminary studies on the geothermal fluids of the Island of Ischia: gas geochemistry. *Rend. Soc. It. Minera. E Petr.* 43, 967-973

- Carlino S and Cubellis E (2005) The potential causes of Mt. Epomeo flank failure, Ischia Island (Southern Italy). *Geophysical Research Abstracts* 7: 04171
- Carlino S, Cubellis E, Luongo G, Obrizzo F (2006) On the mechanics of caldera resurgence of Ischia Island (southern Italy). In: Troise C, De Natale G and Kilburn CRJ (eds) 2006. *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*. Geological Society, London, Special Publications 269:181–193
- Carlino S, Cubellis E, Maturano A (2009) The catastrophic 1883 earthquake at the island of Ischia (southern Italy): macroseismic data and the role of geological conditions. *Nat Hazards* DOI 10.1007/s11069-009-9367-2
- Carlino S, Somma R (2010) Eruptive versus non-eruptive behaviour of large calderas: the example of Campi Flegrei caldera (southern Italy). *Bull Volcanol* doi 10.1007/s00445-010-0370-y
- Carlino S., Somma R., De Natale G., Troise C. The geothermal exploration of Campanian volcanoes: historical review and future development. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 16 (2012), pp. 1004-1030 DOI information: 10.1016/j.rser.2011.09.023
- Carlino, 2012 The process of resurgence for Ischia Island (southern Italy) since 55 ka: the laccolith model and implications for eruption forecasting.
- Carta Geologica Isola di Ischia, Foglio 464 scala 1:10.000, Progetto CAR.G. Regione Campania, 2011.
- Celico P., Stanzione D., Esposito L., Formica F., Piscopo V. and De Rosa B. M. (1999) La complessità idrogeologica di un'area vulcanica attiva: L'Isola d'Ischia (Napoli-Campania) *Boll. Soc. Geol. It.* 118, 485-504.
- Chiocci F L, De Alteriis G, Bosman A, Budillon F, Martorelli E and Violante C (2002) The Ischia debris avalanche: the result of a catastrophic collapse of the island southern flank. *Geophysical Research Abstracts* 4, EG SO2-A-06597
- Chiodini G., Avino R., Brombach T., Caliro S., Cardellini C., De Vita S., Frondini F., Granieri D., Marotta E., Ventura G. (2004) Furmarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 133; 291-309
- Civetta L, Gallo G, Orsi G (1991) Sr and Nd isotope and trace element constraints on the chemical evolution of the magmatic system of Ischia (Italy) in the last 55.000 ka. *J Volcanol Geotherm Res* 46:213-320
- Corniello A. , Di Riso R., Ducci D. and Napolitano P. (1994) Salt water intrusion in the Ischia Island (Southern Italy). *Proceedings of the 13th Salt-Water intrusion meeting, Cagliari, Italy, 5-10 June 1994*, 363-371.

- Corry, C (1988) Laccoliths. Mechanics of Emplacement and Growth. Geological Society of America, Special Papers, 220.
- Cubellis E, Luongo G (1998) Il Terremoto del 28 luglio 1883 a Casamicciola nell'Isola d'Ischia 'Il contesto fisico', Monografia N.1 – Servizio Sismico Nazionale. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Rome, pp. 49–123
- Cubellis E, Carlino S, Iannuzzi R, Luongo G, Obrizzo F (2004) Management of Historical Seismic Data Using GIS: The Island of Ischia (Southern Italy). *Natural Hazard* 33, 379-393
- Daly, RA (1933), The depths of the Earth, *Science* (1987), 77, 95
- De Alteriis G, Milia A, Sacchi M and Violante C (2004) The underwater volcano-tectonic framework off Ischia Island–Phlegrean Field (Italy) based on digital terrain model and geophysical data. *Geophysical Research Abstracts*, 6, 07822
- De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R. and Stanzione D. (1984) Geochemistry of thermal waters on the Island of Ischia (Campania, Italy) *Geothermics*, Vol. 13, No4, pp. 361-374
- De Natale G, Pingue F, Allard P, Zollo A (1991) Geophysical and geochemical modelling of the Campi Flegrei caldera. *J Volcanol Geotherm Res* 48:199–222
- De Natale G, Troise C, Pingue F (2001) A mechanical fluid-dynamical model for ground movements at Campi Flegrei caldera. *J Geodynamics* 32:487–517
- de Vita S, Sansivero F, Orsi G, Marotta E, Piochi M (2010) Volcanological and structural evolution of the Ischia resurgent caldera (Italy) over the past 10 k.y. *The Geological Society of America Special Paper* 464:193-241
- Di Napoli R., Aiuppa A., Bellomo S., Brusca L., D'Alessandro W., Gagliano Candela E., Longo M., Pecoraino G., and Valenza M. (2009) A model for Ischia hydrothermal system: Evidences from the chemistry of thermal groundwaters, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 186, 133-159, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.06.005; 133-159.
- Di Napoli R., Martorana R., Orsi G., Aiuppa A., Camarada M., De Gregorio S., Gagliano Candela E., Luzio D., Messina N., Pecoraino G., Bitetto M., de Vita S., Valenza M. (2011) The structure of a hydrothermal system from an integrated geochemical, geophysical, and geological approach: the Ischia Island case study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* Vol. 12, No 7, doi: 10.1029/2012GC003476; 1-25.
- Dieterich JH (1988) Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zone. *J Geophys Res* 93: 4258-4270

- Dvorak JJ, Mastrolorenzo G (1991) The mechanism of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy. *Geology Society of America Special Paper* 263 pp 48
- Fusi N, Tibaldi A, Vezzoli L (1990) Vulcanismo, risorgenza calderica e relazioni con la tettonica regionale nell'isola d'Ischia. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45: 971–980
- Gilbert G K (1877) *Geology of the Henry Mountains, Utah*: US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region, 170 pp.
- Gudmundsson A (2002) Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes, *J Volcanol Geotherm Res* 116:279–298
- Heap MJ, Vinciguerra S and Meredith, PG (2009) The evolution of elastic moduli with increasing crack damage during cyclic stressing of a basalt from Mt. Etna volcano. *Tectonophysics*, 471 (1-2):153-160
- Hurwitz S, Christiansen Lizet B, Hsieh Paul A (2007) Hydrithermal fluid flow and deformation in large calderas: Inferences from numerical simulation. *J Geoph Res*, doi: 10.1029/2006JB004689
- Inguaggiato S., Pecoraino G., D'Amore F. (2000) Chemical and isotopic characterisation of fluid manifestations of Ischia Island (Italy) *J. Volcanol Geotherm. Res.* 99, 151-178
- Jellinek MA, De Paolo DJ (2003) A model for the origin of large silicic magma chambers, precursors of caldera forming eruptions. *Bull Volcanol* 65:363–381
- Johnson A M and Pollard D D (1973) Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I. field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics* 18:261–309.
- Kerr A D and Pollard D D (1998) Toward more realistic formulations for the analysis of laccoliths. *Journal of Structural Geology* 20:1783–1793.
- Kilburn CRJ (2003) Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 125:271–289
- Lay T and Wallace T C (1995) *Modern Global Seismology*. Academic Press, London.
- Lowrie W (2007) *Fundamental of Geophysics*. Cambridge, 381 pp.
- Luongo G, Cubellis E, Obrizzo F (1987) *Ischia storia di un'isola vulcanica*. Liguori, Napoli, pp. 164
- Luongo G, Cubellis E, Di Vito M A, Cascone E (1995) *L'isola d'Ischia: dinamica e struttura del M. Epomeo*. In: *Cinquanta Anni di Attività Didattica e Scientifica del Prof. F. Ippolito*. Liguori, Naples, pp. 427–436
- Luogno G, Carlino S, Cubellis E, Delizia I, Iannuzzi R, Obrizzo F (2006). *Il terremoto di Casamicciola del 1883: una ricostruzione mancata*. Alfa Tipografia, 61 pp

- Manzo M, Ricciardi GP, Casu F, Ventura G, Zeni G, Borgström S, Berardino P, Del Gaudio C, Lanari R (2006) Surface deformation analysis in the Ischia island (Italy) based on spaceborne radar interferometry. *J Volcanol Geotherm Res* 151:399-416
- Marsella E, Budillon F. et al (2001) Indagini Geologiche, Geofisiche e Sedimentologiche die Fondali della Baia dei Maroniti (Isola d'Ischia). Istituto di Ricerca Geomare Sud, Regione Campania. Librerie l'Ateneo due di Pironti, Naples
- Molin P, Acocella V and Funiciello R (2003) Structural, seismic and hydrothermal features at the border of an active intermittent resurgent block: Ischia Island (Italy). *J Volcanol Geotherm Res* 121:65–81
- Nakamura K (1980) Why do long rift zones develop in Hawaiian volcanoes – A possible role of thick oceanic sediments. *Bull Volcanol Soc Jpn 2nd Ser*, 25:255-269 (in Japanese with English abstract)
- Note Illustrative della Carta Geologica Isola di Ischia, Foglio 464 scala 1:10.000, Progetto CAR.G. Regione Campania, Eds. Sbrana A. & Toccaceli R.M., 2011.
- Nunziata C, Rapolla A (1987) A gravity and magnetic study of the volcanic island of Ischia, Naples, (Italy). *J Volcanol Geotherm Res* 31:333-344
- Orsi G, Gallo G, Zanchi A (1991) Simple shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia. *J Volcanol Geotherm Res* 47:1–11
- Panichi C., Bolognesi L, Ghiara M.R. , Noto P., and Stanzione D. (1992) Geothermal assessment of the Island of Ischia (southern Italy) from isotopic and chimica composition of the delivered fluids. *J. Volcanol Geotherm Res* 49, 329-348.
- Papanikolaou ID, Roberts GP (2007) Geometry, kinematics and deformation rates along the active normal fault system in the southern Apennines: Implications for fault growth. *J Struct Geol* 29:166–1880
- Paige S (1913) The bearing of progressive increase of viscosity during intrusion on the form of laccoliths. *Journal of Geology* 21:541–549
- Paoletti V, Di Maio R, Cella F, Florio G, Motschka K, Roberti N, Secomandi M, Supper R, Fedi M, Rapolla A (2009) The Ischia volcanic island (Southern Italy): Inferences from potential field data interpretation. *J Volcanol Geotherm Res* 179 (1-2):69-86
- Petrini R, Forte E C, Orsi G, Piochi M, Pinzino C and Pedrazzi G (2001) Influence of magma dynamics on melt structure: spectroscopic studies on volcanic glasses from the Cretaio Tephra of Ischia (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 532–542
- Pingue F, Berrino G, Borgstrom SEP, Brandi G, Capuano P, Cecere G, D'alessandro A, De Martino P, Del Gaudio C, d'Errico V, La Rocca A, Malaspina S, Obrizzo F, Pinto S, Ricciardi GP, Ricco C, Russo A,

- Sepe V, Serio C, Siniscalchi V, Tammaro U, Aquino I, Dolce M (2005) Geodesia (Vesuvio, Campi Flegrei, Isola di Ischia; Vulcano- Isole Eolie). In: Attività di Sorveglianza dell'Osservatorio Vesuviano – Rendiconto 2003. A cura di G. Macedonio and U. Tammaro, 59-170
- Piochi M, Civetta L, Orsi G (1999) Mingling in the magmatic system of Ischia (Italy) in the past 5 ka. *Mineral and Petrol* 66:227-258
- Piochi M, Bruno PP, De Astis G (2005) Relative roles of rifting tectonics and magma ascent processes: Inferences from geophysical, structural, volcanological and geochemical data for neapolitan volcanic region (southern Italy). Doi: 10.1029/2004GC000885
- Pollard D D and Johnson A M (1973) Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II. Bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics* 18:311–354
- Rittmann A (1930) Geologie der Insel Ischia. (Berlino) *Zeitschrift für Vulkanologie*, VI, 268 pp
- Rubin AM (1990) A comparison of rift-zone tectonics in Iceland and Hawaii. *Bull Volcanol*, 52:302-319
- Rubin AM and Pollard DD (1987) Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones. In: Decker RW, Wright TL and Stauffer P (eds), *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap, 1350:1449-1470
- Sbrana A., Fulignati P., Giulivo I., Monti L. and Giudetti G. (2010) Ischia Island (Italy) geothermal system. *Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali Indonesia, 25-29 April 2010*. 6 pp
- Sbrana A, Fulignati P, Marianelli P, Boyce AJ, Cecchetti A (2009) Exhumation of an active magmatic-hydrothermal system in a resurgent caldera environment: the example of Ischia (Italy). *J Geol Soc London* 166:1016-1073
- Scholz CH (2002) *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.
- Schowalter WR (1978) *Mechanics of non-Newtonian fluids*. Pergamon Press
- Sibert L (1984) Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits and associated eruption. *J Volcanol Geotherm Res* 22, Issues 3-4:163-197
- Smith R L and Bailey R A (1968) Resurgent caldrons. *Memoirs of the Geological Society of America* 116:613–662
- Tait S, Jaupart C and Sylvie Vergnolle S (1989) Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1):107-123
- Takada A (1994) Development of a subvolcanic structure by the interaction of liquid-filled cracks. *J Volcanol Geotherm Res* 62:207-224

- Tallarico A, Santini S and Dragoni M (2005) Stress Changes due to Recent Seismic Events in the Central Apennines (Italy). *Pure Appl Geophys* 162:2273–2298, Doi 10.1007/s00024-005-2779-3
- Tedesco D. and Sabroux JC (1987) The determination of deep temperatures by means of the CO-CO₂-H₂-H₂O geothermometer: and example using fumaroles in the Campi Flegrei, Italy. *Bull Volcanol* 49: 381-387
- Tedesco D., 1996. Chemical and isotopic investigations of fumarolic gases from Ischia island (southern Italy) : Evidences of magmatic and crustal contribution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 74, 233-242
- Tibaldi A, Vezzoli L (1998) The space problem of caldera resurgence: an example from Ischia Island, Italy. *Geologische Rundschau*, 87, 53–66
- Tibaldi A, Vezzoli L (2004) A new type of volcano flank failure: the resurgent caldera sector collapse, Ischia, Italy. *Geophys Res Lett* 31, L14605 doi: 10.1029/2004GL020419
- Trasatti E, Giunchi C, Bonafede M (2005) Structural and rheological constraints on source depth and overpressure estimates at Campi Flegrei caldera, Italy. *J Volcanol Geotherm Res* 144:105–118
- Trigila R, Battaglia M, Sottili G, Brillì M (2008) Volcanic eruptions from ghost magma chambers. *Geophys Res Lett* doi:10.1029/2008GL034579
- Troiano A, Di Giuseppe M G, Petrillo Z, Troise C and De Natale G (2011) Ground deformation at calderas driven by fluid injection: modeling unrest episodes at Campi Flegrei (Italy) *Geophys J Int* doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05149.x
- Turcotte DL and Schubert G (2001) *Geodynamics*. New York
- Vezzoli L (ed) (1988) *Island of Ischia. Quaderni de La Ricerca Scientifica – CNR*, 114, 10
- Vezzoli L, Principe C, Malfatti J, Arrighi S, Tanguy JC, Le Goff M (2009) Modes and times of caldera resurgence: the <10ka evolution of Ischia Caldera, Italy, from high-precision archaeomagnetic dating. *J Volcanol Geotherm. Res* 186:305-319