



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI ROMA TRE

DIPARTIMENTO DI SCIENZE GEOLOGICHE

DOTTORATO DI RICERCA IN “GEODINAMICA” (XXI CICLO)

**STUDIO DELLE EMISSIONI DI GAS IN AREE VULCANICHE E
GEOTERMICHE: IMPLICAZIONI STRUTTURALI, GEOTERMICHE E DI
PERICOLOSITÀ.**

MASSIMO RANALDI

Tutor: Prof. F. Barberi

Cotutor: Dr.ssa M.L. Carapezza

Coordinatore: Prof. D. Cosentino

Roma, 2008

INDICE

1	Introduzione	pag. 1
2	Principali tecniche di indagine utilizzate	pag. 4
2.1	Misure di concentrazione in aria di CO ₂ e H ₂ S con tecnica TDL (Tunable Diode Lasers)	pag. 4
2.2	Misure di flusso viscoso con piattaforma galleggiante e contatore gas Volumetrico	pag. 6
2.3	Misure di flusso di CO ₂ dal suolo con la tecnica della camera di accumulo	pag. 9
2.4	Processamento statistico dei dati spaziali	
3	Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio Settentrionale	pag. 21
3.1	Monti Sabatini	pag. 21
3.1.1	La Caldara di Manziana	pag. 24
3.1.1.1	<i>Flusso di CO₂ dal suolo</i>	pag. 31
3.1.1.2	<i>Altre misure sui gas della Caldara di Manziana</i>	pag. 36
3.1.1.3	<i>Stima del flusso diffuso di H₂S</i>	pag. 36
3.1.1.4	<i>Misure del flusso convettivo</i>	pag. 37
3.1.1.5	<i>Misure di concentrazione di gas in aria e pericolosità</i>	pag. 40
3.1.1.6	<i>Geotermometria e geobarometria geochimica del gas della Caldara di Manziana</i>	pag. 59
3.1.2	Situazione geotermica dell'area ad W e SW del lago di Bracciano	pag. 62
3.1.2.1	<i>Pozzi profondi</i>	pag. 64
3.1.2.2	<i>Informazioni desumibili dai pozzi profondi</i>	pag. 65
3.1.2.3	<i>Pozzetti geotermici</i>	pag. 65

3.1.2.4	<i>Profondità e condizioni termiche del serbatoio a SW del lago di Bracciano</i>	pag. 66
3.1.3	Palidoro	pag. 72
3.2	Monti Vulsini	pag. 76
3.2.1	La Caldera di Latera	pag. 76
3.2.1.1	<i>Indagini geochimiche sulle emissioni gassose</i>	pag. 78
3.2.1.2	<i>Stima geochimica delle condizioni P-T della sorgente</i>	pag. 79
3.2.1.3	<i>Degassamento diffuso di CO₂ dal suolo</i>	pag. 83
3.2.1.4	<i>La prospezione di Luglio 2003</i>	pag. 83
3.2.1.5	<i>La prospezione di Ottobre 2003, stima dell'emissione totale di CO₂</i>	pag. 87
3.2.1.6	<i>Degassamento diffuso di CO₂ alla manifestazione delle Puzzolaie</i>	pag. 90
3.2.2	Implicazioni geotermiche	pag. 92
4	Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli	pag. 94
4.1	Inquadramento geologico, strutturale e geochimico	pag. 94
4.1.1	L'eruzione dello Stromboli del 2007	pag. 99
4.1.2	Identificazione e caratterizzazione delle principali strutture degassanti di Stromboli	pag. 100
4.2	Il degassamento diffuso di CO ₂ nelle principali strutture degassanti	pag. 105
4.2.1	<i>Pizzo Sopra la Fossa</i>	pag. 105
4.2.2	<i>Rina Grande</i>	pag. 107
4.2.3	<i>Nel Cannestrà</i>	pag. 109
4.2.4	<i>Pizzillo</i>	pag. 110
4.3	Variazione del flusso di CO ₂ dal suolo nelle aree target	pag. 111
4.4	Nuova prospezione di flusso di CO ₂ nell'area sommitale	pag. 115
4.5	Monitoraggio continuo del flusso di CO ₂ dal suolo	pag. 117

4.6	Pericolosità dell'emissione di gas a Pizzillo	pag. 125
5	Il degassamento diffuso di CO₂ del Turrialba	pag.132
5.1	Inquadramento geologico, stritturale e geochimico	pag. 132
5.2	Attività recente e stato attuale del Turrialba	pag. 134
5.3	Campagna di misure del flusso diffuso di CO ₂ nella zona craterica del Turrialba	pag. 141
5.4	Misure di flusso di CO ₂ su fratture attive	pag. 145
6	Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma	pag. 155
6.1	Inquadramento geologico-strutturale-idrogeologico della città di Roma	pag. 156
6.1.1	<i>Idrogeologia della zona urbana di Roma</i>	pag. 159
6.2	Le motivazioni per ricerca di risorse di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma	pag. 159
6.3	L'acquifero nelle ghiaie di base del Tevere	pag. 163
6.3.1	<i>Geometria delle ghiaie di base del Tevere</i>	pag. 164
6.3.2	<i>Carta della superficie di letto delle alluvioni recenti</i>	pag. 167
6.3.3	<i>Carta della superficie di tetto delle ghiaie di base</i>	pag. 168
6.3.4	<i>Carta dello spessore delle ghiaie di base</i>	pag. 168
6.3.5	<i>Andamento sotto la città di Roma dell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere</i>	pag. 170
6.3.6	<i>Caratteristiche chimico-fisiche dell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere</i>	pag. 172
6.4	Risultati	pag. 179
7	Conclusioni	pag. 181
	Bibliografia	pag. 187

Introduzione

Questa tesi si prefigge principalmente di indagare il degassamento diffuso di CO₂, e subordinatamente di H₂S, da vulcani attivi o quiescenti e da aree vulcaniche di interesse geotermico, con le seguenti molteplici finalità.

Nei vulcani attivi a condotto aperto (come Stromboli o l'Etna) il degassamento principale è associato con l'emissione di una "plume" di gas ad alta temperatura dai crateri (vd. per es. Allard et al., 1991, 1994). Tuttavia vi è anche un importante rilascio diffuso di gas dal suolo, come dimostrano i rilievi fatti all'Etna (Allard et al., 1991; D'Alessandro et al., 1997) e a Stromboli (Carapezza & Federico, 2000). Lo studio delle variazioni di flusso e di composizione chimica dei gas emessi dalla plume emessa dal cratere è certamente un elemento di grande valore diagnostico, come confermato anche recentemente dai risultati ottenuti nell'eruzione di Stromboli da Aiuppa et al. (2008). Si deve tuttavia considerare che durante le crisi eruttive l'accesso alle zone crateriche può essere troppo pericoloso, mentre il controllo delle emissioni diffuse di gas dal suolo può continuare nelle zone lontane dai crateri. Una promettente anomalia di flusso diffuso di CO₂ è stata trovata da Carapezza et al. (2004) prima dell'eruzione 2002-2003 di Stromboli. La scelta dell'anidride carbonica, come principale gas da monitorare nel degassamento diffuso, si basa sui seguenti motivi: a) la CO₂ è, dopo l'acqua, il volatile più abbondante disciolto nel magma e, a causa della sua bassa solubilità nei fusi silicatici a pressioni basse o moderate, è rilasciata dai magmi in risalita prima e in quantità maggiore rispetto ai volatili più solubili (Gerlach & Graeber, 1985; Pan et al., 1991; Papale et al., 2006); b) la reattività della CO₂ nei processi di interazione acqua-roccia è molto più bassa di quella degli altri gas acidi rilasciati dal magma (Sigvaldason, 1989) e quindi può raggiungere più facilmente la superficie; c) gli edifici vulcanici sono caratterizzati dalla presenza di faglie e fratture che agiscono come vie preferenziali di fuga del gas verso la superficie; lo studio dell'emissione diffusa di gas dal suolo permette di riconoscere queste fratture anche se non evidenti dalla superficie e il controllo del loro tasso di degassamento (che oggi è possibile anche con metodi automatici continui) è un elemento prezioso nel quadro del monitoraggio vulcanico e diventa insostituibile se proprio la frattura monitorata dovesse ospitare una nuova bocca eruttiva. Questi temi verranno in particolare affrontati presentando i risultati delle ricerche condotte su Stromboli.

Ancora più importante è lo studio del degassamento diffuso in vulcani quiescenti a condotto chiuso, con fumarole di alta temperatura ma privi, ovviamente, di una plume gassosa permanente. A questo riguardo presenterò i risultati di prospezioni di flusso di CO₂ dal suolo condotte sul vulcano Turrialba in Costa Rica, che da qualche anno è sede di un probabile processo di unrest.

Un approccio analogo ha guidato le ricerche nei sistemi geotermici del Lazio (Latera, Caldara di Manziana). Anche negli acquiferi geotermici la CO₂ è, sempre dopo l'acqua, il componente principale e dovunque faglie e fratture producano una fuga di vapore dal reservoir verso la

Introduzione

superficie, si generano rilasci anomali di CO₂ riconoscibili da indagini del flusso dal suolo di questi gas. È questo un complemento moderno e importante delle tecniche geochimiche tradizionali per l'esplorazione geotermica, che permette di accertare facilmente l'esistenza in profondità di un volume di rocce permeabili per fratturazione (serbatoio geotermico) dal quale avvengono fughe di volatili verso la superficie. Poiché in queste zone le manifestazioni gassose naturali sono quasi sempre fumarole fredde senza emissione di vapore, per le quali non si possono applicare la maggior parte dei geotermometri chimici, si sono applicati alcuni geotermometri del sistema CO₂-CH₄-H₂-Ar.

Nelle zone in cui avvengono forti emissioni diffuse di gas, la CO₂ (e l'H₂S), più pesanti dell'aria, possono accumularsi vicino al suolo o nelle depressioni naturali o artificiali fino a crearvi condizioni di pericolosità. A questo scopo, in alcuni siti a forte rilascio di gas sono state effettuate misure della concentrazione di CO₂ e H₂S in aria, per lo più all'aperto, ma in un caso di Stromboli anche indoor, per stabilire la possibile presenza di pericolo per avvicinamento o superamento delle soglie di concentrazione riportate nelle Tabelle 1 e 2. Per alcune di queste misure è stata utilizzata anche una nuova tecnica TDL (Tunable Diode Laser) mai impiegata prima in Italia.

L'ultimo capitolo della tesi, pur contenendo anch'esso alcuni risultati di misure del flusso diffuso di CO₂ dal suolo, affronta un argomento diverso, quello della ricerca di una risorsa geotermica di bassa-bassissima entalpia della città di Roma a fini termici diretti (riscaldamento e condizionamento di ambienti).

Mi sembra infine opportuno un accenno alle collaborazioni. In questi anni lo scrivente ha fatto parte di un gruppo misto di ricerca del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università Roma Tre e dell'INGV- Sezione Roma 1, che ha affrontato tutte le tematiche descritte nella tesi. Alcuni dei risultati sono già stati pubblicati, per lo più su riviste internazionali, e lo scrivente è stato co-autore di questi lavori. La tesi contiene ovviamente la sintesi dei lavori pubblicati, ma anche molti risultati ancora inediti. Del gruppo di ricerca hanno fatto parte anche due altri dottorandi, uno dei quali ha già acquisito il titolo con una tesi (Ricci, 2007) che conteneva una parte dei risultati di Stromboli qui presentati, che sono stati però integrati da molti nuovi dati ed elaborazioni. Nelle varie parti verranno indicati i laboratori nei quali sono state realizzate le analisi chimiche e isotopiche dei gas (INGV-OV, INGV-Pa, CNR-IGG Pisa).

Introduzione

Tabella 1. Effetti sulla salute della respirazione di anidride carbonica

<i>Limiti di esposizione (vol. % aria)</i>	<i>Effetti sulla salute</i>
2 - 3	Inavvertiti durante il riposo, ma può esservi un marcato affanno sotto sforzo
3	La respirazione diventa più profonda e frequente durante il riposo
3 - 5	Il ritmo della respirazione aumenta. Esposizione prolungata provoca mal di testa
5	Respirazione molto faticosa, mal di testa, affaticamento, polso irregolare
7.5	Respiro affannoso, aumento del battito cardiaco, mal di testa, affaticamento, vertigini, debolezza muscolare, perdita delle capacità mentali, sonnolenza, ronzio negli orecchi
8 - 15	Mal di testa, vertigini, vomito, perdita di conoscenza seguita da morte se al paziente non viene immediatamente somministrato ossigeno
10	Deficienza respiratoria, perdita di conoscenza dopo 10 - 15 minuti
15	Concentrazione letale, esposizioni a livelli superiori a questa sono intollerabili
25 o più	Con soli pochi respiri, si producono convulsioni, rapida perdita di conoscenza e morte

N.B.: negli ambienti di lavoro il livello tollerato è di 0,5 % per 8 ore (direttiva Commissione UE 91/322)

Tabella 2. Effetti sulla salute della respirazione di idrogeno solforato

<i>Limiti di esposizione (ppm aria)</i>	<i>Effetti sulla salute</i>
20	Concentrazioni tollerabili per alcune ore senza effetti
20 - 50	Irritazioni oculari
50 - 60	Esposizione prolungata provoca faringiti, bronchiti e congiuntiviti
>150	Irritazioni al tratto respiratorio superiore; non si avverte più l'odore tipico dell'idrogeno solforato
250	Edema polmonare con rischio di morte
450	Concentrazione molto pericolosa, rischio di morte
>1000	Immediata perdita di conoscenza, intossicazioni acute, nausea, vomito, coma e cessazione del respiro con morte

N.B.: negli ambienti di lavoro il livello tollerato è di 10 ppm per 8 ore (direttiva Commissione UE 91/322)

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

2.1. Misure della concentrazione in aria di CO₂ e H₂S con tecnica TDL (Tunable diode lasers)

Si tratta di una tecnica per la misura della concentrazione di un gas in atmosfera, che può essere utilizzata sia per rilievi occasionali che per realizzare sistemi di osservazione permanente e trova applicazione su variabili da pochi di metri fino a circa 1-2 Km.

Il campo di applicazione di questa tecnica è abbastanza ampio. A titolo di esempio possono essere segnalati:

- il controllo delle emissioni inquinanti di aree industriali o da aree adibite a discarica
- il monitoraggio della qualità dell'aria nei centri urbani;
- il monitoraggio delle emissioni gassose naturali (ad esempio nelle aree vulcaniche e geotermiche).

Il sistema di telerilevamento ottico basato su laser TDL ricava la concentrazione di una specie chimica in atmosfera mediante una misura trasmissometrica (www.asper.it). L'unicità di questa tecnologia è dovuta all'utilizzo di una sorgente luminosa molto particolare il diodo laser regolabile Fig. 2. La sorgente è un cristallo formato da una composizione chimica di elementi quali Gallio, Arsenico, Antimonio e Fosforo che quando viene attraversato da una corrente elettrica, emette un raggio laser monocromatico nella regione del vicino infrarosso. La composizione chimica del cristallo determina la lunghezza d'onda della radiazione emessa, e la regolazione della corrente che lo attraversa, insieme alla regolazione della sua T permette una sintonizzazione molto precisa della frequenza della stessa (www.dasibitalia.it).

Ogni gas ha una propria caratteristica linea di assorbimento. Un TDL può quindi venire sintonizzato per selezionare una singola linea di assorbimento distinta da quelle degli altri gas, perciò questa tecnica di misura non ha problemi di interferenza. La natura monocromatica della sorgente laser permette inoltre di avere una risposta di tipo lineare su un'ampia gamma di concentrazione. I TDL assorbono solo alcuni mW di energia, perciò questo tipo di applicazione non comporta problemi di sicurezza per la vista nelle misure open-path (68-Marzo 2002 – ICP www.asper.it). L'energia è concentrata su una lunghezza d'onda e si ottiene così un elevato rapporto segnale/rumore con rapidi segnali di risposta anche su lunghi cammini ottici di misura (1-2 Km) e con altissima sensibilità di rilevazione.

Per misure in campo aperto (open-path) il sistema è composto da una sorgente laser TDL che emette un fascio di radiazione elettromagnetica (generalmente nell'infrarosso); un retroriflettore (elemento passivo con la funzione di rinviare la radiazione nella direzione di arrivo); un ricevitore per la raccolta della radiazione trasmessa; un sistema di analisi dati (Fig. 2.2).

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate



Fig. 2.2 trasmettitore, ricevitore laser e retroriflettore per lunghe distanze

Durante l'attraversamento dell'atmosfera da analizzare, la radiazione laser è parzialmente assorbita dai gas che compongono la massa d'aria stessa. Scegliendo opportunamente la lunghezza d'onda del laser nella zona dello spettro elettromagnetico in cui si trova una riga di assorbimento del gas in analisi, è possibile ricavare la concentrazione media del gas nel tratto di atmosfera attraversato dal fascio.

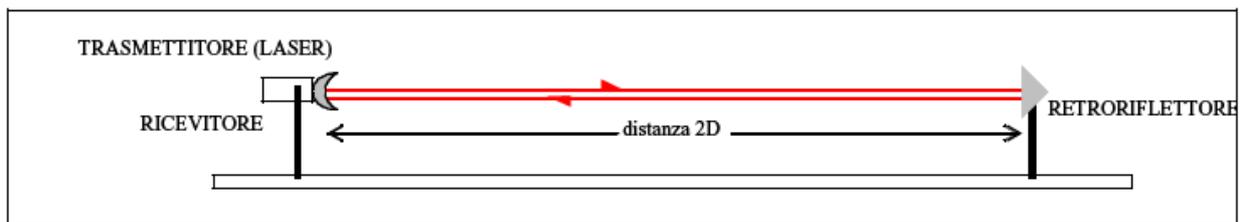


Fig. 2.2 schema del sistema di misura; la massa d'aria sotto indagine è quella compresa tra laser e retroriflettore.

Il metodo consente di ricavare la concentrazione complessiva integrata su tutto il cammino percorso dal fascio laser, espressa in ppm-m (parti per milione in volume metro), ovvero la concentrazione media, espressa in ppm (parti per milione in volume), riferita al tratto di atmosfera attraversato dal fascio laser.

La sensibilità del sistema, dipende ovviamente, dalla lunghezza del tratto percorso dal fascio laser all'interno della nube gassosa. Se la nube della sostanza in analisi è localizzata solo in una piccola zona, è necessaria una concentrazione più elevata di quanto non lo sia se la nube è estesa su tutto il volume attraversata dal fascio.

La tabella 2.1 riassume per alcuni gas la sensibilità, il valore minimo di concentrazione misurabile su un percorso del fascio laser pari a 100 m e l'intervallo di misura.

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

Tabella 2.1: Limiti di rilevabilità dei principali gas rilevati nell'area d'indagine

Gas	Intervallo di misura [ppm-m]	Sensibilità [ppm-m]	Sensibilità su 100m [ppm]
CH ₄	0 - 5.000	1	0,01
CO	0 - 5.000.000	500	5
CO ₂	0 - 5.000.000	500	5
H ₂ S	0 - 100.000	20	0,2

Di seguito sono elencati alcuni vantaggi e svantaggi del metodo, in modo da evidenziarne alcuni aspetti positivi e alcune limitazioni, pensando ad esempio al monitoraggio della concentrazione di un gas in un'area urbana o industriale.

Vantaggi:

- tempi di risposta veloci: tipicamente i tempi di risposta sono dell'ordine del secondo;
- l'utilizzo di un laser permette di realizzare misure su lunghezze dell'ordine anche del Km;
- la dinamica di misura può essere superiore a tre ordini di grandezza;
- la presenza di una cella interna di riferimento assicura una auto-calibrazione del sistema;
- l'apparato di emissione e ricezione può essere installato fuori dalla zona di osservazione; questo può consentire di installare lo strumento in una zona sicura o non esposta alla contaminazione di agenti corrosivi;

Limitazioni:

- un solo gas può essere misurato con uno strumento;
- la misura è basata sulla attenuazione di un fascio laser: tutti gli ostacoli che interrompono il fascio (come persone, veicoli o altri oggetti che attraversano la zona di osservazione) possono interrompere la misura; problemi si possono avere anche in condizioni di scarsa visibilità a causa di nebbie dense o vapori che ostacolano la propagazione del fascio;
- la presenza del gas può essere rilevata ma non localizzata lungo il percorso del fascio.

Le misure riportate in questa tesi sono state eseguite in collaborazione con l'Università di Düsseldorf, che ha messo a disposizione due strumenti TDL equipaggiati per misure di CO₂ e H₂S.

2.2. Misure di flusso viscoso di gas con piattaforma galleggiante e contatore volumetrico

Per eseguire misure di flusso viscoso (con regime convettivo) di CO₂ e H₂S da punti discreti su superfici d'acqua, rivelati da treni di bolle da pozze e polle gorgoglianti anche di grandi dimensioni, (Fig. 2.3), si sono sviluppate e sperimentate nuove tecniche, in collaborazione con ricercatori dell'Università di Düsseldorf. Ricordo che questo tipo di manifestazioni sono molto frequenti e

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

diffuse nelle aree vulcaniche e geotermiche e forniscono un contributo importante alla stima del flusso totale.



Fig. 2.3. Esempio di manifestazione di grandi dimensioni: la Caldara di Manziana

Gli approcci tecnici sono stati due, uno per flussi viscosi molto alti e con dimensioni della polta grandi (140*140cm), l'altro per misure in polle o crateri gorgoglianti più piccoli (35cm di diametro) e con flussi più bassi.

Il primo, denominato Floating Platform (FP), consiste in una grande camera di accumulo stagna di dimensioni 140*140 cm con ai lati delle braccia di acciaio regolabili dove sono stati agganciati dei galleggianti. Il peso totale della FP è di circa 90 Kg. Nella parte superiore della FP c'è un foro (14 cm di diametro) da dove fuoriesce il gas dopo essersi accumulato nella camera. Una volta posizionata e mantenuta la FP sulla manifestazione gassosa, il gas accumulato in questa gigantesca camera, è convogliato nel tubo a sezione nota. Si può quindi procedere alla misura del flusso. Sono state utilizzate due differenti tecniche a seconda dell'entità del degassamento:

- A) La prima è usata per flussi molto alti. Sul foro di uscita viene innestato un tubo in PVC di diametro 12,5 cm, dove viene incanalato il gas; alla bocca del tubo si misura la velocità di emissione del gas, la temperatura, la pressione e la concentrazione di CO₂ e H₂S (Fig.2.4A). Per la misura della velocità si è usato un anemometro a ventola con range da

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

0.1 a 30 m/s, mentre per le misure di concentrazione si è usato uno spettrometro all'infrarosso (Dräger X-am 7000).

B) La seconda (Fig. 24B) viene usata per flussi medio alti. In questo caso, nel foro di uscita viene inserito un contatore volumetrico di gas con range di misura 0.04 – 10 m³/h

Il contatore volumetrico usato per la misura del flusso è di tipo a membrane o pareti deformabili ed è ottimale per la misurazione di portate piccole e medie, con andamento variabile. I contatori a membrana sono misuratori di tipo volumetrico, in quanto effettuano la misura isolando fisicamente un volume costante e noto di gas ad ogni rotazione (volume ciclico).



Fig. 2.4 A-Piattaforma galleggiante per il convoglio del gas da forti emissioni dall'acqua, B-contatore volumetrico

Il principio fisico che regola il funzionamento dei contatori a pareti deformabili consiste nell'isolare, durante ogni singola misurazione, un volume noto di gas (volume di misura) in due appositi contenitori, (camere di misura). Le dimensioni di ciascuno di questi contenitori coincidono con il volume di misura e sono pari esattamente ad un quarto del volume ciclico. La misurazione consiste nella ripetizione continua delle operazioni di riempimento e svuotamento del gas dalle camere, tenendo conto del numero di volte in cui questa operazione ciclica viene eseguita.

Per misure di flussi viscosi medio – bassi da emissioni di piccole dimensioni, è stato usato lo stesso sistema, ma in sostituzione della FP come camera d'accumulo è stata usata una camera più piccola (diametro 35 cm) (Fig. 2.5).



Fig.2.5 Secchio equipaggiato con contatore di gas per misure di flusso viscoso medio-basso dall'acqua.

In entrambi i casi il flusso si ottiene dalla seguente formula:

$$1) f = Q \cdot C \cdot d$$

dove Q = portata m^3/s

C = concentrazione del gas (CO_2 o H_2S) vol. %

d = densità (CO_2 o H_2S) Kg/m^3 .

2.3. Misure di flusso diffuso di CO_2 dal suolo con tecnica della camera di accumulo

Esistono varie tecniche per misurare il flusso di anidride carbonica dal suolo che possono essere suddivise in due categorie principali: le misure dirette e quelle indirette (Reiners, 1968; Kucera & Kirkham, 1971; Guerrieri & Valenza 1988; Carapezza & Granieri 2004). Le misure indirette ricavano il flusso dalla determinazione della concentrazione di CO_2 a varie profondità del suolo e richiedono, come condizione, flussi stazionari e la conoscenza della porosità/permeabilità del suolo (Chiodini et al., 1998).

I metodi diretti comprendono due procedure:

1. attive, con le quali il gas viene estratto dal suolo mediante una pompa (es. metodo della concentrazione dinamica; Guerrieri & Valenza, 1988),
2. passive, mediante le quali si misura la concentrazione di CO_2 rilasciata all'interfaccia suolo-atmosfera ed accumulata nel tempo all'interno di un contenitore a volume noto. Tra queste tecniche vi è il metodo "a camera d'accumulo a tempo zero" (Parkinson, 1981; Baubron et al., 1991), il quale consente una misurazione veloce di flusso di CO_2 dal suolo in un ampio intervallo di valori (Chiodini et al., 1998), e non richiede correzioni od assunzioni sulle caratteristiche del suolo (Tonani & Miele, 1991).

L'apparato di misura più diffuso è prodotto dalla Westsystems è formato dai seguenti componenti (Fig. 2.6):

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

- uno spettrometro ad infrarosso che può essere di tipo Licor L1800, per misure di flusso da 0 a 2000 $\mu\text{mol/mol}$ (2% vol.), oppure di tipo Dräger Polytron, per misure di flusso da 0 a 100% in vol;
- un computer palmare con il software per la visualizzazione dell'accumulo di CO_2 nel tempo nella camera e che consente la misura del flusso;
- una camera di accumulo, che può avere diverse dimensioni standard, per la misura di alti e bassi flussi (Manuale del flussometro portatile della Westsystems S.r.l.; Release 4.00, May 2002).

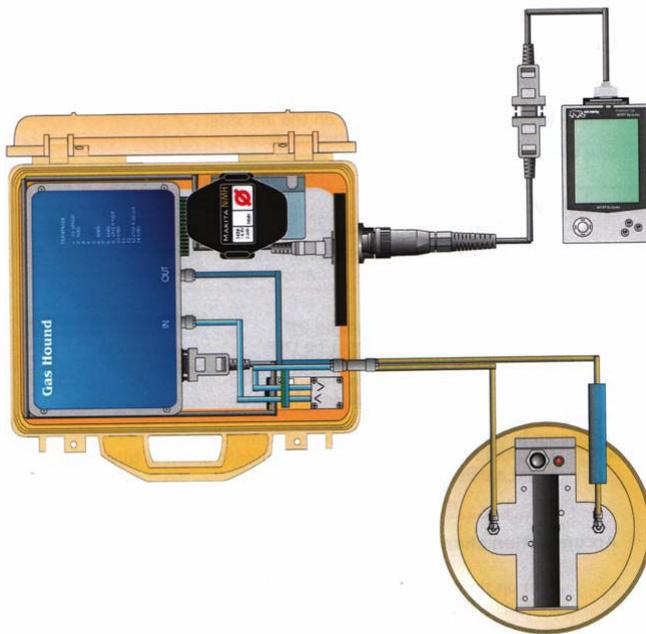


Fig. 2.6 I tre componenti principali della strumentazione per la misura del ϕCO_2 (dal Manuale della Westsystem).

Nel corso di questa Tesi si sono eseguite le misurazioni del flusso di CO_2 dal suolo con lo spettrometro Licor con fondo scala al 2% in vol. e camera di accumulo di tipo A con un volume interno pari a 62 cm^3 . La procedura per le misurazioni si articola come segue: in primo luogo la camera d'accumulo viene poggiata al suolo e in quell'istante, cioè a tempo zero, iniziano le misure (Fig. 2.7).

Il gas che permea dal suolo comincia ad accumularsi all'interno della camera e la miscela di aria e gas viene aspirata ogni secondo da una pompa, che lo convoglia allo spettrofotometro, per poi essere reimpresso nella camera di accumulo, al fine di non variare la pressione all'interno della camera. Man mano che il tempo passa la concentrazione del gas tenderà ad aumentare all'interno della camera in funzione del flusso.

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

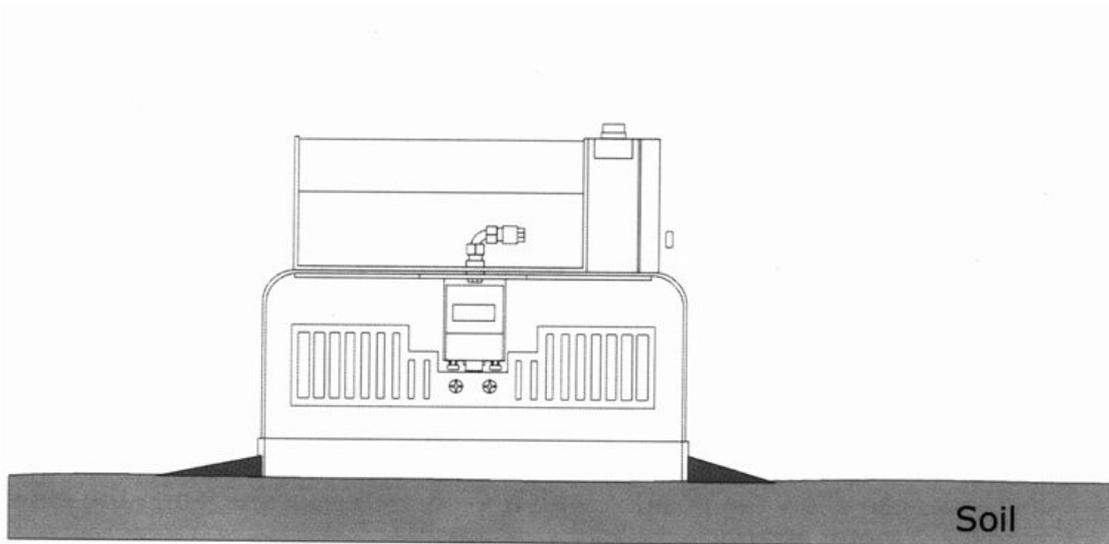


Fig. 2.7 Sezione verticale della camera di accumulo di Tipo A (dal Manuale della Westsystem).

Le misure vengono interfacciate graficamente sul computer palmare, il quale fornisce una visualizzazione immediata dell'accumulo di anidride carbonica attraverso un grafico della concentrazione della stessa espressa in ppm/s, rispetto al tempo. Il software, inoltre, permette di calcolare la pendenza della curva della concentrazione di CO₂ rispetto al tempo (Fig. 2.8).

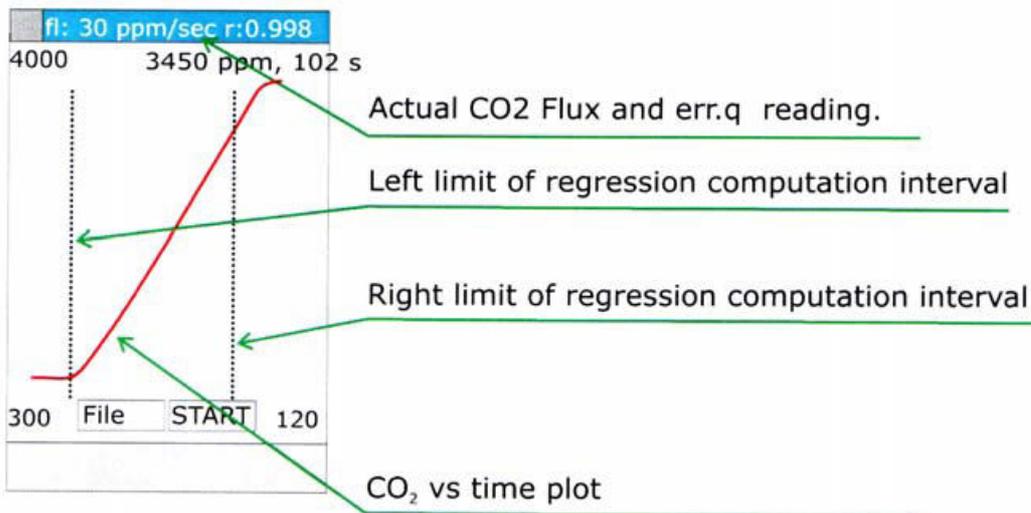


Fig. 2.8 Esempio di schermata con relativa curva (CO₂ vs. tempo) del computer palmare (dal Manuale della Westsystem).

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

Per determinare il valore del flusso è necessario conoscere il coefficiente angolare della curva (Chiodini et al., 1998). Infatti, al tempo $t+dt$, si ha all'interno della camera una massa di anidride carbonica pari a:

$$V_p C_{CO_2,t+dt} = V_p C_{CO_2,t} + \phi_{in} A_p C_{soil,dt} dt - \phi_{out} A_p C_{CO_2,dt} dt$$

La massa di gas al tempo $t+dt$ è pari alla massa di gas al tempo t , più il gas che entra nella camera nell'intervallo dt . Con V_p e A_p si indicano rispettivamente volume e sezione orizzontale della camera (il cui rapporto è l'altezza H_p). In conclusione dall'equazione sopra descritta si perviene alla seguente relazione:

$$\phi_{CO_2} = H_p (dC_{CO_2}/dt)_{t \rightarrow 0}$$

Da tale relazione si deduce che il flusso di anidride carbonica è proporzionale alla tangente della curva C_{CO_2} rispetto al tempo, all'istante $t=0$, a meno di una costante che equivale all'altezza della camera d'accumulo (H_p) (Chiodini et al, 1998).

I parametri ambientali, in particolare l'umidità del suolo, la pressione atmosferica, e la velocità del vento, hanno una notevole influenza sul flusso del gas. Infatti, misure sperimentali di flusso di CO_2 eseguite in laboratorio a regime di flusso costante ma in differenti condizioni barometriche, hanno mostrato una correlazione negativa tra la pressione atmosferica e il flusso di CO_2 . Per questo motivo è necessario misurare contemporaneamente al flusso i parametri ambientali, come si fa nelle stazioni automatiche di flusso di CO_2 , del tipo di quelle utilizzate a Stromboli, in cui a intervalli orari si misurano T , P_{atm} , T e umidità del suolo, direzione e velocità del vento per poter interpretare i dati.

Le stazioni di misura del flusso di CO_2 utilizzate a Stromboli sono una variante fissa e automatica della camera di accumulo portatile. Eseguendo una misura di flusso di CO_2 e dei parametri ambientali ogni ora. Il processamento statistico dei dati ha lo scopo di filtrare tutte le variazioni di flusso generate da variazioni ambientali, in modo da riconoscere quelle dovute a fenomeni endogeni.

2.4 Processamento statistico dei dati spaziali

La camera di accumulo è uno strumento portatile facile da usare che consente di eseguire numerose misure, in tempi relativamente brevi, del flusso di CO_2 dal suolo anche su vaste aree. I dati raccolti devono essere trattati statisticamente per ottenere mappe di flusso, e per la stima del flusso totale di CO_2 (e in qualche caso di H_2S) che sono descritte nei vari capitoli.

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

La geostatistica fornisce una serie di tecniche probabilistiche per:

- ricercare un modello che descriva la dipendenza spaziale tra i valori osservati,
- utilizzare questo modello per stimare valori della variabile spaziale in localizzazioni non campionate con un errore che descriva l'incertezza della stima,
- usare queste informazioni per le valutazioni.

Ciò che rende la geostatistica un potente strumento di indagine è la sua capacità di caratterizzare mediante un modello probabilistico (stocastico) la struttura spaziale di un fenomeno. Tale struttura spaziale è determinata attraverso il variogramma, come verrà descritto in seguito.

Pertanto i modelli e le valutazioni effettuati mediante metodi geostatistici sono conseguenza delle caratteristiche intrinseche delle variabili e non solo del numero dei campioni o del tipo di campionamento.

Nel nostro caso la variabile analizzata è il flusso di CO₂ (e/o H₂S) dal suolo, e la distribuzione spaziale è data dalle localizzazioni GPS dei punti di misura.

Di seguito verranno descritti in maniera schematica i passaggi per la costruzione del variogramma e quindi del modello numerico che consente la costruzione di mappe di flusso e quindi la stima del flusso totale, con distinzione del valore di background che consente di determinare le classi anomale del flusso delle specie chimiche misurate.

L'analisi e la modellizzazione della distribuzione dei dati nello spazio comprende due fasi.

- 1- Analisi esplorativa dei dati (EDA) ed analisi esplorativa spaziale dei dati (ESDA).

In questa fase si effettuano due tipi di analisi una numerica e l'altra grafica.

Con la prima si calcolano il numero di campioni, il range, la media, la deviazione standard, la mediana, la varianza; questi calcoli servono per effettuare una corretta analisi grafica per la quale vengono usati:

- ✓ scatterplots, che consentono di avere una visione spaziale del dato
- ✓ verifica e trasformazione della distribuzione dei dati, in questa fase si verifica la distribuzione log-normale assicurandosi che la distribuzione del logaritmo della variabile sia gaussiana, ricordando che una variabile presenta distribuzione log-normale se la distribuzione del logaritmo della variabile è gaussiana
- ✓ istogrammi
- ✓ distribuzioni cumulate
- ✓ diagrammi di probabilità cumulata, che permettono, con metodo grafico-numerico, di individuare più popolazioni e quindi più classi di flusso dal suolo. Questa operazione permette di distinguere valori di background e anomali (endogeni) (Chiodini et al., 1998, 2001) del flusso consentendo

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

successivamente di calcolare il flusso totale emesso con una maggiore precisione

Esistono diversi metodi grafici e numerici per il calcolo delle anomalie; questo dipende dalla distribuzione cumulata del set di dati quindi dalle popolazioni individuate.

Il metodo da noi usato per l'individuazione di popolazioni diverse (suddivise poi in classi differenti) consiste nel verificare la presenza di cambiamenti di pendenza oppure l'esistenza di punti di flesso nella distribuzione di punti sul un grafico che esprime la probabilità cumulata dei valori di flusso (Fig. 2.9) così come gap nella distribuzione. Di solito i primi valori nel grafico di probabilità cumulativa rappresentano la coda (tail) dove sono annidati gli errori sistematici e causali dei dati e pertanto non vengono considerati. Il primo gruppo di dati che si trova dopo la tail indica il valore di Background (BG), tipico della cosiddetta respirazione del suolo per quel sito (Mielnick and Dugas, 2000; Rey et al., 2002; Frank et al., 2002; Yazaki et al., 2004; Cardellini et al., 2003). Il valore di flesso o di gap sopra il BG viene interpretato come il valore di soglia tra BG e le popolazioni anomale che saranno pari al numero di flessi (o gap) del set di dati.

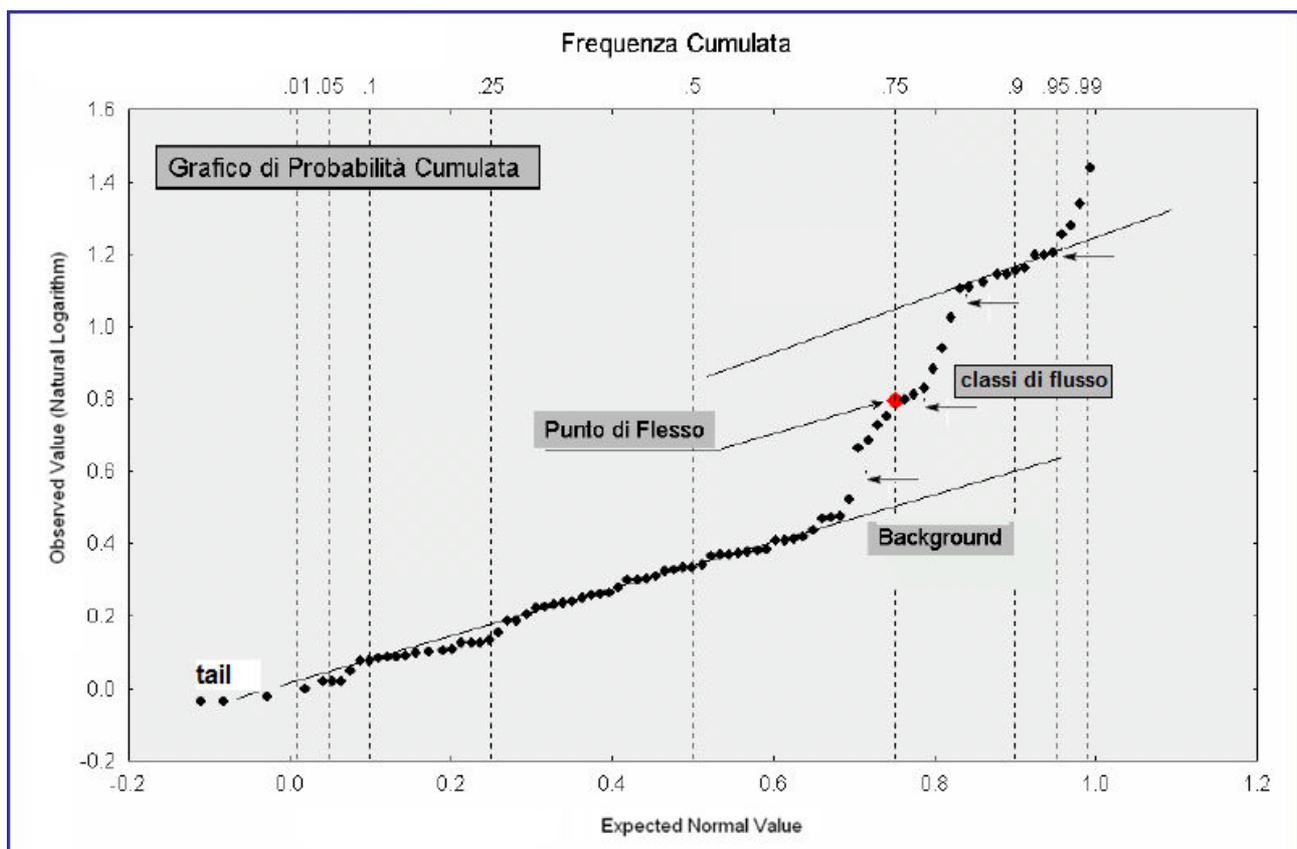


Fig.2.9 Esempio di grafico di probabilità cumulata di flusso di CO₂

2- Costruzione del variogramma sperimentale

Il variogramma è un elemento base dell'analisi geostatistica e rappresenta uno strumento che permette di descrivere la correlazione spaziale tra i dati, cioè la loro continuità o non continuità spaziale. Per continuità spaziale si intende la somiglianza dei valori tra dati spazialmente ravvicinati (Chiodini et. al., 2007). Tale correlazione spaziale non viene descritta dai parametri della statistica classica in quanto questa non tiene in considerazione la posizione dei valori nello spazio.

La correlazione spaziale tra i dati viene messa in evidenza dai diagrammi di h-scatterplots. Questi diagrammi mostrano tutte le coppie possibili di dati separati da una certa distanza (lag). Nel grafico a dispersione viene rappresentato il valore di una variabile nella posizione x nei confronti di quello della stessa variabile nella posizione $x+h$, dove h è il vettore che separa i due punti. L'asse delle ascisse rappresenta la variabile $z(x)$, e l'asse delle ordinate la variabile $z(x+h)$. Pertanto la coordinata x di un punto corrisponde al valore della variabile z nel punto stesso e la coordinata y al valore di z ad una distanza h .

La forma della nube di punti nel diagramma h-scatterplots fornisce informazioni sulla continuità spaziale dei valori osservati per una prefissata distanza e direzione. Nella Figura 2.10 si può notare come all'aumentare della distanza relativa tra i punti aumenti la loro dispersione rispetto alla bisettrice e quindi diminuisca la loro correlazione.

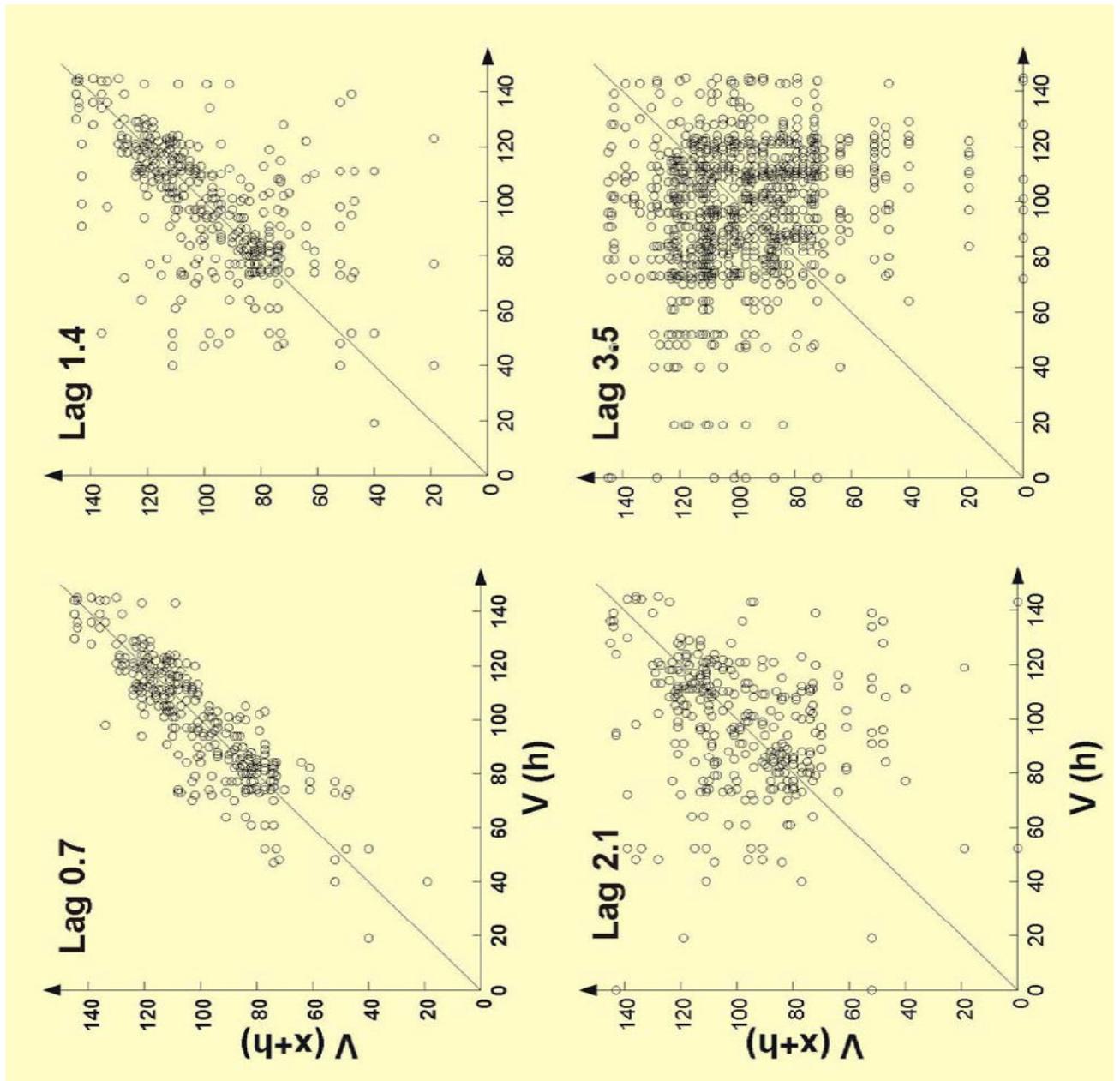


Fig.2.10 esempio di h-scatterplots per quattro diversi lag (h)

Le informazioni degli h-scatterplots vengono rese quantitative a livello numerico dalla funzione chiamata variogramma $2\gamma(h)$ che misura la differenza tra i dati separati da una distanza h in una specifica direzione (Buccianti et al., 2003) ed è definita a livello numerico come:

$$2\gamma(h) = \frac{1}{n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2$$

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

Dove:

h = Lag, vettore che dipende dalla direzione nella quale è calcolato il variogramma

X_i = valori sperimentali della variabile X_i

$n(h)$ = numero di coppie di punti separati dal vettore h

In realtà l'omogeneità nel passo di campionamento dei dati di flusso di CO_2 dal suolo è condizionata sia dalla morfologia dell'area sia dalle condizioni del suolo, quindi si possono trovare poche coppie di valori su cui calcolare il variogramma in quanto le coppie di valori $z(X_i)$ e $z(X_i + h)$ non sono distanti esattamente h ; ciò implica che $n(h)$ può essere molto piccolo e ciò rende insufficiente la stima del variogramma. In questi casi (dati spaziali irregolarmente distribuiti) è necessario attribuire valori di tolleranza sia all'angolo polare α che al modulo del vettore h .

Una volta calcolate le differenze quadratiche tra i campioni, e una volta considerati tutti i confronti tra il punto scelto e quelli che ricadono entro l'area di tolleranza, esse vengono rappresentate su un grafico cartesiano distanza (h) vs differenza quadratica (varianza) (\square). Questo grafico viene detto variogramma sperimentale, ma di solito viene rappresentato come semivariogramma cioè come la distanza (h) vs la semidifferenza quadratica ($\square/2$) Fig. 2.11.

La stima del semivariogramma deve essere effettuata considerando coppie di punti la cui distanza di separazione (modulo di h) sia tale che il modulo di h sia minore o uguale a $D/2$ dove D è la distanza massima tra i punti del dominio in esame (Journel & Huijbregts, 1981). Un'altra regola pratica al fine di ottenere una stima efficiente, è che il numero $N(h)$ di coppie di punti, per un prefissato valore del lag h , deve essere tale che $N(h) \geq 30$ (Journel & Huijbregts, 1981). Naturalmente più è alto il numero di misure, più l'informazione sul processo spaziale diventa affidabile e, quindi risulta più efficiente la stima del semivariogramma. Il semivariogramma ha varie proprietà che vanno scelte accuratamente per ottenere una modellizzazione corretta. In Fig. 2.11 sono riportate le principali.

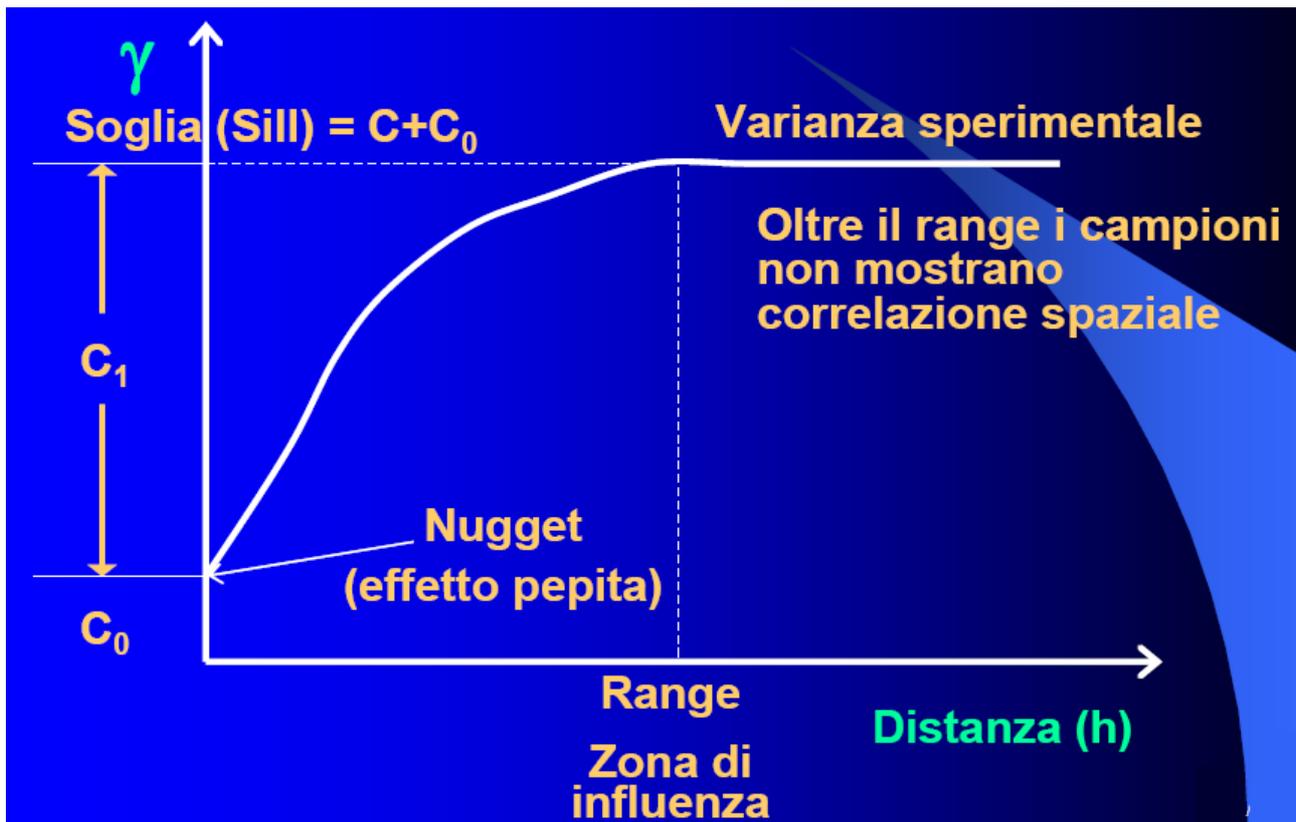


Fig.2.11 Esempio di semivariogramma e delle sue proprietà

Effetto Nugget = valore della varianza (\square) corrispondente a distanze fra misure tendenti a 0 ($h=0$). Rappresenta la variabilità misure a piccole distanze dovuta al controllo da parte di fenomeni geologici che agiscono a piccola scala, oppure è causato da errori nella misura. Questo effetto non varia con la direzione. Il nugget non dovrebbe eccedere il valore di 1/3 del valore di soglia per poter consentire interpretazioni significative.

Range = distanza oltre la quale i campioni non mostrano più continuità spaziale. Graficamente corrisponde al plateau del semivariogramma. In generale è meglio avere elevati valori di range perché stanno ad indicare che i valori delle misure sono simili a grandi distanze. Questa proprietà varia con la direzione.

Sill = Valore di gamma (asse y) in corrispondenza del quale il variogramma tende al plateau. In generale è meglio avere valori di sill bassi che non eccedano il valore della varianza totale dei dati. Anche il sill varia con la direzione.

Numero di Lag = è il numero degli intervalli minimi (lag) che vengono esaminati. Questi dipendono dall'estensione delle misure. Per avere un buon numero di lag si divide la massima distanza tra le misure (max lag distance) per la distanza media tra le misure.

3- Modellizzazione del variogramma

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

Affinché il semivariogramma sperimentale possa dare informazioni in algoritmi di calcolo finalizzati alla stima di valori incogniti nella produzione di mappe di flusso, è necessario trovare una funzione matematica (modello) che interpoli tutti i tipi di comportamento spaziale. I modelli più utilizzati nel nostro campo sono generalmente: sferico, nugget, esponenziale, gaussiano e hole (Fig. 2.12)

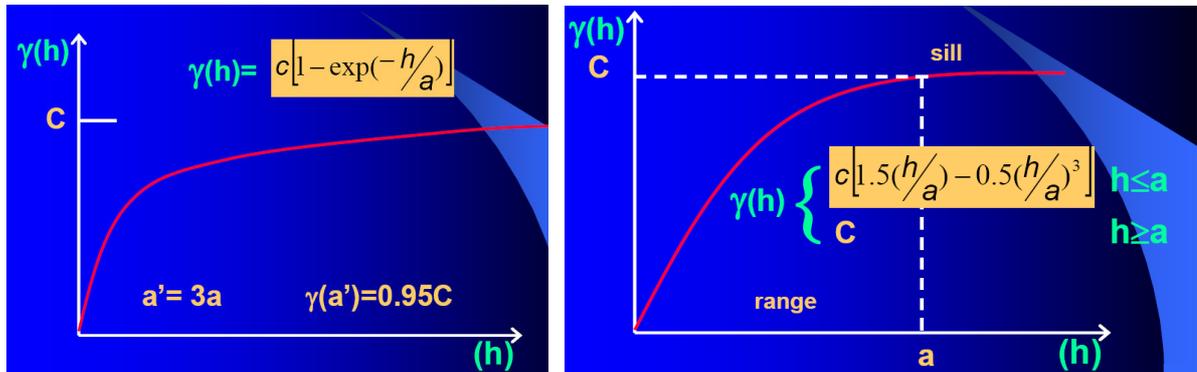


Fig.2.12 Esempio di modello esponenziale e sferico di semivariogramma

4- Stima del flusso

Una volta costruito il modello del semivariogramma, la fase successiva è quella della stima che permette di elaborare la mappa di flusso. Il metodo usato è stato il gridding: è un metodo indiretto per l'interpretazione dei dati, che permette la stima del valore del flusso di CO_2 dal suolo (variabile z) su una griglia regolare, mediante l'applicazione di un algoritmo. L'area di studio, rappresentata nella suddetta griglia, viene divisa in celle di calcolo; per ognuna di queste celle viene stimato un valore di flusso di CO_2 che viene, a sua volta, attribuito al centro o al vertice della cella. Questo punto viene chiamato nodo. Il valore del flusso per ogni nodo viene calcolato in base al semivariogramma precedentemente definito e attraverso l'applicazione dell'algoritmo matematico kriging. Questo algoritmo dà il valore di ciascun nodo, quindi la stima del flusso di ogni cella. Applicando il kriging è dunque possibile effettuare il contour dei nodi con valore uguale, visualizzato con isolinee secondo intervalli stabiliti, i quali costituiscono le classi di flusso. Queste classi sono già state stabilite tramite il grafico cumulato di probabilità descritto precedentemente. Al termine di questo processo si ottiene la mappa di flusso definitiva, dalla quale si può calcolare il flusso totale. La stima del flusso totale di CO_2 viene ottenuta moltiplicando la media del flusso di ogni classe per l'area della classe stessa e poi sommando il contributo di flusso di ogni classe. Il metodo descritto è stato effettuato mediante l'utilizzo dei seguenti software:

- Statistica 7 per la parte di analisi dei dati, sia a livello numerico, sia a livello grafico (EDA, ESDA)

Capitolo 2. Principali tecniche di indagine utilizzate

- Surfer 8.00 per tutta l'elaborazione delle mappe: dalla costruzione e modellizzazione del semivariogramma, fino alle mappe finali.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Le aree vulcaniche e geotermiche del Lazio Settentrionale si estendono a nord di Roma fino al confine con la Toscana e comprendono i complessi vulcanici Quaternari dei Sabatini, Cimini e Vulsini che appartengono alla Provincia Comagmatica Romana (PCR) alcalino potassica (Washington, 1906) che si estende a sud lungo il margine Tirrenico fino al Vesuvio (Fig. 3a)

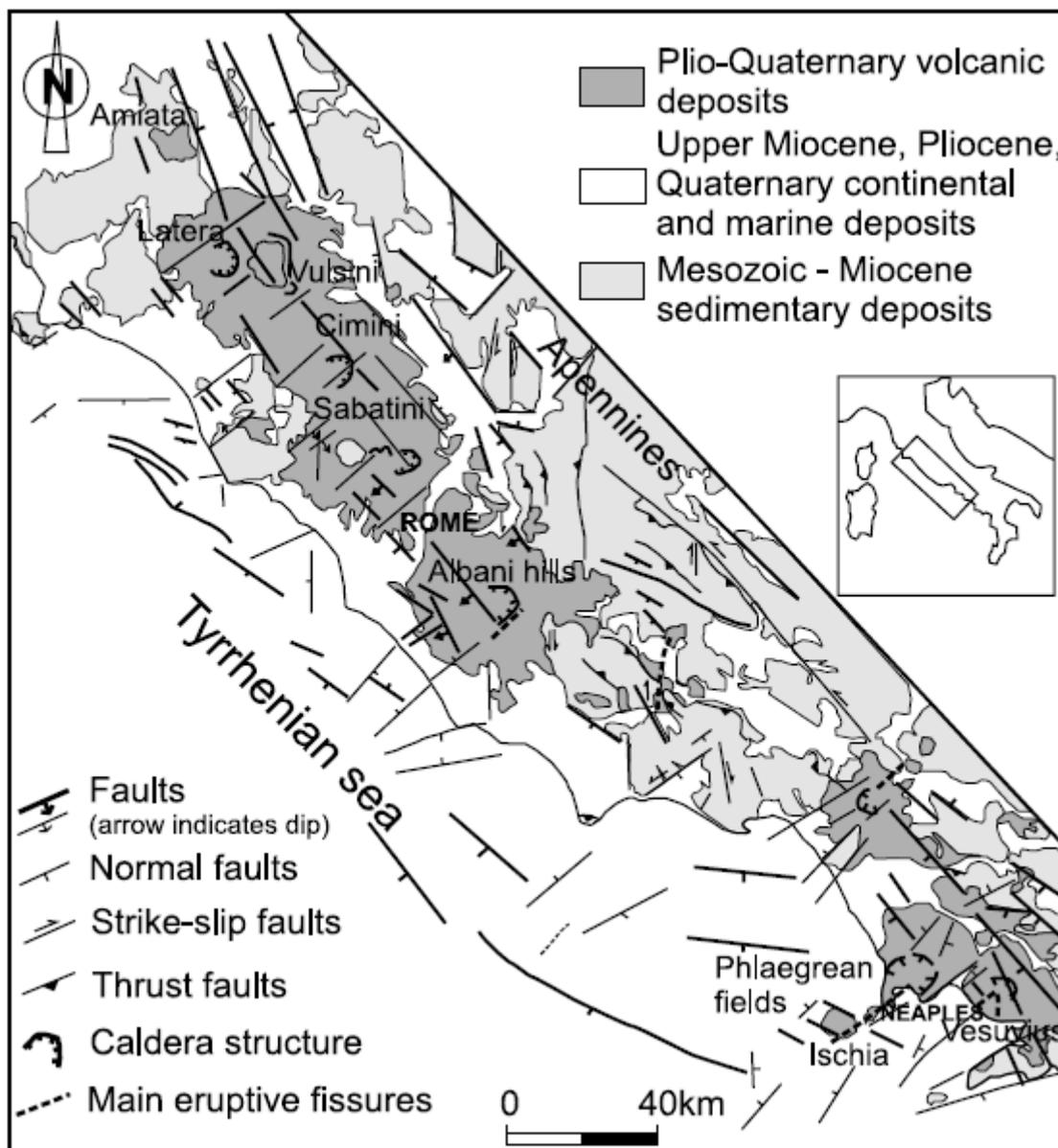


Fig.3a Schema geologico-strutturale del margine Tirrenico dell'Italia Centrale (Acocella & Funicello, 2002 modificato)

Nel Pleistocene, l'Italia centrale è stata interessata da intenso vulcanismo che viene oggi attribuito alla subduzione verso ovest della placca Adriatica (Doglioni et al., 1999; Peccerillo et al., 1985). Molti dei complessi vulcanici della PCR mostrano un'evoluzione vulcanologica-strutturale in due fasi (Acocella & Funicello, 2002). In una prima fase, una condizione estensionale per lo più lungo faglie NW-SE (Appenniniche) ha prodotto decompressione con risalita di magma e delle isoterme.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

In uno studio più maturo, strutture trasversali NE-SW hanno controllato la messa in posto di camere a livelli superficiali nella crosta, che hanno alimentato le eruzioni dei complessi vulcanici dell'Italia Centrale e generato vistose anomalie termiche poco profonde (sistemi geotermici). I vulcani si sono messi in posto su una fascia caratterizzata da una serie di horsts e graben, per lo più sepolti, che sono messi in evidenza dalle anomalie gravimetriche, prodotti da tettonica distensiva del Miocene Sup. al Pleistocene, con sedimentazione marina clastica dei bassi strutturali (Barberi et al., 1994).

La progressiva migrazione verso est della distensione ha portato alla formazione di due regioni con distinti caratteri geologici, geofisici e geotermici. La regione occidentale, quella peri-Tirrenica, è caratterizzata da vulcanismo Plistocenico, una crosta assottigliata (20-25 km), alto flusso di calore ($> 80 \text{ mW m}^{-2}$, fino a 1000 mW m^{-2} nella zona di Larderello) (Baldi et al., 1992; Della Vedova et al., 1984) e terremoti poco profondi di magnitudo moderata.

La regione orientale, Appenninica, è invece caratterizzata da spessori crostali da normali ad elevati (30-40 km), basso flusso di calore ($< 40 \text{ mW m}^{-2}$, Barberi et al., 1994) e terremoti più profondi e di più elevata magnitudo.

In questo lavoro sono state studiate le emissioni gassose, in particolare il flusso di CO_2 , di alcune strutture vulcaniche e geotermiche del Lazio Settentrionale:

la caldera di Manziana e la manifestazione di Palidoro nei Sabatini, la caldera di Latera e la manifestazione di Poggio dell'Ulivo – Poggio Foralupo nei Vulsini.

3.1 Monti Sabatini

Il complesso vulcanico Sabatino si trova nel Lazio settentrionale, circa 20 Km a N di Roma ed occupa un'area di circa 1500 Km^2 . E' delimitato a Nord dal vulcano di Vico, a Ovest dai M.ti della Tolfa, a Sud dalla bassa valle del Tevere ed a Est dal M. Soratte. L'area è coperta da una grande quantità di prodotti vulcanici costituiti da colate e surges piroclastici, prodotti di ricaduta e colate laviche. Le sue vulcaniti sono sovrastanti i depositi piroclastici della fase Tuscolano-Artemisio del Distretto vulcanico dei Colli Albani (56.000-35.000 anni, De Rita et al., 1988) a Sud, mentre a Nord sono sepolti dall'ignimbrite C di Vico, del Distretto vulcanico Vicano (15.000 anni, Cioni et al., 1987) (Fig. 3.1). Le vulcaniti più antiche sono rappresentate da un flusso di lava trachitico (circa 600.000 anni, Cioni et al., 1993, Villa, 1993) sottostante la successione piroclastica dell'edificio di Morlupo, nel settore Est del Distretto Sabatino.

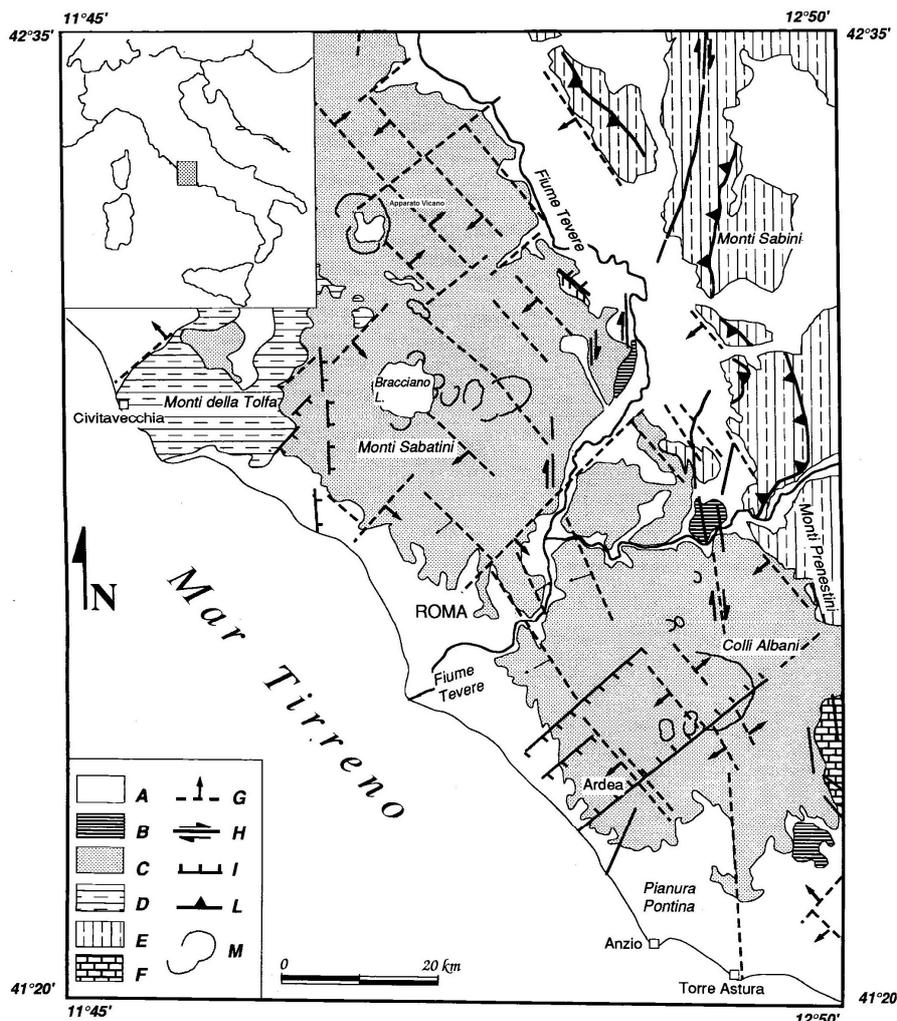


Fig 3.1. Schema tettonico semplificato del margine, tirrenico del Lazio. Legenda: A) Depositi sedimentari dei cicli "neo-autoctoni" e depositi costieri (Messiniano-Pleistocene); B) Depositi di travertino (Quaternario); C) Depositi vulcanici (Pliocene-Pleistocene); D) Unità dei M.ti della Tolfa (Cretacico sup.-Eocene); E) Serie calcareo-silico-clastiche-marnose "sabine"(Triassico sup.-Miocene); F) Serie carbonatiche dei M.ti Lepini (Cretacico sup.); G) Faglie principalmente sepolte, bordiere dei bacini subsidenti con movimento prevalentemente normale; la fraccia indica la parte ribassata; H) Faglie con movimento prevalentemente trascorrente; I) Faglie con movimento prevalentemente normale, i trattini indicano la parte ribassata; L) Principali fronti di sovrascorrimento; M) Orli di crateri e caldere (da Barberi et al., 1994).

La prima attività si verificò nel settore occidentale nell'area di Tolfa-Cerite-Manziate, in un intervallo di tempo compreso tra 4,2-2,1 Ma; benchè sia caratterizzato da un chimismo differente, esso è considerato dagli Autori (Lauro et al., 1969; Negretti e Morbidelli, 1963) parte della Provincia Vulcanica Toscana acida.

L'attività vulcanica del Distretto Sabatino iniziò nel settore orientale a ridosso dei rilievi del M. Soratte, nel centro eruttivo di Morlupo-Castelnuovo di Porto, intorno a 0,6 ka. I prodotti si intercalano nella parte alta della sequenza con i prodotti iniziali emessi dal centro di Sacrofano che intanto si sviluppava più a Ovest in corrispondenza dell'alto strutturale di Baccano-Cesano. L'attività esplosiva produsse, tra 0,50-0,36 ka (De Rita & Sposato, 1986), piroclastiti a chimismo

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

sottosaturato; tali depositi si estendono su tutto il distretto e sono noti come Tufi Stratificati varicolori de La Storta (Corda et al., 1978). Ad Ovest, l'attività vulcanica iniziò con la costruzione di uno stratovulcano nell'area che ora è occupata dal lago di Bracciano. L'affioramento più antico, datato 430 ka (Everden & Curtis, 1965; Cioni et al., 1993), è rappresentato dal Tufo Rosso a Scorie Nere sabatino.

Tra 400 e 500 ka in corrispondenza della massima attività della tettonica estensiva, un'intensa fase effusiva e stromboliana interessò la parte meridionale del settore di Bracciano e si verificò il collasso dell'alto strutturale di Baccano-Cesano. Nel settore orientale del Distretto vulcanico Sabatino, nel centro di Sacrofano, un'eruzione idromagmatica che produsse il Tufo Giallo di Sacrofano, portò alla formazione della caldera di Sacrofano, intorno a 288 ± 6 ka (Villa in Fornaseri, 1985). Ad Ovest, invece, l'attività era controllata da un sistema di faglie bordiere associate alla subsidenza della caldera di Bracciano.

Successivamente, si crearono edifici vulcanici, da piccole bocche eruttive, lungo i margini delle caldere di Sacrofano e Bracciano. Ad Ovest, questi centri (Trevignano, Vigna di Valle, Lagusiello) eruttarono unità piroclastiche (Flussi piroclastici di Pizzo Prato e Vigna di Valle) di minor volume formando collassi calderici minori lungo il margine della depressione di Bracciano. L'ultima eruzione esplosiva di questa serie mise in posto il "Tufo di Bracciano" (177 ± 30 ka, Bonadonna e Bigazzi, 1970). Successivamente, nella parte settentrionale dell'area si impostò una intensa attività esplosiva, caratterizzata da coni di scorie allineati secondo direttrici NE-SW, con emissioni di lave fonolitiche.

Intorno ai 150 ka (Sollevanti, 1983) il Vulcano di Vico depose il "Tufo rosso a scorie nere".

Durante l'ultimo stadio, l'attività del Distretto Sabatino si concentrò in un'area intermedia tra i sistemi di Sacrofano e Bracciano, con attività principalmente idromagmatica che portò alla formazione di alcuni tuff cones, tuff rings e maars (Baccano, Stracciapappe e Martignano). L'attività vulcanica si sviluppò anche nel settore NW del lago di Bracciano, mediante piccole effusioni fissurali e la successiva formazione di tuff rings.

Il vulcanismo nei Sabatini appartiene alla più recente fase del magmatismo Neogenico-Quaternario del margine Tirrenico dell'Italia Centrale (Serri et al., 1993), compreso nella Provincia Comagmatica Romana. Il magmatismo Neogenico-Quaternario del Lazio comprende due serie: una potassica (KS) e una ultrapotassica (HK) (Peccerillo e Manetti, 1985).

I prodotti hanno una composizione da tefritica a fonolitica (Fig. 3.2), una variazione spiegabile mediante il frazionamento di pirosseno, leucite e in minore quantità di ossidi di ferro e titanio, plagioclasio e apatite (Cundari, 1979). K_2O e Na_2O si comportano da elementi incompatibili, durante la cristallizzazione frazionata dei magmi; il basso contenuto in alcali di qualche roccia piroclastica in Fig. 3.2 è attribuito alla loro perdita per processi secondari.

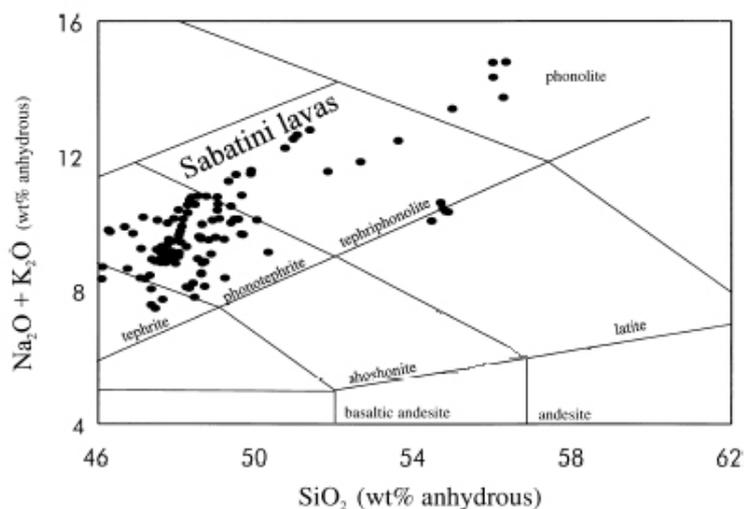


Fig. 3.2. Total alkali vs silica. Sono stati rappresentati 100 campioni di lava con composizione da tefrite a fonolite; la figura illustra l'andamento degli alcali durante l'evoluzione magmatica. (da Jesper Øksne Jørgensen et al., 1998).

Dal punto di vista idrogeologico l'acquifero principale della regione è ospitato all'interno di livelli intensamente fratturati della rocce carbonatiche Mesozoiche, in genere corrispondenti alle zone di faglia che limitano gli alti strutturali. Il sovrastante flysch, prevalentemente marnoso arenaceo, è poco permeabile, a parte qualche piccolo livello fratturato, e agisce come copertura dell'acquifero carbonatico. Altri acquiferi più superficiali possono trovarsi nei livelli porosi (sabbie) della serie Neogenica e nei sovrastanti livelli permeabili delle vulcaniti. La ricarica degli acquiferi di acque meteoriche e la loro circolazione è condizionata dalla distribuzione dei sistemi di fatturazione principali. Dall'analisi strutturale condotta nei M.ti Sabatini sono stati trovati differenti domini di lineamenti tettonici (NE-SW, NW-SE e N-S) (Fig. 3.3).

Dal punto di vista geotermico sembra che l'area con i massimi gradienti termici corrisponda alla distribuzione massima dei lineamenti che non sono relazionati ai picchi del drenaggio (NE-SW e NW-SE) e decrescono nelle aree con domini di fratture N-S (Funciello et al., 1985).

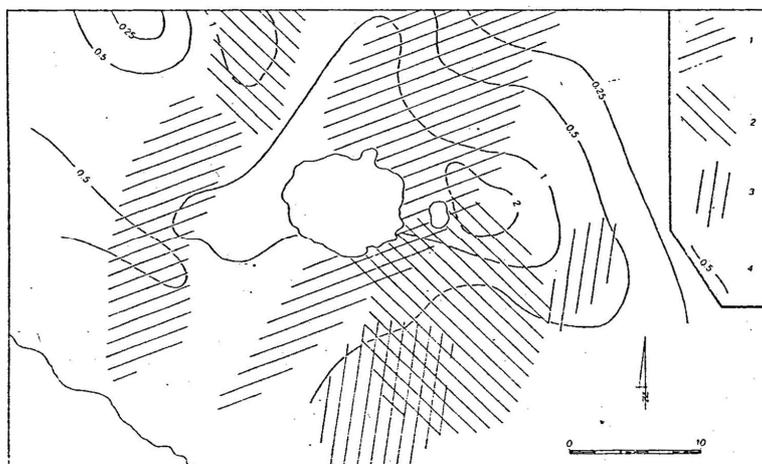


Fig. 3.3. Analisi comparativa tra la distribuzione dei gradienti termici e la mappa delle intensità dei domini dei lineamenti nell'area Sabatina; 1) Dominio NE-SW; 2) dominio NW-SE; 3) Dominio NS; 4) Gradiente termico, in °C/10m (da Funciello et al., 1985).

3.1.1- La Caldara di Manziana

Nel settore sudoccidentale dei M.ti Sabatini, la più importante manifestazione di gas si trova nella struttura della Caldara di Manziana (Fig. 3.4).



Fig.3.4. Vista generale della Caldara di Manziana.

La Caldara di Manziana è ubicata circa 30 Km a Nord di Roma, nella zona compresa tra il lago di Bracciano e i M.ti Ceriti. Morfologicamente si presenta come una depressione, la cui area è di circa 0,15 Km², tagliata nei depositi dell'ignimbrite di Bracciano (De Rita et al., 1993). La zona è ribassata di circa 5m e nella parte nord ospita una risorgenza di acqua, connessa ad una forte emissione di CO₂ di circa 10m di diametro. La depressione della Caldara ha forma leggermente ellittica (430x350m) con asse maggiore allineato in direzione N-S. Oltre alla polla principale (Fig. 3.5 a,b), vi sono numerosi altri punti di emissione discreta di gas. Durante l'inverno, gran parte dell'area della Caldera è occupata dall'acqua e si possono notare i punti di emissione del gas, piccoli crateri sommersi d'acqua da cui il gas gorgoglia (Fig. 3.6). In estate il terreno si prosciuga e alcuni di essi rimangono secchi (Fig. 3.7). Nelle giornate invernali più fredde, il suolo rimane ghiacciato e si formano delle strutture caratteristiche, simili a piccoli conetti (4cm circa di altezza), formati dall'effetto congiunto dell'emissione di gas e del rigonfiamento del ghiaccio che si è formato durante la notte (Fig. 3.8). Anche d'estate si osservano rigonfiamenti del suolo dovuti alla pressione del gas al di sotto del livello argilloso superficiale Fig. 3.9. Il fondo piatto della depressione è costituito, infatti, da argille formate dall'alterazione idrotermale delle rocce vulcaniche.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Nel febbraio 2007, in collaborazione con il CNR-IGG di Pisa è stato campionato e analizzato il gas, i risultati di Tabella 3.1, confermano come in tutte le emissioni gassose delle aree vulcaniche del centro Italia, il gas dominante è la CO₂ (fino a 98%) seguito dall'H₂S (1-2 %) e da minori quantità di CH₄ e N₂. Nei diagrammi ternari di Fig. 3.10 a,b, vengono plottati e confrontati i risultati delle analisi chimiche nelle aree dei Colli Albani, Fiumicino e Monti Sabatini (area di studio). La maggior parte dei gas può essere spiegata da differenti gradi di contaminazione con acqua di falda saturo in aria (ASW) di una sorgente profonda che probabilmente consiste di un gas mantellino arricchito con N₂ crostale. Nelle aree di Fiumicino e in alcuni campioni dei Monti Sabatini, c'è un contributo di CH₄ organico. Evidenze di una composizione mantellica è fornita dai rapporti He³/He⁴ R/Ra. I nostri dati confermano quelli di studi precedenti che indicano un coinvolgimento della crosta continentale nella genesi nei magmi ricchi in potassio della provincia Comagmatica Romana (PCR). La composizione del δ¹³C della CO₂ dei siti Laziali di emissione di gas investigati è pari a 1.30-1.40 ‰ PBD, ed è significativamente più positiva che in gas fumarolici dei vulcani attivi dell'Italia meridionale e suggerisce che i carbonati marini (δ¹³C da -1 a +2 ‰) delle rocce che contengono l'acquiferi principali, sono probabilmente coinvolte in parte nella generazione della CO₂.

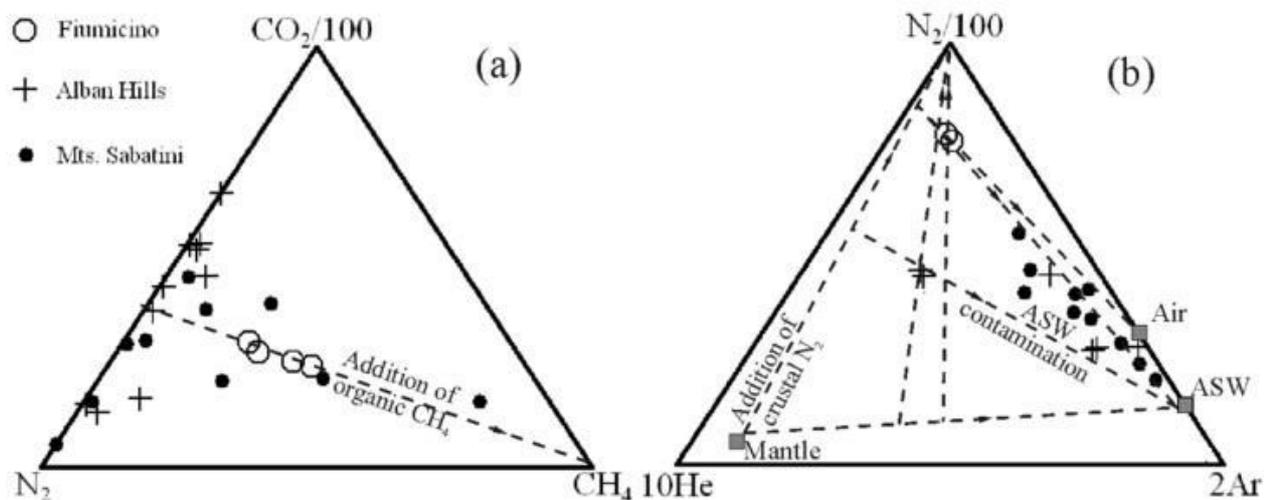


Fig.3.10 Diagrammi ternari con plot delle manifestazioni gassose del Lazio, Cava dei Selci, Fiumicino, Monti Sabatini

Le implicazioni termometriche e barometriche della composizione chimica dei gas della caldera sono discusse nel capitolo 3.1.1.6



Fig.3.5. polla principale

a)



b)

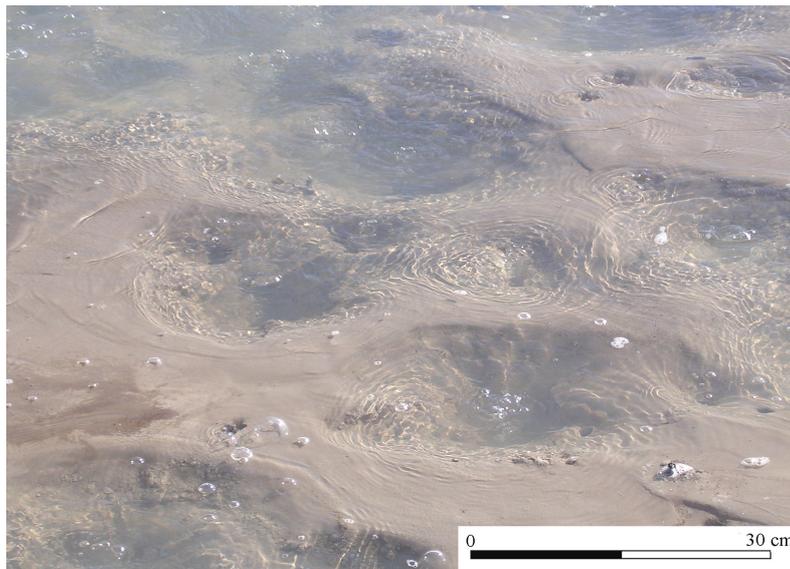


Fig. 3.6.. Crateri sommersi d'acqua da cui gorgoglia il gas.



Fig. 3.7.. Crateri prosciugati, durante l'estate. L'emissione è di gas secco.



Fig. 3.8. Serie di "conetti" di ghiaccio, osservabili nelle mattine invernali.



Fig. 3.9.. Rigonfiamenti del suolo dovuti alla pressione esercitata dal gas sullo strato argilloso superficiale.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Tabella 3.1. Composizione chimica dei gas della caldera di Manziana

#Composizione	Data	CO2	Stot	N2	Ar	O2	CH4	H2	He	CO
		%	%	%	%	%	%	%	%	%
Manz p1	13/02/2007	97,58280674	1,085664	1,275154	0,007288	<0,001	0,048477518	0,000256835	0,00035	3,6E-06
Manz p2	13/02/2007	97,3329776	1,094301	1,517218	0,008911	<0,001	0,046011743	0,000171734	0,000399	1,1E-05
p3	13/02/2007	97,45515039	1,386595	1,102232	0,02276	<0,001	0,033105112	0,000143243	<0,00014	1,46E-05
p4	13/02/2007	97,34957846	1,43954	1,154267	0,015815	<0,001	0,040552368	0,000073	0,000141	3,33E-05

3.1.1.1- Flusso diffuso di CO₂ dal suolo

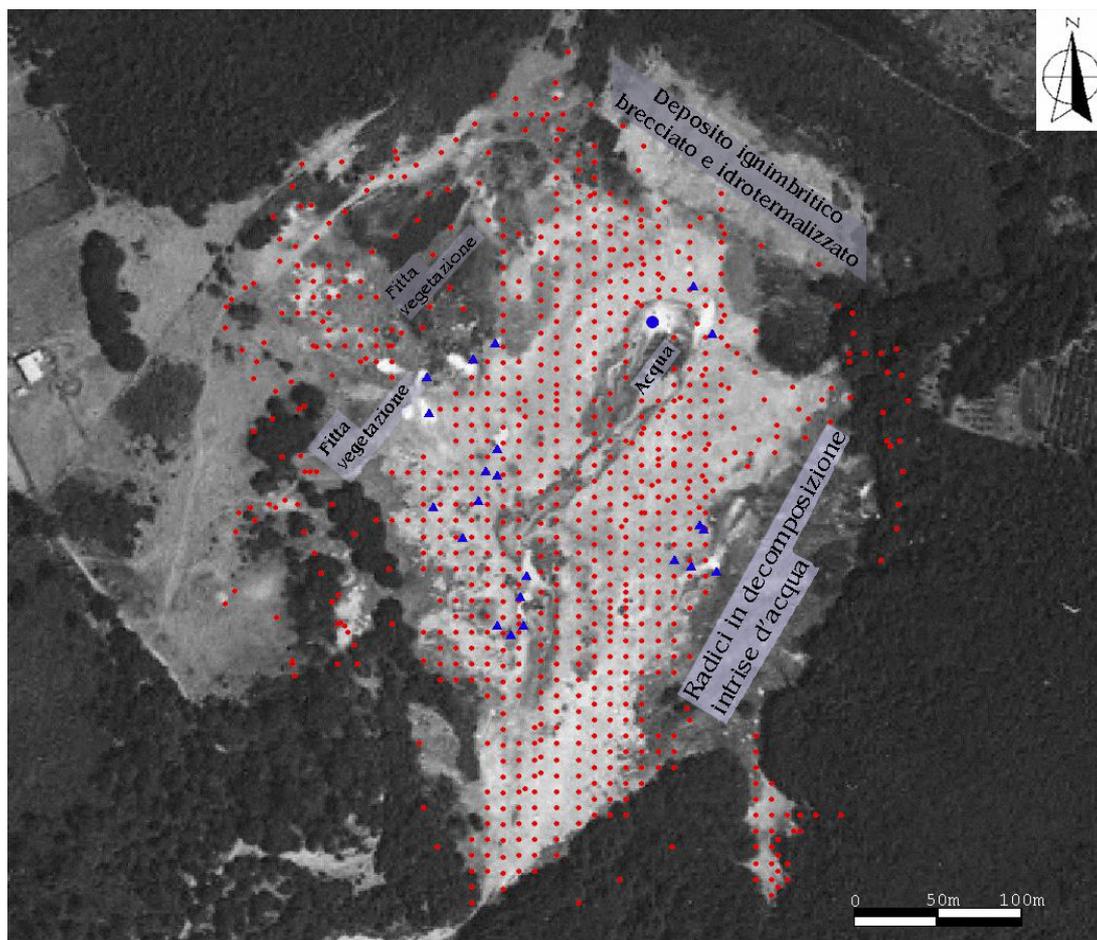


Fig. 3.11 Ortofoto della Caldara di Manziana. Sono indicati: l'emissione principale di gas (pallino blu), gli altri punti di emissione discreta (triangoli blu), il deposito ignimbritico sbracciato e idrotermalizzato presente sul bordo NE e le zone più fittamente vegetate. I puntini rossi indicano i punti in cui sono state eseguite le misure di flusso diffusivo di CO₂ dal suolo.

Nell'estate 2006 sono state eseguite 838 misure di flusso di CO₂ dal suolo usando la camera di accumulo (fondo scala 2%), per lo più ad una distanza di dieci metri l'una dall'altra, misurata mediante una fettuccia metrica, su una superficie di 0,15 Km². Il livello superficiale del terreno non è mai stato perturbato e sono stati accuratamente evitati i punti con evidente emissione di gas. E' stata creata una griglia piuttosto regolare anche se in alcune parti dell'area, in particolare ai bordi S-SW e N-NE della depressione, la presenza di vegetazione bassa con radici in decomposizione intrise d'acqua, non ha reso possibile l'esecuzione delle misure. Inoltre, all'interno della depressione, oltre alla polca principale, sono presenti numerosi piccoli crateri e polle gorgoglianti con emissione di gas. In Fig.11 sono riportati sia i crateri che le polle con diametro maggiore di circa 50 cm, dove, come vedremo in seguito, sono state eseguite misure di flusso viscoso dei gas. In fig.3.12 le 838 misure di flusso diffuso di CO₂ dal suolo eseguite alla Caldara di Manziana sono riportate in una curva della probabilità cumulativa del ln del flusso (vedi capitolo 1 paragrafo 1.4).

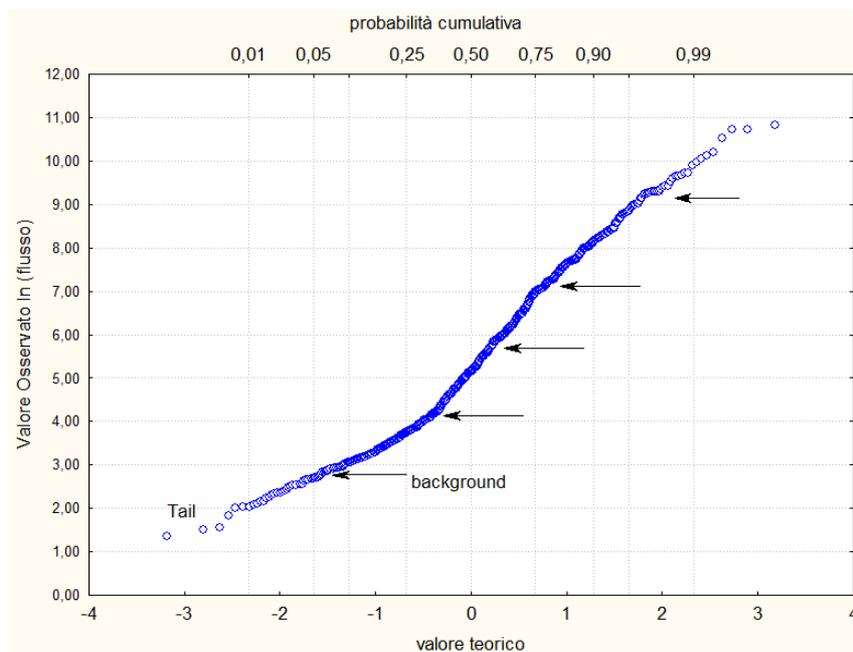


Fig. 3.12. Probabilità cumulativa del ln del flusso di CO₂ con indicazione delle popolazioni individuate.

I valori misurati del flusso di CO₂ sono molto variabili, da 4 a 50.000 g/m²·giorno. La distribuzione dei valori nel grafico di Fig. 3.12 permette di distinguere una coda (tail) di 4 valori e un fondo (background) con i punti allineati secondo una retta e con valori variabili da 13 a 16 g/m²·giorno. Questo fondo corrisponde al flusso di CO₂ di origine biologica, dovuto alla cosiddetta “respirazione” delle piante. Alla Caldara i valori di fondo sono relativamente bassi, rispetto a zone più vegetate, dove possono arrivare a 30-50 g/m²·giorno (Mielnick and Dugas, 2000; Rey et al., 2002; Frank et al., 2002; Yazaki et al., 2004; Cardellini et al., 2003).

Tab. 3.2. Parametri statistici e contributo delle varie popolazioni al flusso totale di CO₂.

	Misure n.	Popolazione %	Flusso CO ₂ (g/m ² ·giorno)	Area (m ²)	Flusso CO ₂ medio (g/m ² ·giorno)	Flusso CO ₂ totale (t/giorno)
Tail	4		4-13			
Background	119	14	13-16	920,18		
Popolazione A	510	61	16-70	36950,26	37,9	1,4
			70-350	74347,63	174,7	13,0
Popolazione B	205	25	350-1400	26417,88	728,0	19,2
			1400-50000	14002,16	6015,6	84,2
Totale	838			152.538,11		
			Area anomala(m²)	151.717,93		117,8

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Tutte le popolazioni con flussi più alti del fondo sono da attribuirsi ad un degassamento anomalo di origine endogena. Si possono distinguere due popolazioni, A e B, con flusso crescente. Nella Tab. 3.2 sono riportati i parametri statistici relativi alle varie popolazioni individuate.

I valori di fondo raggruppano 119 misure, pari al 14% del totale (si veda anche l'istogramma di frequenza della Fig. 3.13).

La popolazione più rappresentata è la A con il 61% delle misure e i cui valori possono essere suddivisi in due classi a flusso crescente, rappresentate sul diagramma di Fig.3.11 con le frecce (vedi Tab.3.2). La popolazione B è quella più anomala; comprende il 25% delle misure e può anch'essa essere suddivisa in due classi di flusso, l'ultima delle quali ha valori di flusso molto alti, con una media di 6015 g/m²*giorno (Tab. 3.2).

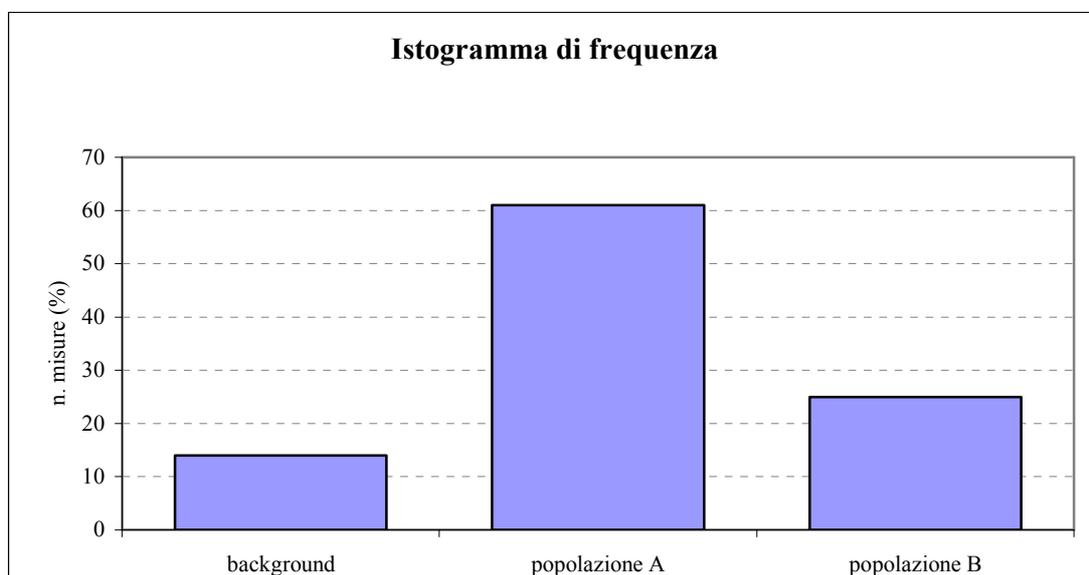


Fig. 3.13 Istogramma di frequenza delle popolazioni di flusso di CO₂.

Le classi individuate sul diagramma cumulativo di probabilità sono state utilizzate per elaborare la mappa di flusso di CO₂ della Fig. 3.15 e per calcolare il flusso totale. Questo è stato ottenuto sommando i contributi delle singole classi di flusso, a loro volta calcolati sommando i prodotti delle superfici appartenenti ad ogni categoria per il valore medio rispettivo del flusso (vedi Tab. 3.2). Il semivariogramma di Fig. 3.14 è stato ottenuto con un modello di tipo esponenziale con effetto Nugget. Ricordo che la mappa di flusso è stata elaborata con il programma Surfer con il metodo statistico descritto nel paragrafo 1.4.

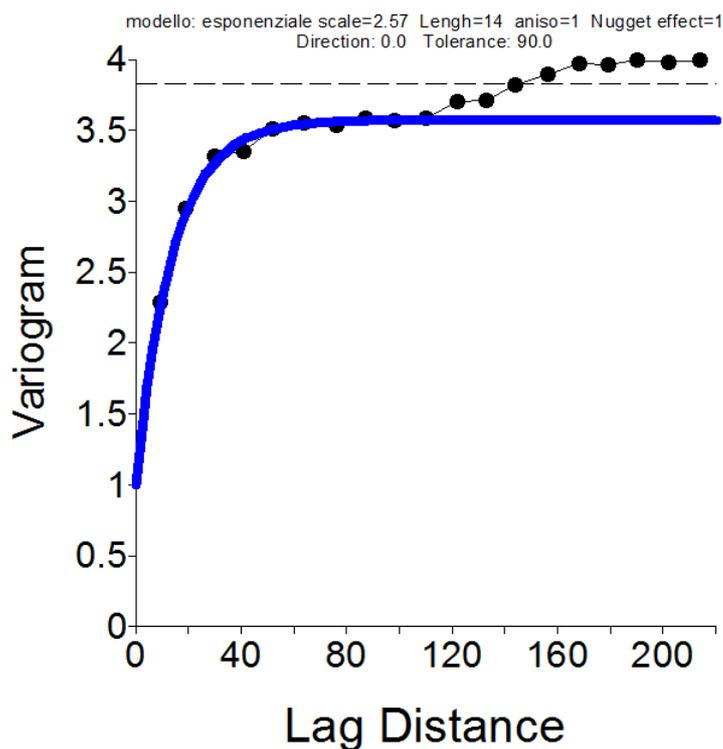


Fig.3.14 Semivariogramma per il flusso di CO₂ dal suolo della Caldera

Il flusso totale di CO₂ endogena, misurato nell'agosto 2006, attraverso una superficie di 151.717 m², ammonta a circa 118 ton/giorno trascurando il background. Questo valore è significativamente più basso di quello stimato nel luglio 1996 da Chiodini *et al.* (1999) e Rogie *et al.* (2000) (160 t/giorno), con un numero di misure sulla stessa area pari al ¼ di quelle della nostra campagna. È difficile dire se questa differenza riflette un'effettiva diminuzione del tasso di degassamento diffuso di CO₂ dalla Caldara di Manziana o dipende invece dal ridotto numero delle misure. Tra l'altro i risultati possono cambiare se nei punti di misura sono comprese emissioni discrete di gas, che come abbiamo visto sono molto frequenti sul terreno e che sono state accuratamente evitate nella presente campagna. Inoltre, come già detto, lo strumento usato tende a sottostimare i flussi superiori a 20.000 g/m²-giorno anche se nella nostra campagna solo 8 misure raggiungono questo valore.

La mappa di flusso della Fig. 3.15 indica chiaramente che le zone di massima anomalia sono disposte in direzione N-S e coincidono con l'asse principale della depressione. Solo nel settore NE della stessa si osserva una fascia anomala disposta NW-SE. Si osservi che la zona principale di emissione del gas è situata presso l'incrocio delle strutture degassanti N-S e NW-SE.

La forte differenza nell'entità nell'emissione di CO₂ delle diverse parti della Caldara di Manziana è mostrata dal profilo della Fig. 3.16, disposto trasversalmente alla direzione dell'anomalia principale.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Il valore di flusso totale ottenuto è molto alto e conferma che la Caldara di Manziana è sede di un intenso degassamento diffuso di CO₂ endogena. A questo degassamento va aggiunto il rilascio convettivo del gas, da flusso viscoso, in corrispondenza dei numerosi punti di emissione discreta.

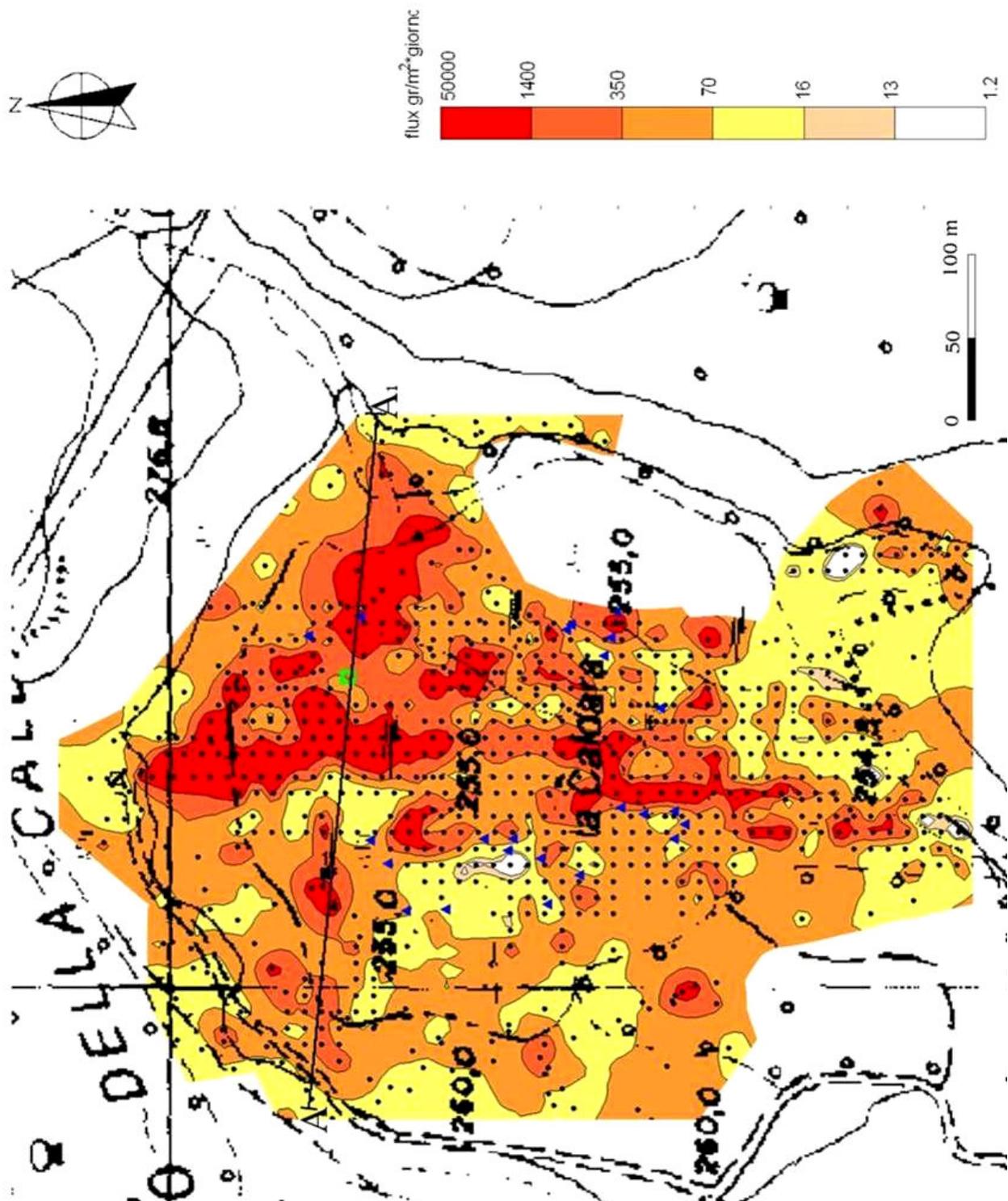


Fig. 3.15. Mappa del flusso di CO₂ dal suolo della Caldara di Manziana. I triangoli indicano i punti di principale emissione di gas. Il quadrato verde indica la manifestazione principale, puntini neri sono i punti di misura di flusso. La linea A-A₁ è la traccia del profilo riportato in Fig. 3.15.

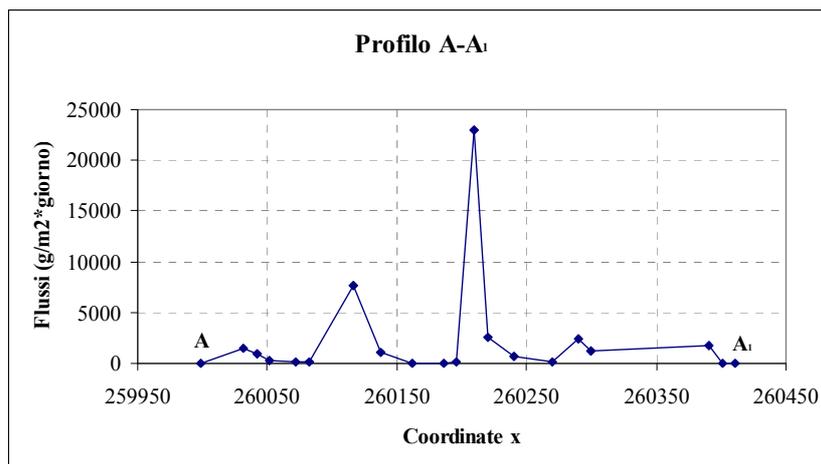


Fig.3.16 Profilo dell'emissione diffusa di CO₂ attraverso la struttura della Caldera di Manziana (per la traccia del profilo vedi Fig. 3.15).

3.1.1.2- Altre misure sui gas della Caldera di Manziana

Nei mesi di febbraio e maggio 2007, oltre alle misure di flusso diffuso di CO₂ dal suolo in collaborazione con l'Università di Düsseldorf e l'ITER (Istituto Tecnológico y de Energias Renovables, S.A.) di Tenerife sono state eseguite misure di flusso viscoso, profili di flusso di H₂S dal suolo e misure di concentrazione in aria con TDL.

Le tecniche di misura sperimentate sono state descritte nei paragrafi 2.1 e 2.2.

3.1.1.3- Stima del flusso diffuso di H₂S

Nel Marzo 2007 in collaborazione col Dr. J. Barrancos dell'ITER, sono stati eseguiti alcuni profili di misura del flusso di H₂S dal suolo con camera di accumulo. L'ubicazione dei profili di misura e la mappa di flusso ottenuta sono riportati in Fig. 3.17. Il confronto con la mappa di flusso diffuso di CO₂ (Fig. 3.15) peraltro molto più dettagliata, mostra ovviamente significative analogie confermando l'origine comune dei gas. I valori ottenuti sono riportati in Tab.3.3. Il flusso totale diffuso di H₂S è stimato in circa 2.55 ton/giorno da una superficie di 31.329 m².

Tabella 3.3. flusso totale diffuso di H₂S nell'area indicata in Fig.3.17

Classe	Area (m ²)	Flusso medio (g/m ² *giorno)	Flusso totale g/m ² *giorno
2-45	5709,61	27,5	1573
45-85	19532,5	62,2	655121
85-102	6474,42	93,5	605423
102-132	5718,95	115,1	65819
>132	2892,76	165	477421
Area totale	31328,5	Flusso totale	2,55 ton/giorno

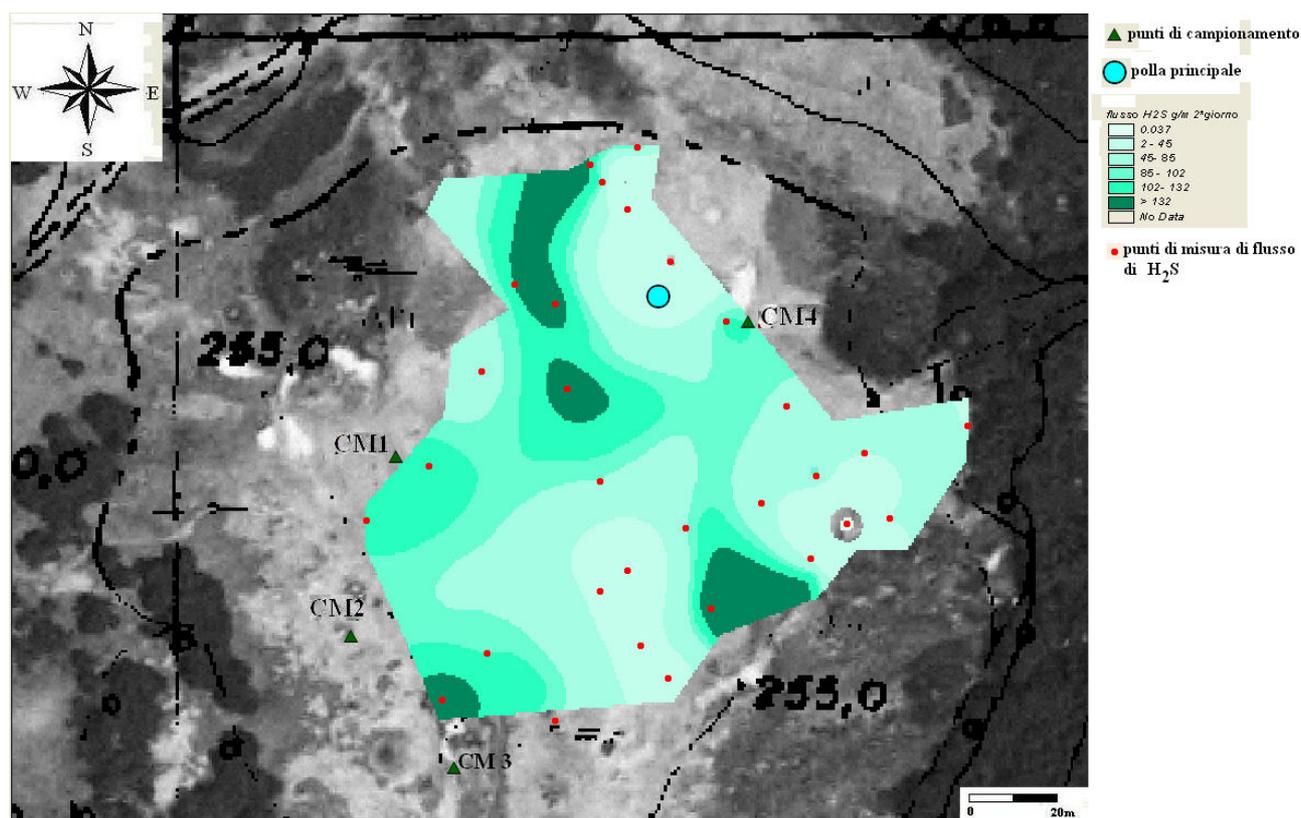


Fig.3.17 Mappa di flusso di H₂S dal suolo della Caldara di Manziana

3.1.1.4- Misure del flusso convettivo (viscoso) di gas

Sono state eseguite 25 misure sulle principali polle e crateri gorgoglianti (di seguito determinati vents) di diversa grandezza compresa la polla principale per la stima del flusso viscoso di CO₂ e H₂S.

Nella tabella 3.4 sono riportate l'ubicazione, e il flusso viscoso totale di gas misurato in ogni manifestazione, in litri/minuto e m³/giorno

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

polla	X	Y	l/min	l/...min	m3/giorno	Flusso t/giorno	dimensioni polla (m)	dimensione area multipolle	misure H2S drager tube
1	260280	4664100	10,00		14,4	0,03			
2a	260293	4664071	87,00 87,78 87,60 88,20 87,65	435 l in 5min 439 l in 5min 438 l in 5 min 441 l in 5 min media				3.50*3m	1%
2b	260291	4664071	69,80 78,00 80,00 83,20 81,60 78,52	349 l in 5 min 390 l in 5 min 400 l in 5 min 416 l in 5 min 408 l in 5 min media	113,0688	0,22		3.50*3m	
13	260145	4664040	43,40 43,00 43,20	217 l in 5 min 216 l in 5 min media	62,208	0,12	3 metri di diametro		
14	260132	4664045	51,40 42,00 46,70	257 l in 5min 210 l in 5 min media	67,248	0,13		7 * 3m	
12	260101	4664010	68,50 70,00 74,60 72,30	137 l in 5min 350 l in 5 min 373 l in 5 min media			5,5m di diametro		
11	260119	4664010	24,70 24,20 24,53	247 l in 10 min 121 l in 5 min media	104,112	0,20		25 * 6m	
7	260180	4663909	10,00 8,60 7,40 7,40 8,35	43 l in 5 min 37 l in 5 min 38 l in 5 min media	35,3232	0,07		18*7m	
9	260174	4663897	17,50	35 l in 2 min		0,02	2,5*2,5m		

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

8	260197	4663916	13,00 13,00 11,80 13,60	65 l in 5 min 66 l in 5 min 59 l in 5 min media	19,584	0,04	1,5*1m		
4	260299	4663917	27,40 26,40 26,80 26,86	137 l in 5 min 132 l in 5 min 134 l in 5 min media	38,6784	0,08	3m diametro		
3	260394	4663964	47,50 47,00 47,00 47,10 47,15	95 l in 2 min 235 l in 5 min 235 l in 5 min 240 l in 5 min media	67,896	0,13	2,50*2,20m		
5	260402	4663947	23,60 22,40 23,20 23,06	118 l in 5 min 112 l in 5 min 116 l in 5 min media	33,2064	0,06	3*2,5m		
			112,80 111,80 111,20 111,93	564 l in 5 min 559 l in 5 min 556 l in 5 min media	161,1792	0,31			
			misure contatore volumetrico						
10_1	260157	4664011	24,00		34,56	0,07			
10_2	260150	4663985	8,05		11,592	0,02			
10_3	260139	4663951	6,90		9,936	0,02		1%	
10_4	260134	4663933	19,20		27,648	0,05			
10_5	260150	4663903	17,60		25,344	0,05		1,05%	
10_6	260170	4663907	13,00		18,72	0,04			
10_7	260197	4663906	8,60		12,384	0,02		1%	
10_8	260177	4663880	8,00		11,52	0,02			
10_9	260282	4663922	3,27		4,7088	0,01		1,20%	
10_10	260270	4663930	6,00		8,64	0,02			
10_11	260296	4663947	35,30		50,832	0,10		0,95	

Tab. 3.4. Misure del flusso convettivo di gas da punti di emissione discreta

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Dalla formula 1 descritta nel capitolo 2 paragrafo 2.2 si è calcolato il flusso viscoso totale, stimato sommando il contributo sia della polla principale sia dei 25 vents. I risultati sono mostrati in Tab 3.5.

Tab.3.5. Misure del flusso viscoso di gas.

	CO₂ t/giorno	H₂S t/giorno
Flusso da 25 piccoli vents	2,1	0,0002
Flusso polla principale	18,07	0,1480
totale	20,15	0,1482

Sommando il flusso diffuso stimato dalla mappa di flusso e quello viscoso calcolato come appena descritto, si ottiene un flusso totale di CO₂ emesso dalla caldara di Manziana pari a 138 ton/giorno da un'area di circa 152.000 m². Il flusso viscoso di H₂S è stato stimato misurandone la concentrazione nell'emissione gassosa con tubi Draeger sul terreno e verificandone successivamente la correttezza dall'analisi chimica del gas da alcuni punti. Il flusso totale di H₂S (viscoso e diffuso) è stimato in 2.70-2.04 ton/giorno da una superficie di 31.329 m²

3.1.1.5 - Misure di concentrazione di gas in aria e pericolosità

La quantità di gas emesso dalla Caldara è molto elevata e pone alcuni problemi di pericolosità. La CO₂ più densa dell'aria ristagna vicino al suolo specialmente in zone morfologicamente depresse raggiungendo concentrazioni letali (Rogie et al., 2000 vi hanno misurato concentrazioni tra 0,5-30 vol. %). Si ricorda che valori >8% creano disturbi respiratori e perdita di conoscenza sulla salute umana. Questa è la ragione per cui sono stati trovati sulla superficie della Caldara, piccoli animali morti quali roditori, istrice e talvolta uccelli (vedi Fig. 3.18)



Fig.3.18. Carogna di istrice presso la polla principale

Al fine di valutare la pericolosità delle emissioni gassose, è stata misurata la concentrazione in aria di CO_2 e H_2S con tecnica laser (TDL) in collaborazione con l'Università di Düsseldorf, come descritto nel capitolo 2. Le misure vengono eseguite mediante profili ottenendo la concentrazione media del gas nel tratto percorso dai raggi laser. Le specie gassose misurate sono $[\text{CO}_2]$ e $[\text{H}_2\text{S}]$, le specie più abbondanti in queste manifestazioni. Contemporaneamente ai profili di maggio sono state effettuate misure di direzione, intensità e turbolenza del vento, con un anemometro sonico, questo perché la concentrazione del gas in aree aperte, come nel nostro caso, dipendono, come è ovvio, dalla direzione e intensità del vento.

Sono stati effettuati, nei mesi di febbraio e maggio 2007, 12 profili TDL di cui 6 nel mese di febbraio e 6 nel mese di maggio. In Fig. 3.19 è riportata l'ubicazione di tutti i profili.

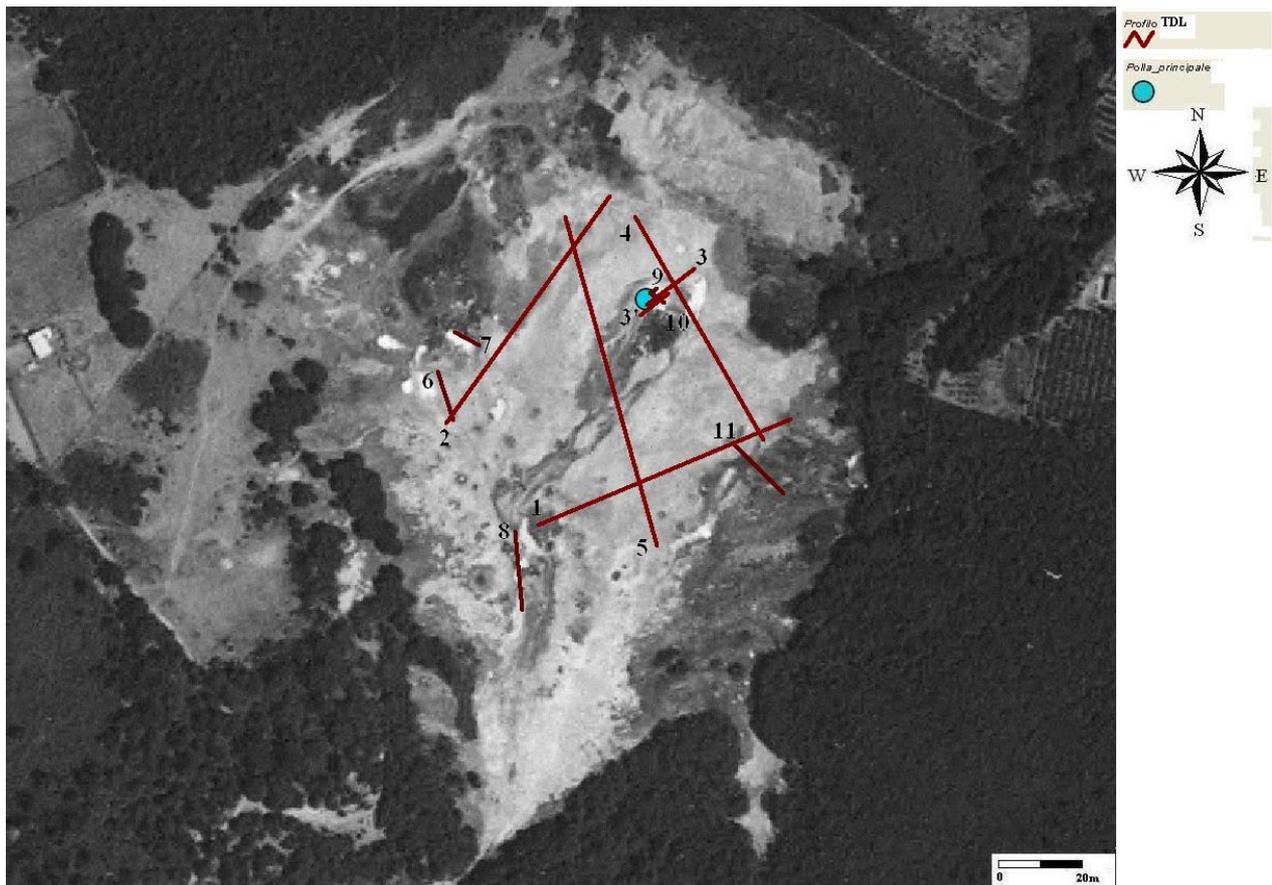


Fig.3.19. Ubicazione dei profili TDL eseguiti nella Caldera di Manziana

Nel mese di febbraio, i profili sono stati distribuiti su una vasta area della caldera (profili 1, 2, 3, 3', 4, 5) mentre nel mese di maggio (profili 6, 7, 8, 9, 10, 11) sono stati concentrati nelle zone di maggior flusso di gas in modo da stimare la pericolosità (Figg. 3.20 e 3.21). Tutte le misure sono state eseguite a 25cm di altezza, a parte il profilo 10 ripetute anche a 50cm.



Fig.3.20. Profilo TDL vicino alle manifestazioni

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

In Tabella 3.6 sono riportati i risultati ottenuti si ricorda che i profili 3, 3' e 10 sono quelli effettuati sulla polla principale (Fig. 3.20 così come il profilo 9 che però non ha registrato valori di concentrazione dell'H₂S per un problema tecnico dello strumento.

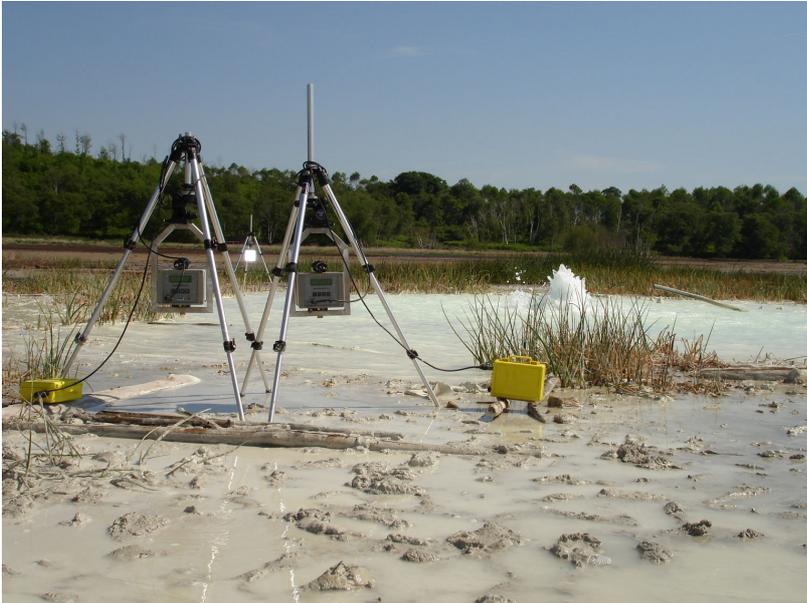


Fig.3.21. Profilo TDL attraverso la polla principale

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Tabella 3.6. Risultati dei profili TDL nella Caldera di Manziana

TDL febbraio	Lunghezza m	Durata ‘	CO2 ppm			H2S ppm		
			min	med	max	min	med	max
profilo 1	177	60	418	457	511	0,5	1,23	2,6
profilo 2	183,8	70	72	428	752	0,23	1,34	6,1
profilo 3	46,6	48	592	3468	6808	4,87	52,25	127,9
profilo 3'	15	26	544	3280	10735	4,04	44,25	173,5
profilo 4	168	35	166	526	931	1,44	4,04	9
profilo 5	213	30	360	432	470	0,52	1,06	1,7
TDL maggio								
profilo 6	31	110	387	608	1504	0,06	4,17	17,6
profilo 7	18,3	56	425	973	3179	0,43	9,47	35,6
profilo 8	40	180	353	496	800	0,005	2,53	6,8
profilo 9	12	360	400	5920	23779	n.d.	n.d.	n.d.
Profilo 10 25cm	12	53	711	13271	23284	25	331	1041
profilo 10 50cm	12	78	308	2398	10581	0,03	35	167
profilo 11	43	180	222	428	613	0,05	2	5,4

I risultati ottenuti dai profili TDL sono espressi graficamente nelle Figg da 3.22 a 3.27.

La durata delle misure varia da 26' (profilo 3') a 360' (profilo 9) e i dati delle Figg. 3.20-3.25 e della Tabella 3.6 mostrano come in alcuni profili (es. 1, 5, 11) i valori di [CO₂] mostrino piccole variazioni nel corso delle misure mentre negli altri lo scarto tra i valori massimi e minimi è molto rilevante. I valori misurati nei profili più vicini alla manifestazione principale (3, 3' e 10), dove si sono misurate le concentrazioni più elevate sia di CO₂ (>6800 ppm) che di H₂S (>120ppm) sono mostrati negli istogrammi delle Figg. 3.28-3.30. Come si può osservare la distribuzione di valori ha un andamento gaussiano nei profili 3 e 10 (a 25cm), sia per la CO₂ che per l'H₂S, mentre avvicina ad una semigaussiana per i profili 3' e 10 (a 50cm).

E' interessante, anche ai fini della pericolosità, esaminare la variazione spaziale del il rapporto di concentrazione CO₂/H₂S.

Il rapporto CO₂/H₂S varia tra 68 e 90 nei gas fumarolici, con valori più bassi nella fumarole più emmissive (CM3, CM4; vedi Tab 3.7). I rapporti di concentrazione media CO₂/H₂S nei profili TDL mostrano una variabilità più ampia (da 71 a 338) (Tab3.6) ma con valori simili a quelli dei gas fumarolici nei profili vicini alle manifestazioni principali (es. 3, 3', 10). I grafici delle Figg. da 3.31 a 3.33, mostrano il variare del rapporto di concentrazione CO₂/H₂S al variare delle concentrazioni di

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

CO₂ e H₂S a 25cm dal suolo in questi profili. Si osserva che in tutti i casi i valori più elevati di [CO₂]/[H₂S], anche se fortemente variabili, si trovano per basse concentrazioni di gas (in genere H₂S <20ppm e CO₂<100ppm) mentre tendono a stabilizzarsi, per concentrazioni più elevate, intorno a valori simili a quelli dei rapporti trovati nelle fumarole o leggermente inferiori. Lo stesso comportamento si osserva nei profili TDL più lontani dalle fumarole (es.1 e 5) con basse concentrazioni di gas e alti valori di CO₂/H₂S (Tab. 3.6). Da osservare anche che il rapporto CO₂/H₂S cresce allontanandosi dal suolo, come mostra la Fig. 3.34, dove vengono messi a confronto i valori misurati rispettivamente a 25 e 50cm dal terreno; questa variazione riflette l'instabilità chimica in atmosfera dell'idrogeno solforato rispetto ad un gas chimicamente inerte come l'anidride carbonica. A titolo di confronto nella Tabella 3.7 si riportano anche i rapporti tra i flussi di CO₂ e H₂S dal suolo misurati in ppm/s con la camera di accumulo lungo cinque profili.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Tabella 3.7. Rapporto di concentrazione CO₂/H₂S nei gas (fumarolici), nei profili TDL e rapporti tra valori di flusso dal suolo.

Gas fumarolici		TDL febbraio			TDL maggio			Rapporti in ppm/s		
		Media	Min	Max	media	min	Max	media	min	max
p1	90	391	241	658	226	31	3507	135	55	206
p2	89	338	79	644	115	26	2594	111	49	212
p3	70	77	50	142	308	60	103310	105	26	245
p4	68	81	51	151	71	12	1062			
		137	34	273	273	81	9356	168	32	429
		416	280	795				96	43	178
								125	26	429

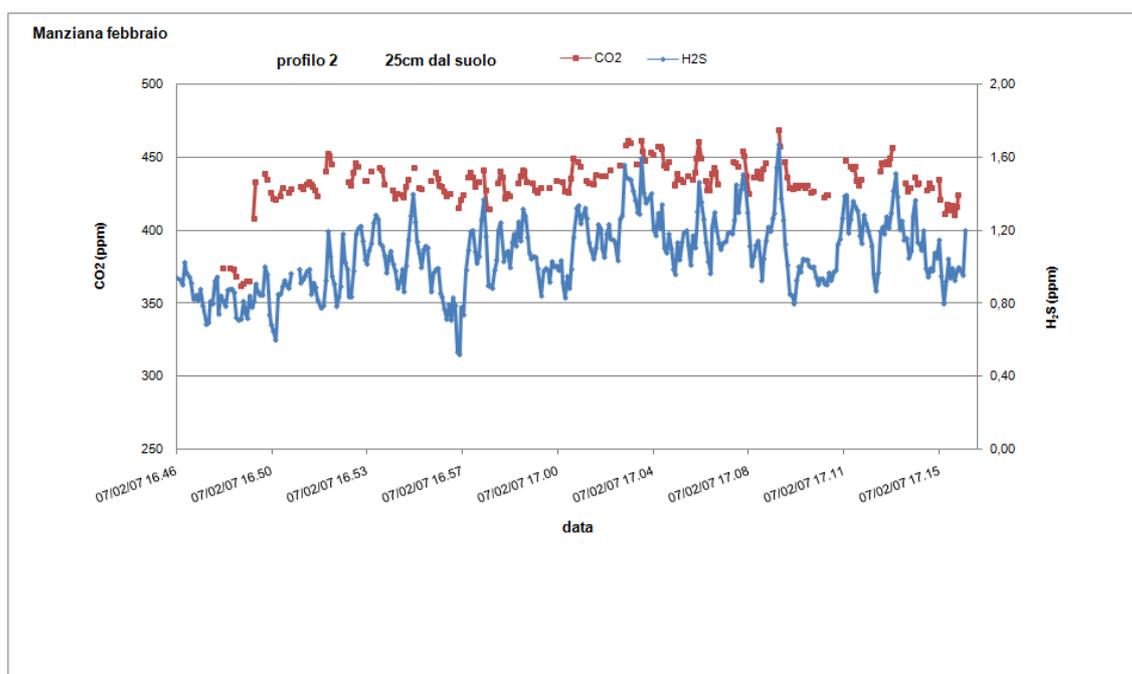
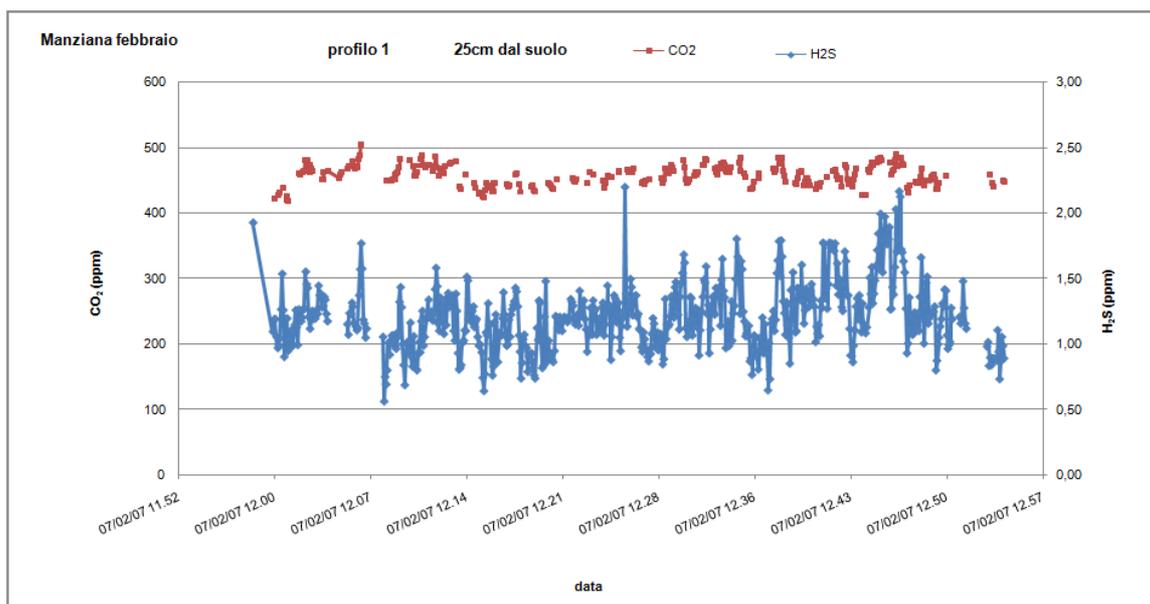


Fig.3.22. Risultati dei profili TDL 1 e 2

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

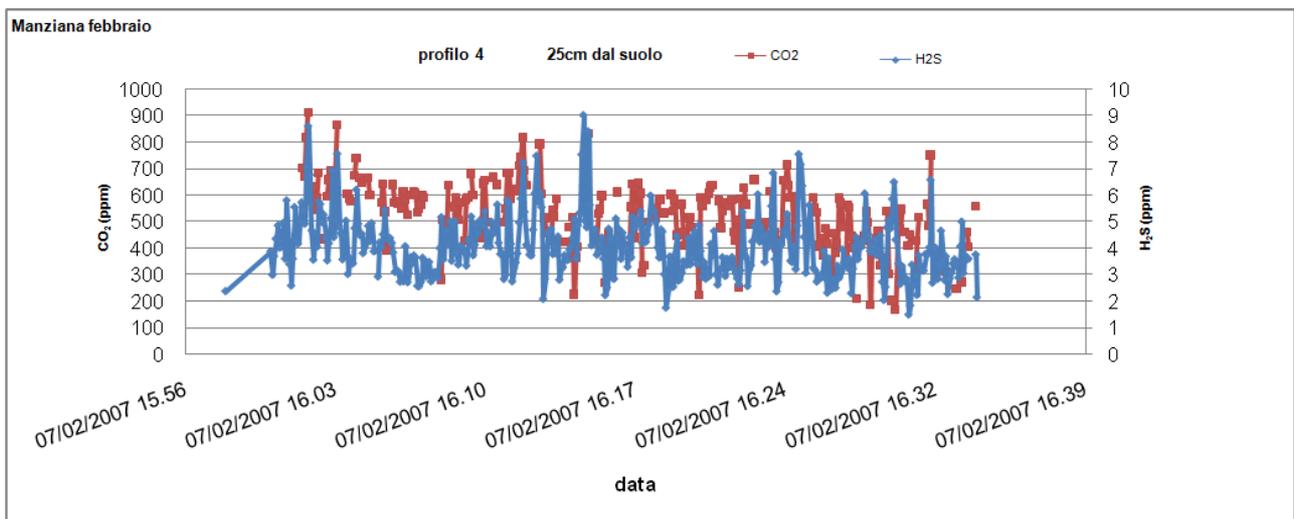
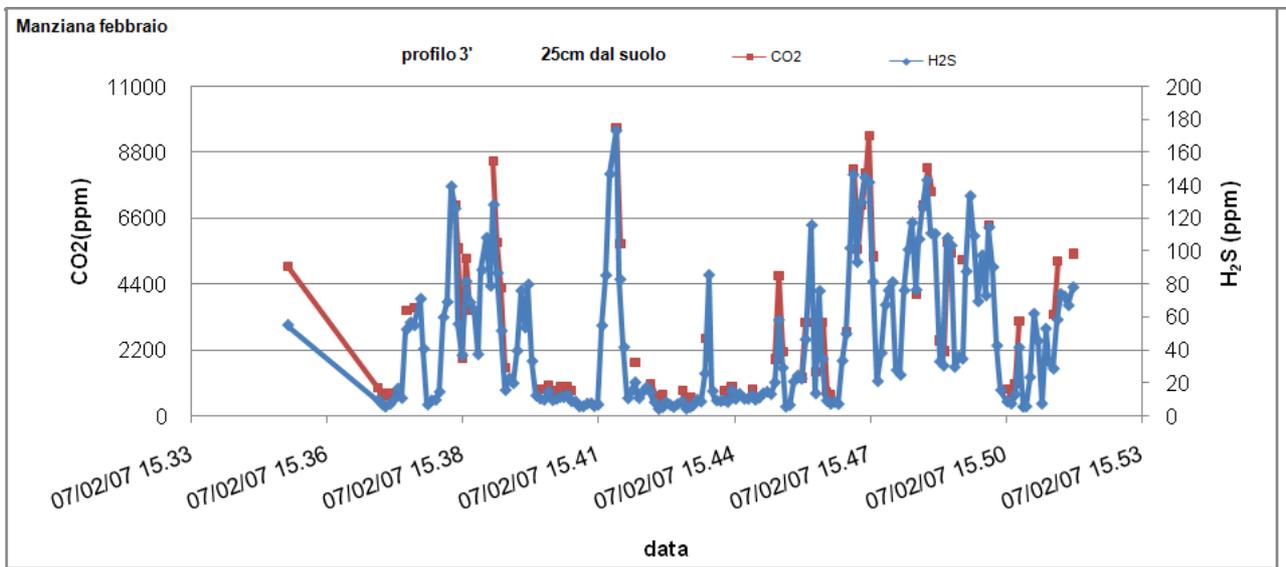
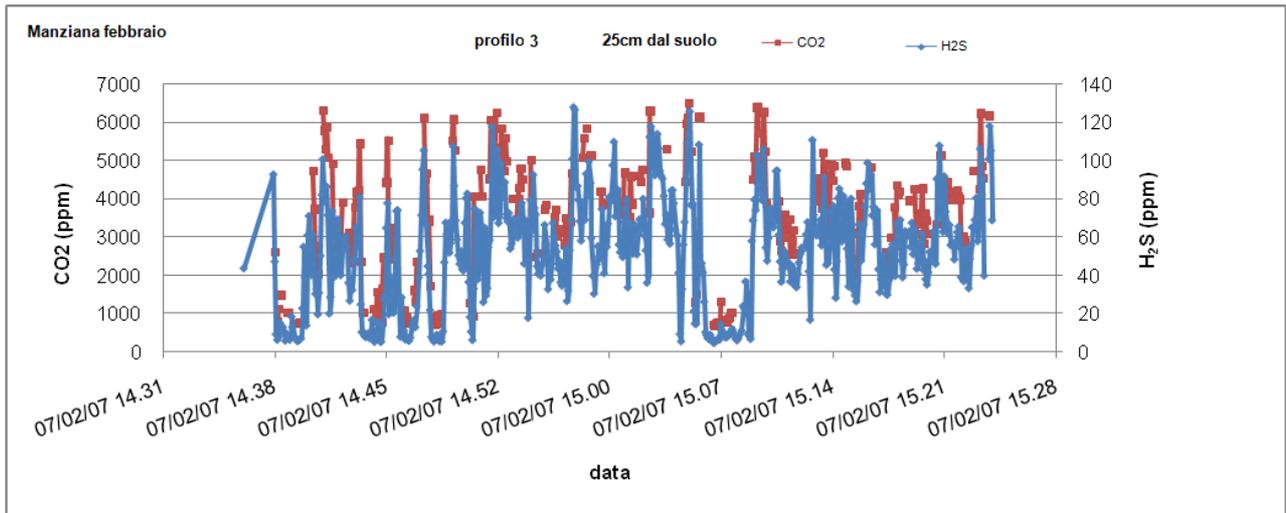


Fig.3.23 Risultati dei profili TDL 3, 3'e 4.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

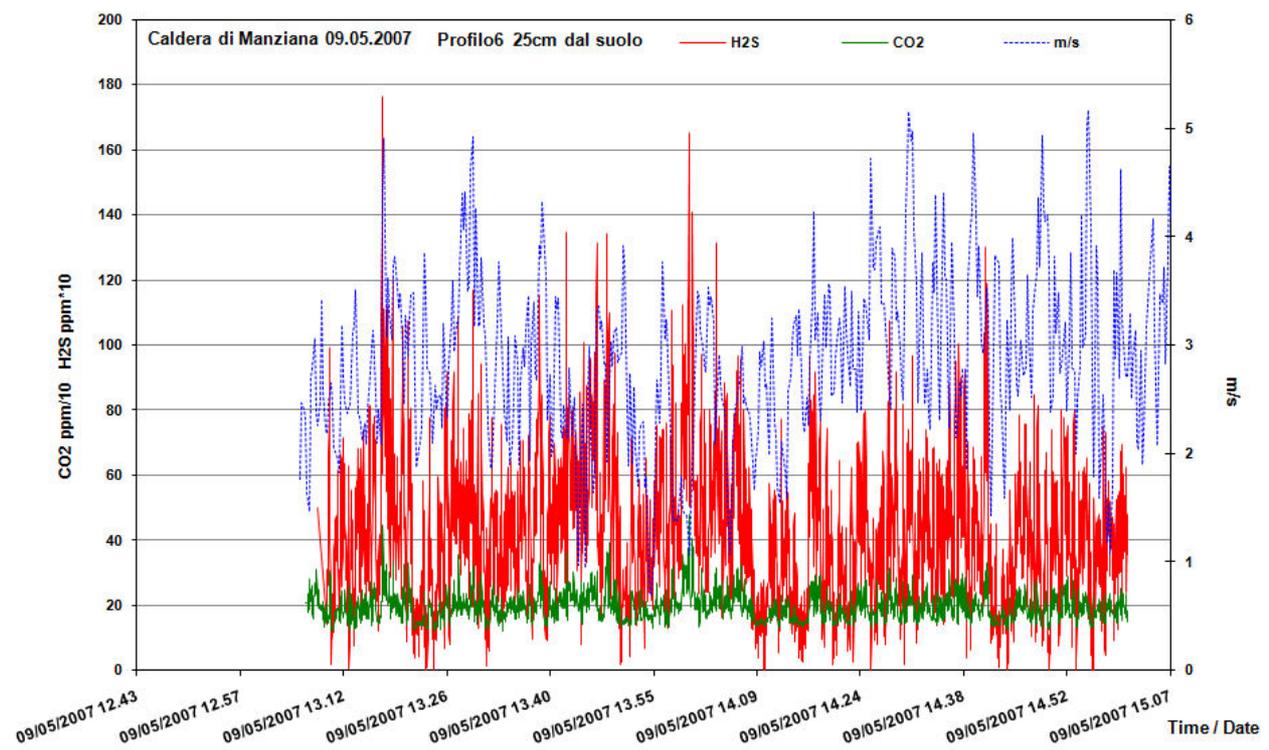
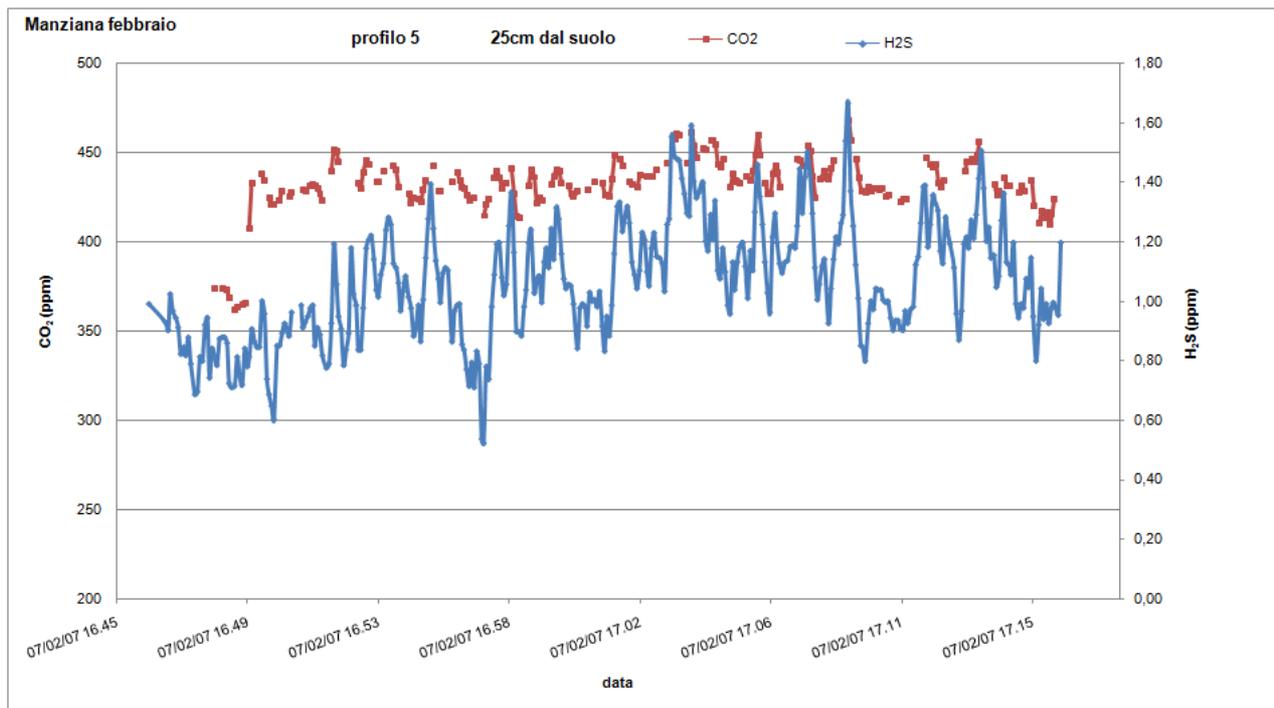


Fig.3.24. Risultati dei profili TDL 5 e 6

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

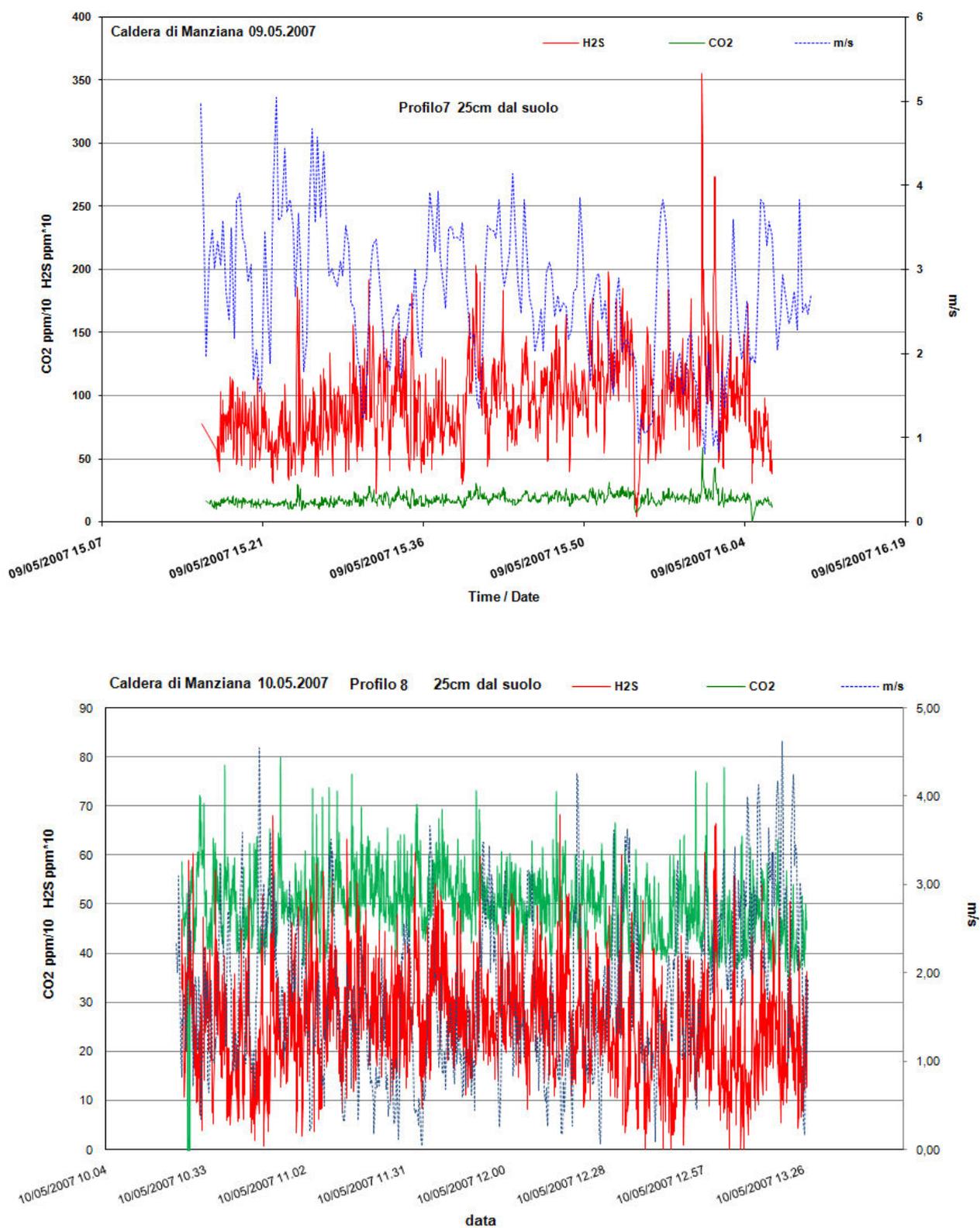


Fig.3.25. Risultati dei profili TDL 7 e 8

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

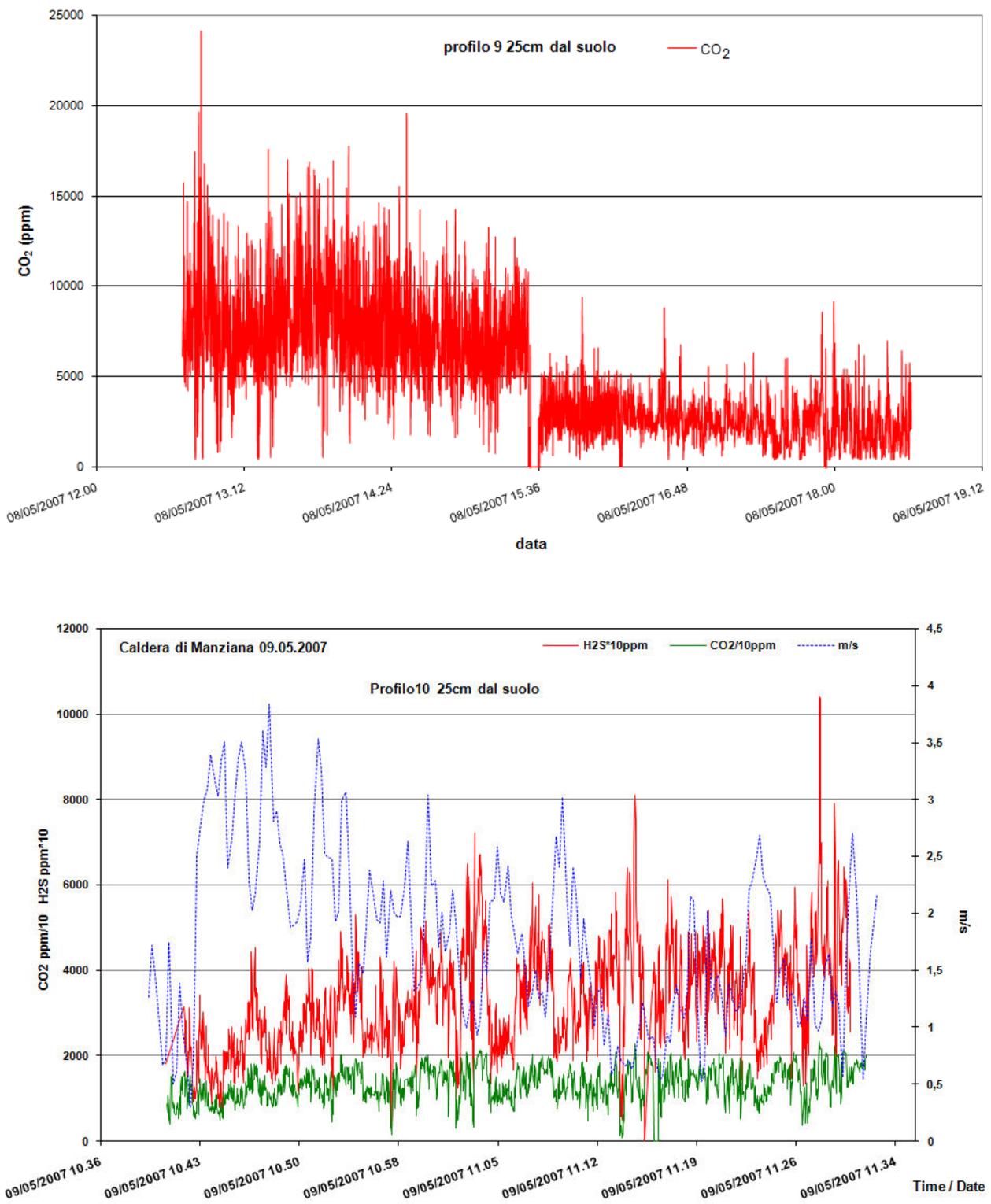


Fig. 3.26. Risultati dei profili TDL 9 (solo CO₂ per un guasto allo strumento H₂S) e 10 a 25cm dal suolo

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

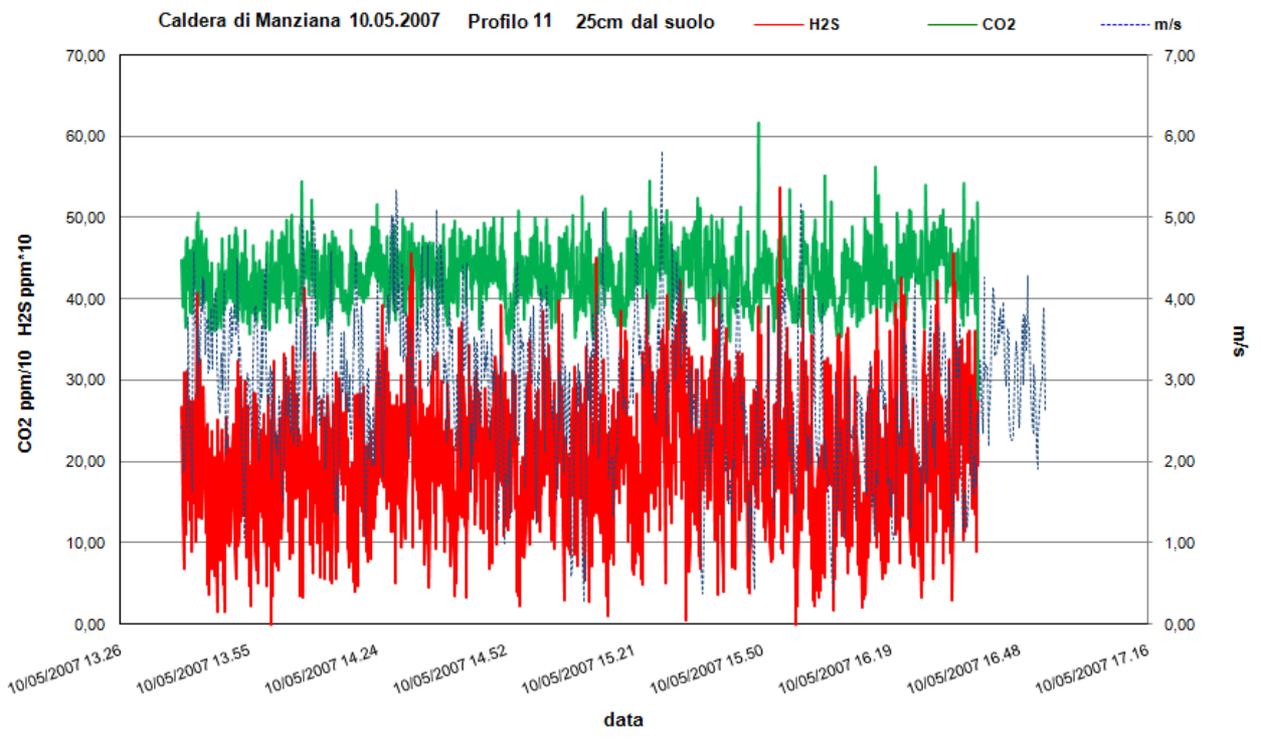
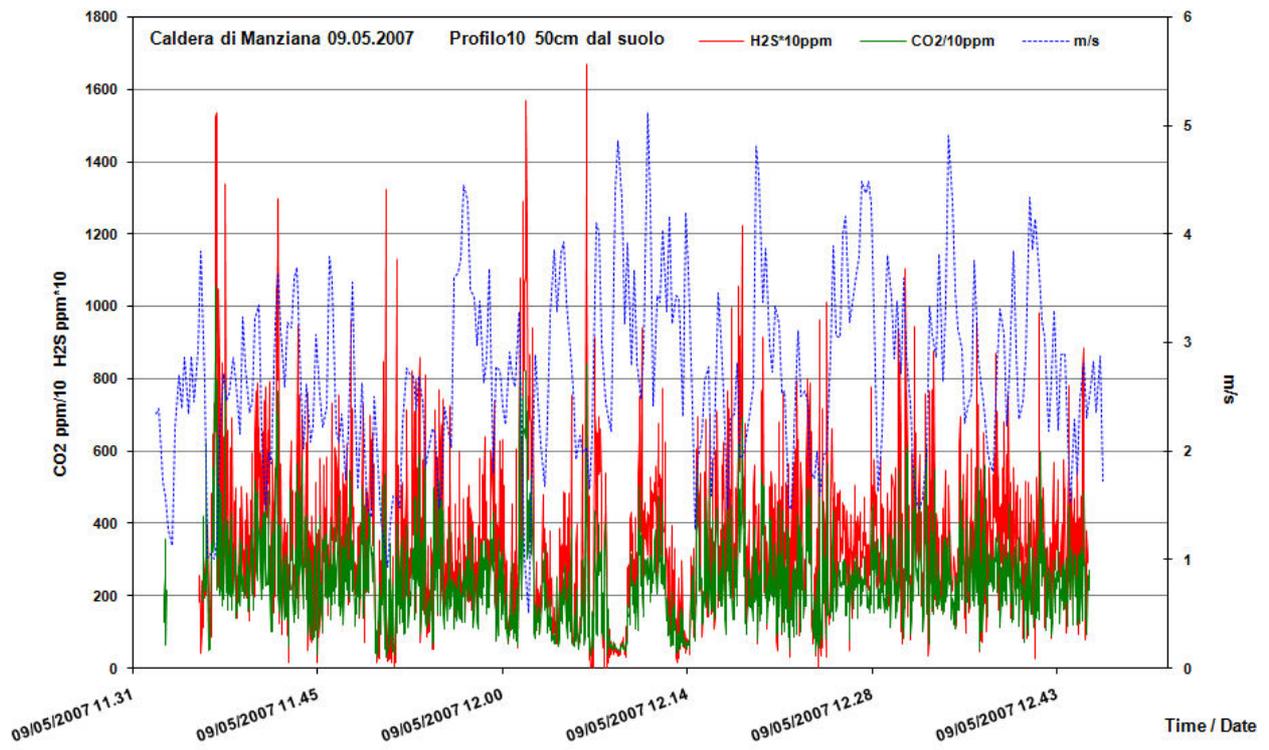


Fig. 3.27 Risultati dei profili TDL 10 a 50cm dal suolo, e 11

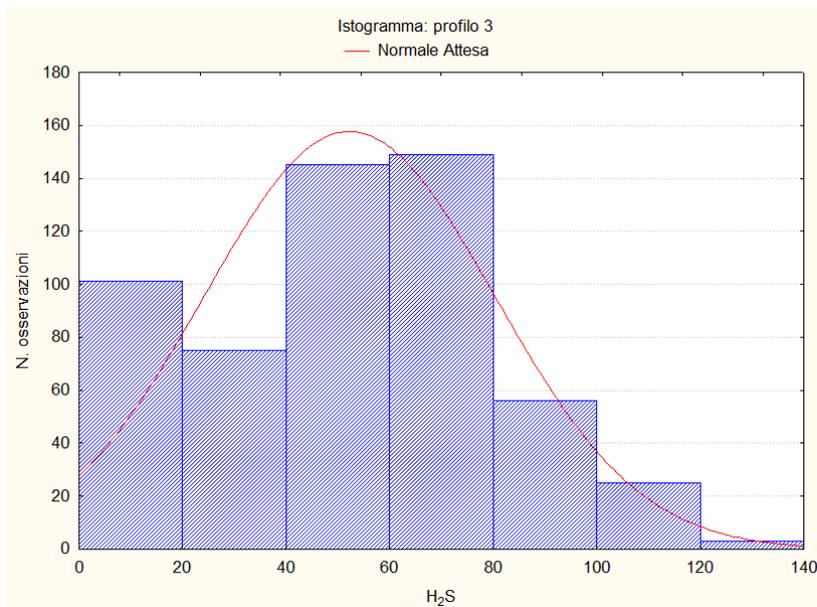
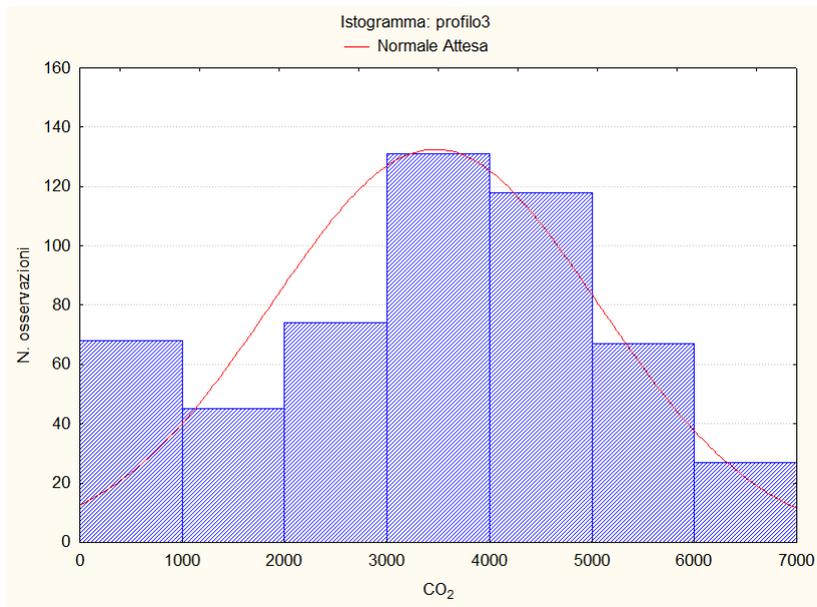


Fig.3.28. Istogramma dei valori di concentrazione di CO₂ e H₂S, profilo3 TDL

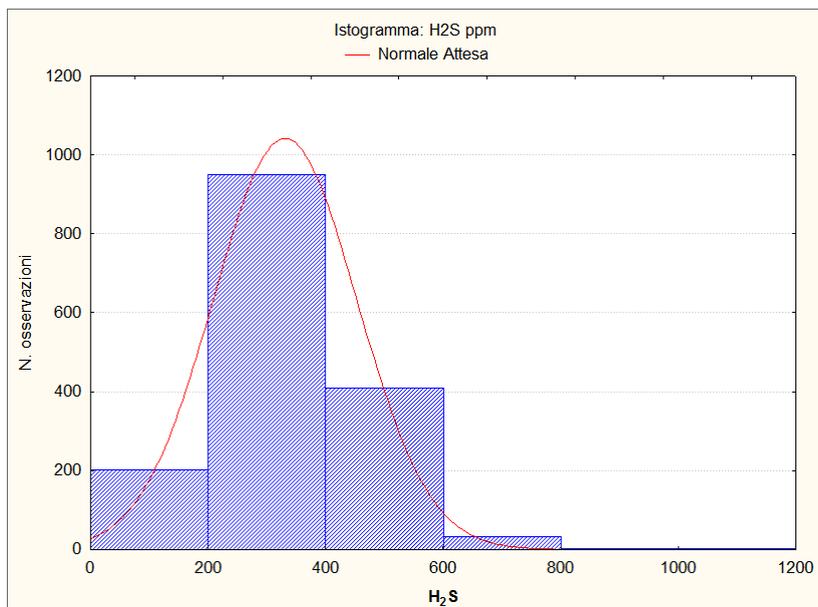
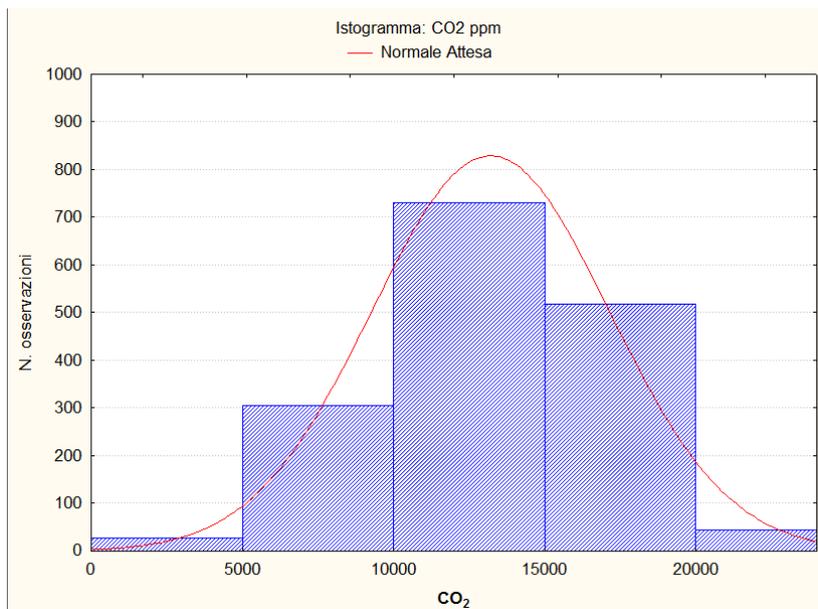


Fig.3.29. Istogramma dei valori di concentrazione di CO₂ e H₂S, profilo10 a 25cm dal suolo TDL

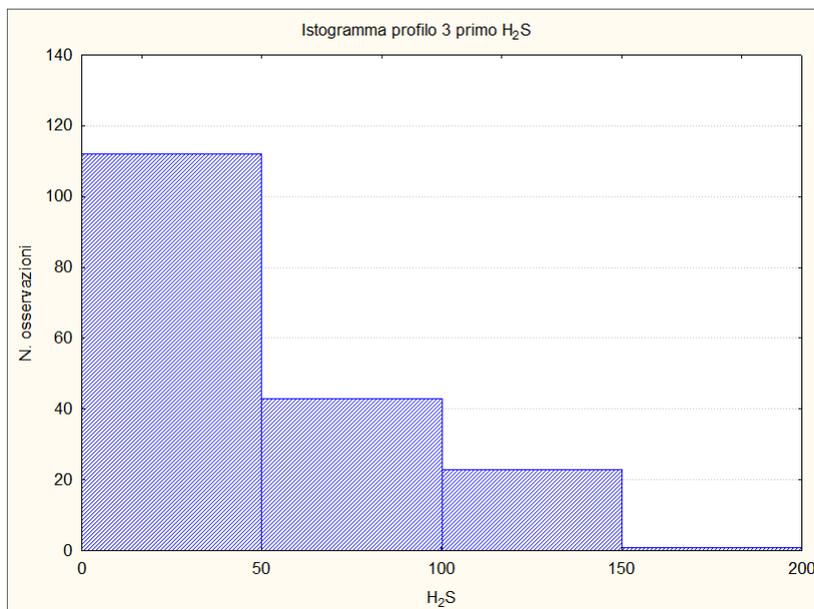
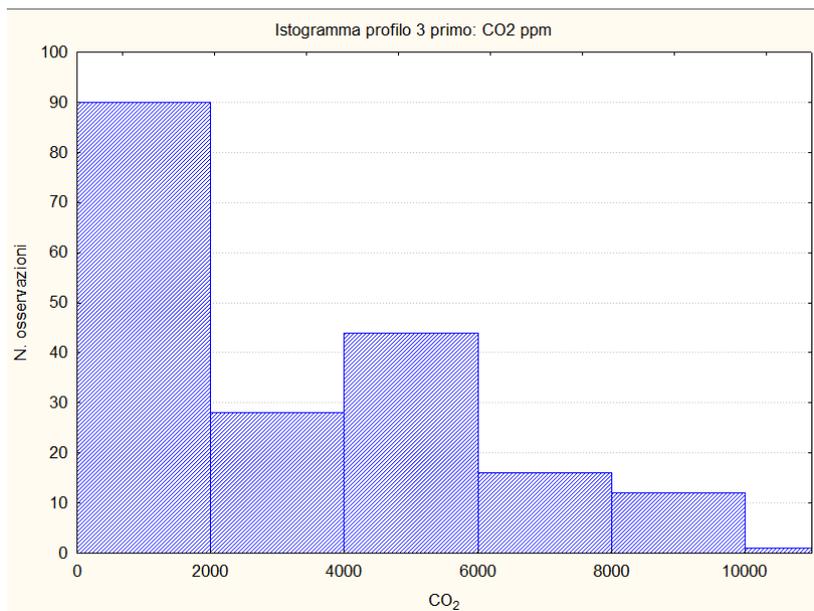


Fig.3.30. Istogramma dei valori di concentrazione di CO₂ e H₂S, profilo3 primo

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

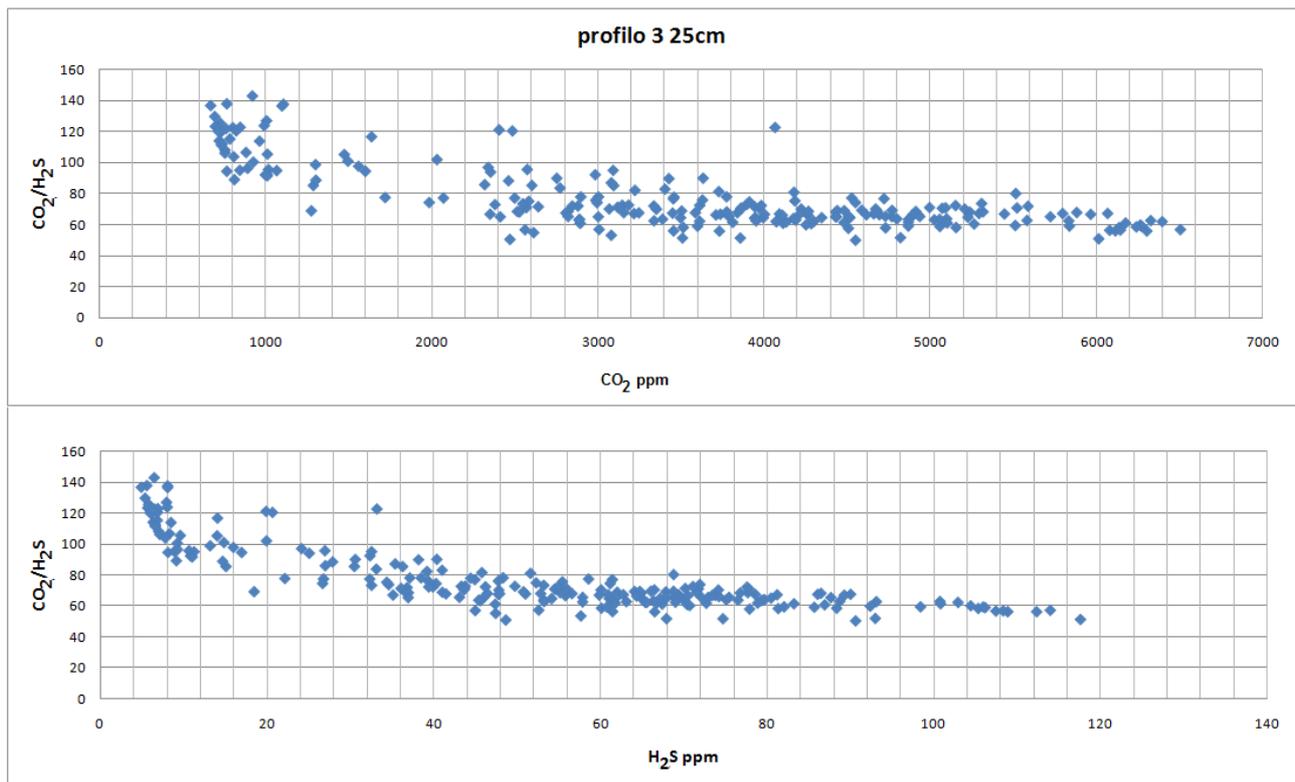


Fig.3.31. Variazione del rapporto di concentrazione CO_2/H_2S al variare della concentrazione di CO_2 e H_2S del profilo 3

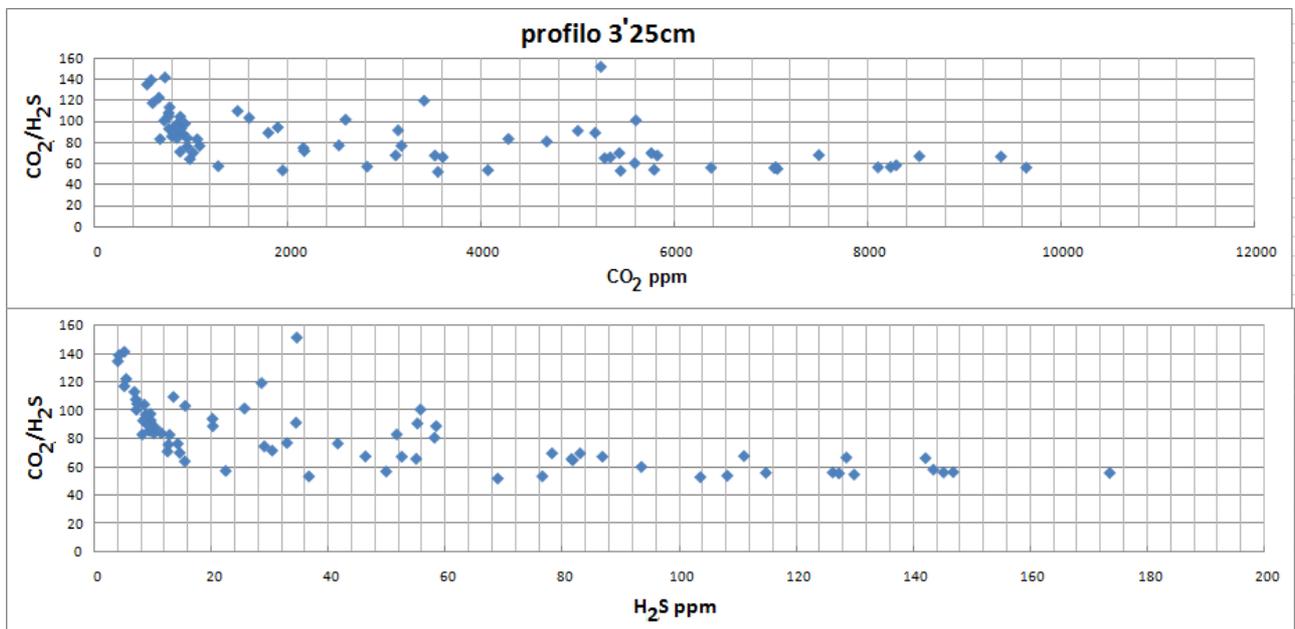


Fig.3.32. Variazione del rapporto di concentrazione CO_2/H_2S al variare della concentrazione di CO_2 e H_2S del profilo 3 primo

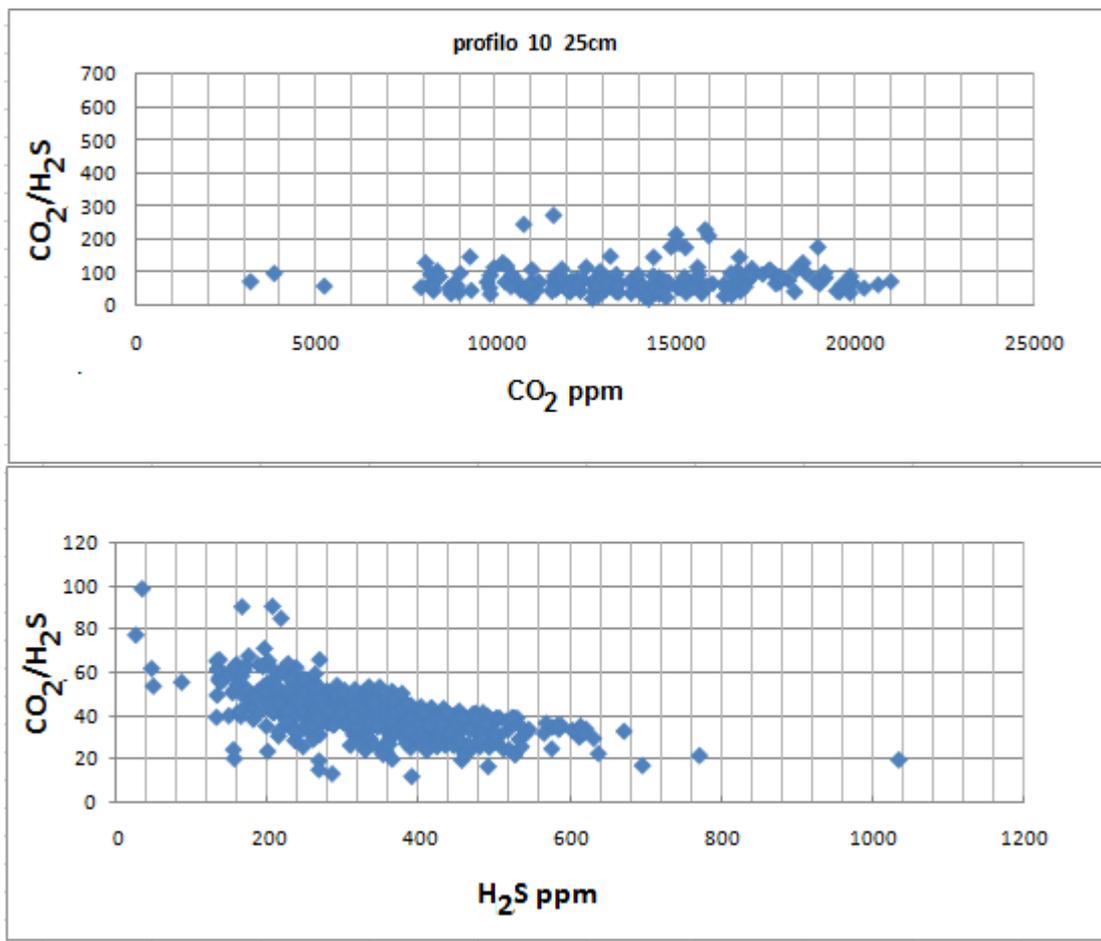


Fig.3.33. Variazione del rapporto di concentrazione CO_2/H_2S al variare della concentrazione di CO_2 e H_2S del profilo 10 a 25cm dal suolo

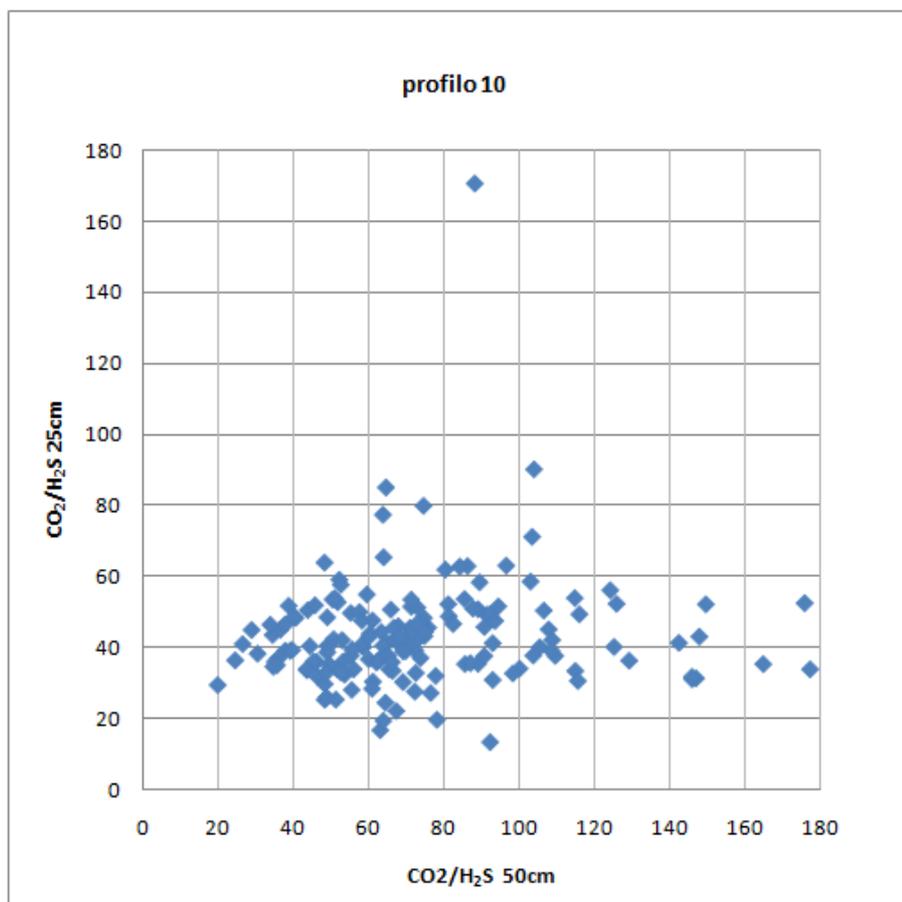


Fig.3.34. Confronto tra i rapporti CO_2/H_2S di concentrazione misurate a 25 e 50cm dal suolo. Profilo 10

Come si può vedere dalla tabella 3.6 i profili TDL hanno messo in evidenza concentrazioni molto pericolose di H_2S a 25cm dal suolo. Il valore massimo è di 1041 ppm trovato nel profilo 10. Poiché si tratta di una concentrazione media su 12 metri (la lunghezza del profilo) ci si può aspettare che in singoli tratti più corti del profilo, la concentrazione fosse ancora più alta. Si tratta comunque di concentrazioni letali. Le concentrazioni di CO_2 (max 23779 ppm) si mantengono sempre al di sotto della soglia letale. Si ricorda che le soglie immediatamente mortali sono, rispettivamente del 10% per la CO_2 (valore, mai trovato nei nostri profili TDL) e di 450 ppm per l' H_2S , anche se prolungate esposizioni a concentrazioni inferiori (rispettivamente a 8% e 250 ppm) possono avere conseguenze letali su organismi deboli.

I risultati dei profili TDL hanno quindi dato un risultato inatteso sia in quest'area che sui Colli albani (Tarchini 2008). Ci si aspettava infatti che, nelle zone di forte emissione di gas del Lazio, il gas "killer" fosse la CO_2 e si è scoperto invece che è l' H_2S che più facilmente raggiunge e supera le soglie letali, mentre la concentrazione di CO_2 rimane sotto i valori pericolosi per la salute umana. In particolare nel profilo 10 a 25 cm dal suolo, la soglia di pericolo dell' H_2S è stata superata nel 72% delle misure per una durata complessiva di 35 minuti nonostante il vento soffiasse fino a 4 m/s.

3.1.1.6 Geotermometria e geobarometria geochimica dei gas della Caldara di Manziana

Utilizzando la composizione chimica dei gas campionati alla Caldara (Tab.3.1), sono stati applicati geotermobarometri utilizzando i rapporti CO_2/Ar , H_2/Ar , CH_4/Ar e CO/Ar . Si rimanda al lavoro di Chiodini et al. (2007), di cui lo scrivente è coautore, e al capitolo 3.2 di questa tesi per la discussione delle varie equazioni utilizzate per pervenire alla descrizione dei domini $T\text{-}P_{\text{CO}_2}$ in funzione dei componenti secchi CO_2 , H_2 , CH_4 e CO rispetto all'Ar. Si precisa solo che le condizioni $T\text{-}P_{\text{CO}_2}$ possono essere stimate in riferimento a due diversi modi di stabilire le condizioni redox del sistema:

a) dalla relazione empirica di D'Amore e Panichi (1980):

$$\log f_{\text{O}_2} = 8,20 - 23643/ T \quad (1)$$

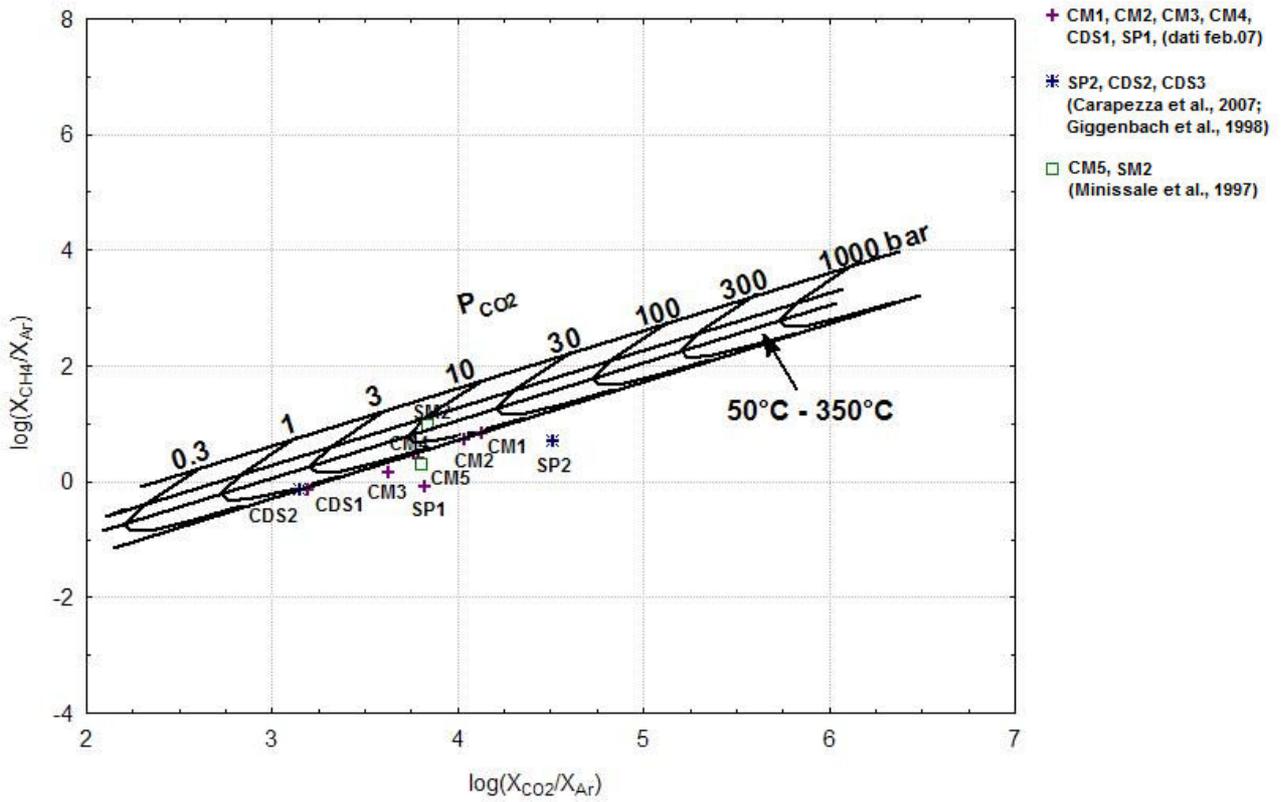
b) dalla coesistenza di CO_2 e materia organica (Chiodini, 1994) descritta da :

$$\log f_{\text{O}_2} = 0,295 - 20713/ T + \log f_{\text{CO}_2} \quad (2)$$

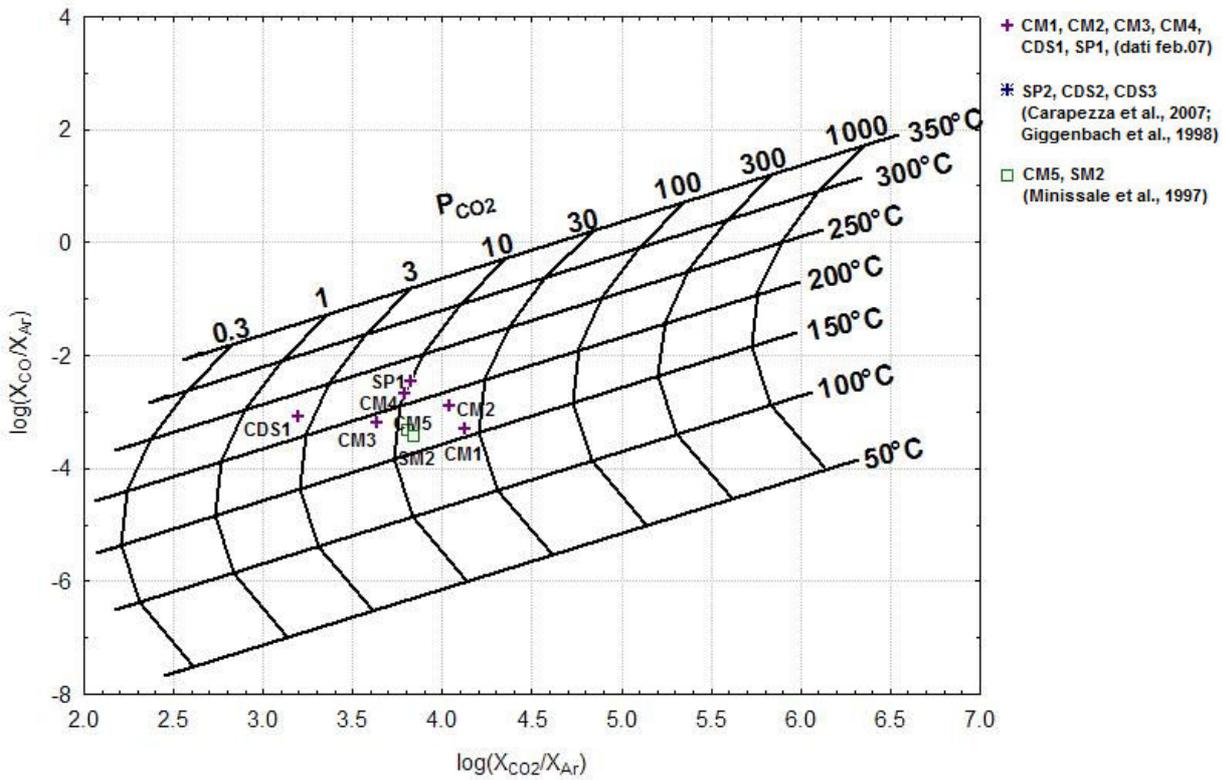
dove $\log f_{\text{O}_2}$ è il logaritmo della fugacità dell'ossigeno. I grafici di riferimento per la stima di T e P_{CO_2} in funzione dei log dei rapporti CO_2/Ar contro i log dei rapporti H_2/Ar , CO/Ar e CH_4/Ar sono stati ricostruiti prendendo come riferimento la formula 2 sopra indicata e sono riportati nella Fig. 3.35 (A, B, C), dove oltre ai campioni della Caldara di Manziana, sono riportati altri campioni di gas delle principali manifestazioni del Lazio.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

A)



B)



C)

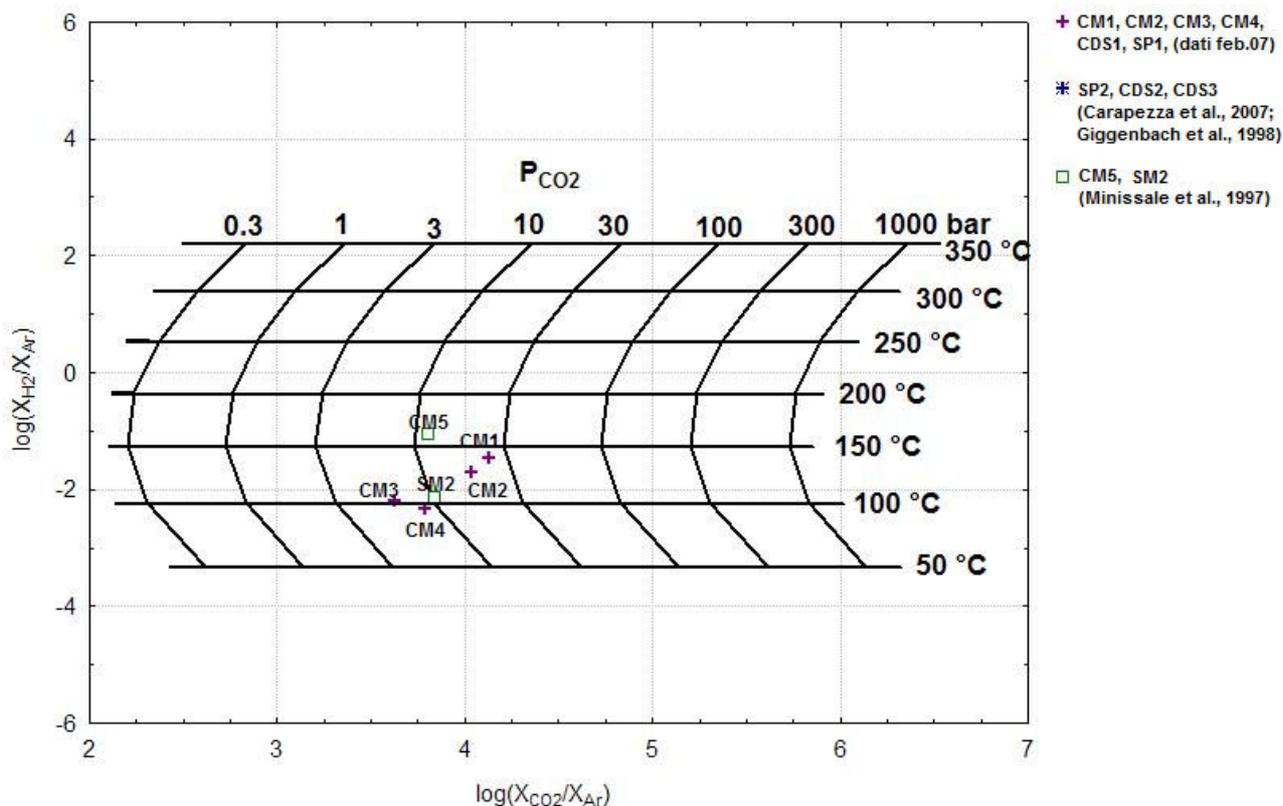


Fig.3.35 Valori T (°C) – P_{CO2} (bar) in funzione del Log del rapporto CO₂/Ar contro i Log dei rapporti A) CH₄/Ar B) CO/Ar e C) H₂/Ar. Le provenienze dei campioni sono le seguenti: Caldara di Manziana CM1, CM2, CM3, CM4, (Campionamento del 13 Febbraio 2007), CM5 (Minissale et al., 1997), Solfatara di Manziana, SM2 (Minissale et al., 1997), Cava dei Selci CDS1 (Campionamento Febbraio 2007), CDS2, CDS3, (Giggenbach et al., 1998), Solforata di Pomezia SP1 (Campionamento Febbraio 2007), SP2 (Carapezza et. al., 2003).

Come si può vedere dai grafici, la stima della temperatura dei gas della Caldara rimane confinata in un ampio range, tra i 100 °C e i 220°C, mentre la P_{CO2} è compresa tra i 3 e 30 bar.

La stima della temperatura varia tra i diversi geotermometri; da osservare che quello CO/Ar, potrebbe essere affetto da un forte errore, vista la bassa concentrazione di CO nel gas, mentre il range di valori stimati di pressione si mantiene circa lo stesso per tutti e tre i geobarometri.

Per un commento sul significato geotermico di questi dati si rinvia al capitolo 3.1.2.4.

3.1.2. -Situazione geotermica dell'area ad W e SW del Lago di Bracciano

Nel corso dell'esplorazione geotermica del Lazio condotta negli anni passati dall'ENEL, sono stati perforati numerosi pozzetti per misure del gradiente geotermico e qualche pozzo profondo anche nella zona occidentale del lago di Bracciano oggetto dei nostri studi. Grazie alla cortesia dell'ENEL, abbiamo ottenuto i dati stratigrafici e termici di questi pozzi e pozzetti; vengono qui elaborati per ottenere informazioni sulle condizioni del sottosuolo dell'area in studio.

Nell'insieme si sono avuti a disposizione i dati di 3 pozzi profondi (profondità di indagine tra 1390 m e 1494 m) e di 11 pozzetti geotermici (profondità tra 53 m e 353 m). Nella Fig. 3.36 è riportata l'ubicazione dei pozzi e, per ciascuno, sono indicate le informazioni essenziali: profondità, T max e gradiente geotermico. Si riassumono di seguito i dati stratigrafici, termici e di permeabilità.

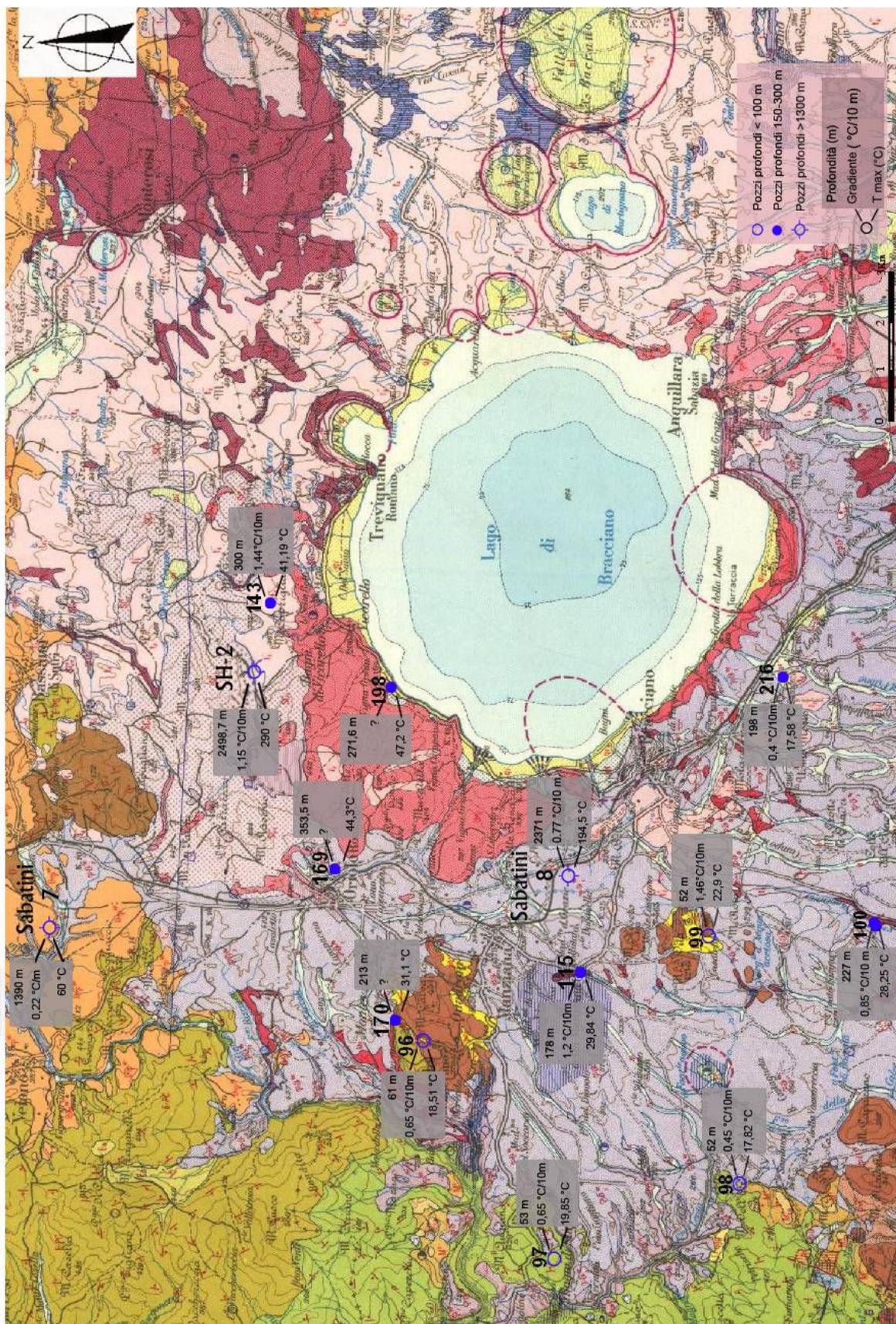


Fig. 3.36. Ubicazione dei pozzi e pozzetti geotermici perforati dall'ENEL nella zona ad W del lago di Bracciano. Accanto ad ogni pozzo sono indicati quando disponibili la profondità, il gradiente termico (°C/10 m) e la T massima, in trovata genere, ma non sempre, a fondo pozzo. La base è la carta geologica di Funicello et al., (1998)

3.1.2.1- Pozzi profondi

Pozzo Sabatini 7

È stato perforato circa 9 Km a NW dal lago di Bracciano, fino alla profondità di 1390 m. Ha incontrato le formazioni del flysch della Tolfa fino a -1315 m, poi calcari triassici della serie Umbra, fratturati e brecciati ma con le fratture totalmente riempite da vene di calcite ed anidrite. Non è stata trovata permeabilità ed anche i dati di T sono deludenti: 60°C (misura non estrapolata e quindi forse più bassa del reale) a 1140 m, nessun dato di T disponibile a maggiori profondità, gradiente termico regolare come nelle rocce impermeabili e basso (0,22°C/10m). E' da notare che il self-sealing da deposizione di calcite ed anidrite è tipico di serbatoi geotermici in rocce carbonatico-evaporitiche, come quelli dell'Italia centrale, dove una diminuzione della P_{CO_2} , probabilmente per diminuito apporto di CO_2 dal profondo, induce la precipitazione dei minerali da soluzioni idrotermali calcite-solfato calcico-acqua.

Pozzo SH-2

È ubicato a piccola distanza dal bordo NW del lago di Bracciano. Ha raggiunto la profondità di 2498,7 m; ha incontrato terreni del flysch della Tolfa fino a -1140 m, poi è rimasto fino a fondo pozzo in uno skarn impermeabile. La T max è di 290°C (misurata) ed è stata trovata a fondo pozzo. Il gradiente termico è di 1,15°C/10m e rimane costante per tutto il pozzo. Il pozzo ha evidentemente penetrato l'aureola termometamorfica di un corpo magmatico intruso nelle rocce carbonatiche, dove la precipitazione di silicati di Ca e Mg ha annullato la permeabilità.

Pozzo Sabatini 8

È stato perforato vicino al bordo occidentale del lago di Bracciano. È il pozzo profondo più vicino alla manifestazione della Caldara di manziana, situata a circa 5 Km verso SW (Fig. 3.36). Ha raggiunto la profondità di 2371 m. Ha incontrato 270 m di vulcaniti, 160 m di sedimenti Neoautoctoni e poi il flysch della Tolfa sino a 1570 m, poi terreni della scaglia, calcare massiccio ed anidriti triassiche di Burano fino a fondo pozzo. A 2200 m è stato attraversato un dicco intrusivo completamente idrotermalizzato. La T massima 221,4 °C (estrapolata) è stata trovata a 2000 m di profondità nel calcare massiccio; una piccola inversione termica nelle rocce sottostanti suggerisce una risalita di fluidi caldi dal profondo. La permeabilità d'insieme del serbatoio è modesta. Il gradiente termico è di 0,77°C/10m.

3.1.2.2- Informazioni desumibili dai pozzi profondi

Il presunto serbatoio geotermico principale (rocce carbonatiche) è stato trovato a profondità tra 1140 m (SH-2) e 1810 m (Sabatini 8). Ma solo nel pozzo Sabatini 8 presenta una certa permeabilità. Altrove è completamente sigillato da fenomeni termometamorfici e pneumatolici (skarn di SH-2) o da self-sealing idrotermale (Sabatini 7). Il pozzo SH-2 è ubicato sulla culminazione di un'intrusione magmatica superficiale come dimostrano il forte spessore di skarn, l'elevata T (290°C) e l'alto gradiente termico (1,15°C/10m). Il pozzo Sabatini 7 è ubicato in un'area periferica rispetto all'anomalia termica superficiale; è possibile che nel passato le rocce calcareo-evaporitiche fratturate ospitassero un acquifero geotermico per risalita di fluidi caldi profondi, ma la diminuzione di P_{CO_2} ha causato il completo sigillamento del serbatoio, per precipitazione di calcite e anidrite, e la cessata risalita di fluidi caldi ha abbassato la T. Si conferma che i campi geotermici attivi dell'Italia centrale si trovano in corrispondenza di zone termicamente anomale e fortemente fratturate, dove l'elevato flusso di CO_2 dal profondo assicura un'elevata P_{CO_2} che impedisce la precipitazione di calcite ed anidrite e garantisce lunga vita al serbatoio.

Solo il pozzo Sabatini 8 ha trovato una discreta permeabilità nel serbatoio e una T vicina a 200°C, tale da offrire qualche prospettiva di sviluppo industriale.

3.1.2.3- Pozzetti geoermici

Gli elementi essenziali desumibili dai pozzetti geotermici sono riassunti nella Tab. 3.8.

Tab. 5.1. Sintesi dei dati dei pozzetti geotermici.

N. Pozzo	Profondità (m)	Temperatura (°C)	Gradiente T(°C/10m)	Note stratigrafiche
143	300	41.2	1.44	vulcaniti – no acquiferi
198	271	47.2	-	vulcaniti, falde idriche presenti ma no dati
169	353	44.3	-	vulcaniti fino a -315 m, poi flysch, no acquiferi
170	213	31.1	-	vulcaniti fino a -55 m, Neogene a -115 m, flysch, falda nelle vulcaniti
96	61	18.5	0.65	flysch, falda a 38 m
115	178	29.8	1.2	vulcaniti fino a -158 m, poi flysch, acquifero a 95 m
97	53	19.8	0.65	flysch, no acquiferi
216	198	17.6	0.4	vulcaniti con acquifero
99	52	22.9	1.46	vulcaniti, argille plioceniche
98	52	17.8	0.45	vulcaniti (10 m) con acquiferi, flysch
100	227	28.2	0.85	vulcaniti (195 m) con acquiferi, argille plioceniche

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

I pozzetti geotermici sono elencati secondo un ordine geografico, partendo da Nord e muovendosi in senso antiorario (vedi Fig. 3.36 per l'ubicazione). Alcuni dei pozzetti (143, 198, 216) sono rimasti all'interno della copertura vulcanica dove spesso hanno incontrato acquiferi. Qui le misure di gradiente termico sono spesso risultate impossibili o hanno scarso significato. È infatti noto che un gradiente attendibile deve essere misurato all'interno di rocce impermeabili.

Altri pozzetti hanno attraversato tutto lo spessore del vulcanico e sono penetrati nelle rocce sottostanti, però per uno spessore troppo piccolo per potervi eseguire misure attendibili di gradiente termico (Es.: 169). Quando è stato attraversato uno spessore sufficiente di terreni impermeabili (argille plioceniche o flysch) si sono misurati valori di gradiente elevati da 0,65 a 1,46 °C/10m (96, 115, 99). Il valore più alto (1,46 °C/10m) è stato trovato nel pozzetto 99, perforato per 52 m a E-NE della Caldara di Manziana. Il pozzetto più vicino alla Caldara è il n. 98, situato a 2,5 Km W-SW, che ha trovato un gradiente termico di 0,45 °C/10m; anche questo pozzo è poco profondo (52 m) e vi è presenza di un acquifero nella, sia pur sottile, copertura vulcanica.

Questi dati indicano che la zona a SW del lago di Bracciano fino alla Caldara di Manziana, che comprende il pozzo profondo Sabatini 8, è caratterizzata da elevati valori del gradiente termico e corrisponde quindi a una zona termicamente anomala. Naturalmente, per estrapolare questi valori fino a stimare la T del serbatoio, occorre conoscere la profondità del suo top e stabilire lo spessore delle formazioni impermeabili di copertura. Affronteremo questi aspetti nel prossimo paragrafo.

3.1.2.4- Profondità e condizioni termiche del serbatoio a SW del Lago di Bracciano

Gli elementi essenziali del vulcanismo nell'area dei Sabatini sono riassunti nella cartina della Fig. 3.37. La cartina riporta anche la traccia dei tre profili profondi desunti dai dati geofisici e di perforazione, che sono riprodotti nelle Figure. 3.38 e 3.39. Ai fini del presente studio il profilo che più ci interessa è il Sabatini 3, riprodotto nella Fig. 3.39, il cui segmento occidentale va dal paese di Bracciano verso W-SW e taglia quindi la zona di studio. Come si vede, però, quel profilo si arresta a W di Bracciano, a poche centinaia di metri di profondità perché all'epoca in cui è stato disegnato (Funicello et al., 1976) non era stato ancora perforato il pozzo profondo Sabatini 8.

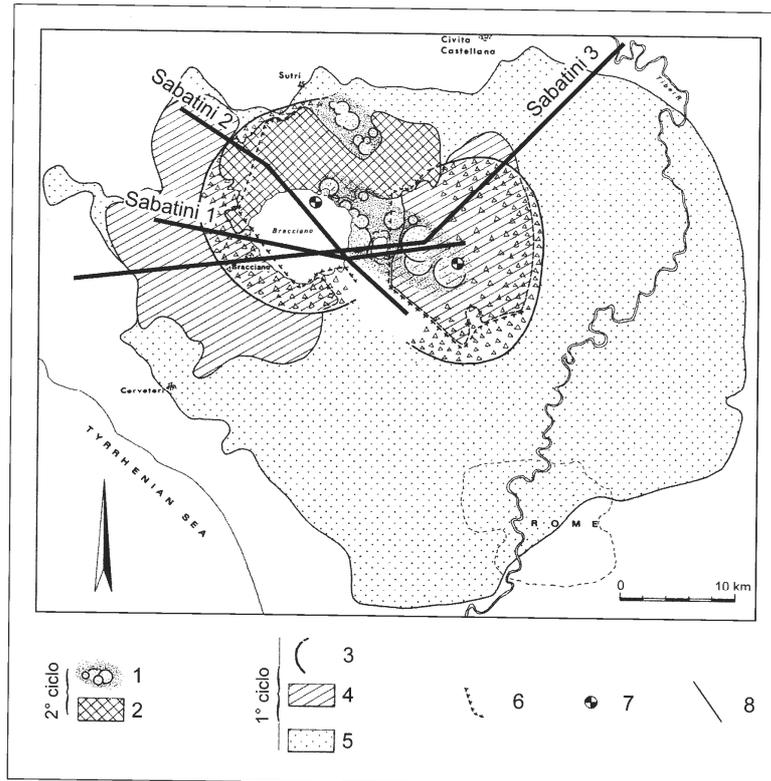


Fig. 3.37. Carta schematica del Distretto vulcanico dei Monti Sabatini. 2° Ciclo: 1) Area a prevalente vulcanismo freatico e freatomagmatico e distribuzione dei crateri (fase vulcanica successiva alla separazione dei blocchi); 2) Colate di lave leucitiche e coni di scorie (fase contemporanea alla separazione dei blocchi); 1° Ciclo, 3) Margini esterni del complesso di breccie esplosive e varie piroclastiti (fase vulcanica immediatamente precedente alla separazione dei blocchi); 4) Serie di piroclastiti e tufi (18000-9000 anni); 5) Distribuzione di un complesso di colate piroclastiche, tufi, lave e di depositi vulcano-sedimentari (7000-2000 anni); 6) Linea di sutura dei due blocchi traslati; 7) Centri originari del vulcanismo del 1° ciclo; 8) Traccia di sezione geologica. (Locardi et al. 1974).

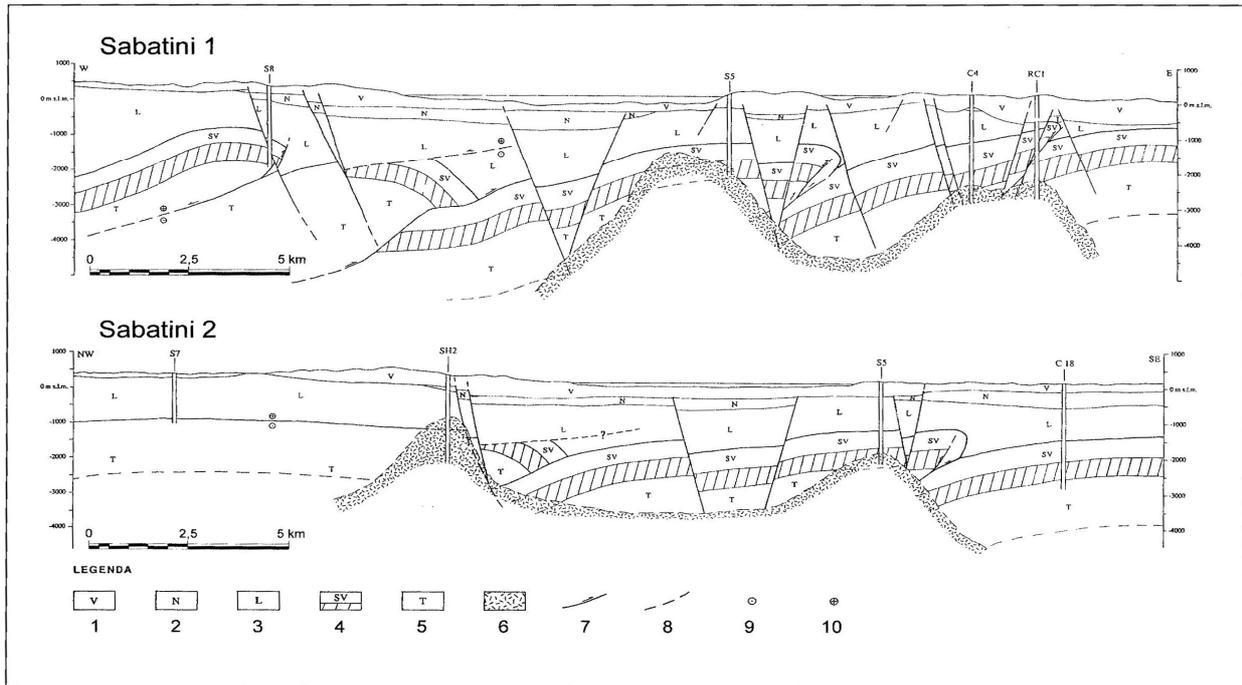


Fig. 3.38. Profili geologici "Sabatini 1" e "Sabatini 2". Legenda: 1) Vulcaniti; 2) Neoautoctono; 3) "Liguridi" s.l.; 4) Successione ad affinità umbro-sabina (a tratteggio il calcare massiccio); 5) Formazioni triassiche; 6) Complesso termometamorfosato (comprende anche sistemi di dicchi); 7) Faglie (la lunghezza della freccia è proporzionale alla componente del movimento parallela al piano del profilo); 8) Geometrie delle strutture ricostruite all'interno del "Complesso termometamorfosato"; 9) Vettore di movimento uscente dal oiano del profilo; 10) Vettore di movimento entrante nel piano del profilo (da ENEL-VDAG-URM, 1994)

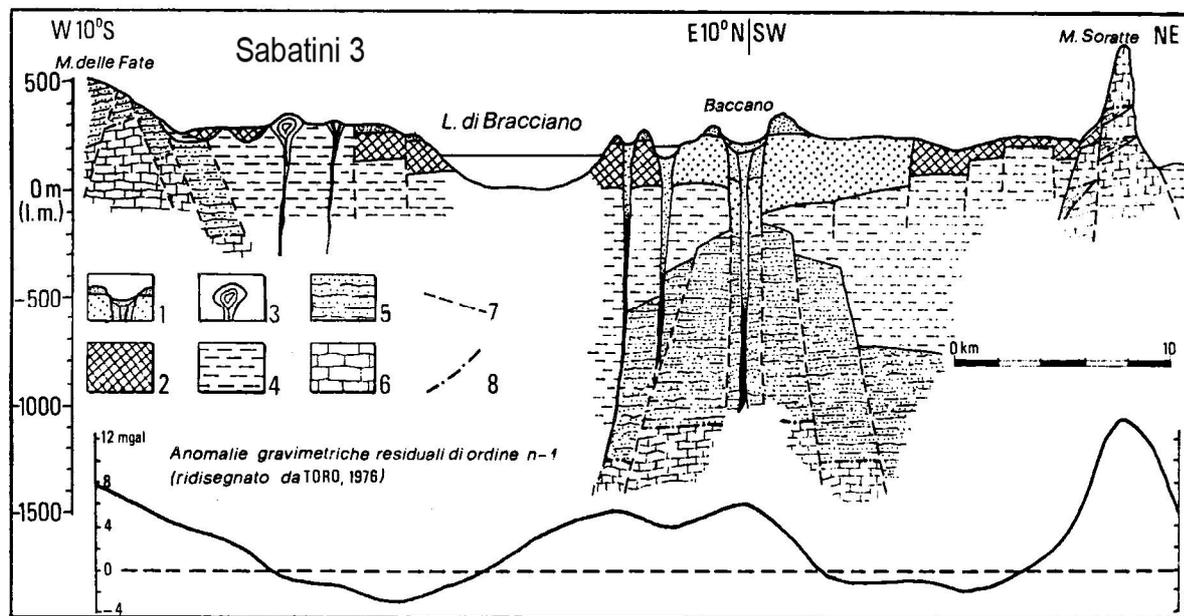


Fig.3.39. Profilo "Sabatini 3": 1) Piroclastiti, maar e diatremi del ciclo freatomagmatico (0,1m.a.); 2) Piroclastiti e lave del ciclo precedente (0,7-0,1 m.a.); 3) Domi riolitici (2,5 m.a.); 4) Sedimenti marini (Plio-Pleistocene); 5) Complesso alloctono flyschoidale, Silicici s.l. (Cretacico-Oligocene); 6) Sedimenti carbonatici pelagici (Mesozoico); 7) Faglie distensive; 8) Faglie inverse e sovrascorrimenti (da Funciello et al. 1976a).

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Tab. 5.2. Confronto tra la stratigrafia del pozzo Sabatini 8 con il profilo geologico (desunto dalla gravimetria) di Funicello et al. (1989).

Litologia	Sabatini 8 (Profondità in m)	Profilo II (Profondità in m)
Vulcaniti	0-270	0-200
Depositi neogenici	270-430	200-800
Flysch	430-1570	800-2200
Tetto successione carbonatica	1570	2200

Più interessante è il profilo II riportato nella Carta geologica del complesso vulcanico Sabatino (Funicello et al., 1989). Il profilo si estende dal lago di Bracciano verso SW e la sua traccia passa a soli 750 m a SE del pozzo Sabatini 8 e a soli 400 m a SE della Caldara di Manziana. La struttura profonda è stata desunta dai dati gravimetrici, perché anche per questo profilo non erano disponibili i risultati del pozzo Sabatini 8 (Fig. 3.40).

Nella Tab. 3.37 sono messe a confronto la successione litologica del profilo nel punto più vicino al pozzo e i risultati effettivamente trovati nella perforazione.

Come si vede, il pozzo ha trovato il tetto della successione carbonatica circa 600 m più in alto di quanto supposto nel profilo. Questa differenza dipende da stime eccessive, nel profilo, dello spessore dei sedimenti Neogenici (+ 440m) e del flysch (+260m). La cosa non deve sorprendere considerato che, come già detto, il profilo si basa sull'interpretazione di dati gravimetrici e che le differenze di densità tra i terreni del flysch e quelli della successione carbonatica (specie della sua parte alta, la scaglia, che nel pozzo Sabatini 8 ha uno spessore di 240 m) possono essere piccole. In corrispondenza della Caldara di Manziana il profilo indica che il tetto della formazione carbonatica (possibile serbatoio geotermico) si troverebbe a circa -2500 m dalla superficie.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Infine, per quanto riguarda le stime delle condizioni termiche profonde dell'area di studio, il CNR (1982) indica un valore di T al tetto del serbatoio carbonatico intorno a 200°C, desunto dai pozzetti geotermici e una T di soli 140°C desunta applicando un geotermometro a gas alla manifestazione della Caldara. Tuttavia questo geotermometro utilizza anche il rapporto H_2S/CO_2 cioè impiega un gas (H_2S) fortemente soggetto a instabilità nelle condizioni ossidanti superficiali e nell'interazione con gli acquiferi superficiali. Inoltre il geotermometro impiegato dal CNR 25 anni fa, usa anche la P_{CO_2} nel serbatoio, dato ovviamente non noto. Sono quindi da preferire, pur nelle loro incertezze, le stime geotermometriche riportate in precedenza nel capitolo 3.1.1.6 i cui valori massimi (circa 220°C) compatibili anche con le stime derivanti dai pozzetti geotermici. A questo proposito è da osservare che estrapolando il gradiente del pozzo Sabatini 8 (0,77°C/10m) a partire da 535m di profondità, ben dentro il flysch e dove la T è di 72,5°C, e per tutto lo spessore dei terreni impermeabili (flysch più scaglia) e cioè fino a 1810 m di profondità, si ottiene al top del calcare massiccio una T di 170°C, circa 25°C meno di quella effettivamente trovata. Alla Caldara, utilizzando la media dei gradienti geotermici misurati nei due pozzetti più vicini (nn. 98 e 99) e cioè un valore di 0,952°C/10m, e supponendo che il tetto dei carbonati si trovi a 2000 m di profondità e considerata infine una T superficiale di 15°C, si trova una T al top del presunto reservoir di 205°C, vicina a quella delle nostre stime geotermometriche geochimiche. Si deve osservare, tuttavia, che sia l'elevato range di T stimate (100-220 °C) sia i valori stimati di P_{CO_2} (3-30 bar) escludono che tutti i gas emessi dalla Caldara di Manziana provengano direttamente dal serbatoio carbonatico a 2000m di profondità suggeriscono che vi sia stata interazione dei fluidi profondi con acquiferi più superficiali, ospitati nei livelli permeabili dei sedimenti Neogenici o delle sovrastanti vulcaniti.

3.1.3 Palidoro

La manifestazione di Palidoro (o Podere Annibaldi), una piccola ma importante emissione di gas del Lazio, è ubicata a SW del lago di Bracciano, non molto distane dalla Caldara di Manziana (Fig. 3.41). Si presenta come una piccola depressione sub-circolare aperta su un lato dove si origina un piccolo corso d'acqua alimentato, oltre che dalle piogge, dalla risorgenza principale posta al centro della depressione (Fig. 3.42).

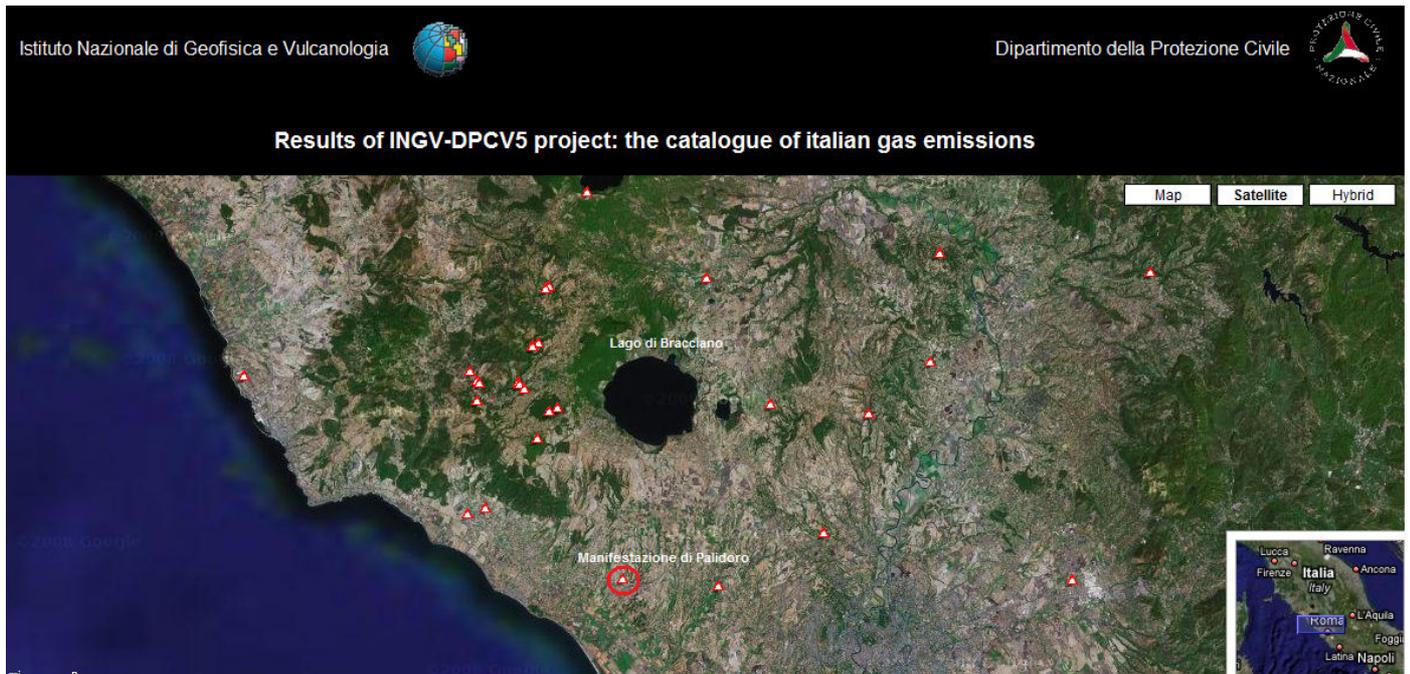


Fig. 3.41 Con il cerchio rosso è ubicata la manifestazione di Palidoro (o podere Annibaldi). Immagine estratta dalla banca dati del Progetto INGV-DPC V5



Fig.3.42. La manifestazione di Palidoro. In rosso è indicata la traccia del profilo TDL, R indica il riflettore, L il laser. Le superfici grigie all'interno della polla indicano i punti di misura di flusso di gas effettuati con la FP (Floating Platform).

Tutta l'area intorno alla manifestazione principale è cosparsa di carcasse di animali anche di grossa taglia (cani, cinghiali) (Fig. 3.43). Anche in questo sito sono state eseguite misure di concentrazione in aria di CO_2 e H_2S lungo un profilo TDL e stime del flusso viscoso del gas da 9 punti di emissione (con piattaforma galleggiante e contatore volumetrico) vedi capitolo 2. In tabella 3.10 sono riportati i risultati delle misure effettuate. Per il calcolo del flusso di CO_2 è stata utilizzata la formula 1 descritta nel paragrafo 2.2. Sono stati utilizzati sia i della composizione chimica del gas tratti dalla letteratura dati (Minissale et al.1997a), sia misure dirette di concentrazione dell ' H_2S con tubi Draeger (vedi Tab 3.10)

Tab.3.10 Misure del flusso viscoso di gas con piattaforma galleggiante e dati chimico fisici

Nome	X	Y	misura l/min	tonn/day GAS	tonn/day CO_2^+	tonn/day CO_2^-	tonn/day H_2S
palid15-1	268000	4650281	4,95	0,007	0,014	0,013	0,000
palid15-2	267999	4650280	4,12	0,006	0,012	0,011	0,000
palid15-3a	268019	4650275	13,13	0,019	0,037	0,035	0,001
palid15-3b	268019	4650275	44,19	0,064	0,124	0,119	0,002
palid15-5a	268009	4650281	284,65	0,410	0,799	0,768	0,014
palid15-5b	268009	4650281	278,18	0,401	0,781	0,750	0,014
palid15-5c	268009	4650281	279,55	0,403	0,785	0,754	0,014
palid15-5d	268009	4650281	288,24	0,415	0,809	0,777	0,014
palid15-5e	268009	4650281	172,17	0,248	0,483	0,464	0,008
					3,84	3,69	0,07
T water	T air	p atm	[H_2S]	[CO_2]			

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

°C	°C	mbar	%	%
24	20	1014	2,2	93,8 - 97,6

Si è ottenuto un flusso totale viscoso di:

$$\text{CO}_2 = 3,84 \text{ ton/giorno} \quad \text{H}_2\text{S} = 0.07 \text{ ton/giorno}$$

Le concentrazioni in aria di CO_2 e H_2S misurate a 25 cm dal suolo, con un profilo TDL lungo 9 m, sono mostrate nel grafico della Fig. 3.44. Sono impressionanti i valori di concentrazione di H_2S rilevati dal TDL.



Fig.3.43 Carcasse di animali nella depressione di Palidoro

Infatti possiamo osservare dal grafico come, nonostante un vento con velocità vicine o superiori a 3m/s, le concentrazioni dell' H_2S siano spesso superiori a valori potenzialmente letali (>250 ppm) mentre la concentrazione di CO_2 si mantiene sempre ben sotto la soglia di pericolo. Quindi anche nel caso di Palidoro, il gas killer, responsabile della morte degli animali, non è la CO_2 , ma l' H_2S che raggiunge concentrazioni fino a 375 ppm. Come già detto in precedenza, si tratta di valori medi di concentrazione lungo tutto il profilo (9m) ed è quindi lecito immaginare che in qualche punto l' H_2S raggiunge concentrazioni immediatamente mortali (>450ppm).

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

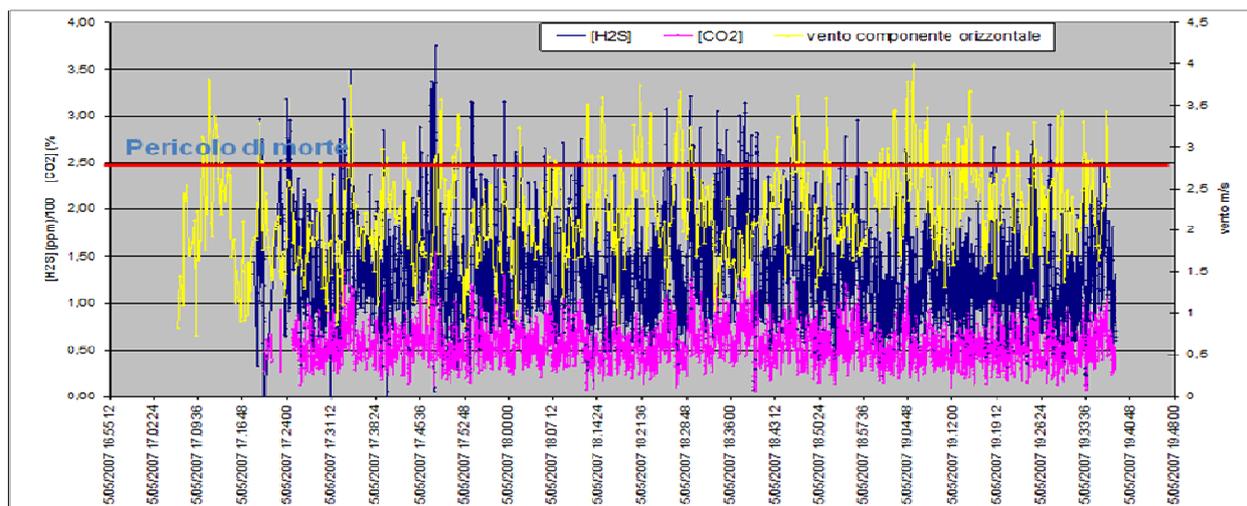


Fig.3.44. Concentrazioni medie in aria di CO₂ e H₂S a 25cm dal suolo e velocità del vento, misurate a Palidoro in un profilo TDL lungo 9 metri.

3.2 Monti Vulsini

3.2.1 La Caldera di Latera

Latera è la struttura vulcanica più settentrionale appartenente alla Provincia Comagmatica Romana (Fig. 3a). Il Vulcano di Latera si è formato sul fianco occidentale della Caldera di Bolsena (Fig. 3.45) ed ha prodotto, per lo più tra 250 e 150 ka, varie eruzioni ignimbriche voluminose con minori lave e tefra che, a loro volta, hanno generato molteplici collassi che hanno portato alla formazione dell'attuale caldera, poligenetica e complessa, che ha una forma ellittica (8 x 10 km) con l'asse principale orientato NE-SW (Fig. 3.45).

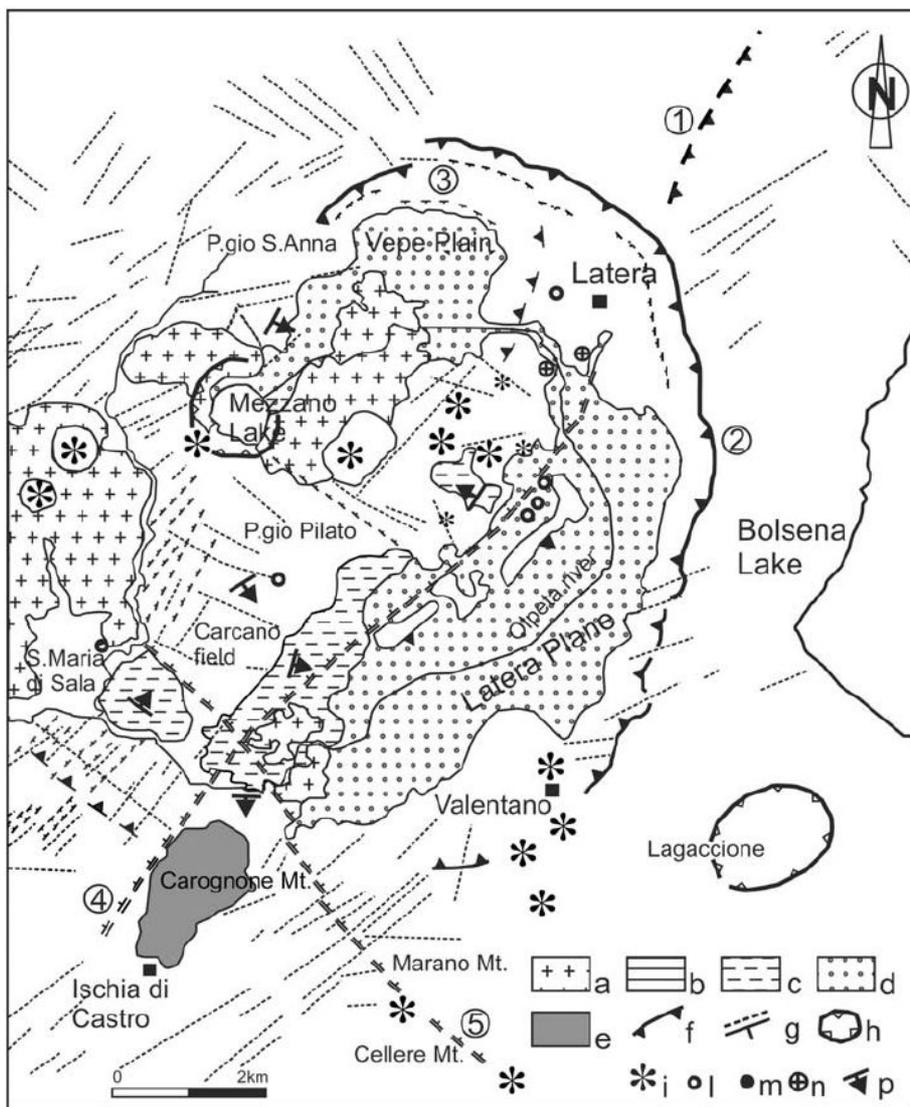


Fig.3.45. Fig. 3.2- Schema strutturale della caldera di Latera (Metzeltin & Vezzoli 1983): a) colate di lava; b) travertino; c), depositi lacustri sollevati e inclinati; d) depositi lacustri e alluvionali indisturbati; e) alti strutturali di substrato sedimentario; f) orlo di caldera; g) fofolineamenti, faglie e fratture; h) crateri di esplosione; i) coni di scorie; l) sorgenti; m) sorgenti termominerali; n) emanazioni gassose; p) inclinazione delle superfici strutturali. 1) Orlo presunto di Caldera di Bolsena; 2) Orlo della Caldera di Latera; 3) Orlo presunto della Caldera della piana del Vepe; 4) Linea S. Luce; 5) Linea del Carcano

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

L'attività vulcanica più recente (seconda fase) è avvenuta lungo fratture NE-SW in corrispondenza di un alto strutturale sepolto allungato nella stessa direzione come indicato dai dati gravimetrici e dai sondaggi geotermici (Barberi et al., 1984). I prodotti vulcanici di Latera coprono l'intero campo di variazione composizionale da magmi basici ad evoluti, sia della serie sottosatura in silice alta in K (da tefriti o leucititi a fonoliti), sia della serie K satura in silice (da trachibasalto a trachiti) (Landi, 1987; Innocenti e Trigila, 1987; Turbeville, 1993). Un'intrusione senitica nelle rocce carbonatiche, con i suoi dicchi e rocce metamorfiche di contatto, è stata incontrata da pozzi profondi nella parte occidentale della caldera a soli 2 km di profondità (Durazzo et al., 1982; Barberi et al., 1984; Cavarretta et al., 1985).

I prodotti vulcanici di Latera ricoprono una sequenza sedimentaria costituita da un flysch alloctono (Unità Liguridi) messa in posto tettonicamente sopra una sequenza carbonatica (serie Toscana). Dal punto di vista idrogeologico la caldera di Latera è caratterizzata, come tutto il Lazio settentrionale, dalla presenza di un acquifero profondo di importanza regionale ospitato nelle formazioni carbonatiche Mesozoiche sepolte, e acquiferi più superficiali e piccoli contenuti nelle rocce vulcaniche soprastanti. Questi acquiferi sono separati da rocce a bassa permeabilità (flysch, marne, argille, vulcaniti argillificate) che figurano da acquicludi. L'acquifero carbonatico profondo rappresenta il serbatoio geotermico, mentre il flysch Ligure agisce come principale copertura del sistema. La ricarica del serbatoio avviene per infiltrazione e circolazione di acque meteoriche nelle rocce Carbonatiche Mesozoiche che affiorano a nord e sud-ovest nella caldera (Barberi et al., 1984; Bertrami et al., 1984; Cavarretta et al., 1985; Chiodini et al., 1984; Gianelli e Scandiffio, 1989). Il tetto del serbatoio geotermico principale è situato ad una profondità variabile da 500 a 2000 metri; la sua T varia da 210° C a circa 230° C (fino a 343° C a 2775 metri di profondità in pozzi secchi (Cavarretta et al., 1985) e i fluidi prodotti dal serbatoio hanno contenuti elevati di CO₂ (circa 0.7 mol kg⁻¹, Gambardella et al., 2004).

La caldera di Latera è stata oggetto di intensa attività di esplorazione e sfruttamento geotermico da parte dell'ENEL. Il serbatoio di Latera è ad acqua dominante (l'unico di questo tipo in Italia, essendo quelli toscani a vapore dominante). Nel 2000, l'impianto di Latera aveva una potenza installata di 26 MW, 21 dei quali generati da un doppio flashing (con riduzione della pressione del fluido rispettivamente da 12 a 6.5 atm. e da 6.5 a 2.5 atm. e della T rispettivamente da 180° a 155° C e da 155° a 125° C.

Infine, l'acqua residua del secondo flashing, a 125° C, veniva utilizzata per generare altri 5 MW elettrici mediante un impianto binario che utilizzava un fluido di servizio a bassa T di ebollizione. L'acqua residua finale a 85° C veniva utilizzata per riscaldare una serra in prossimità della centrale (Baldacci, 2001) e veniva infine reiniettata nel serbatoio lontano dai pozzi produttivi e a profondità maggiore di quella del fluido estratto. Il gas del fluido prodotto era costituito per il 98% da CO₂ e per l'1% da H₂S (N₂ altro 1%). Per quanto lontana da valori di pericolosità per persone e animali,

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

l'emissione di H_2S in atmosfera produceva il classico cattivo odore di uova marce e le pressioni dei cittadini e dei loro amministratori, insieme alle polemiche strumentali degli ambientalisti hanno indotto l'ENEL a chiudere la centrale di Latera, nemmeno due anni dopo, nonostante avesse messo a punto un sistema efficace di abbattimento delle emissioni di H_2S , già positivamente applicato agli impianti geotermici di Larderello e del Monte Amiata.

Mostriamo di seguito come i risultati dei nostri studi permettono di riconoscere dalla superficie porzioni produttive del serbatoio geotermico e indicano che Latera potrebbe offrire una produzione geotermoelettrica ben superiore a quella della vecchia centrale, oggi non più operativa.

3.2.1.1 Indagini geochimiche sulle emissioni gassose

La caldera di Latera è stata oggetto di tre prospezioni del flusso di CO_2 dal suolo condotte nel Luglio e Ottobre 2003 usando camera di accumulo equipaggiata con uno spettrometro all'infrarosso LI-820. Nella Fig.3.46 è riportata l'ubicazione dei punti di misura e dei pozzi geotermici e delle manifestazioni di gas campionate e analizzate nei laboratori dell'INGV – Osservatorio Vesuviano con la procedura descritta da Chiodini (1994). Quattro campioni di gas (P1-P4) sono stati prelevati nella zona principale di emissione di Latera (Puzzolaie) e un quinto (SM) in una vecchia miniera di zolfo. La composizione chimica e isotopica dei gas di Latera è riportata nella Tab.3.11, insieme con quella di altre manifestazioni della Provincia Magmatica Toscana e Romana e dei vulcani attivi napoletani.

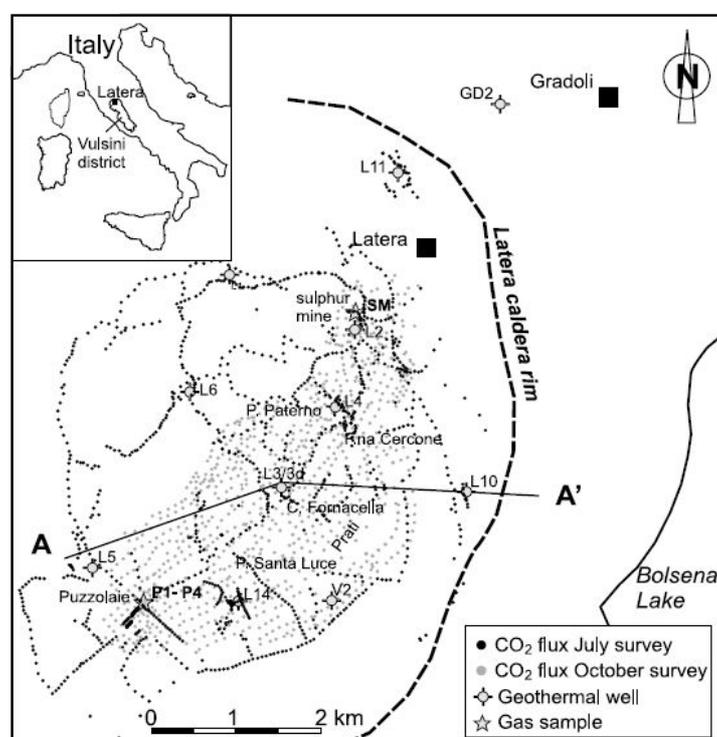


Fig.3.46. Ubicazione dei punti di misura del flusso di CO_2 dal suolo, dei pozzi geotermici e dei punti di campionamento del gas. La traccia A-A' rappresenta la sezione di Fig.3.55.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Tab.3.11. Composizione chimica e isotopica delle manifestazioni gassose di Latera e dei Vulcani Attivi Napoletani

Sample	T, °C	CO ₂	S _{tot}	Ar	O ₂	N ₂	CH ₄	H ₂	He	CO	δ ¹³ C _{CO2}	³ He/ ⁴ He
<i>Latera</i>												
SM	23.9	981,000	1,910	16.0	0.68	15,900	1150	9.30	10.3	0.399	2.02	0.38
SM ^b	na	980,000	1,750	na	na	13,000	900	2.63		0.10	na	na
P1	na	983,992	6,481	8.49	0.21	8,573	936	3.59	5.72	0.346	na	na
P2	20.2	981,000	6,650	56.5	0.00	11,700	905	1.92	5.91	1.400	na	0.34
P3	25.4	984,000	6,950	8.29	0.72	8,430	925	9.30	5.91	0.346	1.58	0.44
P4	31.6	986,000	4,750	8.41	0.26	8,295	994	9.46	6.13	0.150	1.53	0.44
Pu ^b	19	977,000	6,400	na	na	8,420	844	4.20		0.05	na	na
<i>TRDS Gas Emissions</i>												
Poggio Olivo ^c	na	986,275	1,177	10.9	1.99	7,658	4,853	19.3	3.99	0.083	0.2	na
C. di Manziana ^d	na	975,441	12,326	2.74	0.35	11,961	225	42.5	0.893	0.253	-2.3	0.081
S. di Manziana ^d	na	965,000	9,850	138	2,280	21,000	12,700	1.00	2.00	0.500	-4.1	na
Parco Mola ^c	na	966,951	1,469	12.0	0.53	11,481	20,059	22.5	4.48	0.133	0.1	na
Cava dei Selci ^d	na	988,000	8,950	22.3	4.00	2,680	481	0.86	2.27	0.670	0.9	1.54
Solforata ^d	na	980,000	10,600	5.4	4.00	9,347	109	0.07	9.28	0.530	-3.5	0.95
Salcheto ^e	na	970,592	76	7.96	0.69	23,978	5,328	6.72	8.75	0.160	-4.8	na
Selvina ^d	na	885,000	12,500	12.3	0	17,000	80,400	17,000	2.46	9.500	-3.4	0.414
Pienza ^d	na	942,000	<5	45.0	676	36,700	14,400	2.00	12.0	0	-3.7	0.214
Rapolano Cecilia ^d	na	963,000	0	7.78	0	32,900	4090	3.37	15.0	0.350	-6.1	0.09
Bagni S. Filippo ^c	na	959,183	1,684	7.01	0.38	20,185	18928	3.24	8.87	0.222	-2.3	na
Umbertide ^d	na	933,830	664	16.1	1.17	63,080	2352	8.58	47.1	0.164	-3.2	0.035
Fsso. Biscina ^c	na	985,697	46	5.32	24.67	11,528	2675	7.87	14.3	0.571	0.0	na
Fersinone ^c	na	949,313	224	16.15	38.0	49,681	665	4.09	57.4	0.227	na	na
San Faustino ^c	na	978,940	523	37.33	154	16,071	4264	0	8.67	1.581	0.6	na
<i>Neapolitan Active Volcanoes</i>												
Vesuvio ^f	95.6	981,864	4,642	2.86	2.34	1,817	581	10,689	4.38	385	0.06 ÷ 0.34	2.2 ÷ 2.7 ⁱ
Campi Flegrei ^g	158	985,268	8,665	3.61	0.89	3,264	187	2,601	8.32	3.39	-1.4 ÷ -1.7 ^j	2.5 ÷ 3.0
Ischia ^h	98.8	980,867	9,815	31.74	na	3,763	59	5,431	29.45	3.08	-3.5 ÷ -5.1 ^k	3.5 ÷ 3.9

^aChemical composition are expressed as $\mu\text{mol/mol}$, carbon isotopic composition as permil versus PDB, He isotopic composition as $R/R_A = ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{sample}}/({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_{\text{air}}$; na, not available. Compositions of gas from active volcanoes are recalculated on free H₂O basis.

^bData from Chiodini [1994].

^cData from Collettini et al. [2007].

^dData from Rogie et al. [2000, and references therein].

^eData from Frondini et al. [2006].

^fMean value for gas composition data from Chiodini et al. [2001b].

^gMean value for gas composition data from Chiodini et al. [2001a, 2005, and references therein].

^hData from Federico et al. [2002, and references therein].

ⁱData from Federico et al. [2002, and references therein].

^jTedesco and Scarsi [1999, and references therein].

^kTedesco [1996].

3.2.1.2 Stima geochemica delle condizioni P-T della sorgente

La composizione dei gas di pozzi geotermici e fumarole può essere usata per investigare le reazioni che governano la loro origine e stimare le condizioni T-P della sorgente (Giggenbach, 1980; Chiodini e Marini, 1998). Nei casi, come quello di Latera, in cui le emissioni gassose alla superficie sono di bassa temperatura, questo approccio è reso difficile dalla mancanza di informazioni sul rapporto gas/vapore. Per superare questa difficoltà, Chiodini (2007) ha proposto un metodo che utilizza solo i gas secchi del sistema H₂ – CO₂ – CH₄ – CO e considera CO₂ e C, rappresentata da grafite, come le specie chimiche che controllano le condizioni redox nei serbatoi sedimentari che ospitano i sistemi geotermici dell'Italia Centrale. Questo approccio consente di utilizzare i rapporti CO₂/Ar, H₂/Ar, CH₄/Ar e CO/Ar come indicatori delle condizioni termo bariche della sorgente. Si rimanda al lavoro di Chiodini et al., 2007, di cui lo scrivente è coautore, per

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

dettagli relativi alle equazioni utilizzate per la stima di T, P CO₂ e delle condizioni redox, mentre si riportano di seguito i risultati ottenuti per i gas di Latera. Questi risultati sono illustrati graficamente nelle Figg. 3.47 e 3.48.

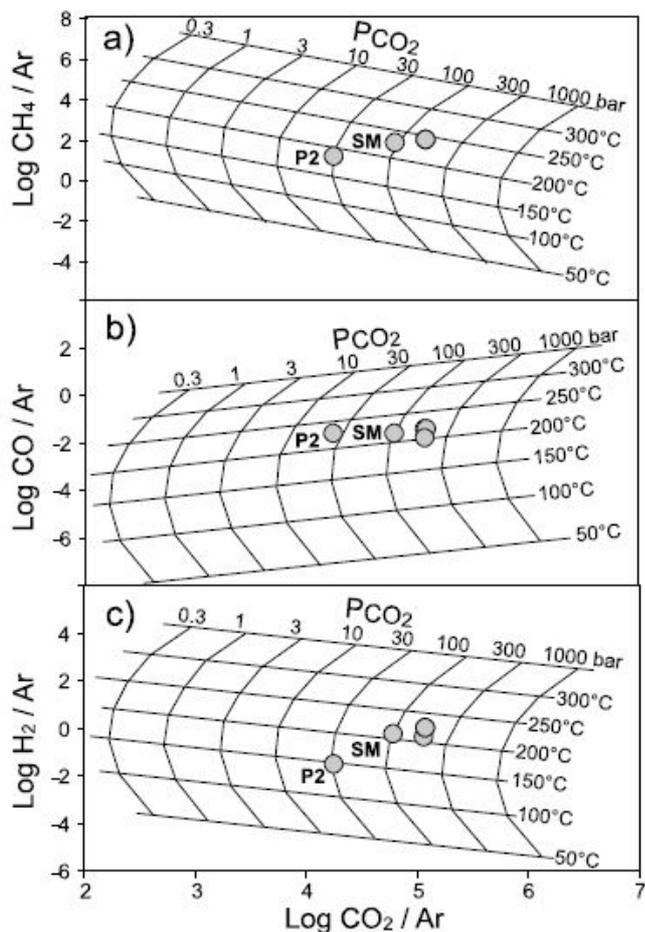


Fig.3.47. a) Plot del log (CH₄/Ar) v.s. log(CO₂/Ar), (b) log (CO/Ar) v.s. log(CO₂/Ar), e (c) plot del log(H₂/Ar) v.s. log(CO₂/Ar). Griglia teorica di P_{CO₂}-T, assunta dalle condizioni redox fissate dal buffer di D'Amore and Panichi [1980].

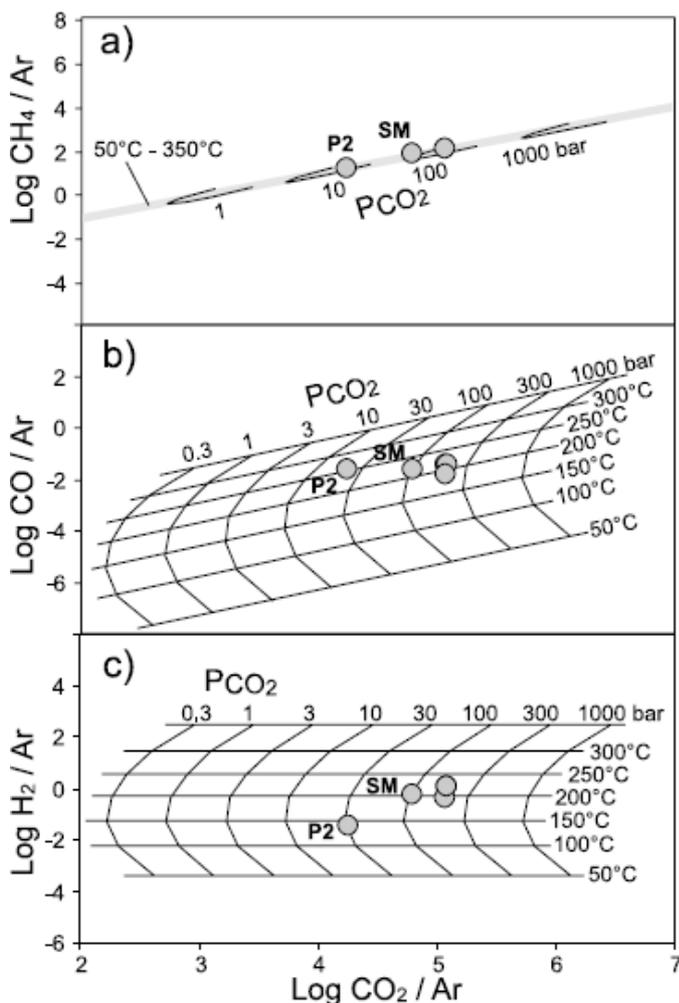


Fig.3.48 (a) Plot of $\log(\text{CH}_4/\text{Ar})$ v.s. $\log(\text{CO}_2/\text{Ar})$, (b) $\log(\text{CO}/\text{Ar})$ v.s. $\log(\text{CO}_2/\text{Ar})$, e (c) plot del $\log(\text{H}_2/\text{Ar})$ v.s. $\log(\text{CO}_2/\text{Ar})$. Griglia teorica di PCO_2 -T, assunta dalle condizioni redox fissate dal buffer della CO_2 .

Se si esclude il campione P2, che è contaminato da aria, gli altri campioni formano in tutti i diagrammi un cluster a valori di T di 200-230° C e di P CO_2 di 100-200 bar. Queste stime sono in buon accordo con le condizioni reali del serbatoio geotermico di Latera, dove è stata effettivamente misurata una T di 200-230° C ed è stata stimata una P CO_2 di circa 100 bar (Cavarretta et al., 1985).

Per indagare l'origine del gas, i campioni di Latera e delle altre zone considerate nella tabella 3.11, sono riportati nella Fig. 3.49 nel diagramma He-Ar- N_2 suggerito da Giggenbach (1987) e da Giggenbach e Poreda (1993) dove è indicata anche la posizione degli end-members potenziali. Come la maggior parte delle emissioni gassose dell'Italia centrale, anche i campioni di Latera (a parte P2) non mostrano nessuna importante contaminazione con aria. Rispetto ai gas dei vulcani attivi, quelli di Latera e delle altre zone dell'Italia Centrale sono meno ricchi di He e più ricchi di N_2 . L'arricchimento in N_2 è accompagnato da una forte diminuzione del rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$, che scende da valori Ra di 2.5-3.5 nei vulcani attivi napoletani a valori Ra di 0.33-0.44 a Latera (vedi tab. 3.11).

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Questi bassi valori Ra sono stati trovati anche nelle inclusioni fluide dei fenocristalli femici delle vulcaniti laziali (Martelli et al., 2004) e suggeriscono che il mantello sotto l'Italia Centrale è stato contaminato da fluidi crostali rilasciati dalla placca in subduzione. La composizione isotopica dell'elio, con bassi Ra, pertanto non implica necessariamente una contaminazione crustale del gas, ma piuttosto della sua sorgente, mantellica o magmatica (Carapezza e Tarchini, 2007).

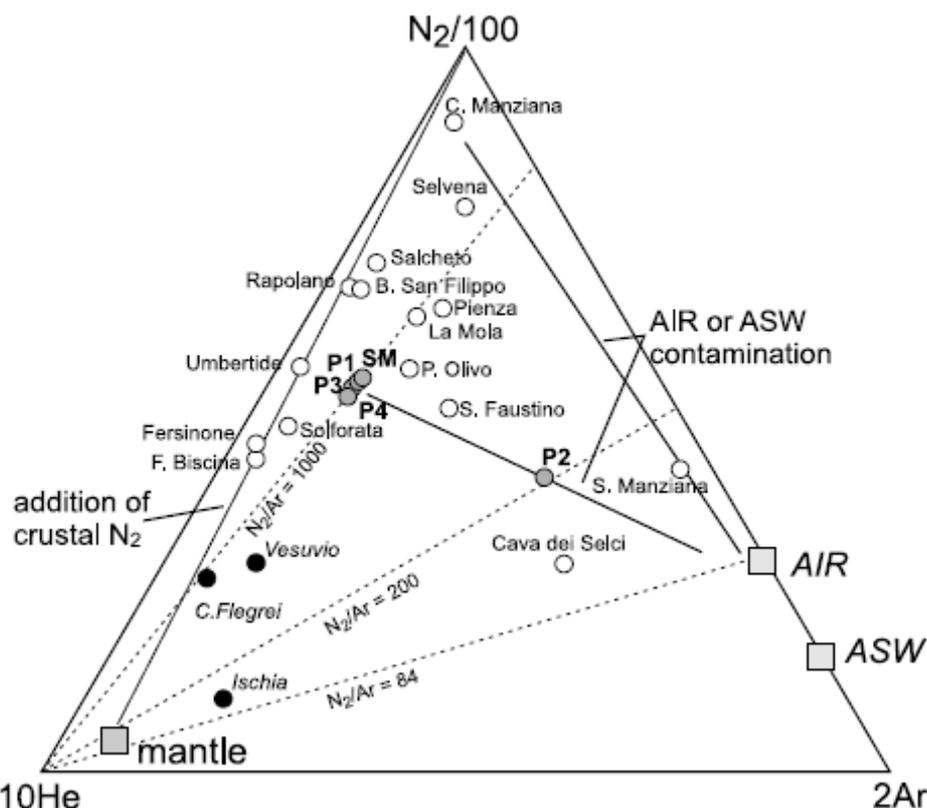


Fig.3.49. Diagramma triangolare He-Ar-N₂. I gas di Latera (P1, P2, P3, P4, e SM) sono comparati con i gas dell'Italia Centrale e i gas fumarolici dei vulcani attivi napoletani.

I valori relativamente alti dei rapporti N₂/Ar e N₂/He possono essere attribuiti alla decomposizione termica di materia organica riciclata nella subduzione e la composizione isotopica del carbonio della CO₂ di Latera ($\delta^{13}\text{C}$ da +1.5 a +2‰), più pesante che in altre emissioni gassose dell'Italia Centrale, è stata attribuita al frazionamento della CO₂ durante la produzione del vapore, che determina una CO₂ isotopicamente più pesante dell'HCO₃⁻ della soluzione parente (Frictman e O'Neil, 1997). Comunque i valori elevati di $\delta^{13}\text{C}$ della CO₂ di Latera indicano anche un probabile contributo di CO₂ generata da reazioni termo-metamorfiche, la cui esistenza è dimostrata nei risultati dei pozzi (Chiodini et al., 2007).

3.2.1.3 Degassamento diffuso di CO₂

Nella caldera di Latera sono state eseguite tre prospezioni del flusso di CO₂ dal suolo con diversi obiettivi. Una prima prospezione è stata eseguita nel Luglio 2003 con 1089 punti di misura lungo le strade rurali e in prossimità dei pozzi geotermici (Fig. 3.46). Lo scopo principale era quello di confrontare il rilascio di CO₂ dalla zona dove i pozzi geotermici erano risultati produttivi, con quelle zone dove invece i pozzi erano risultati sterili. Nello stesso periodo è stata eseguita anche una prospezione dettagliata, con 452 misure, nella zona delle Puzzolaie, una delle principali zone di emissione di gas, per ottenere una stima del rilascio totale di gas dell'area. Queste due prospezioni sono state eseguite dallo scrivente, mentre la terza prospezione, nell'ottobre 2003, è stata condotta in collaborazione con ricercatori dell'INGV-Osservatorio Vesuviano. Questa terza prospezione aveva lo scopo di coprire con una maglia omogenea di misure, la parte SE della caldera (930 misure su 10.8 km²) in modo da ottenere dati utili per la stima quantitativa del flusso di CO₂. Tutte le prospezioni sono state condotte in condizioni atmosferiche stabili e secche.

3.2.1.3.1 La prospezione di Luglio 2003

I valori del flusso di CO₂ (ϕCO_2) misurati nel Luglio 2003 sono riportati in Fig. 3.50 nel relativo diagramma di probabilità. Il ϕCO_2 si distribuisce su un ampio campo di valori, da 2.8 g/m²*giorno a 53.000 g/m²*giorno (valore medio = 278 g/m²*giorno), secondo una curva complessa che può essere modellizzata con la combinazione di 3 popolazioni log-normali di flusso (Sinclair, 1974): una popolazione A con i valori più alti, una popolazione B con flussi intermedi e una popolazione C con i valori più bassi. I parametri statistici delle singole popolazioni, calcolati con lo stimatore di Sichel (David, 1977) sono riportati in Tab.3.12. La popolazione C può essere interpretata come background per l'area con i valori medi di ϕCO_2 di 23,5 g/m²*giorno. Analoghi valori di flusso sono prodotti da una normale attività biologica (Mielnick and Dugas, 2000; Rey et al., 2002; Frank et al., 2002; Yazaki et al., 2004; Cardellini et al., 2003). La popolazione A con alto flusso è certamente associata ad una sorgente endogena di CO₂, che ha un'emissione di livello inferiore nella popolazione B.

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Tab. 3.3.12. Parametri statistici delle diverse popolazioni individuate

Population	<i>f</i> , Fraction %	<i>M</i> , Mean $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$	95% Confidence Interval, $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$
<i>July 2003 Survey</i>			
A	0.08	-	-
B	0.22	78.2	70.4–88.7
C	0.7	23.5	22.4–24.9
<i>October 2003 Survey</i>			
A	0.07	449	348–632
B	0.83	29.4	27.6–34.2
C	0.10	4.3	3.77–4.58
<i>July 2003 Puzzolaie Survey</i>			
A	0.10	6968	5951–8540
B	0.67	384	324–473
C	0.17	36.8	35.2–38.9
D	0.06	13.5	12.7–14.8

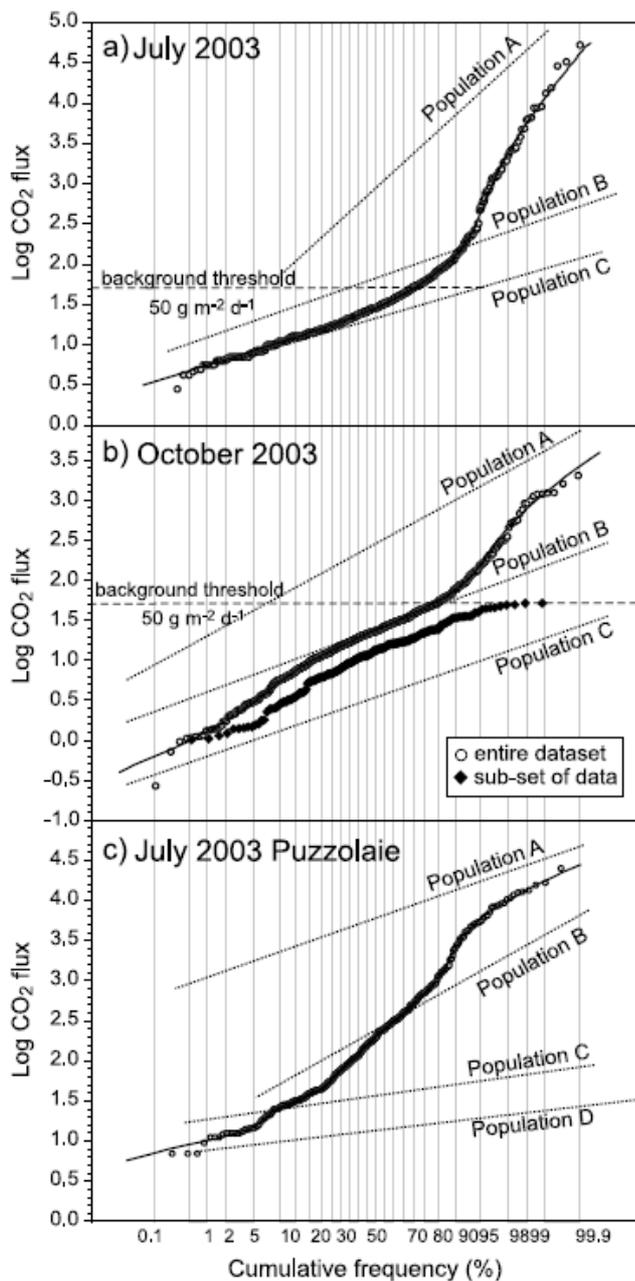


Fig.3.50. Probabilità cumulativa del \ln del flusso di CO_2 . I cerchi vuoti rappresentano la distribuzione della probabilità del flusso di CO_2 , con le linee tratteggiate sono indicate le popolazioni individuate e con la linea continua è rappresentata la combinazione torica delle popolazioni individuate nelle diverse prospezioni a) Luglio 2003, b) Ottobre 2003, questa campagna di misure di flusso di CO_2 è stata usata per individuare il valore di background, indicato con la linea a rombi, c) Luglio 2003 prospezione delle Puzzolaie. E' inoltre indicato il valore di background di $50 \text{ g/m}^2\text{giorno}$

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Per identificare la zona con un degassamento anomalo di CO_2 è stata elaborata la mappa della Fig. 3.51 che riporta la probabilità che in ogni punto il flusso sia più alto di una soglia stabilita. Il valore di $50 \text{ g/m}^2 \cdot \text{giorno}$ è stato selezionato come soglia di background sulla base della curva di probabilità della Fig. 3.48. Si vede bene dalla Fig. 3.51 la presenza di una marcata anomalia di φCO_2 allungata NE-SW. Si osservi che i valori più alti di flusso si trovano vicino ai pozzi geotermici produttivi L2, L3/L3D, L4, L14 mentre in corrispondenza dei pozzi sterili L1, L5, L6 non vi è alcuna particolare anomalia di flusso. Le aree anomale sono state nuovamente indagate nell'Ottobre – Novembre 2003.

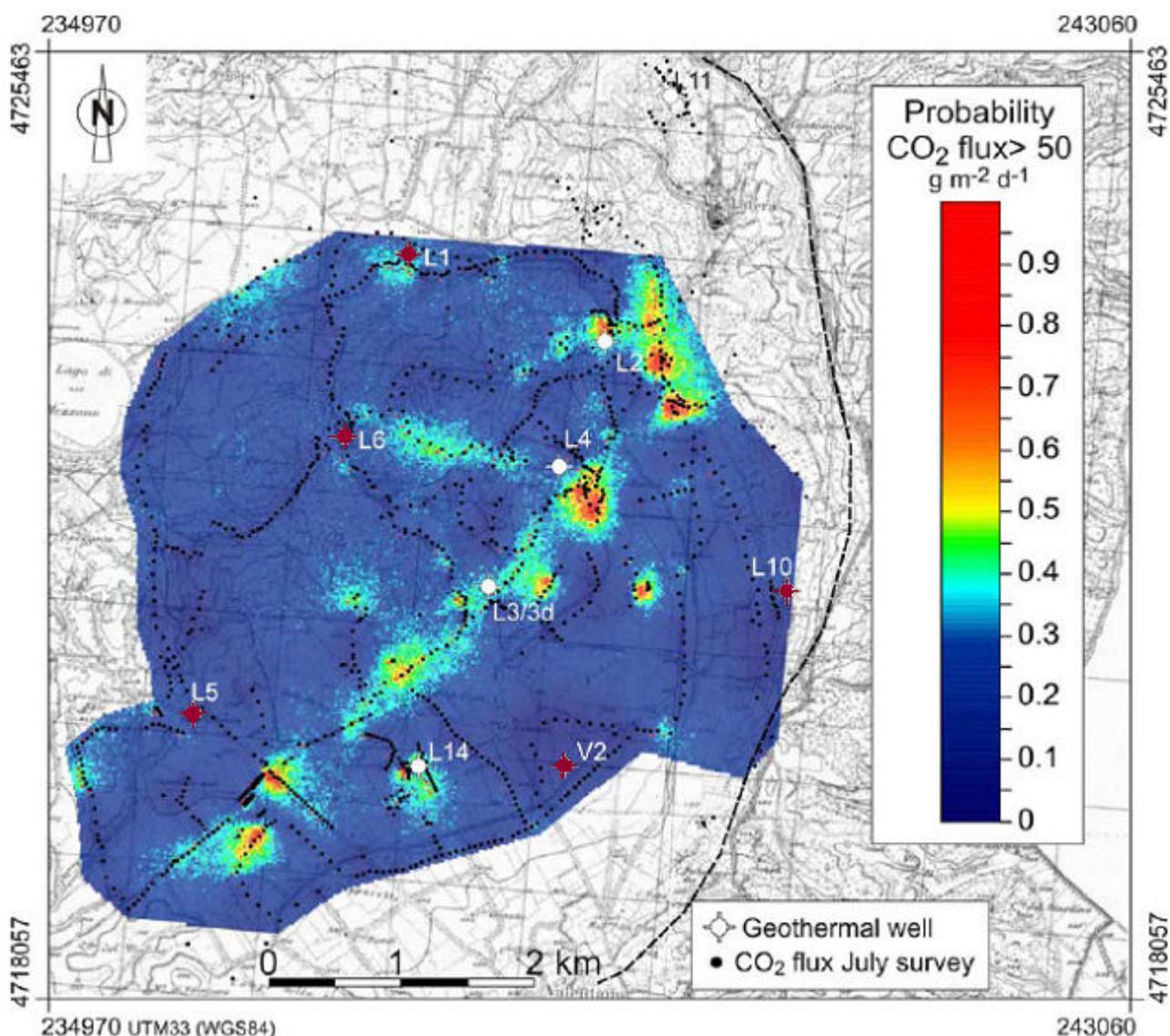


Fig.3.51. Mappa di probabilità del flusso di CO_2 della prospezione di Luglio 2003. I colori rappresentano la probabilità del flusso di CO_2 superiore al valore del flusso di background di $50 \text{ g/m}^2 \cdot \text{giorno}$. In bianco sono indicati i pozzi produttivi, mentre in marrone quelli sterili.

3.2.1.3.2 La prospezione di Ottobre 2003 e la stima dell'emissione totale di CO₂

Anche i valori di ϕ_{CO_2} della prospezione di Ottobre 2003 si distribuiscono su un campo di valori, da 0.2 g/m²*giorno a 2700 g/m²*giorno (media 53 g/m²*giorno). Il plot di probabilità (Fig. 3.50b) mostra nuovamente una distribuzione statistica complessa attribuibile a tre popolazioni log normali i cui parametri statistici sono riportati in Tab.3.12. La popolazione A, con un valore medio molto alto, è chiaramente rappresentativa di flussi di CO₂ alimentati da una sorgente endogena, mentre le due popolazioni B e C sono entrambe compatibili con un ϕ_{CO_2} biologico. La popolazione B di Ottobre è molto simile a quella C di Luglio e la presenza di due popolazioni a basso flusso in ottobre può riflettere sia una combinazione di flusso endogeno e di flusso biologico, sia una diversa vegetazione nella zona indagata.

Per definire un unico ragionevole valore di soglia per il background del ϕ_{CO_2} , necessario per quantificare l'emissione di CO₂ endogena, è stato selezionato un subset di 193 misure eseguite in un'area lontana da emissioni o manifestazioni di gas (Fig. 3.53).

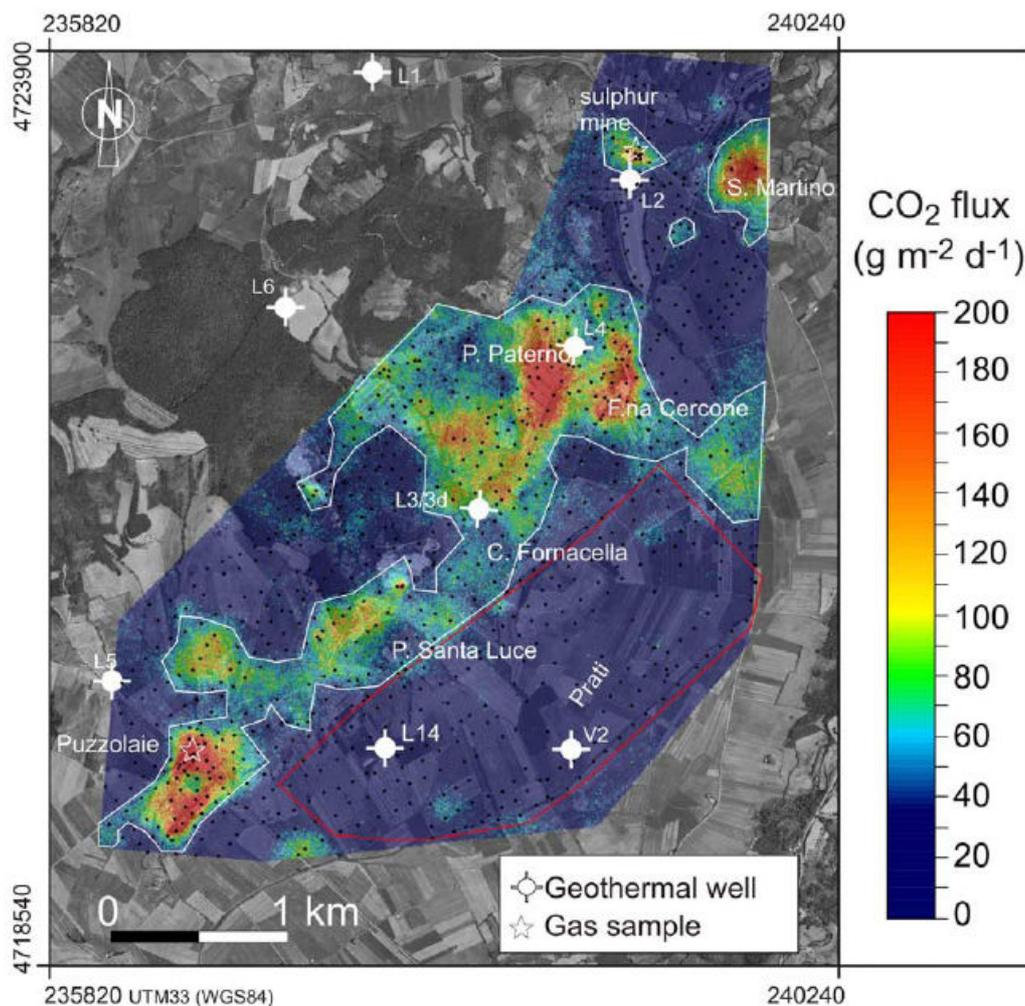


Fig.3.53 Mappa di flusso di CO₂ dal suolo (Ottobre 2003). Il perimetro segnato con la linea bianca indica l'area di degassamento diffuso anomalo di CO₂ superiore a 50 g/m²giorno. Il perimetro in rosso racchiude l'area con le misure di flusso di CO₂ (data subset) che sono state utilizzate per definire il flusso di background (vedere testo).

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

Il φCO_2 varia da 0.9 a 49 $\text{g/m}^2\cdot\text{giorno}$ e l'allineamento su una linea retta di questi dati nella curva di probabilità (Fig. 3.50 b) indica che si tratta di una popolazione singola statisticamente omogenea (log normale). Il valore medio di questo subset è 15.7 $\text{g/m}^2\cdot\text{giorno}$ e può essere assunto come valore medio ragionevole del background. Ne consegue che la popolazione B dell'Ottobre 2003 probabilmente deriva dalla combinazione di CO_2 biologica con un flusso endogeno di bassa intensità (vedi Fig. 3.50 b) e che il valore di 50 $\text{g/m}^2\cdot\text{giorno}$ deve essere considerato come soglia massima per il background biologico del φCO_2 . I dati della prospezione di ottobre 2003 sono stati utilizzati per ottenere la mappa di flusso di CO_2 dal suolo della Fig. 3.51. il variogramma sperimentale (Fig. 3.52) mostra la presenza di due strutture innestate con un range corto (410) e lungo (1850).

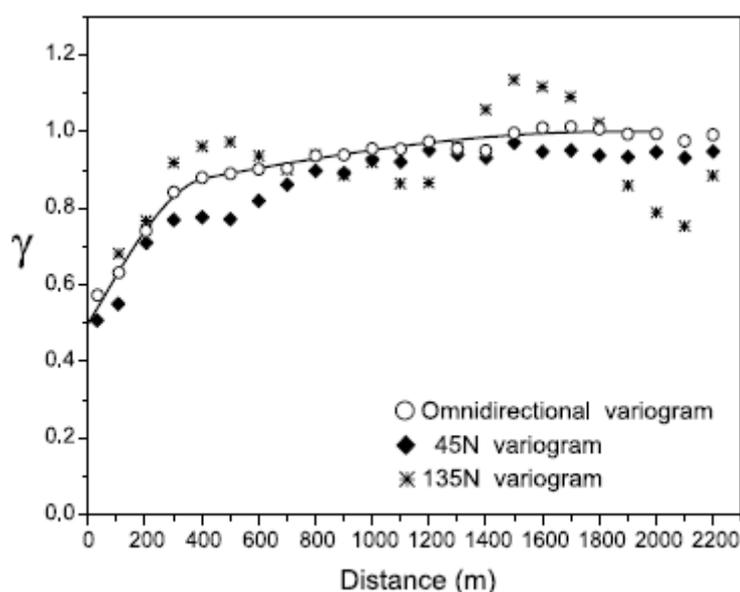


Fig.3.52. (a) Semivariogramma sperimentale e variogramma dei normal-score del flusso di CO_2 (cerchi vuoti). Semivariogramma direzionale rispetto alle direzioni N45 (rombi) e N135 (stelle).

Queste due strutture possono essere riferite ad una anisotropia nella distribuzione del flusso rispetto alle direzioni N45 (range lungo) e N135 (range corto) (Fig. 3.52). Per ottenere la mappa di flusso i variogrammi sperimentali sono stati modellizzati combinando due variogrammi sferici e con $\text{nuget}=0.5$, $\text{sill}=0.32$ e $\text{range}=410\text{m}$ per il variogramma con range corto e con $\text{nuget}=0.5$, $\text{sill}=0.18$ e $\text{range}=1850\text{m}$ per il variogramma con range lungo. Una serie di distribuzioni equiprobabile di flusso di CO_2 sono state calcolate attraverso 100 simulazioni su celle di 10m per 10m. La mappa della Fig. 3.53 riporta per ogni cella la media del flusso di CO_2 ottenuta in tutte le simulazioni. La mappa evidenzia la presenza di varie zone con elevati valori di φCO_2 (Puzzolaie, Poggio Santa Luce, San Martino, Miniere di Zolfo e un'area anomala più grande tra Casa Forancella, P. Paterno e Fontana Cercone) tutte ricomprese tra i pozzi geotermici produttivi L3/L3D e L4. L'insieme di

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

queste zone definisce bene una struttura di degassamento anomalo allungata NE-SW. Nella parte settentrionale dell'area studiata la zona anomala è interrotta da una zona a basso flusso di CO₂, orientata NW-SE e che separa l'anomalia principale dalle più piccole anomalie di San Martino e Miniera di Zolfo. Assumendo il valore massimo di soglia per il background biologico (50 g/m²*giorno) la zona di Latera con rilascio anomalo di CO₂ si estende per circa 3.1 Km² pari al 29% dell'area investigata.

Il flusso diffuso totale di CO₂ dal suolo è stimato a 497 ton/giorno, delle quali 169 ton/giorno sono prodotte dall'attività biologica e 328 ton/giorno sono di origine endogena.

3.2.1.3.3 Degassamento diffuso di CO₂ alla manifestazione delle Puzzolaie

La manifestazione delle Puzzolaie è caratterizzata dalla presenza di piccoli punti di emissione di gas, zone con suolo alterato ed aree con flusso viscoso di CO₂. Ne risulta un'elevata variabilità del degassamento a piccola scala. Per quantificare l'emissione di CO₂ una prospezione di dettaglio è stata eseguita nel luglio 2003, con 452 misure su un'area di 52.000 m², e con una distanza 5-10 m tra i punti di misura. Il flusso di CO₂ varia da 7.0 g/m²*giorno a 25.000 g/m²*giorno, con un valore medio di 939 g/m²*giorno. La distribuzione di probabilità dei valori del log ϕ CO₂ (Fig. 3.50 C) può essere riprodotta attraverso la sovrapposizione parziale di 4 diverse popolazioni log normali di ϕ CO₂ (vedi Tab. 3.12 per i parametri statistici). Un così alto numero di popolazioni riflette la complessità del processo di degassamento di CO₂ alle Puzzolaie che comprende due diverse sorgenti (biologica ed endogena) a differenti tipi di flusso (diffusivo e viscoso). Nella nostra interpretazione, la popolazione D a basso flusso rappresenta i valori biologici di background, la popolazione A con i valori di flusso più alti riflette il flusso più alto di CO₂ dalla sorgente endogena e le popolazioni intermedie B e C rappresentano rispettivamente valori meno elevati di flusso di CO₂ endogena (B) e una popolazione che comprende sia i valori di background più elevati sia i valori più bassi di flusso di CO₂ endogena. A parte le incertezze sull'interpretazione è importante osservare che il flusso di CO₂ è quasi interamente alimentato dalla sorgente endogena profonda (il 90% del flusso totale di CO₂ è infatti associato alle popolazioni A e B).

Il variogramma sperimentale delle Puzzolaie (Fig. 3.54 a) differisce da quello della prospezione dell'Ottobre 2003 (3.50) e i dati indicano un effetto nugget (0.17) e un valore di range uguale a 75 m che riflettono la presenza di un'anomalia locale a piccola scala del ϕ CO₂.

La mappa di flusso (Fig. 3.54 b) mostra che anche a piccola scala le anomalie di ϕ CO₂ sono orientate NE-SW come la più grande anomalia prima descritta. Il flusso totale di CO₂ dall'area delle Puzzolaie è stato stimato in 41 ton/giorno; essendo questa l'emissione principale della caldera di Latera, se ne conclude che l'emissione discreta di gas delle manifestazioni è relativamente bassa rispetto al gas emesso diffusivamente dalla caldera. Comunque, considerando anche l'emissione delle Puzzolaie, il rilascio totale di CO₂ da Latera è stimato a circa 350 ton/giorno.

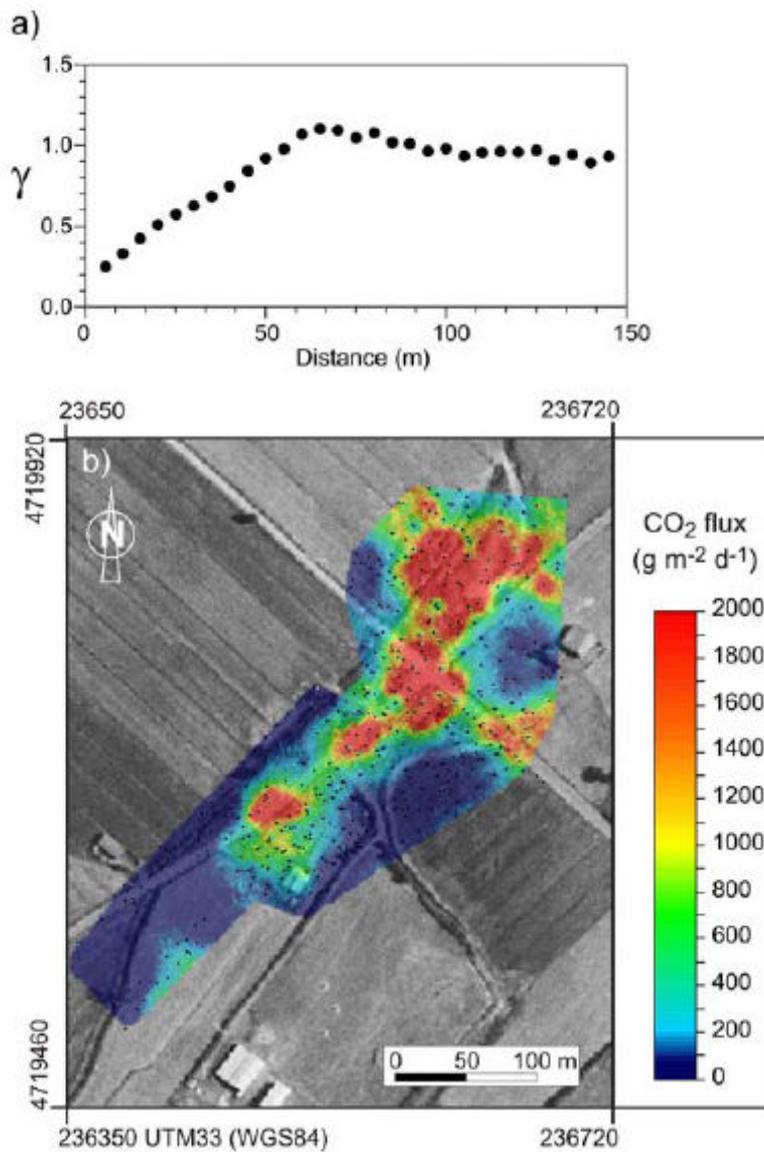


Fig.3.54. a) Semivariogramma sperimentale degli normal-scores del flusso di CO₂ della campagna di Luglio 2003; b) Mappa di flusso di CO₂ diffuso dal suolo, nell'area delle Puzzolaie.

3.2.2 Implicazioni geotermiche

Le prospezioni del flusso di CO₂ dal suolo indicano che il degassamento endogeno di CO₂ avviene solo nella parte orientale della caldera di Latera da una struttura orientata NE-SW. È evidente dai dati geofisici e dei pozzi (Barberi et al., 1984; Bertrami et al., 1984) che questa struttura degassante corrisponde ad un alto strutturale, che consiste in una possibile piega rovescia (o scaglia tettonica) dei calcari della Serie Toscana accoppiata con una sovrapposizione tettonica sul flysch Ligure e limitata da faglie normali (Fig. 3.55). In corrispondenza dell'alto strutturale, il tetto dei calcari è profondo poche centinaia di metri (-230 m -800 m dalla superficie) e si approfondisce sia verso ovest (-1200 m) sia verso est (-2000 m) con un aumento corrispondente dello spessore delle vulcaniti e dei depositi di flysch (Fig. 3.55). La struttura degassante coincide con il serbatoio geotermico di Latera, dove la circolazione idrotermale è attiva visto che tutti i pozzi perforati sulla sua sommità sono risultati produttivi (L2, L3/L3D, L4, Fig. 3.49).

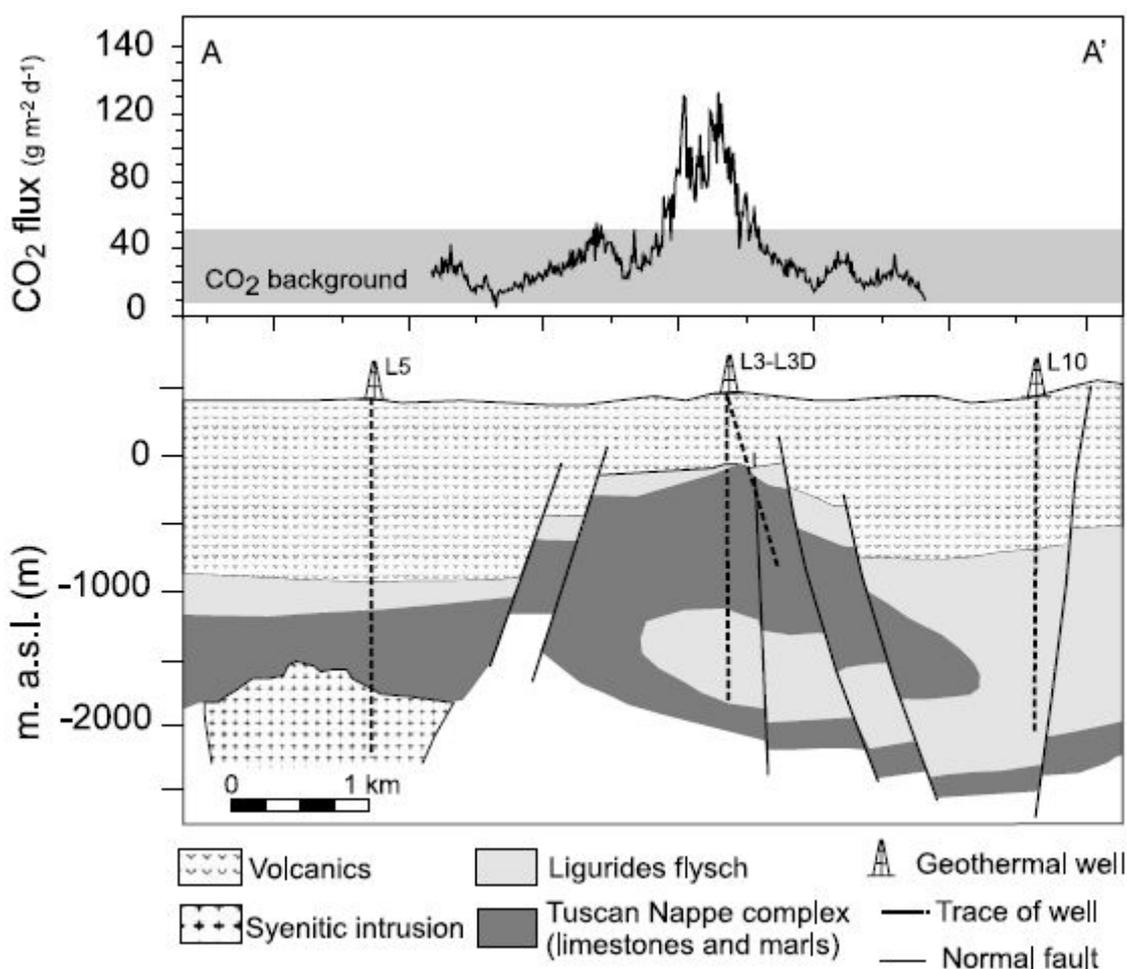


Fig.3.55. Comparazione tra il flusso di CO₂ e il sistema geotermico di Latera rappresentato dalla sezione geologica (Modificata da Barberi et. al., 1984). La traccia (A-A') del profilo è indicata in Fig.3.46

Capitolo 3. Ricerche su aree vulcaniche e geotermiche del Lazio settentrionale

È importante osservare che degassamento anomalo di CO₂ è stato trovato anche in prossimità dei pozzi L14 e L11 (Fig. 3.51), il secondo dei quali è ubicato sul prolungamento a nord dell'alto strutturale. Entrambi questi pozzi hanno trovato una cappa di CO₂ pressurizzata al tetto dei calcari (Sabatelli e Mannari, 1995). Al contrario i pozzi ubicati ad ovest (L1, L5, L6) o ad est (L10) dove non vi sono evidenze di degassamento di CO₂ endogena (Fig. 3.51) sono risultati non produttivi perché hanno incontrato rocce calde secche, cioè senza permeabilità. La ragione per questa forte differenza nelle condizioni di permeabilità va ricercata negli effetti contrastanti tra la fratturazione meccanica delle rocce prodotta dall'attività tettonica e i processi di self-sealing prodotti dalla precipitazione di minerali idrotermali come calcite e/o anidrite nel sistema geotermico di Latera (Cavarretta et al., 1985). La zona dell'alto strutturale sepolto mostra evidenze geologiche di faglie recenti e attive (Fig. 3.45) ed è marcata da un allineamento NE-SW di epicentri sismici (Buonasorte et al., 1987). I processi di dissoluzione e precipitazione di calcite-anidrite nei sistemi geotermici dell'Italia Centrale sono controllati principalmente da variazioni nella P_{CO2} (Marini e Chiodini, 1994). Nelle condizioni stimate per il serbatoio di Latera, una riduzione di P_{CO2} può produrre il sigillamento del sistema per precipitazione di anidrite. Nelle zone fratturate (alto strutturale) un flusso sostenuto di CO₂ di origine profonda mantiene elevata la P_{CO2} nel serbatoio favorendone una lunga vita. Altrove, dove la fratturazione tettonica è ridotta, manca questo flusso di CO₂ dal basso, la P_{CO2} del serbatoio diminuisce consentendone il progressivo sigillamento per deposizione di minerali idrotermali. Le misure di flusso di CO₂ dal suolo si sono rivelate uno strumento prezioso per identificare zone profonde di elevata permeabilità, cioè la presenza di serbatoi geotermici, perché la fuga di fluidi attraverso faglie che interessano il serbatoio produce anomalie riconoscibili alla superficie. Se i dati qui descritti fossero stati disponibili all'inizio dell'esplorazione geotermica profonda di Latera, si sarebbe potuto evitare di ubicare pozzi (poi risultati sterili) nella zona priva di anomalie di flusso di CO₂ alla superficie concentrandoli nella zona dove il forte rilascio di CO₂ indica la presenza di un serbatoio produttivo. È anche da osservare che la nostra mappa di flusso di CO₂ contiene alcune zone anomale, non ancora perforate, dove pozzi geotermici avrebbero elevata probabilità di risultare produttivi. Vi è da rilevare, infine, che la parte occidentale della caldera risulta impermeabile, presenta caratteristiche ideali (alte temperature, presenza di un'intrusione e quindi di rocce meccanicamente isotrope) per lo sviluppo di un progetto geotermico di "rocce calde secche". In conclusione, Latera offre prospettive di sviluppo di energia geotermica ben superiori alla capacità installata nella centrale oggi in disuso e meriterebbe una rinnovata attenzione industriale.

4.1. Inquadramento geologico, strutturale e geochimico

Stromboli è l'isola più a nord-est dell'arco vulcanico Eoliano, ubicato nella parte sud del mar Tirreno, (Fig.4.1). È uno strato-vulcano attivo, allungato in direzione NE-SW che si eleva per 924m dal livello del mare; ha una base di 2.5 per 1.2 km e la parte sommersa si estende fino a una profondità di circa 2000m. Stromboli poggia su una crosta continentale spessa 16-18 km, identificata tramite sismica a rifrazione profonda (Morelli et al., 1975). La distribuzione degli ipocentri dei terremoti evidenzia chiaramente la presenza di un piano sismico inclinato (piano di Benioff) sotto il ramo orientale dell'arco vulcanico eoliano, fino ad una profondità di circa 400 km.



Fig.4.1. Arcipelago delle isole Eolie. Nella parte di NE, cerchiata in rosso, è ubicata l'isola di Stromboli.

I prodotti vulcanici più antichi affioranti (circa 200 ka) sono basalti andesitici calcocalcini che costituiscono il neck di Strombolicchio (49m s.l.m. a NE dell'isola di Stromboli) (Gillot & Keller, 1993). Negli ultimi 100 ka si è formata la parte emersa dello Stromboli; durante questo periodo c'è stata una migrazione del centro eruttivo principale da SE verso NW, fatta eccezione per il periodo Paleostromboli II in cui il centro eruttivo principale si trovava alcune centinaia di metri ad ovest della zona craterica attuale (Oliviero, 2004). La storia vulcanologica di Stromboli è riassunta in Tab.4.1 e comprende, dal più vecchio al più recente, i seguenti stadi eruttivi Paleostromboli (I, II e

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

III), Vancori (Gillot & Keller, 1993, Inferiore, Medio e Superiore), Neostromboli e Stromboli Recente (Pizzo, Pre-Sciara e Sciara) (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2001; Tibaldi & Pasquarè, 2005). Le eruzioni del Paleostromboli mostrano una grande varietà di tipi e di energia, da effusive a Stromboliane e pliniane, ed i depositi comprendono colate di lava, scorie e pomici di ricaduta, a depositi di flusso e lahar. Dallo stadio Neostromboli in poi si osserva un sensibile decremento del contenuto in silice nei magmi eruttati e conseguentemente dell'energia delle esplosioni (Carapezza & Federico, 2000).

Tab.4.1. Le principali unità vulcanostratigrafiche di Stromboli

Principali unità vulcanostratigrafiche	Età radiometriche	Depositi	Affinità magmatica
Strombolicchio	204±25 ka	Lave	CA
Paleostromboli I	100-61 ka	Lave, piroclastiti	HKCA
Paleostromboli II	64-55 ka	Lave	CA
Paleostromboli III	55-35 ka	Lave, piroclastiti	HKCA → SHO
Scari Complex	~35 ka	Lave, piroclastiti	Transizionale → SHO
Vancori	26-13 ka	Breccia esplosiva, lave, piroclastiti	SHO
Neostromboli	13-6 ka	Lave, piroclastiti	Lc-SHO (Potassica, KS)
Stromboli Recente	6 ka → oggi	Lave, piroclastiti	SHO, HKCA

Dalla Fig. 4.2 si nota come lo Stromboli è caratterizzato da diverse strutture di collasso vulcano-tettonico (Pasquarè et al., 1993). La principale struttura è la Sciara del Fuoco (SdF), una depressione sul fianco NW del cono, formatasi da ripetuti grandi collassi gravitativi, (Pasquarè et al., 1993). Dopo la formazione della S.d.F., (generata da collassi preistorici, Tibaldi et al., 2001 non c'è evidenza dell'apertura di bocche eruttive al di fuori di questa depressione e l'attività è interamente confinata all'interno di essa, dai crateri situati a 725m s.l.m. nella sua parte superiore (Barberi et al., 1993) o da fratture che da essi si propagano nella depressione.

Le altre strutture generate dai collassi del Neostromboli e dello Stromboli Recente, sono la terrazza craterica posta nella parte sommitale della SdF (area del Pizzo Sopra la Fossa) a circa 750m s.m.l. (Rosi, 1980; Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2001) e la Rina Grande (Fig.4.12). Il degassamento attuale da entrambe queste strutture è stato indagato nella presente tesi.

Dal punto di vista strutturale, il sistema vulcano-tettonico principale è disposto NE-SW (Fig.4.3 Fig.4.4), e rappresenta l'attuale sistema di alimentazione magmatica sommitale e la via preferenziale per l'intrusione di dicchi (Tibaldi, 2001, 2004; Tanner & Calvari, 2004). Questo sistema appartiene ad una importante linea tettonica regionale, che controlla l'attività vulcanica del ramo NE delle isole Eolie.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

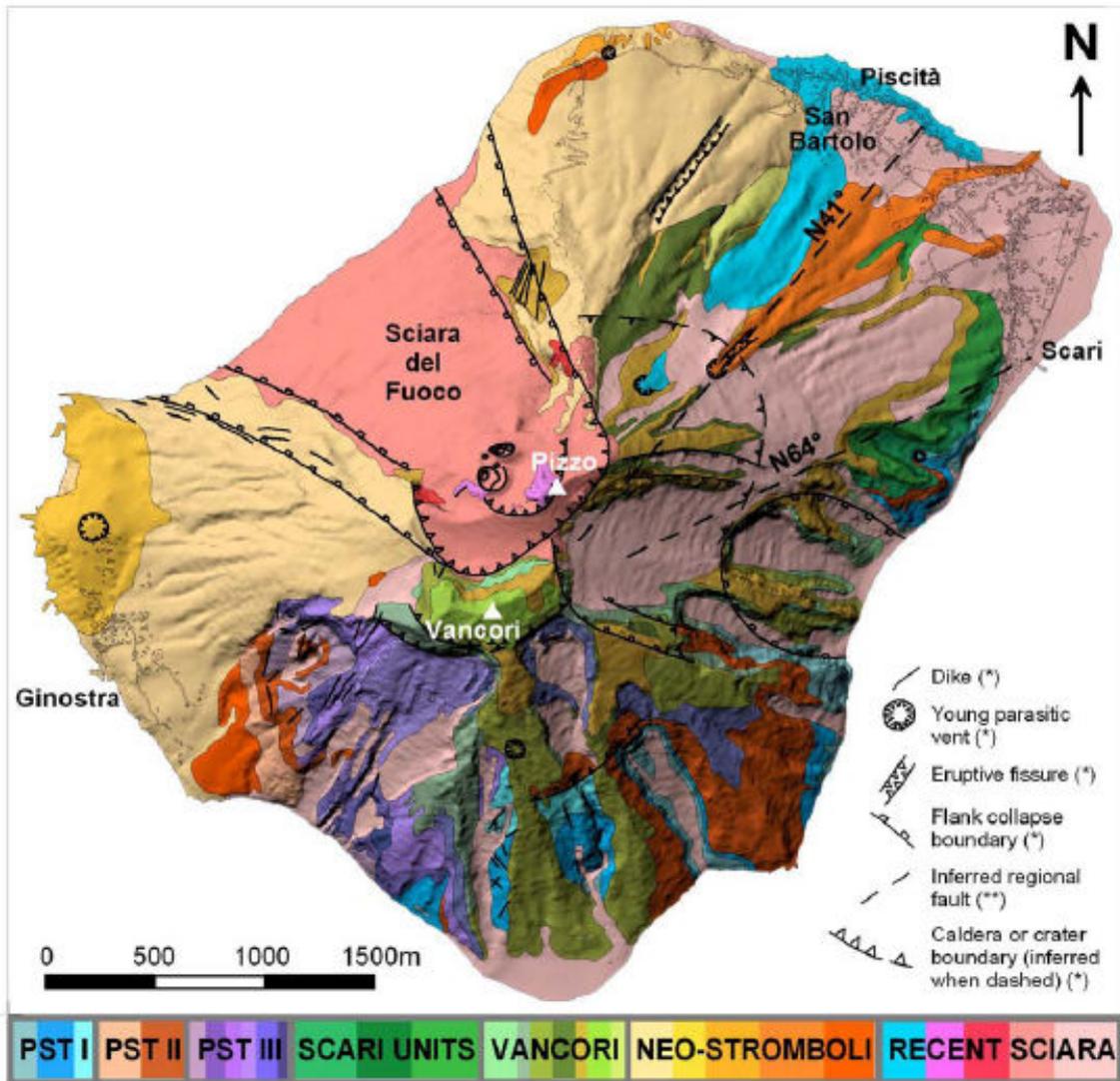


Fig.4.2 Carta geologica semplificata (da Keller et al., 1993; modificata da Finizola et al., 2002).

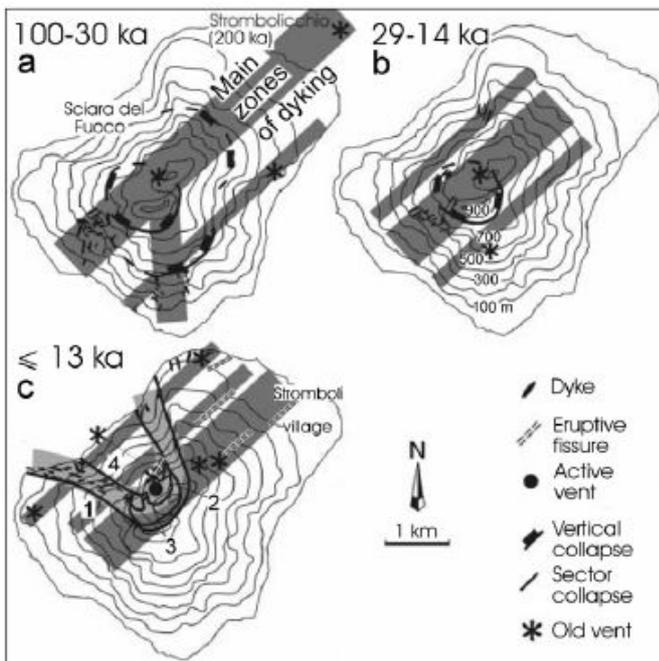


Fig.4.3 Evoluzione strutturale di Stromboli (da Tibaldi, 2004).

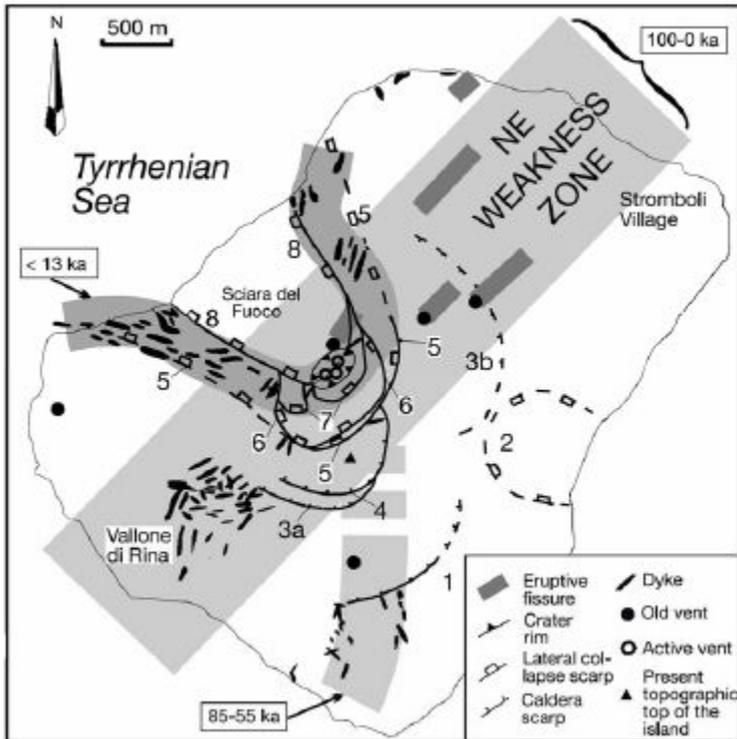


Fig.4.4 Schema strutturale di Stromboli mostrante le principali zone di messa in posto di dicchi e loro età relativa; 1-8) orli di caldera e collasso settoriale (dal più vecchio al più recente) (da Tibaldi, 2003).

Le rocce vulcaniche eruttate dallo Stromboli appartengono a serie magmatiche tipiche dell'evoluzione di un arco vulcanico e mostrano, con qualche fluttuazione, un trend generale di aumento del potassio nel tempo (Fig.4.5). Come si vede dalla Fig.4.5, l'affinità magmatica delle rocce dello Stromboli varia, da calcalcalina (andesiti basaltiche), ad alcalinopotassica (trachibasalti ricchi di K e shoshoniti), ma comprende anche rocce calco-alcaline ricche in K (basalti andesiti alti in K) e shoshonitiche (da basalti shoshonitici a trachiti) (Francalanci et al., 1989: 1993; Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; De Rosa et al., 2004). Strombolicchio e il Paleostromboli II hanno eruttato prevalentemente lave calcalcaline. I prodotti di Paleostromboli I e III hanno una composizione principalmente calcalcalina ricca in K e sono costituiti da prodotti piroclastici (di flusso, surge e di ricaduta) e un minor volume di lave.

I Vancori sono caratterizzati da attività effusiva predominante, con lave di tipo shoshonitico.

Il Neostromboli è formato da lave scoriacee poco spesse con composizione alcalino-potassica, che formano la parte NW del vulcano (Francalanci et al., 1989: 1993; Hornig-Kjarsgaard et al., 1993). In questo periodo si sono aperte due fratture eruttive, il Vallonazzo (circa 14 ka) e Nel Cannestrà (più recente), entrambe allineate circa NE. Lo Stromboli Recente è rappresentato, invece, dalle rocce del cono piroclastico del Pizzo Sopra la Fossa, con composizione basaltico-shoshonitica, dalle lave di San Bartolo, basalti con alto contenuto in K, e dai prodotti dell'attività attuale, magmi con affinità potassica, basaltico-shoshonitica e shoshonitica.

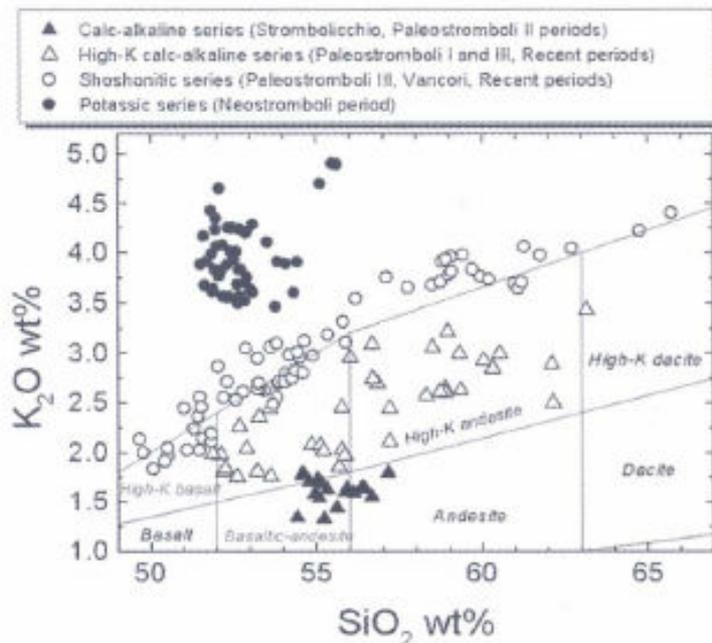


Fig.4.5 Diagramma di classificazione K₂O/SiO₂ per le rocce di Stromboli (da Francalanci et al., 1993 e De Rosa et al., 2004).

L'attività eruttiva caratteristica di Stromboli, alla quale da il suo nome, è ritmica e persistente, e caratterizzata da esplosioni di piccola energia dai crateri sommitali, con una frequenza media di 10-15 minuti, con getti di brandelli lavici (scorie) fino a circa 200m di altezza (Barberi et al., 1993). I prodotti emessi ricadono all'interno dell'area craterica e non rappresentano quindi alcun pericolo per i visitatori, che di regola si trovano sulla terrazza naturale del Pizzo. Sporadicamente, 2-3 volte l'anno, avvengono esplosioni maggiori con getti alti fino a 500m di scorie incandescenti e blocchi di lava solida. Questi prodotti investono l'area del Pizzo e possono causare incidenti (Barberi & Carapezza, 2001). Gli eventi più pericolosi, per fortuna meno frequenti, sono associati ai così detti parossismi esplosivi. Si tratta di violente esplosioni con getti sostenuti fino a 1000m. Queste esplosioni possono generare anche piccoli flussi piroclastici. La ricaduta di scorie e blocchi di lava genera spesso incendi nella vegetazione e può investire anche le zone abitate di Stromboli e Ginostra oltre a devastare l'area sommitale. Un parossismo esplosivo è avvenuto in ognuna delle due ultime eruzioni di Stromboli, il 5 Aprile 2003 (Rosi et. al., 2006) e il 15 Marzo 2007 (Barberi et. al., 2008). I prodotti di alcune delle esplosioni maggiori e di tutti i parossismi esplosivi ben studiati, sono caratterizzati dalla presenza, tra gli ejecta, di pomici "dorate" o "bionde" sostanzialmente afiriche. Questo suggerisce che i parossismi sono innescati da un'iniezione di un volume di magma povero in cristalli e ricco in gas (pomici bionde) all'interno del magma fortemente cristallizzato e largamente degassato che risiede nella parte alta del condotto e che produce le scorie emesse dall'attività Stromboliana ordinaria (e ovviamente anche dalle esplosioni maggiori e dai parossismi).



Fig. 4.6 Pomici bionde dell'ultimo evento parossistico del 15 Marzo 2007. Foto del 16 Marzo

Nel corso dell'attività storica dello Stromboli, le colate di lava non hanno mai causato danni, essendo rimaste sempre confinate all'interno della Sciara del Fuoco. Vi sono però evidenze geologiche di fratture eruttive preistoriche (esempio Vallonazzo, Nel Cannestrà) che potrebbero attivarsi nuovamente nel futuro. Un pericolo elevato è tuttavia associato all'attività effusiva all'interno della SdF all'apertura di fratture eruttive sotto la pressione del magma, in particolare che può determinare il franamento a mare di grosse porzioni instabili del fianco della Struttura, con la generazione di pericolosi tsunami, l'ultimo dei quali si è verificato 30 Dicembre 2002 (Bonaccorso et al., 2003). Le ricerche condotte nel corso di questa tesi hanno avuto come scopo principale quello di stabilire un background per il tasso di emissioni di CO₂ in alcune zone critiche del vulcano che potesse servire ad identificare un possibile precursore geochimico sia per esplosioni maggiori e parossismi, ma anche per l'apertura di fessure eruttive eccentriche rispetto ai crateri attuali. Poiché molte delle ricerche sono state svolte a cavallo del 2007, se ne riassumono gli aspetti essenziali nel prossimo paragrafo. Quanto alle ragioni scientifiche per la scelta della CO₂ come parametro geochimico da investigare, queste sono state illustrate nell'introduzione della tesi.

4.1.1. L'eruzione dello Stromboli del 2007

La sintesi dei principali fenomeni avvenuti nel corso dell'eruzione del 2007 è stata trattata dall'articolo di Barberi et al., (2008) al quale, (insieme ai lavori in esso citati), si rimanda per maggiori informazioni.

Lo Stromboli è entrato nuovamente in eruzione alle ore 13.49 locali del 27 Febbraio 2007, producendo un'effusione lavica da una frattura apertasi sul fianco NE del cono. L'eruzione era stata preannunciata da un aumento dell'ampiezza del tremore sismico e da movimenti anomali del fianco della Sciara del Fuoco, registrati a partire dal 14 Febbraio. Precursori di breve termine furono varie piccole frane avvenute nella Sciara del Fuoco. La lava percorse la parte nord della Sciara del Fuoco e raggiunse rapidamente il mare; alle 19.30 dello stesso giorno una nuova bocca

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

effusiva si aprì a 400m di quota, sempre nella Sciara del Fuoco; la nuova emissione lavica causò la cessazione del flusso lavico più alto. Ebbe così inizio una fase effusiva non stazionaria, con diminuzioni e riprese di flusso, apertura per un breve periodo di un'altra bocca effusiva verso la parte più centrale della Sciara del Fuoco e che terminò il 2 Aprile 2007.

Il 15 Marzo si è prodotto un parossisma esplosivo, simile ma meno violento di quello avvenuto il 5 Aprile 2003 durante l'eruzione precedente. Anche in questo caso si è osservata l'eruzione di frammenti di pomici "dorate" afiriche mescolate con le scorie nere porfiriche simili a quelle emesse dall'attività Stromboliana ordinaria. Per la prima volta è stato possibile riconoscere a Stromboli fenomeni precursori di un parossisma esplosivo, grazie ai notevoli miglioramenti introdotti nel sistema di monitoraggio. In particolare, alcuni giorni prima dell'esplosione si è registrato un aumento del flusso di gas dal cratere e del rapporto CO₂/SO₂ che preannunciava una risalita del magma profondo ricco in gas. Come misura precauzionale è stato proibito l'accesso alla zona sommitale del vulcano. Precursori di brevissimo termine (9-10 minuti) sono stati: un brusco aumento del tasso effusivo monitorato da una telecamera termica, un brusco sollevamento registrato da due clinometri e da uno strain-meter. Nonostante l'apertura di fratture eruttive e la pressione esercitata su di esse dal magma, come indicato da ripetuti episodi di forte accelerazione dei movimenti del suolo registrati dal sistema di monitoraggio SAR, il versante della Sciara del Fuoco ha retto e non si sono avuti i temuti collassi che nell'eruzione precedente avevano causato un pericoloso tsunami.

Una serie di collassi, accompagnati da eventi sismici ibridi con coinvolgimento di fluidi geotermici, ha interessato l'area craterica la cui morfologia è profondamente cambiata nel corso dell'eruzione. L'attività Stromboliana, cessata all'inizio dell'eruzione per abbassamento del livello del magma nel condotto, è ripresa all'inizio di Luglio 2007, preceduta da un periodo di forti esplosioni con emissione di cenere.

4.1.2. Identificazione e caratterizzazione delle principali strutture degassanti di Stromboli

Le principali strutture di degassamento diffuso (DDS) sono state investigate per la prima volta da Carapezza & Federico (2000) con 461 punti di misura del flusso di CO₂ dal suolo, con camera di accumulo, distribuiti in tutta l'isola. Anomalie di ϕ CO₂ furono trovate soltanto nella parte NE dell'isola e i valori più alti furono misurati nella depressione de La Fossa che contiene i crateri attivi, e sul bordo craterico del Pizzo sopra La Fossa (Pizzo in Fig. 4.7).

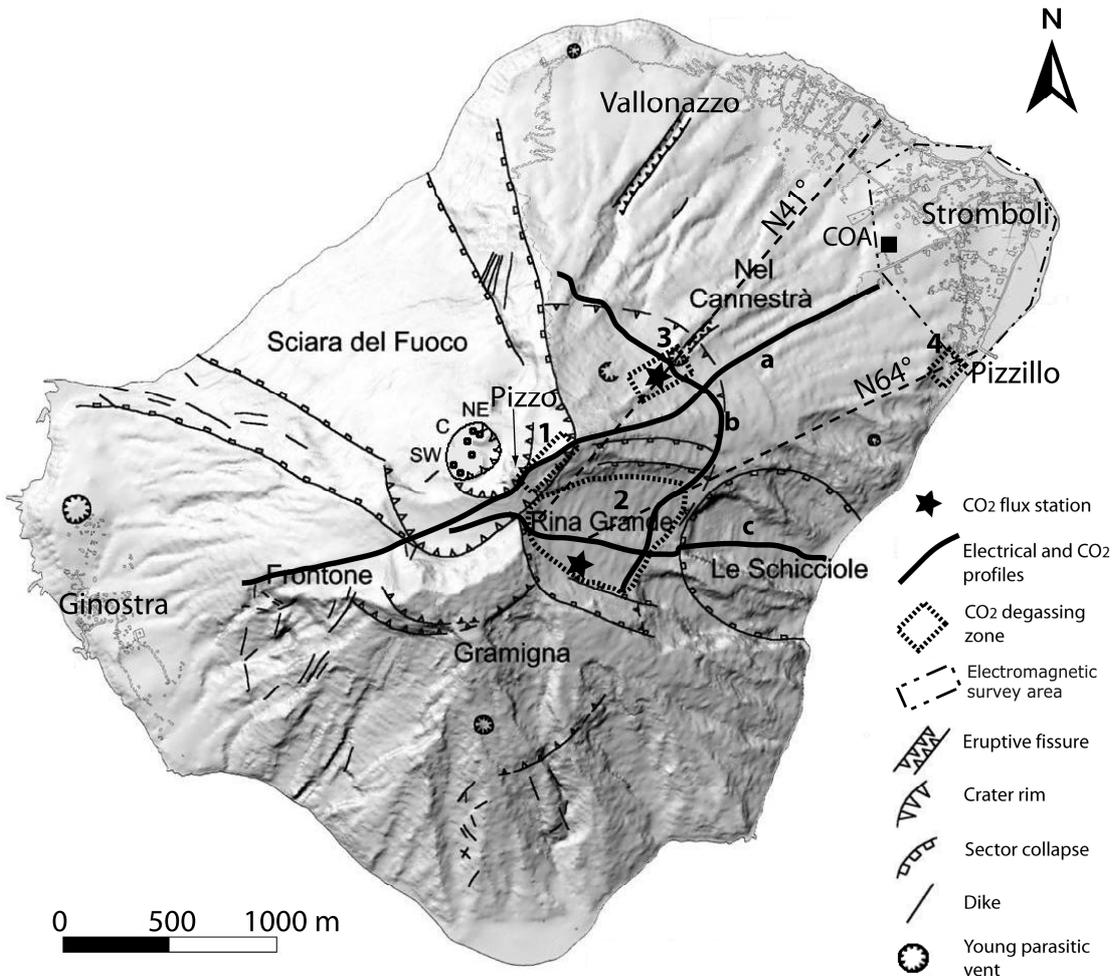


Fig.4.7. Mappa schematica strutturale dell'isola di Stromboli (modificata da Tibaldi, 2003). I numeri dall'1 al 4 indicano la localizzazione delle quattro aree di degassamento anomalo investigate. Le stelle indicano l'ubicazione delle stazioni automatiche di flusso. Le tracce in linea continua indicano i profili del potenziale spontaneo e flusso di CO₂(a, b e c), mentre la linea tratteggiata indica l'area indagata con tecniche elettromagnetiche.

Altre strutture di degassamento diffuso anomalo furono individuate a Rina Grande, Nel Cannestrà e Pizzillo, e un'anomalia più debole fu trovata alla base del collasso Le Schicciole.

Le prospezioni di flusso di CO₂ dal suolo sono state ripetute, nel 2005-2006, usando la stessa tecnica di misura (camera di accumulo). Questo nuovo survey ha incluso più di 3600 misure, con una spaziatura dai 5 ai 30m, distribuite nella maggior parte nel settore E-NE dell'isola. A causa della morfologia accidentata di molti settori dell'isola, della mancanza di suolo in zone coperture da lave fresche o da scorie sciolte, del pericolo associato a frane e rotolamenti di massi e alla ricaduta di frammenti piroclastici (vicino ai crateri e nella Sciara del Fuoco) non è stato possibile coprire tutta l'isola con un reticolo regolare di misure, del tipo necessario per stimare il flusso totale diffuso di gas dell'isola di Stromboli (Chiodini et al., 1998).

Tuttavia profili di flusso di CO₂ hanno, permesso di identificare strutture degassanti anche in zone dove la morfologia e la litologia impedivano una distribuzione regolare dei punti di misura. Le strutture di degassamento diffuso anomalo (DDS) già individuate da Carapezza & Federico (2000)

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

sono state confermate dalle campagne del 2005-2006. Le principali DDS rimangono Pizzo, Rina Grande, Nel Cannestrà e Pizzillo, che è l'unica struttura situata vicino alla costa. Nell'area di Pizzo, Rina Grande e Nel Cannestrà è stato possibile elaborare mappe di flusso di CO₂ e calcolare il flusso totale (Fig.4.8) (Carapezza et al., 2008).

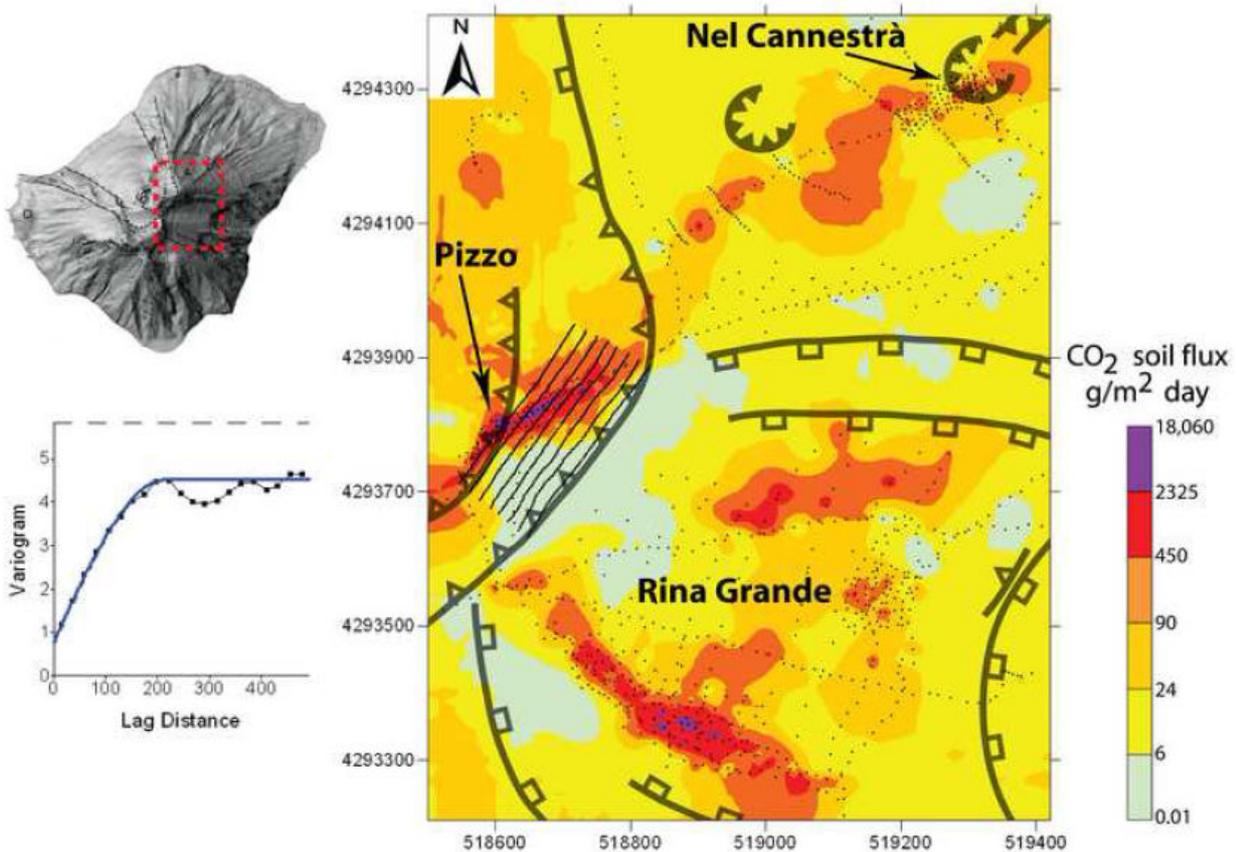


Fig.4.8. Mappa del flusso di CO₂ nella zona ad est-nord est del cratere di Stromboli con indicazione delle principali strutture con degassamento diffuso. Sono indicati anche i limiti delle zone di collasso e i bordi craterici.

Il flusso diffuso emesso totale è stato stimato in 82 ton/giorno da un'area 1.1 Km². Le zone con degassamento anomalo più elevato verranno descritte in seguito.

I risultati principali delle campagne di flusso di CO₂ nelle aree di Pizzo, Rina Grande, Nel Cannestrà e Pizzillo sono riportati in Tab.4.2. I valori del flusso vanno da un minimo di <1 ad un massimo di 17.800 g/m²giorno. Le famiglie (classi) di valori riportate nella Tab.4.2 sono state ottenute dai grafici di probabilità del $\ln\phi_{CO_2}$ (Fig.4.9) che mettono in evidenza varie popolazioni log-normali, ad eccezione di Nel Cannestrà, dove la variazione del flusso può essere attribuita ad una sola popolazione log-normale che è stata divisa in quantili per definire le classi.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

Tabella 4.2 Risultati delle campagne di misure del flusso di CO₂ dal suolo

Class g/m ² day	Fraction %	Mean flux g/m ² day	Area m ²	Total flux tonnes/day
Pizzo sopra La Fossa: 1023 measurements				
<1-3	26	1.2	10,148	0.01
3-70	27	21	10,222	0.22
70-260	15	136	8231	1.12
260-1940	25	711	11,585	8.23
1940-15,180	7	4407	2195	9.68
Total			42,381	19.25
Rina Grande: 430 measurements				
<1-3	3	2	1689	0.004
3-15	26	9	61,902	0.57
15-150	45	54	134,990	7.33
150-1830	21	652	42,875	27.96
1830-10,660	5	4573	4896	22.39
Total			246,352	58.25
Nel Cannestrà*: 123 measurements				
4-15	8		384	background
15-30	23	23,7	1858	0,04
30-65	23	47,0	2663	0,13
65-120	23	87,1	2077	0,18
120-1050	23	261,8	1185	0,31
Total			8167	0,66
Pizzillo: 42 measurements				
8-30	21	-	123	background
30-115	45	79	1525	0.12
115-460	24	260	972	0.25
460-17,800	10	5935	301	1.79
Total			3201	2.16

*popolazione log-normale divisa in quantili

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

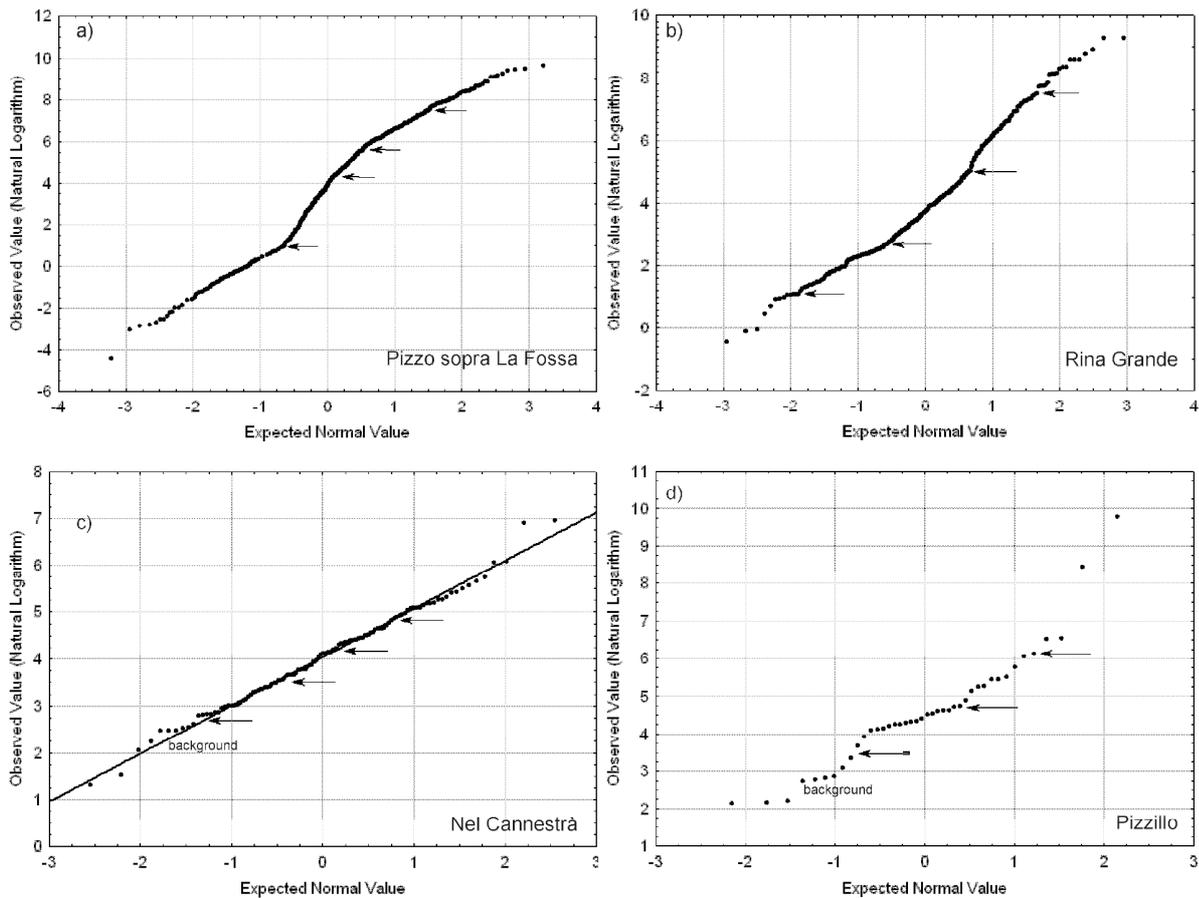


Fig.4.9 Normal probability plot del $\ln-\phi_{CO_2}$ dal suolo nelle aree di degassamento anomalo. Con le frecce sono evidenziate i limiti delle classi di flusso riportati in Tab.4.2.

La totale mancanza di zone vegetate nelle zone del Pizzo e di Rina Grande, suggerisce che la CO₂ emessa dal suolo abbia un'origine totalmente endogena, senza contributo biologico. Le variazioni di flusso in queste zone riflettono differenti tassi di degassamento dovuti alla permeabilità del suolo e alla prossimità dei punti di misura alle strutture degassanti. Un background di origine biologica (Miernick & Dugas, 2000), è stato riconosciuto nell'area di Pizzillo (vegetata) e nella parte bassa di Nel Cannestrà, dove è presente un fitto canneto. Si noti che i flussi minimi sono molto bassi ($<1 \text{ g/m}^2\text{giorno}$) nelle zone prive di suoli vegetati (Pizzo, Rina Grande e parte alta di Nel Cannestrà). Il valore massimo di Nel Cannestrà è di un ordine di grandezza più basso rispetto alle altre aree (vedi Tab.4.2); questo può essere tentativamente spiegato con fenomeni di diluizione della CO₂ in aria, come osservato in altre aree con fratture aperte (Badalamenti et al., 1994). I flussi totali e le mappe di flusso di CO₂ sono stati stimati ed elaborati con il metodo descritto nel paragrafo 1.4.

4.2. Il degassamento diffuso di CO₂ nelle principali strutture degassanti

4.2.1 Pizzo sopra la Fossa

L'area del Pizzo è la più vicina ai crateri dello Stromboli (Fig.4.7) e si trova ad una quota di circa 920m s.l.m. Si estende dal bordo del Pizzo fino al bordo della depressione craterica della Fossa, dove la morfologia è profondamente cambiata con il collasso avvenuto durante eruzione del 2007 (Fig.4.10).



Fig. 4.10 Foto della zona craterica dal Pizzo Sopra la Fossa. La prima è del 7 Marzo 2007, la seconda del 15 Aprile 2007. Si possono apprezzare i cambiamenti morfologici prodotti dai collassi della zona craterica.

Nell'ottobre 2006 è stata eseguita in questa zona una campagna di 1023 misure distribuite su una superficie di 42.381m², ottenendo la mappa di flusso di CO₂ dal suolo riportata nella Fig.4.11.

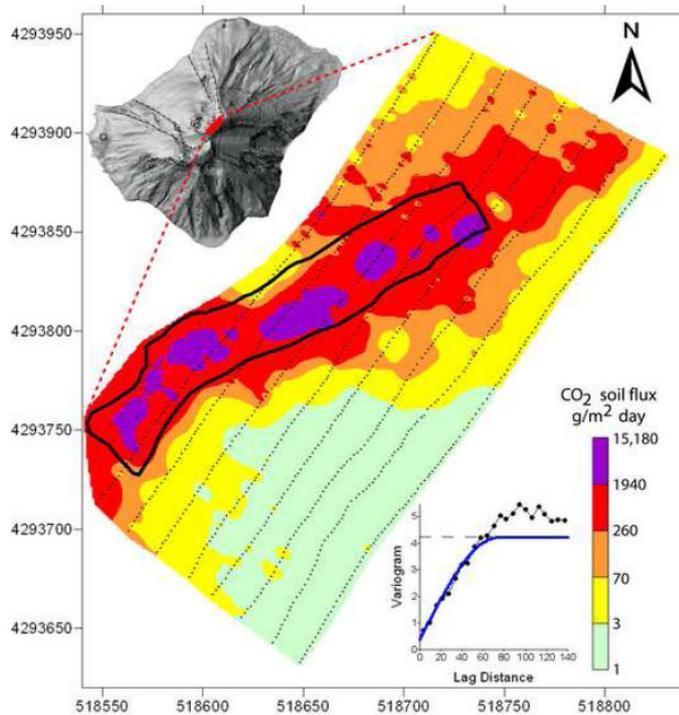


Fig.4.11 Mappa di flusso di CO₂ dal suolo ottenuta dalla prospezione di ottobre 2006 sull'area del Pizzo, con relativo semivariogramma. Con la linea nera continua è delimitata l'area target dove sono state eseguite numerose prospezioni nel tempo.

Il flusso di CO₂ dal suolo mostra variazioni molto forti, da <math><1 \text{ g/m}^2\text{*giorno}</math>, in suoli poco permeabili, a 2 fino a 95vol% (nei gas secchi), contenuti apprezzabili di H₂ e He; la composizione isotopica di carbonio (CO₂) ed elio conferma la provenienza magmatica del gas fumarolico. Carapezza & Federico (2000) e Finizola et al. (2003 e 2006) hanno anche mostrato una correlazione positiva, all'interno della depressione della Fossa, tra la temperatura e il flusso di CO₂ dal suolo che indica che CO₂ e vapore risalgono lungo fratture o microfratture prevalentemente da un sistema idrotermale superficiale, la cui esistenza è indicata dai risultati da una campagna congiunta di T, Flusso di CO₂, resistività e di potenziale spontaneo (Finizola et al., 2006).

L'area del Pizzo è quella con flussi di CO₂ dal suolo più alti, tra quelle indagate e qui una stazione automatica di misura del flusso di CO₂ dal suolo ha registrato una forte anomalia di flusso poco prima dell' inizio dell'eruzione effusiva del 2002, che è iniziata con una forte esplosione (Carapezza et al., 2004). Per questo motivo questa zona è stata selezionata per eseguirvi campagne periodiche di misura del flusso di CO₂. Per rendere più rapide queste campagne di

misura ed omogenei e confrontabili i risultati, è stata selezionata un'area target di 6820m² (Fig.4.11).

4.2.2 Rina Grande

L'area investigata di Rina Grande si trova a quote da 450 a 840m s.l.m. e corrisponde ad una vasta zona di collasso sul fianco est del vulcano (Fig.4.7). Nella sua parte più orientale la struttura è tagliata dal collasso delle Schicciolè (Fig.4.7) e nella parte ovest è limitata dal bordo del collasso del NeoStromboli (Fig.4.7; Tibaldi et al., 2001).

Nell'Ottobre 2006 è stata eseguita una campagna di misure di flusso di CO₂ dal suolo su 430 punti distribuiti su una superficie di 0.246 Km². Si sono nuovamente trovati valori di flusso molto variabili (da 0.6 a 10.660 g/m²*giorno) (Tab.4.2). Dal grafico di probabilità del $\ln\phi\text{CO}_2$ (Fig. 4.9) sono state individuate quattro popolazioni di flusso, i cui valori sono riportati in Tab.4.2. Il flusso totale è stato stimato a 58.5 ton/giorno (Tab.4.2). La mappa di flusso mette in evidenza due anomalie principali parallele e vicine ai limiti del collasso (Fig.4.12). La struttura più interessante è quella più meridionale; anche qui è stata selezionata un'area target per osservare le variazioni del flusso di CO₂ nel tempo.

Nel corso dell'emergenza 2007 alla Rina Grande sono state ripetute varie campagne di misura del flusso di CO₂ con lo scopo di identificare un sito idoneo per l'istallazione di una stazione automatica di misura del flusso di CO₂ dal suolo. La stella in Fig.4.12 ne indica l'ubicazione. I risultati dei profili W-E di resistività, di potenziale spontaneo e del flusso di CO₂ (traccia c nella Fig.4.7) (vedere Finizola et al., 2003 e 2006 per la descrizione del metodo), mostrano che la parte alta della Rina Grande contiene un corpo poco conduttivo che indica circolazione di fluidi o rocce con alterazione idrotermale (Fig.4.13a).

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

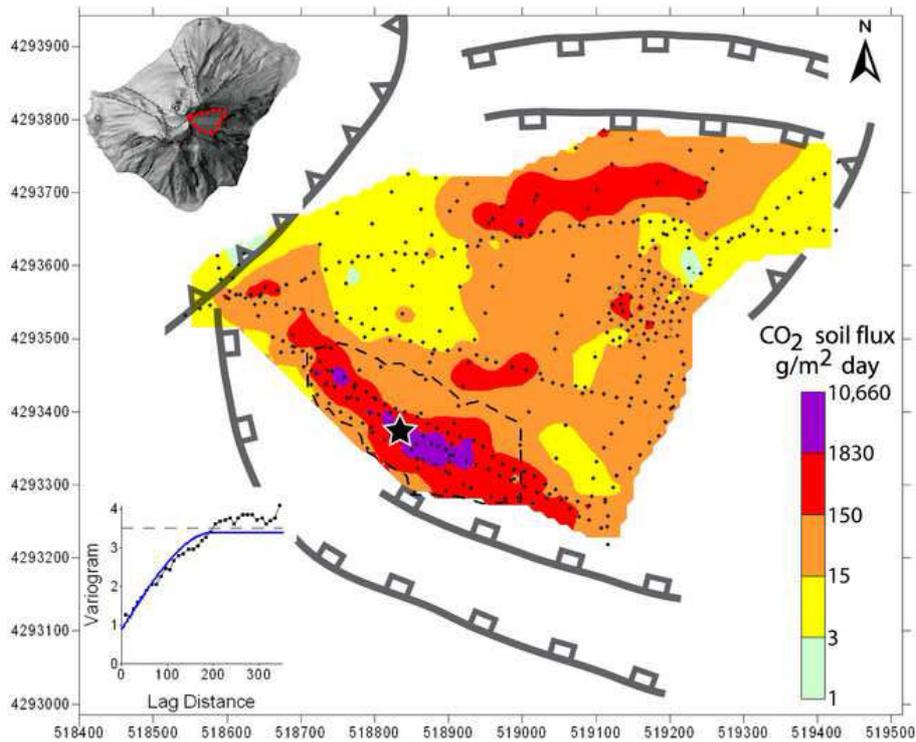


Fig.4.12. Mappa di flusso di Rina Grande con relativo semivariogramma. La linea tratteggiata in nero indica l'area target mentre la stella l'ubicazione della stazione automatica di misura del flusso di CO₂ dal suolo

Il rilascio principale di CO₂ avviene dalla zona più fratturata, che mostra forti variazioni laterali geoelettriche o di potenziale spontaneo (Fig.4.13a)

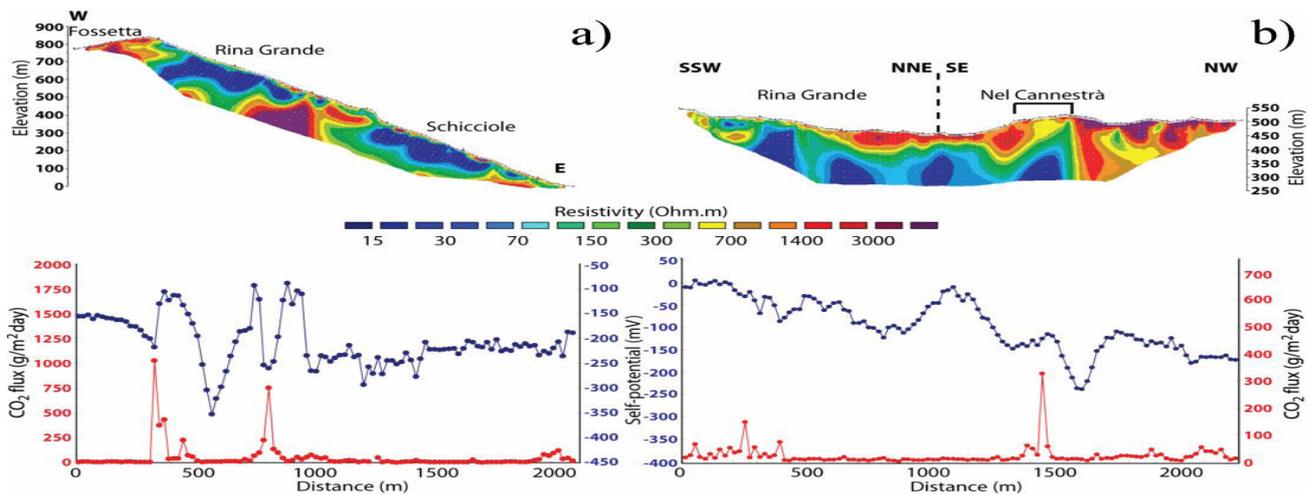


Fig.4.13. Risultati dei profili di resistività elettrica di potenziale spontaneo e del flusso di CO₂ dal suolo sulle strutture della Rina Grande e Nel Cannestrà (tracce a e b nella Fig.4.7) (modificato da Ricci, 2007 e da dati non pubblicati da A. Finizola & A. Revil).

4.2.3 Nel Cannestrà

La zona di Nel Cannestrà contiene una frattura eruttiva del NeoStromboli che taglia il fianco NE del vulcano con direzione N41°, che corrisponde all'asse vulcano-tettonico principale dell'isola (Keller et al., 1993; Tibaldi, 2001 e 2003; Finizola et al., 2002). La struttura con rilascio anomalo di CO₂ è molto stretta e si estende dal bordo di collasso del Paleostromboli I a 500 m di quota s.l.m. fino al bordo di collasso del NeoStromboli a quota 780 s.l.m.. Questa è una delle strutture più indiziate per possibili eruzioni laterali. Si ricorda che nel 1994 è stata interessata da una deformazione del suolo (tilt) attribuita ad un'intrusione laterale, con propagazione radiale di un dicco verso NE dal sistema centrale di alimentazione (Bonaccorso, 1998). Anche la zona di Nel Cannestrà è stata investigata in maniera dettagliata nel Marzo 2007, per trovare il punto più idoneo dove installare una stazione automatica di flusso di CO₂ dal suolo (stella in Fig.4.14).

In questa zona sono state eseguite 123 misure di flusso di CO₂ regolarmente distribuite su una superficie di 8167 m². Dal processamento dei dati è stata ottenuta la mappa della Fig.4.14).

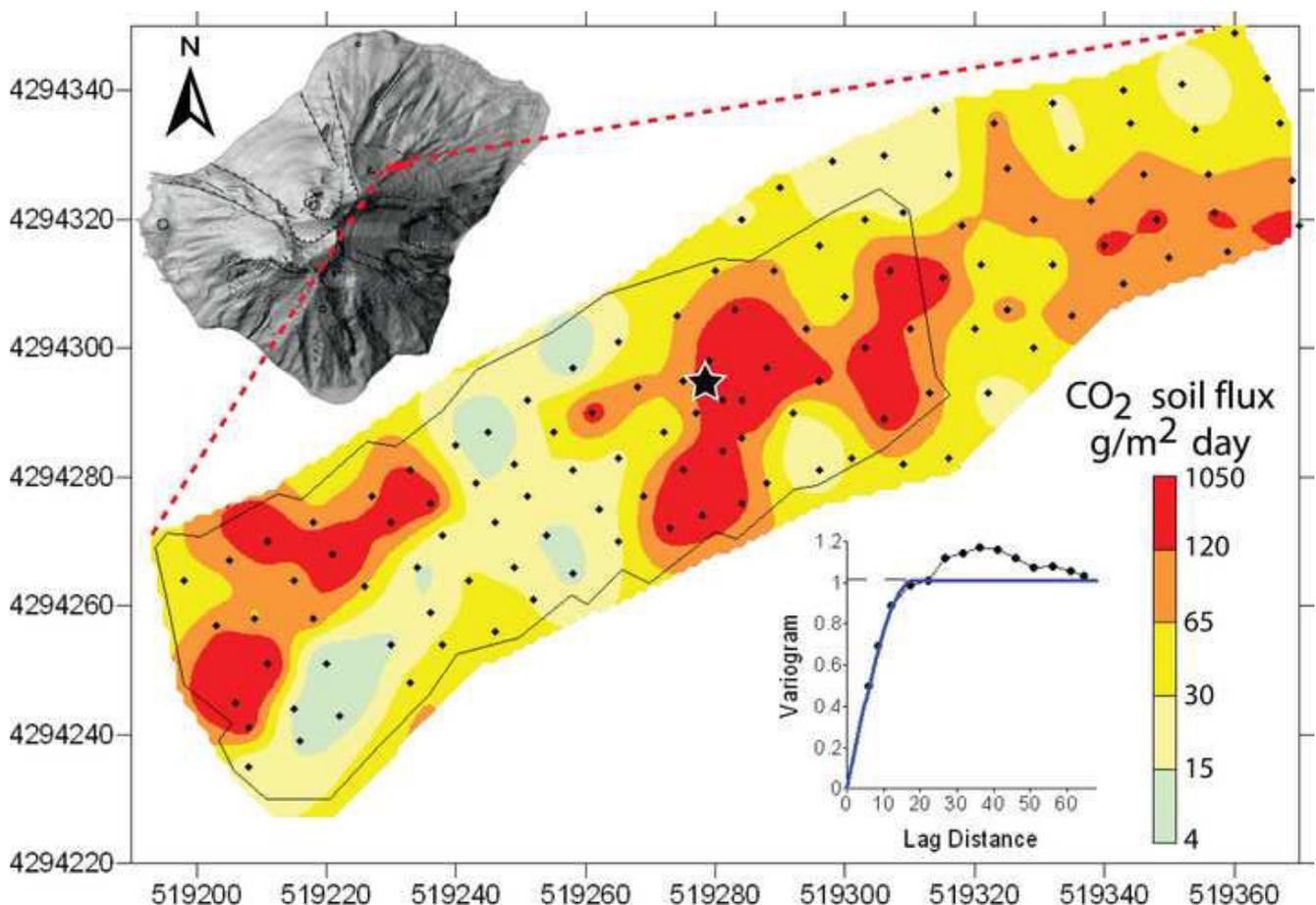


Fig.4.14. Mappa di flusso di CO₂ dal suolo di Nel Cannestrà, ottenuta nel Marzo 2007 e relativo semivariogramma. La stella indica l'ubicazione della stazione automatica del flusso di CO₂. La linea continua nera indica l'area target, oggetto di ripetute campagne di misura del flusso di CO₂.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

Il flusso di CO₂ varia da 3.7 a 1050 g/m²giorno, ed è un ordine di grandezza più basso che nelle aree di Pizzo e Rina Grande. Il flusso totale è stato stimato 0.7 ton/giorno (Tab.4.2). Il valore superiore del background è stato fissato a 15 g/m²giorno, e vale in particolare per la parte più bassa della zona, dove il suolo è vegetato. La mappa mette in evidenza tre anomalie principali, orientate approssimativamente NE-SW (Fig.4.14). Anche in questa zona è stata definita un'area target di 4710 m², che copre le principali anomalie, al cui interno è stata installata una stazione automatica di flusso di CO₂ dal suolo. Un profilo di geoelettrica, potenziale spontaneo e flusso di CO₂ a quota 500 s.l.m. (traccia b in Fig.4.7) mostra l'esistenza di una marcata discontinuità verticale in coincidenza con la frattura eruttiva di Nel Cannestrà, evidenziata da una diminuzione di resistività che indica una barriera idrogeologica e una possibile risalita di fluidi caldi (Fig.4.13b).

4.2.4 Pizzillo

Pizzillo si trova nella zona abitata di Stromboli, vicino al mare (Fig.4.7). La zona è ben nota ai residenti di Stromboli per la presenza di una mofeta, letale per piccoli animali, e per la presenza di un acquifero superficiale termale (T=35-42°C). questo acquifero ha un alto contenuto di CO₂ disciolta ed è alimentato da acqua marina riscaldata dalla risalita di gas profondi (Carapezza & Federico, 2000; Capasso et al., 2005). Nel suolo di questa zona è stata misurata una concentrazione di CO₂ fino al 40% alla profondità di 100cm (Carapezza & Federico, 2000). L'analisi isotopica del gas indica una provenienza magmatica (Carapezza & Federico, 2000). Nei pozzi termali di Pizzillo sono state osservate interessanti anomalie della CO₂ disciolta e di altri gas, e variazioni degli isotopi di C ed He, prima dell'inizio dell'eruzione del 2002 e del parossisma del 2003, indicativi di un degassamento (risalta?) del magma profondo (Carapezza et al., 2004; Capasso et al., 2005).

La zona a degassamento anomalo si trova in corrispondenza una frattura N°64, tratteggiata in Fig.4.15 (Carta geologica di Keller et al., 1993), che si estende da Pizzillo fino alla parte alta della Rina Grande, e che corrisponde ad una serie allineata di piccoli collassi (Fig.4.7).

A Pizzillo sono state effettuate 42 misure di flusso di CO₂ dal suolo su un'area di 3201m². I valori di flusso variano da 8.4 a 17.800 g/m²giorno e il flusso totale è stato stimato a 2.2 ton/giorno (Tab.4.2). Dalla mappa di flusso di CO₂ sembra delinarsi la presenza di una frattura degassante orientata NE-SW, con i massimi valori di flusso su entrambi i lati della casa, che è quindi esposta a un grave pericolo da gas, come vedremo nel paragrafo 4.6. Anche a Pizzillo, per studiare la variazione del flusso di CO₂ nel tempo, nel Marzo 2007 è stata definita una piccola area target coperta da una maglia regolare di 30 punti di misura (Fig.4.15).

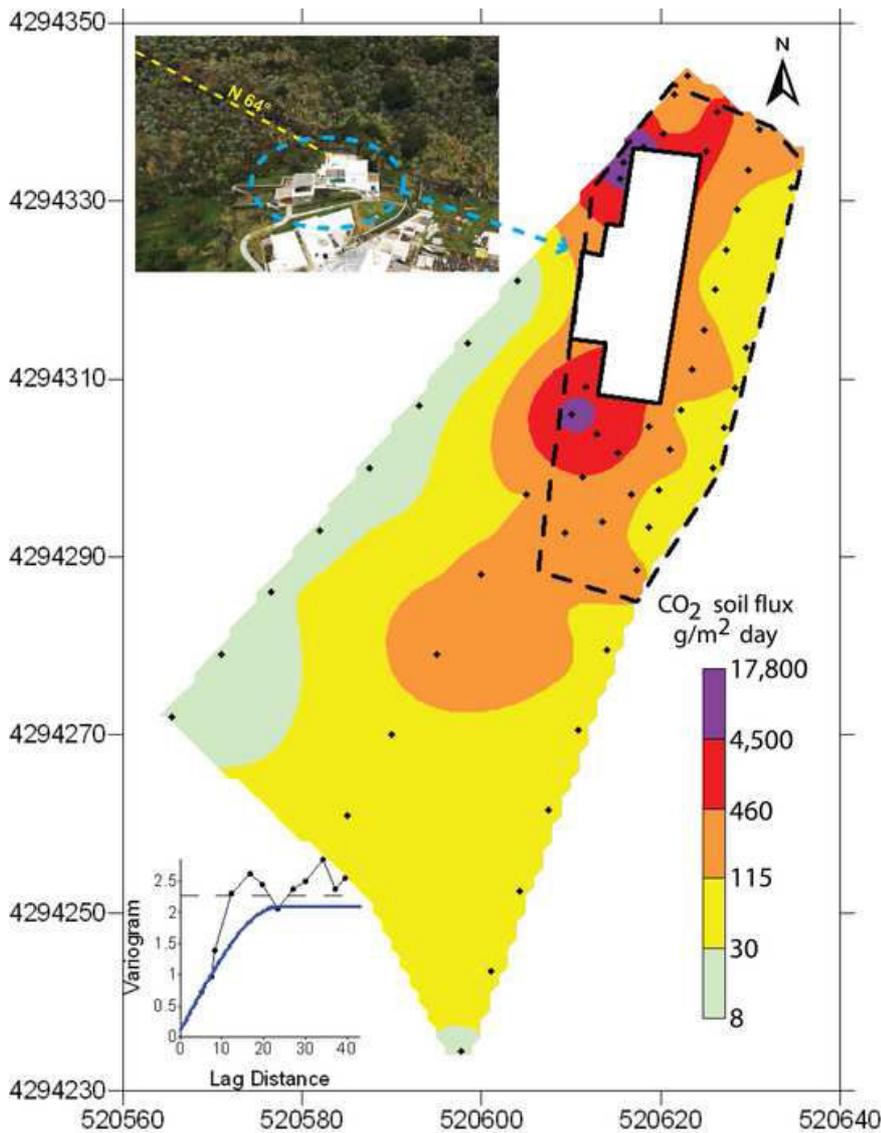


Fig.4.15. Mappa del flusso di CO₂ dal suolo di Pizzillo, effettuata nel Dicembre 2004, e relativo semivariogramma. La figura mostra la localizzazione della casa e le zone ad alta emissione di gas. La linea nera tratteggiata indica l'area target dove sono state ripetute le campagne di misura del flusso di CO₂.

4.3 Variazioni temporali del flusso di CO₂ dal suolo nelle aree target

In Tab. 4.3 sono riportati i risultati delle campagne periodiche di misura del flusso di CO₂ effettuate sulle aree target selezionate nelle strutture principali di degassamento di Stromboli descritte nel capitolo precedente. Le varie prospezioni sono state sempre eseguite in condizioni di terreno stabili e con suolo completamente asciutto.

Ovviamente i valori del flusso totale variano a seconda dell'area investigata e del numero di misure (Carapezza & Granieri, 2004). Le variazioni nel tempo osservate a Pizzo e Rina Grande sono mostrate in Fig.4.16, dove sono confrontate con alcuni dati sismici messi a disposizione da M. Ripepe (Università di Firenze), che sono indicativi del livello dell'attività vulcanica, in particolare con la media giornaliera del numero orario degli eventi VLP, che sono generati dalle esplosioni

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

Stromboliane e con l'ampiezza del tremore, generata dalle fluttuazioni della pressione dei fluidi nel condotto vulcanico che cresce durante le fasi eruttive, (Chouet et al., 2003; Schick, 1998).

Tabella 4.3 Risultati delle campagne periodiche di misura del flusso di CO₂ dal suolo effettuate sulle aree target di Pizzo, Rina Grande e Nel Cannestrà

Date d/m/y	Measur. no.	Min g/m ² day	Avg. g/m ² day	Max g/m ² day	Total flux tonnes/day
Pizzo sopra La Fossa (target area =6860 m ²)			CO ₂ soil flux		
23 Jun-05	49	7	1210	4401	7.5
30 Jul-05	65	3	1141	7602	7.5
10 Oct-05*	69	<1	1115	6578	6.3
25 Jan-06**	72	7	2413	18,240	14.7
25 Apr-06	62	<1	1816	23,942	6
23 Jun-06***	66	<1	1156	5950	5.8
11 Mar-07	82	2	4053	47,970	16.2
15 Apr-07	70	<1	1613	8959	7.9
29 Jun-07	72	<1	1997	13,020	15.1
30 Sept-07	77	<1	840	3237	4.7
15 Dec-07	76	2	765	8370	4
25 Jan-08	78	14	870	5391	4.3
Rina Grande (target area =36,334 m ²)			CO ₂ soil flux		
20 Oct-05	83	9	1483	10,655	31.4
11 Mar-07	78	4	1410	22,288	43.5
16 Apr-07	53	<1	1004	5935	24
30 Jun-07	48	3	1132	9922	24.2
25 Jan-08	78	5	358	1872	11.2
Nel Cannestrà (target area =4710 m ²)			CO ₂ soil flux		
22 Apr-05	36				0.3
3 Mar-07	84	3	110	1049	0.4
17 Apr-07	71	8	123	666	0.4
26 Jan-08	71	<1	112	1244	0.4

*mean of two surveys. **mean of three surveys (21-23-25 Jan. '06). ***mean of two surveys (20-23 Jun. '06).

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

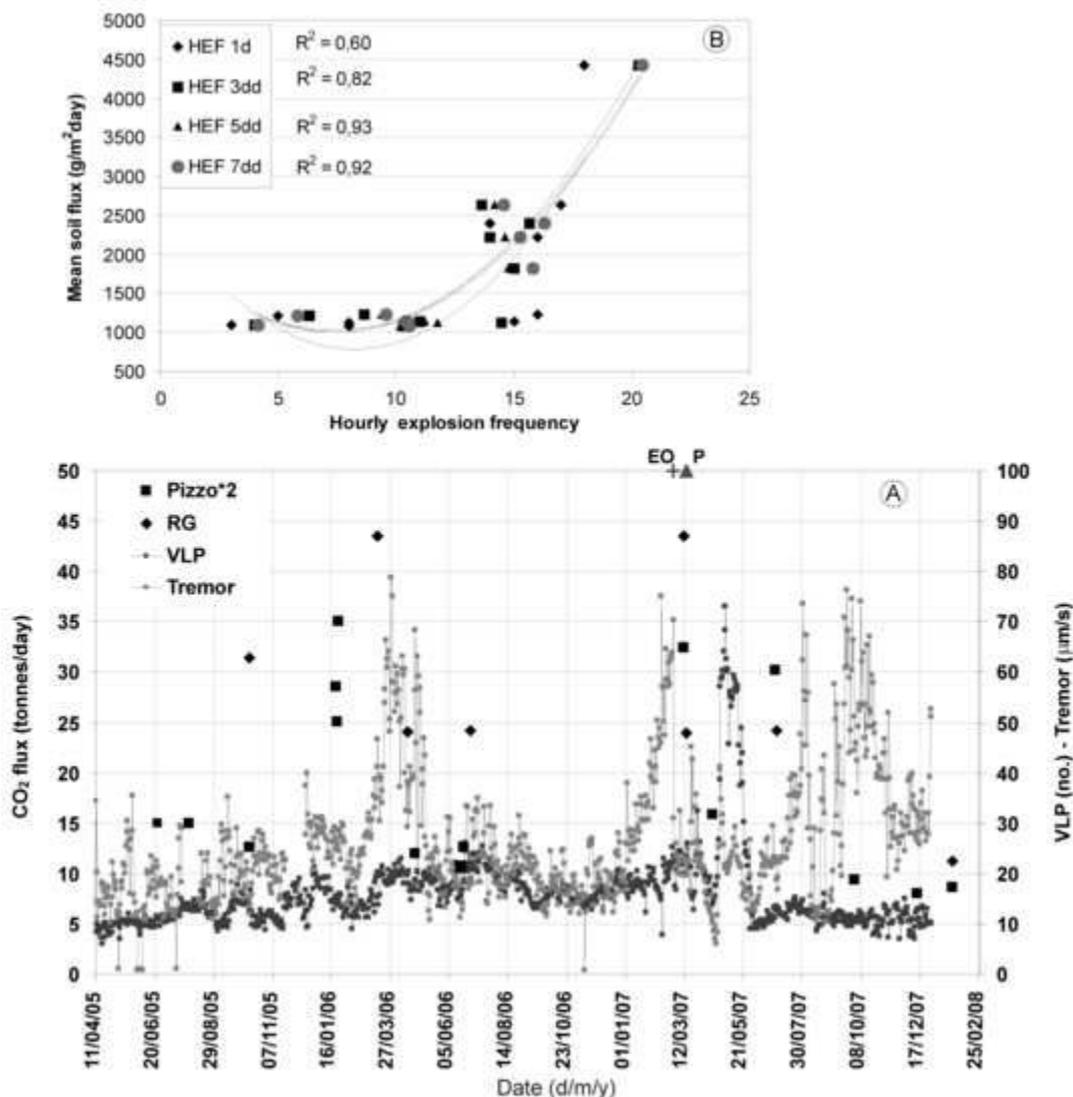


Fig.4.16. A) Variazione temporali del flusso di CO₂ delle aree target di Pizzo sopra La Fossa (Pizzo) e Rina Grande (RG), confrontate con la media giornaliera del numero dei VLP orario e con l'ampiezza del tremore sismico, registrati da una stazione sismica sommitale (forniti da M. Ripepe (Università di Firenze). Con la crocetta (EO) è indicato l'inizio dell'eruzione del 2007 e con il triangolo (P) il parossismo del 15 Marzo 2007. B) Confronto tra la media dei valori di flusso dal suolo delle 11 campagne effettuate sul Pizzo (Dicembre 2004-Giugno 2006) con la frequenza oraria delle esplosioni Stromboliche registrate nello stesso giorno (1d) o nei 3, 5 e 7 giorni precedenti(dd), dalla telecamera termica IR dell'INGV di Catania e relativi valori R² delle curve polinomiali di secondo ordine.

I dati di Nel Cannestrà non sono stati inseriti in Fig.4.16 perché non si è osservata alcuna variazione del flusso nelle tre campagne eseguite dopo l'inizio dell'eruzione 2007, e la campagna del 2005 ha un numero troppo basso di misure per poter essere utilizzata (Tab.4.3).

Dalla figura 4.16 A è evidente che le campagne periodiche, discontinue, di misura del flusso di CO₂ dal suolo non sono adeguate per indagare il tasso di degassamento in relazione all'attività eruttiva, almeno in un vulcano con attività persistente come lo Stromboli. Per questo motivo in tutte le strutture principali di degassamento anomalo sono state installate stazioni di monitoraggio in continuo del flusso di CO₂.

La zona del Pizzo ha un più ampio set di dati di flusso di CO₂ dal suolo prima dell'eruzione 2007 (Tab.4.3) e in Fig.4.16b il valore medio di ϕ_{CO_2} di ogni prospezione è confrontato con la frequenza

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

oraria delle esplosioni Stromboliane registrate dalla telecamera termica IR dell'INGV di Catania. Non è stato possibile estendere questo confronto al periodo dell'eruzione 2007 in quanto non vi era più attività esplosiva ai crateri, a causa dell'abbassamento del livello del magma che veniva drenato dalla frattura effusiva attiva nella Sciara del Fuoco (Fig.4.17).



Fig. 4.17. Vista dall'elicottero di Stromboli del momento dell'apertura della frattura eruttiva nella Sciara del Fuoco e zoom sulla bocca effusiva a quota 400m s.l.m.

I dati della Fig.4.16B sono piuttosto dispersi, indicano comunque che i valori medi più alti del flusso di CO₂ sono stati misurati solo in periodi di intensa attività Stromboliana, con in media più di 14 esplosioni per ora. La correlazione sulle curve polinomiali di 2° grado, cresce considerando la frequenza oraria delle esplosioni, non dello stesso giorno della campagna di flusso, ma quella dei 5 e 7 giorni precedenti (Fig.4.16B). Questo sembra suggerire che è necessario un cambiamento prolungato del livello dell'attività vulcanica, prima che questo possa produrre cambiamenti nel degassamento diffuso di CO₂ dal Pizzo sopra La Fossa. L'area di Pizzillo contiene numerosi manufatti di cemento e non è stato possibile coprirlo con una maglia regolare di punti di misura e in numero adeguato per stimare correttamente il flusso totale di CO₂. Per questo motivo è stata usata la media delle 30 misure eseguita negli stessi punti in ciascuna delle 42 campagne svolte nei due mesi (marzo-aprile) che coprono quasi interamente l'eruzione 2007. In Fig.4.18 questi dati sono confrontati con la media giornaliera del numero orario di VLP e con l'ampiezza media giornaliera del tremore sismico (dati di M. Ripepe, Università di Firenze).

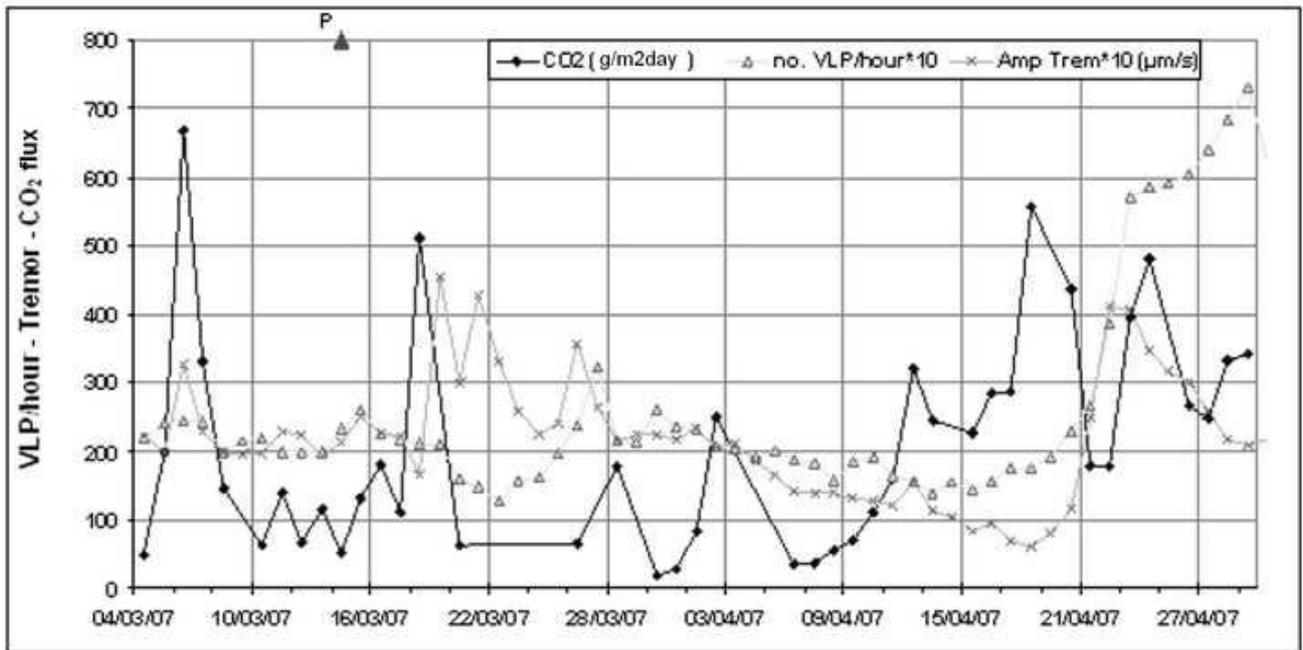


Fig.4.18 Variazione temporale del flusso di CO₂ dal suolo, (media delle misure sugli stessi 30 punti in 42 surveys rombi neri) nell'area target di Pizzillo dal 5 Marzo al 30 Aprile 2007. Variazione temporale della media giornaliera del numero orario dei VLP (triangoli aperti) e media giornaliera dell'ampiezza del tremore (crocette); dati forniti da M. Ripepe (Università di Firenze).

L'intervallo temporale coperto da queste misure è troppo corto per trarre conclusioni sicure. Comunque si può osservare che gli alti valori del flusso, osservati verso la fine di Aprile, coincidono con un incremento del tremore sismico che ha brevemente preceduto un forte aumento del numero di esplosioni (VLP). Considerando la localizzazione alla base del Vulcano, questo potrebbe indicare che l'aumento dell'attività vulcanica ai crateri, è stato innescato da un aumento dell'input di gas magmatici profondi nel sistema di alimentazione superficiale dello Stromboli. Ciò è confermato dai valori relativamente alti dei rapporti CO₂/H₂S misurati nello stesso periodo nel gas del plum emesso dai crateri (Aiuppa et al., 2008). Sfortunatamente non è stato possibile osservare lo stesso comportamento nel periodo precedente il parossisma del 15 Marzo, a causa delle forti piogge cadute in quei giorni, che hanno mantenuto molto bassi i valori di flusso di CO₂ saturando in acqua i pori dal suolo (Fig.4.18).

4.4 Nuova prospezione di flusso di CO₂ nell'area sommitale

Nel Settembre 2008 è stata eseguita una nuova dettagliata campagna di misure di flusso di CO₂ dal suolo nell'area sommitale di Stromboli. Sono state eseguite 465 misure su un'area totale di 358.615m². Dal grafico del normal probability plot (Fig.4.19) si distinguono varie classi di flusso; anche in questo caso, nelle prospezioni precedenti di Pizzo e Rina Grande, non si individua un background dovuto all'attività biologica, in quanto l'area sommitale è del tutto priva di vegetazione.

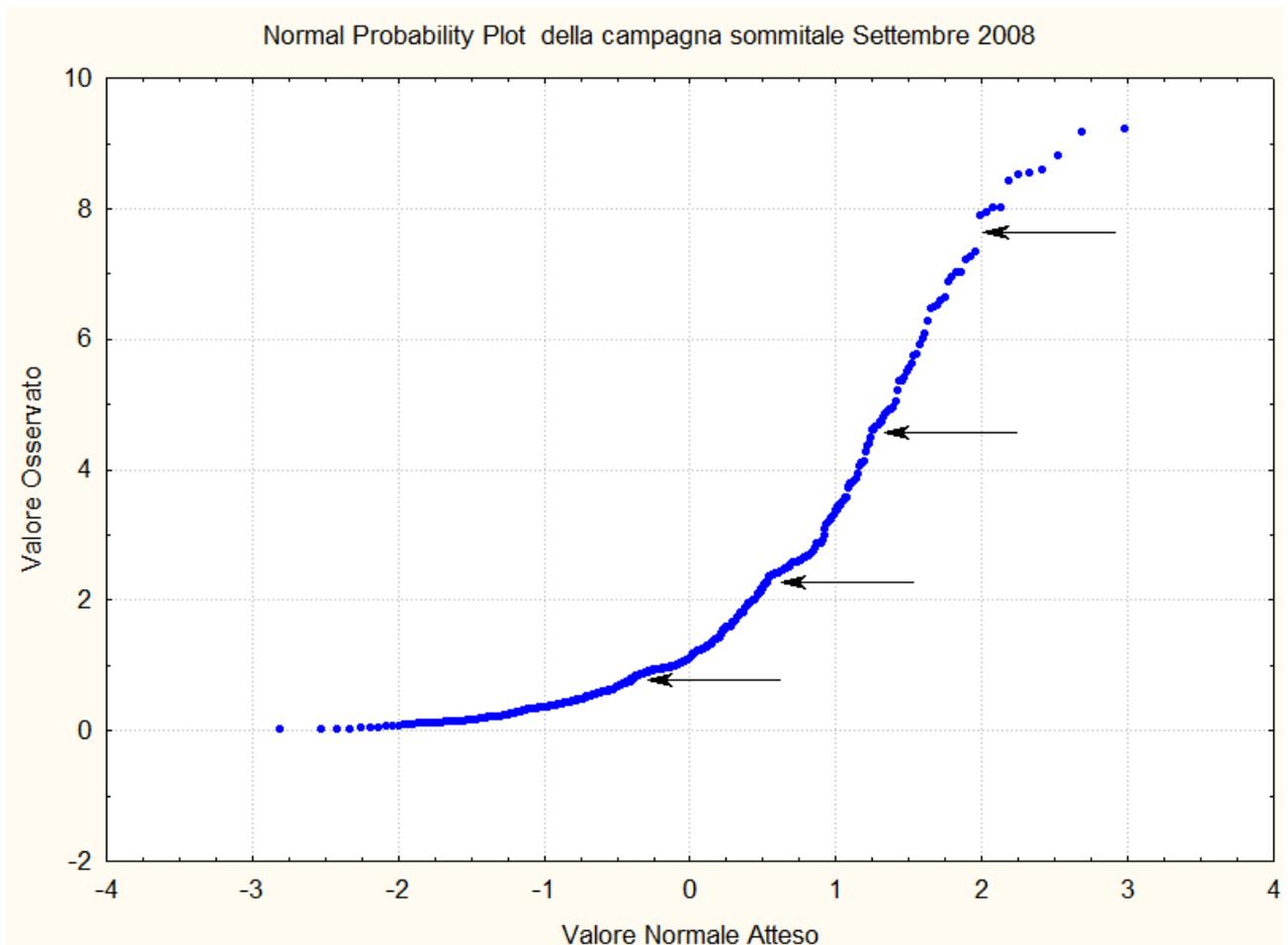


Fig. 4.19 Normal probability plot del In-CO₂ dal suolo nella zona sommitale per la campagna di Settembre 2008. Con le frecce sono evidenziate i limiti delle classi di flusso individuati.

In Fig.4.19, si riporta la mappa del flusso di CO₂ dal suolo ottenuta con questa prospezione. Appare evidente che la zona principale di degassamento diffuso di CO₂ dal suolo rimane quella del Pizzo sopra La Fossa. L'anomalia di flusso si allinea bene con la direzione delle bocche eruttive. Il flusso di CO₂ dal suolo totale è stato stimato a 33 ton/giorno, e il contributo maggiore è dato dall'area del Pizzo.

Tab. Risultati della campagna di misura del flusso di CO₂ dal suolo nell'area sommitale

Classi	Area	Media g/m2giorno	Flusso tot ton/giorno	
0 - 2	127865,27	1,453		0,19
2 - 10	166324,89	4,059		0,68
10 - 100	43044,56	26,24		1,13
100 - 2000	17053,89	481,83		8,22
>2000	4326,39	5258,58		22,75
Area tot m²	358615			33

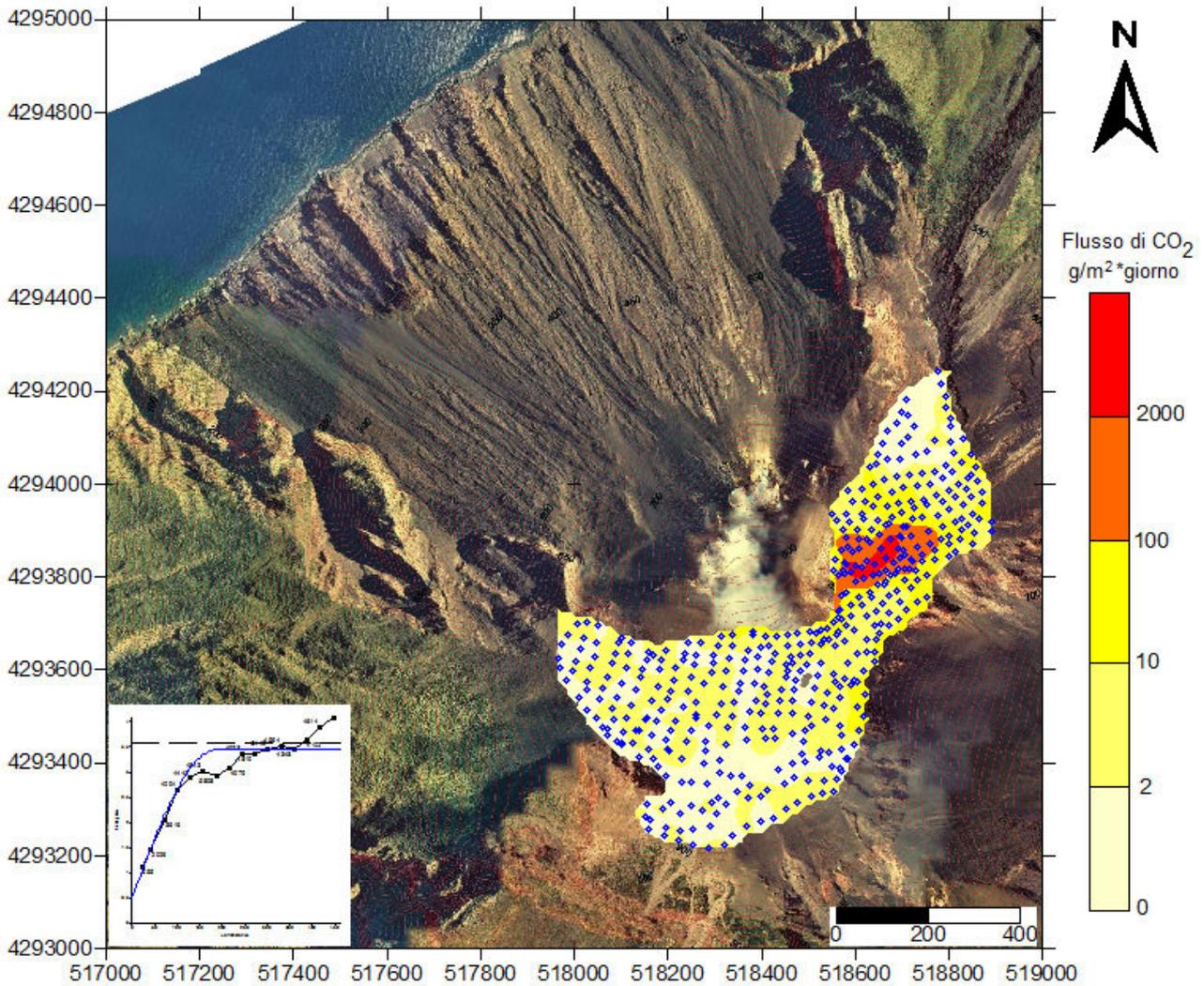


Fig.4.20 Mappa del flusso di CO₂ diffuso dal suolo nell' area sommitale, e relativo semivariogramma per la prospezione di Settembre

4.5 Monitoraggio in continuo del flusso di CO₂ dal suolo

Durante l'eruzione di Stromboli del 2007, sono state installate due stazioni automatiche di misura del flusso di CO₂ dal suolo nelle aree a degassamento anomalo di Nel Cannestrà e Rina Grande. Come già detto, prima dell'installazione delle stazioni, sono state eseguite misure dettagliate nelle aree con degassamento più forte, allo scopo di identificare il sito più idoneo, scelto anche in base alle condizioni morfologiche e logistiche. L'installazione è avvenuta, purtroppo, per entrambe le stazioni, solo dopo il parossisma del 15 Marzo, in quanto l'elicottero necessario per il trasporto è stato messo a disposizione dalla Protezione Civile solo il 17 Marzo. Questo è stato un vero peccato in quanto il parossisma del 15 Marzo è stato preceduto da aumento della CO₂ (flusso CO₂/SO₂) nei gas craterici del plume (Aiuppa et al., 2008) e da un sollevamento registrato poco prima del parossisma, dai due tiltmetri installati nelle stesse strutture (Nel Cannestrà, Rina Grande) dove era già stato programmato di installare le stazioni automatiche di flusso di CO₂ dal suolo. Le

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

stazioni avrebbero potuto registrare un aumento del flusso di gas prima del parossisma, ma per accertare questo dobbiamo aspettare il prossimo evento esplosivo.

Le stazioni sono state installate rispettivamente il 17 (Nel Cannestrà; quota 525 s.l.m.) e il 28 Marzo (Rina Grande; quota di 675 s.l.m.). In Fig.4.21 sono mostrate le posizioni delle due stazioni e alcune fasi dell'installazione.

Queste stazioni (prodotte dalla West Systems s.r.l. Italia) sono completamente automatiche, usano per la misura del flusso lo stesso sistema dello spettrometro portatile (vedi Granieri et al., 2003 per la descrizione dello strumento). La stazione misura contemporaneamente ad intervalli di tempo prefissati (a Stromboli ogni ora): il flusso di CO₂ dal suolo, la concentrazione in aria di CO₂ e i parametri ambientali (temperatura atmosferica, e del suolo, umidità del suolo, pressione atmosferica, velocità e direzione del vento). Stazioni simili gestite dall'INGV di Palermo sono operative da diversi anni nei siti di degassamento anomalo di Pizzo e di Pizzillo. I dati delle stazioni vengono inviati tramite ponte radio al centro operativo avanzato (C.O.A.) della Protezione Civile.

Le variazioni del flusso di CO₂ registrate dalle stazioni dal Marzo 2007 a Luglio 2008, sono molto forti, vanno da valori <1 a valori > 7000 g/m²giorno (Nel Cannestrà) e a valori che arrivano fino a 16.000 g/m²giorno nella stazione di Rina Grande (Fig.4.22).

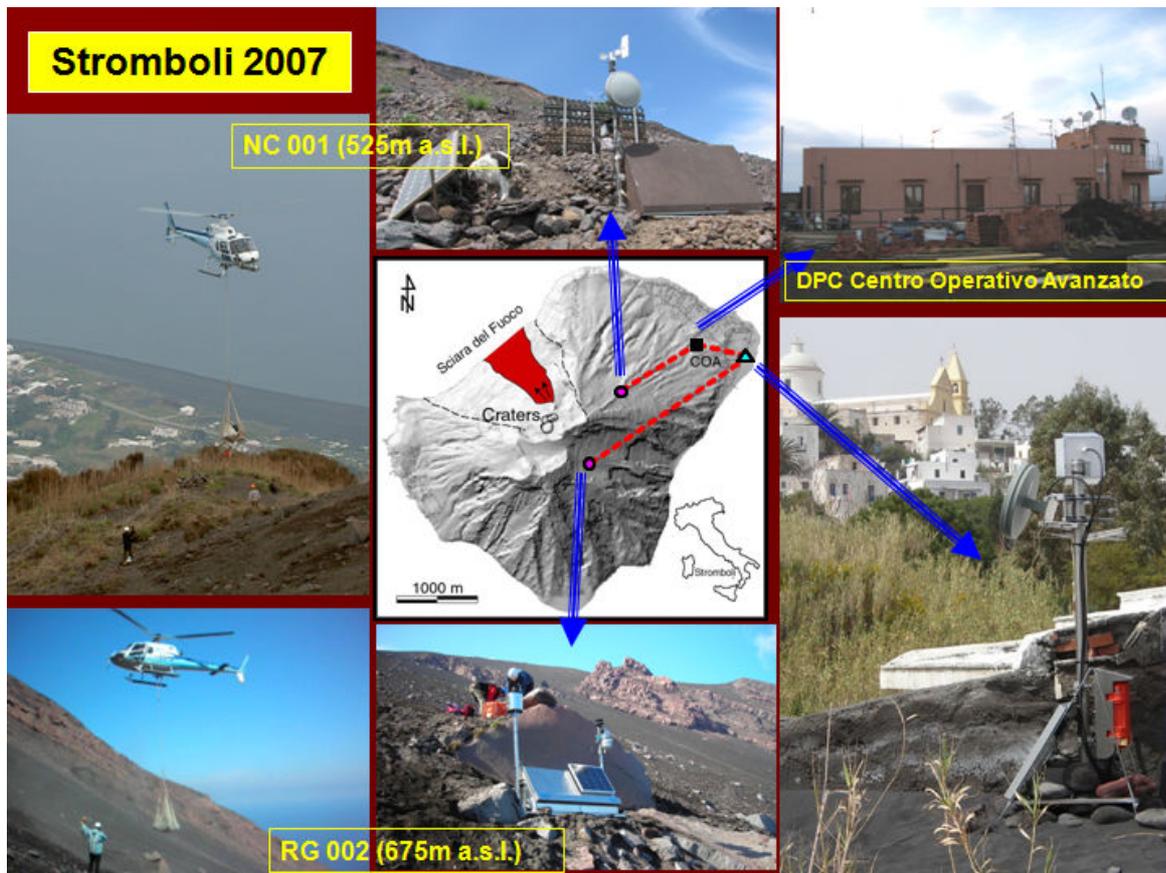


Fig.4.21. Alcune fasi dell'installazione delle due stazioni di misura automatica del flusso di CO₂ dal suolo, e la loro ubicazionei Stromboli. E' mostrato anche il Centro Operativo Avanzato (C.O.A.) dove tramite ponte radio (immagine in basso a destra) vengono trasmessi i dati delle stazioni.

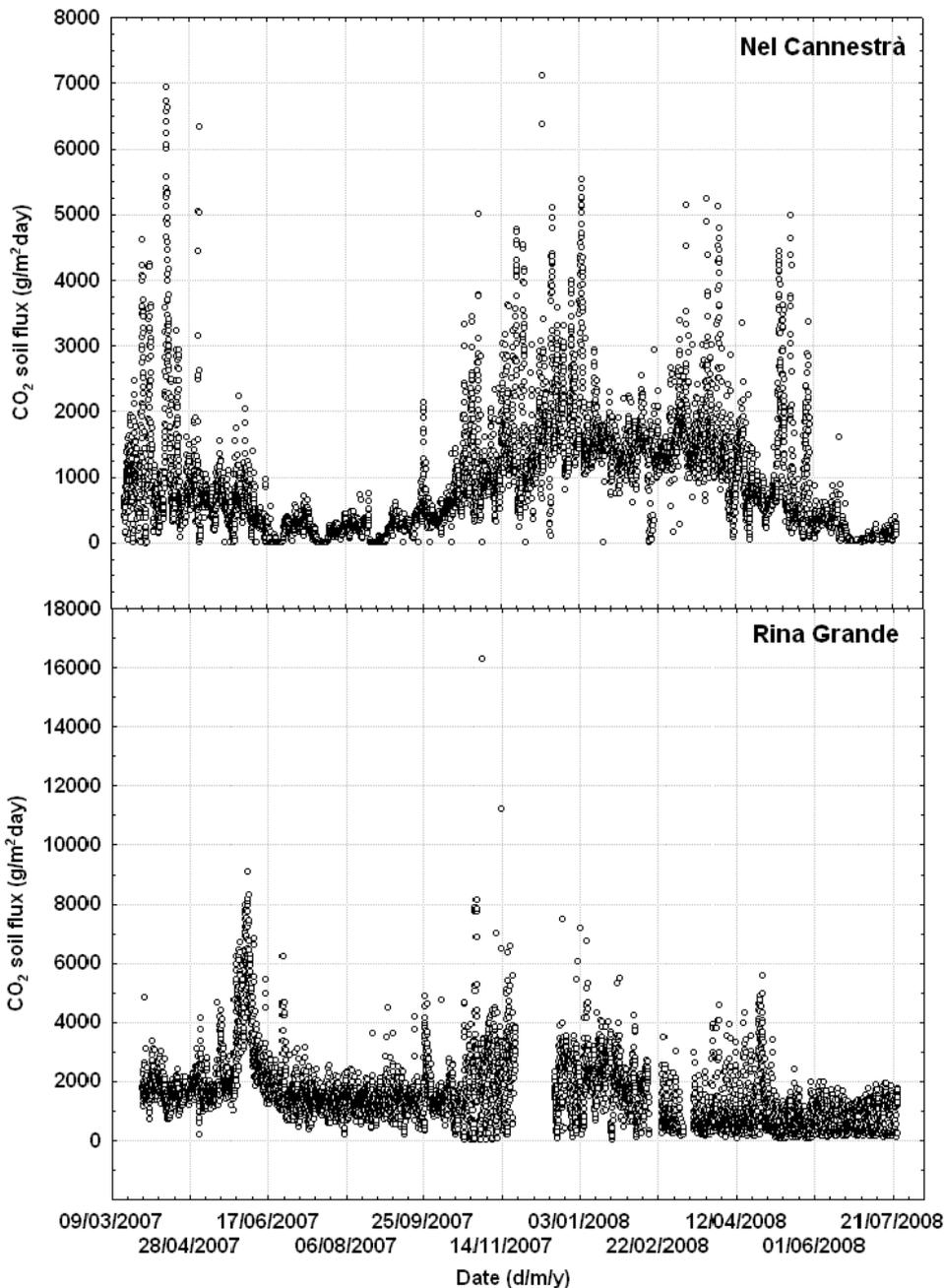


Fig.4.22. Variazioni temporali del flusso di CO₂ misurati ogni ora dalle stazioni di Nel Cannestrà e Rina Grande

I parametri ambientali sono misurati contemporaneamente ai valori del flusso di CO₂ in quanto lo influenzano, aumentandone o riducendone i valori (Chiodini et al., 2001; Rogie et al., 2001; Granieri et al., 2003; Badalamenti et al., 2004; Carapezza & Granieri 2004).

Nel processamento statistico dei dati, il primo scopo è capire in che misura un singolo parametro ambientale influenza il flusso di CO₂ (evitando di sommare gli effetti dei vari parametri), in modo da poter riconoscere quali variazioni del flusso di gas sono effettivamente legate alle dinamiche vulcaniche e quali invece sono dovute solo a variazioni ambientali. I due set di dati (Nel Cannestrà, Rina Grande) sono stati studiati preliminarmente con la statistica di base (statistiche descrittive, scatterplots, istogrammi, matrici di correlazione, ecc.) in modo di avere un quadro statistico

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

completo del blocco di dati da analizzare. Si è poi effettuata una regressione multipla sui componenti principali (PCR), con metodo stepwise in avanti. Questa procedura si divide in due parti:

- analisi delle componenti principali del data set X dei parametri ambientali, ottenendo nuove variabili indipendenti non correlate
- regressione multipla della variabile Y del flusso di CO₂, sui componenti principali, ottenuta cominciando dal componente principale più correlato, passando poi al secondo più correlato e così via. Lo scopo di questo approccio è innanzitutto quello di ridurre il data set X in un modo mantenga la massima quantità di informazione (quindi una varianza il più possibile ampia), e poi di operare una regressione di Y su componenti ortogonali (non correlati). Lo scopo è di assicurarsi che i componenti principali altamente correlati non siano sopravvalutati (Vandeginste et al., 1998).

L'analisi statistica è stata fatta utilizzando il programma Statistica 7.1.

In Tab.4.4 è riportata per ogni stazione, la correlazione tra le variabili misurate.

Tab. 4.4 Correlazione tra le variabili misurate nelle stazioni in continuo di Nel Cannestrà e Rina Grande

	CO ₂ flux g/m ² day	Air RH %	Air T °C	Air P hPa	Soil T °C	Soil RH %	Wind dir. °N	Wind speed m/s
Nel Cannestrà: 6120 cases								
CO ₂ flux	1.00	0.43	-0.61	0.05	-0.67	0.49	-0.26	0.56
Air RH	0.43	1.00	-0.72	-0.07	-0.49	0.58	-0.07	0.16
Air T	-0.61	-0.72	1.00	0.01	0.81	-0.76	0.00	-0.22
Air P	0.05	-0.07	0.01	1.00	-0.09	-0.13	-0.02	-0.13
Soil T	-0.67	-0.49	0.81	-0.09	1.00	-0.69	0.19	-0.18
Soil RH	0.49	0.58	-0.76	-0.13	-0.69	1.00	-0.11	0.13
Wind dir.	-0.26	-0.07	0.00	-0.02	0.19	-0.11	1.00	0.07
Wind sp.	0.56	0.16	-0.22	-0.13	-0.18	0.13	0.07	1.00
Rina Grande: 6634 cases								
CO ₂ flux	1,00	0,21	-0,25	-0,13	-0,28	0,50	0,16	-0,20
Air RH	0,21	1,00	-0,75	-0,11	-0,46	0,39	-0,07	0,13
Air T	-0,25	-0,75	1,00	-0,00	0,78	-0,40	-0,05	-0,06
Air P	-0,13	-0,11	-0,00	1,00	-0,08	-0,21	0,08	-0,15
Soil T	-0,28	-0,46	0,78	-0,08	1,00	-0,44	0,01	-0,09
Soil RH	0,50	0,39	-0,40	-0,21	-0,44	1,00	-0,02	0,04
Wind dir.	0,16	-0,07	-0,05	0,08	0,01	-0,02	1,00	-0,24
Wind sp.	-0,20	0,13	-0,06	-0,15	-0,09	0,04	-0,24	1,00

Per entrambi data sets p<0.05.

Nella Tab.4.4 si osserva una buona correlazione tra parametri ambientali, e flusso di CO₂, ma le due stazioni mostrano correlazioni con parametri differenti. Infatti la velocità del vento, come di consueto, è negativamente correlata con il flusso a Rina Grande (-0,20), mentre, sorprende vedere, come è correlata positivamente (0,56) con il flusso di CO₂ a Nel Cannestrà. Il diagramma polare dei venti (Fig.4.23.) mette in evidenza che i venti che soffiano da SE, con velocità maggiore di 8m/s, producono un aumento del flusso di CO₂ dal suolo. Si ritiene che questo fenomeno sia

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

dovuto ad effetto Venturi che si produce per particolari condizioni locali della stazione di Nel Cannestrà (forma, orientazione, esposizione al vento).

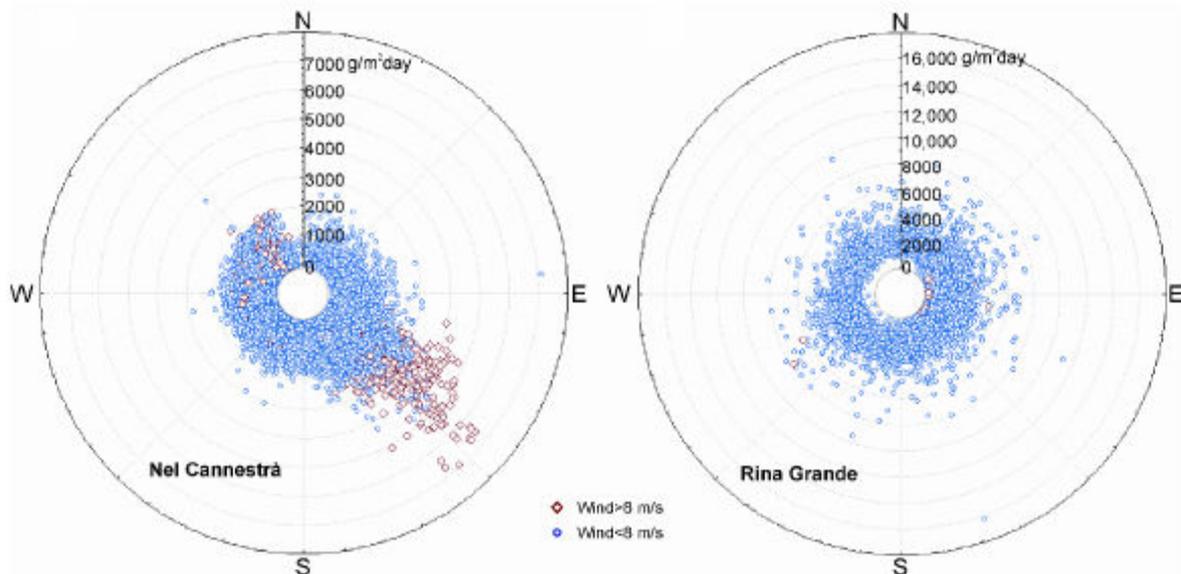


Fig.4.23. Diagramma polare della direzione del vento contro il flusso di CO₂ per le due stazioni automatiche. I rombi rossi indicano velocità del vento >8 m/s. Si osserva che nella stazione di Nel Cannestrà i venti provenienti da SE con V>8m/s, causano un innalzamento del flusso di CO₂.

La velocità del vento è generalmente più alta a Nel Cannestrà che a Rina Grande, dove la stazione è protetta dalla morfologia della struttura di collasso di Le Schicciolate. Si deve rilevare anche un altro comportamento non usuale. Generalmente l'aumentare dell'umidità del suolo, è correlata ad una diminuzione del flusso di CO₂, come conseguenza della riduzione della permeabilità al gas dei pori del terreno riempiti da acqua, più densa del gas (Granieri et al., 2003; Barberi et al., 2007). Invece in entrambe le stazioni di Stromboli si osserva una correlazione positiva tra flusso di CO₂ e umidità del suolo. Abbiamo attribuito questo comportamento, alla permeabilità relativamente bassa del suolo nei due siti e al fatto che il suolo dove si eseguono le misure è all'interno del box e quindi protetto dalla pioggia; quando piove forte, la permeabilità decresce più fortemente nel suolo scoperto intorno alle stazioni e il gas tende a fluire tutto dall'area rimasta asciutta dentro le stazioni.

Per la stazione di Nel Cannestrà la regressione multipla tra flusso di CO₂ e fattori ambientali, eseguite con la metodologia descritta, consente di spiegare un'alta parte della varianza ($R^2 \sim 68\%$) con due fattori, mentre la regressione per Rina Grande può spiegare il 29.4% della varianza del flusso di CO₂ con tre fattori. Nella Fig.4.24 è mostrata la varianza temporale del flusso di CO₂ misurato alle due stazioni e sono indicati i valori spiegabili con fattori ambientali. I residui standardizzati, cioè la differenza standardizzata tra i valori di flusso osservati e previsti dal modello sono mostrati nella Fig.4.25. E' evidente che vi sono alcuni dati che eccedono il valore σ della

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

deviazione standard, cioè alti valori del flusso di CO₂ che non possono essere spiegati con le variazioni dei parametri ambientali. Sono queste le anomalie di flusso di interesse vulcanologico.

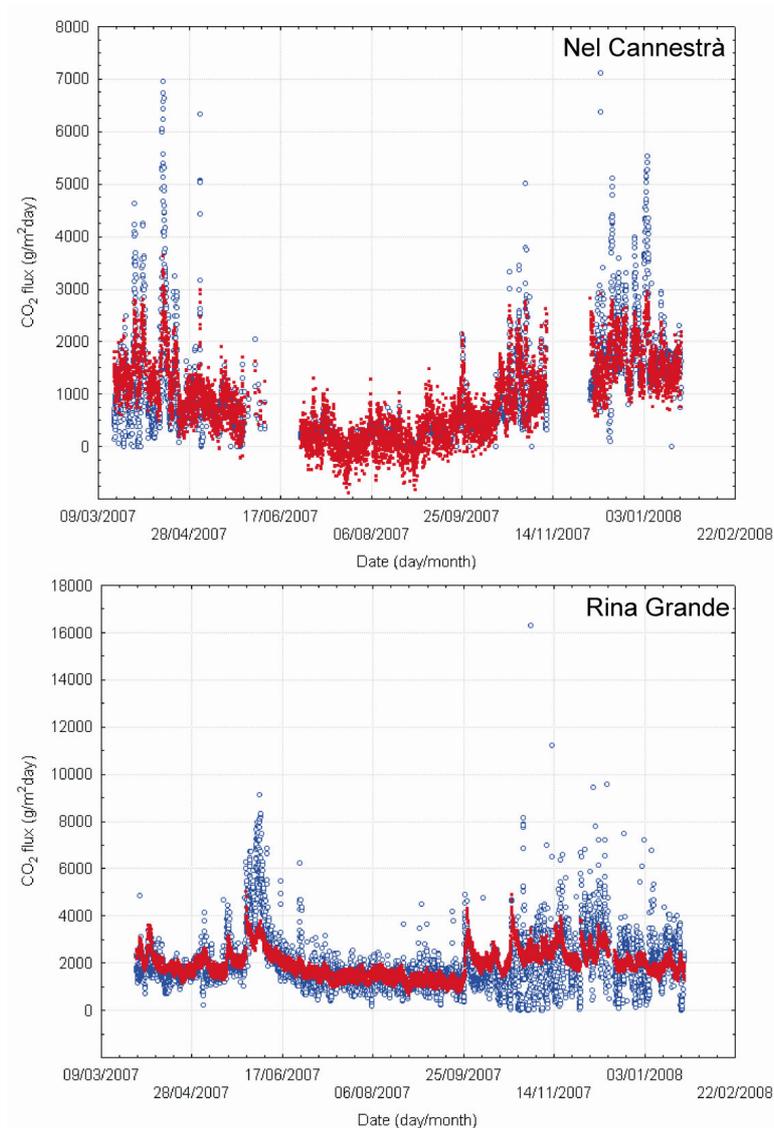


Fig.4.24. Variazione temporale del flusso di CO₂ registrato dalle stazioni di Nel Cannestrà e Rina Grande. In rosso i valori di flusso spiegabili con variazioni dei parametri ambientali

Per indagare il significato delle anomalie di flusso riconosciute, in Fig.4.25 sono riportati anche i dati sismici registrati dall'Università di Firenze (numero e ampiezza dei VLP, ampiezza del tremore sismico). La stazione di Nel Cannestrà ha due lacune di dati dovuti al mal funzionamento del sensore che misura la velocità del vento. I flussi residui associati a velocità del vento >8m/s a Nel Cannestrà e a valori dell'umidità del suolo (>10.3%) a Rina Grande, hanno una forte influenza sul flusso di CO₂ dal suolo nelle due stazioni (Tab.4.3). Questi valori sono evidenziati con punti rossi, nei grafici di Fig.4.25. Le più forti di queste anomalie corrispondono con valori bassi di attività sismica ai crateri, confermandone l'origine ambientale.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

E' chiaro dalla Fig. 4.25 che la maggior parte delle anomalie di flusso sono state registrate simultaneamente alle due stazioni. Comunque, le anomalie osservate a Rina Grande sono più marcate, con valori residui che spesso eccedono 1σ . Nel periodo considerato, da Marzo 2007 a Gennaio 2008, si sono avuti i seguenti eventi vulcanici (Barberi et al., 2008):

- cessazione dell'attività effusiva nella SdF (inizio Aprile 2007)
- periodo successivo con esplosioni di cenere
- ripresa dell'attività Stromboliana ordinaria ai crateri (inizio Luglio 2007).

Un'esplosione maggiore è avvenuta il 13 Novembre 2007 e apparentemente coincide con l'anomalia più forte di flusso di CO₂, registrata alla stazione di Rina Grande, corrispondente a residui con valore σ da 4 a oltre 9 (Fig.4.25). Alcune anomalie di flusso di CO₂, sono state osservate nel periodo Aprile-Maggio 2007, nel quale è stato registrato un numero molto alto di esplosioni (media giornaliera di VLP per ora fino ad oltre 70). Successivamente il numero di VLP è rimasto circa costante da Giugno a Dicembre 2007, in questo periodo le anomalie di flusso di CO₂ sembrano associate agli eventi VLP di ampiezza maggiore, cioè eventi ragionevolmente generati da più alta sovrappressione di gas nel condotto.

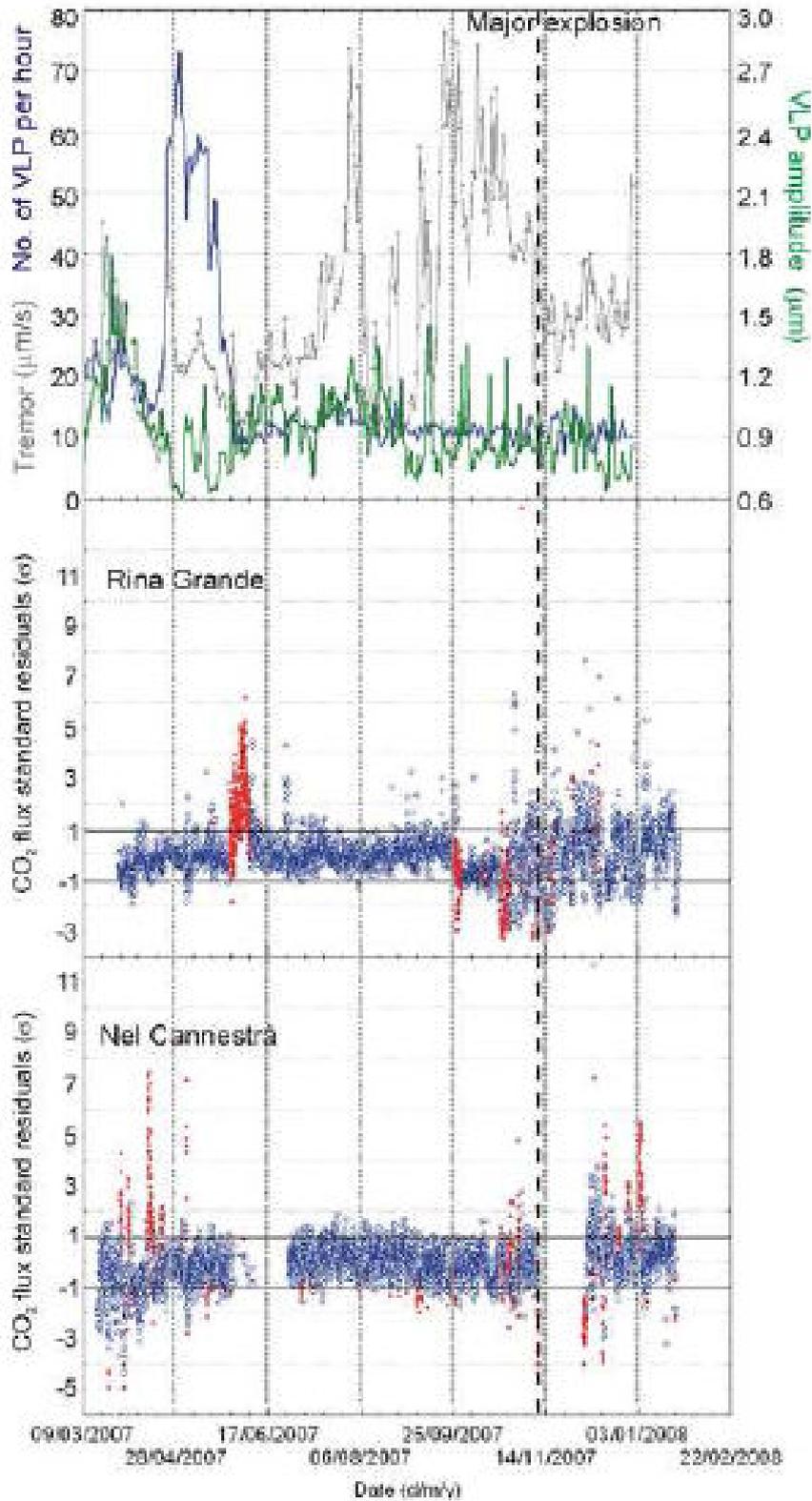


Fig.4.25. Variazione temporale dei residui standardizzati del flusso di CO₂ nelle stazioni di Nel Cannestrà e Rina Grande, confrontati con i dati sismici registrati dall'Università di Firenze. I simboli in rosso di Nel Cannestrà indicano valori del vento con velocità >8 m/s e provenienti da SE. I simboli rossi della Rina Grande indicano valori con umidità del suolo superiori al 10.3%.

4.6 Pericolosità dell'emissione di gas a Pizzillo.

Come già detto, Pizzillo si trova alla base NE dell'edificio vulcanico (Fig. 4.26) ed è una zona nota da tempo per il suo degassamento anomalo (Carapezza & Federico, 2000).

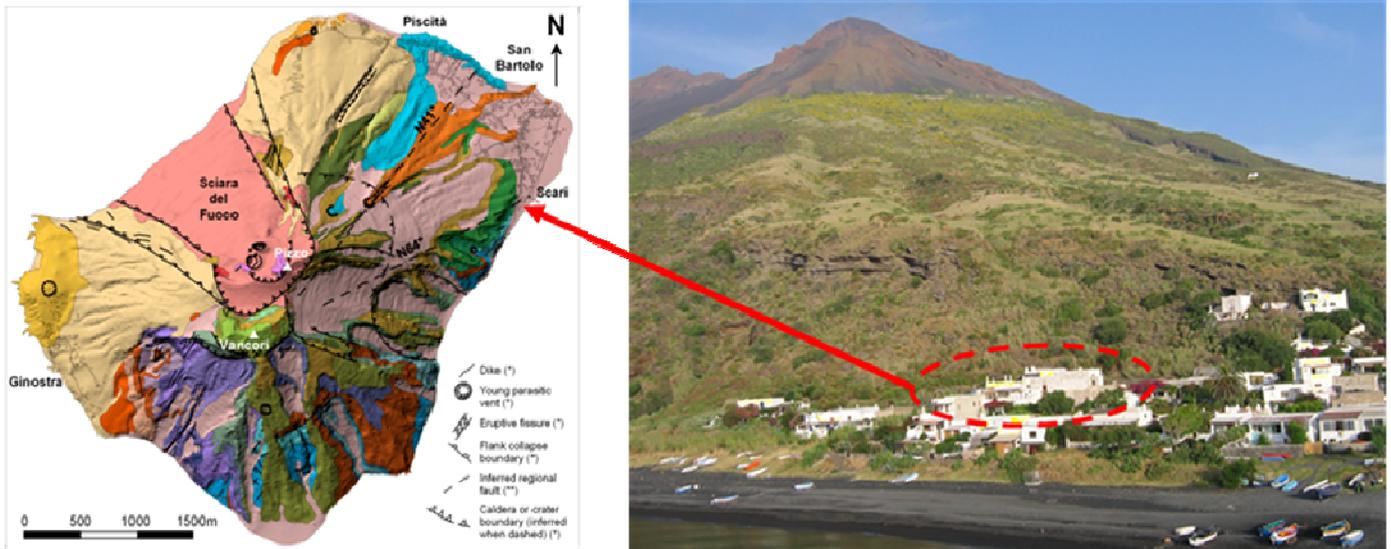


Fig.4.26 Ubicazione dell'area di Pizzillo

Le due zone di più alta emissione di CO₂, sono ubicate lungo la piccola parete vicino alle case, tagliata nei prodotti vulcanici dell'Unità di Scari, alla cui base si trovano spesso piccoli animali morti per l'elevata concentrazione di CO₂ al livello del suolo. L'emissione più forte di gas avviene in corrispondenza del contatto tra due depositi vulcanici diversi, dove quello sottostante di scarsa competenza tende ad essere eroso, con la formazione di piccole cavità dalle quali fuoriesce gas caldo (Figg.4.27 e 4.28). La temperatura della mofeta (Fig.4.28), misurata il 7 Marzo 2007, era di 22.7 °C mentre quella dell'aria era di 19.5°C.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli



Fig.4.27. L'abitazione di Pizzillo soggetta a pericolo da gas. Con il cerchio rosso è indicata la stazione di flusso di CO₂ dell'INGV sezione di Palermo; con il tratteggio rosso è indicata la frattura N°64; il pallino rosso indica la posizione della mofeta; i rettangoli gialli indicano i locali dove sono state effettuate misure in continuo indoor della concentrazione in aria di CO₂.



Fig.4.29. La mofeta di Pizzillo.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

La casa indicata in Fig.4.27 è abitata nel periodo estivo ed ha delle finestre molto vicine alla parete di roccia da dove avviene la massima emissione di CO₂. L'interno della casa è quindi esposto al pericolo da gas e in effetti vi si sono misurate, come vedremo, concentrazioni molto pericolose di CO₂. Nel luglio 2006 gli abitanti lamentavano malesseri, i cui sintomi facevano pensare ad una esposizione a valori anomali di CO₂ e in seguito alla loro richiesta, uno strumento Drager X-am 7000 per la misura in continuo della concentrazione di CO₂ in aria è stato installato all'interno del magazzino della casa, vicino alla parete emissiva (Fig.4.28). Lo strumento posto, a 10cm dal suolo eseguiva una misura ogni minuto. Contemporaneamente sono state eseguite misure di flusso di CO₂ dal suolo e misure di concentrazione in aria di CO₂ sia all'esterno che all'interno dell'abitazione. All'esterno dell'abitazione, in prossimità della parete di rocce, si sono trovati valori di [CO₂] fino al 7,4% (Fig.4.29). I valori massimi (1,4%) all'interno dei locali abitati della casa sono risultati anomali ma non pericolosi. I primi dati forniti per quattro giorni dallo strumento in continuo, nel magazzino la cui porta era tenuta chiusa, hanno invece registrato valori massimi di concentrazione di CO₂ fino ad oltre l'8% e quindi molto pericolosi. Questi erano associati fasi di diminuzione di pressione atmosferica e basso vento.

Un più lungo periodo di misure in continuo è stato effettuato dal 7 Marzo al 21 Maggio 2007, durante l'ultima eruzione. Lo stesso strumento (Drager X-am 7000) è stato di nuovo installato all'interno del magazzino vicino alla mofeta. I risultati sono mostrati in Fig.4.30, e confermano che in questo locale si raggiungono spesso concentrazioni letali di CO₂ in aria, (fino al 13%). Nella Fig.4.31 i valori della [CO₂] indoor nell'aria sono confrontati con alcuni parametri meteorologici (P atmosferica, velocità e direzione del vento) registrati dalla vicina stazione automatica dell'INGV-Palermo. Si vede chiaramente come i valori massimi di [CO₂] si registrano in momenti in cui la Patm. è bassa (e decrescente) e con velocità bassa di vento. Il magazzino dove venivano effettuate le misure di [CO₂] era costruito in modo pessimo, con fessure nei muri e nel pavimento; inoltre presentava un'apertura (presa d'aria) proprio nella parete più vicina alla mofeta (Fig.4.32). Poiché si sospettava che il gas emesso dalla mofeta potesse penetrare nel locale proprio attraverso questa apertura, un secondo strumento Dreger è stato posto davanti a questo foro a 2m di altezza. Il confronto tra i valori di [CO₂] misurati a livello del pavimento e davanti al foro nella parete prospiciente la mofeta è mostrato in Fig.4.33 e dimostrano che in effetti la CO₂ entra in buona parte da questo foro, considerato che i picchi di concentrazione registrati a 2m precedono quelli registrati a livello del pavimento.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli



Fig.4.28 Magazzino della casa di Pizzillo. dove è stato posizionato il Draeger x-AM 7000 per la misura in continuo di [CO₂] in aria.

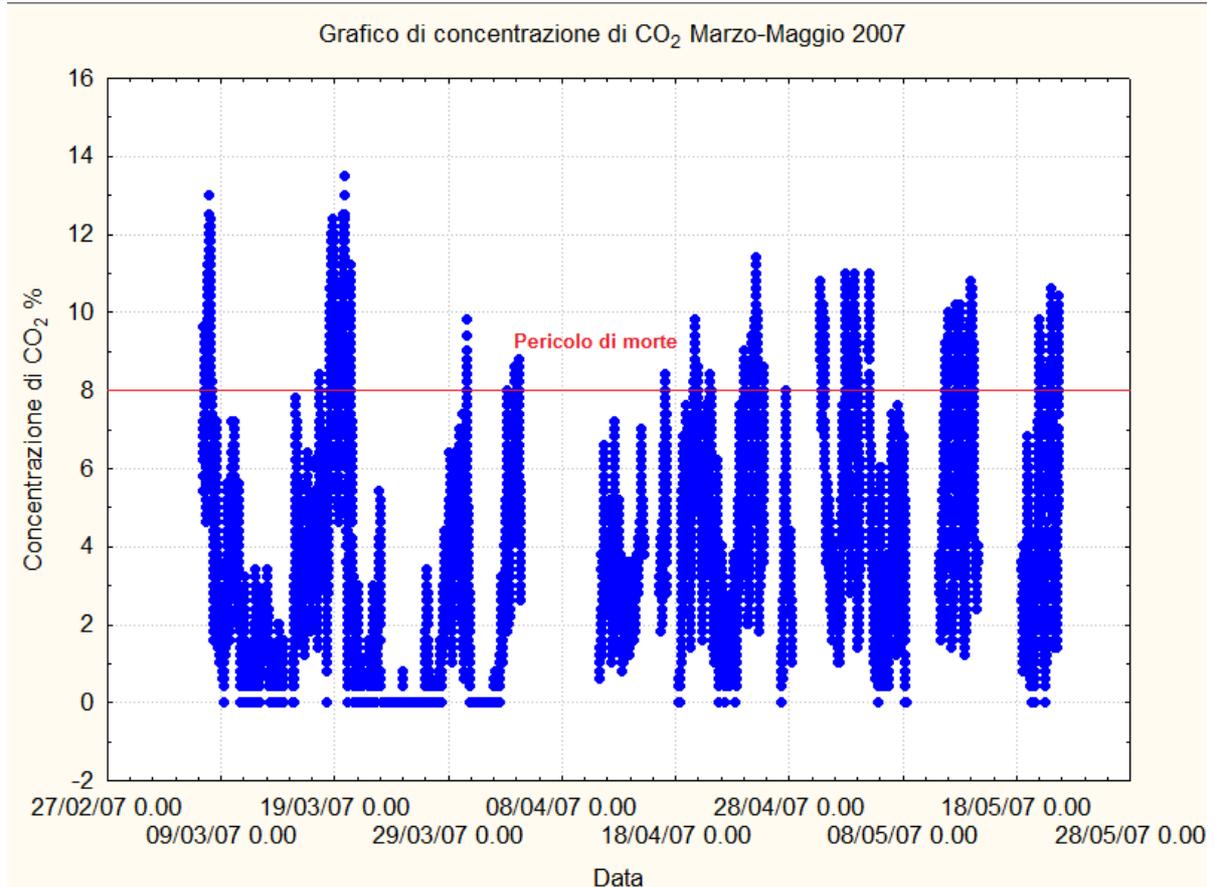


Fig.4.30 Variazione nel tempo della concentrazione di CO₂ in aria, misurata in continuo dal 7 Marzo al 31 Maggio 2007 nel magazzino della casa di Pizzillo

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

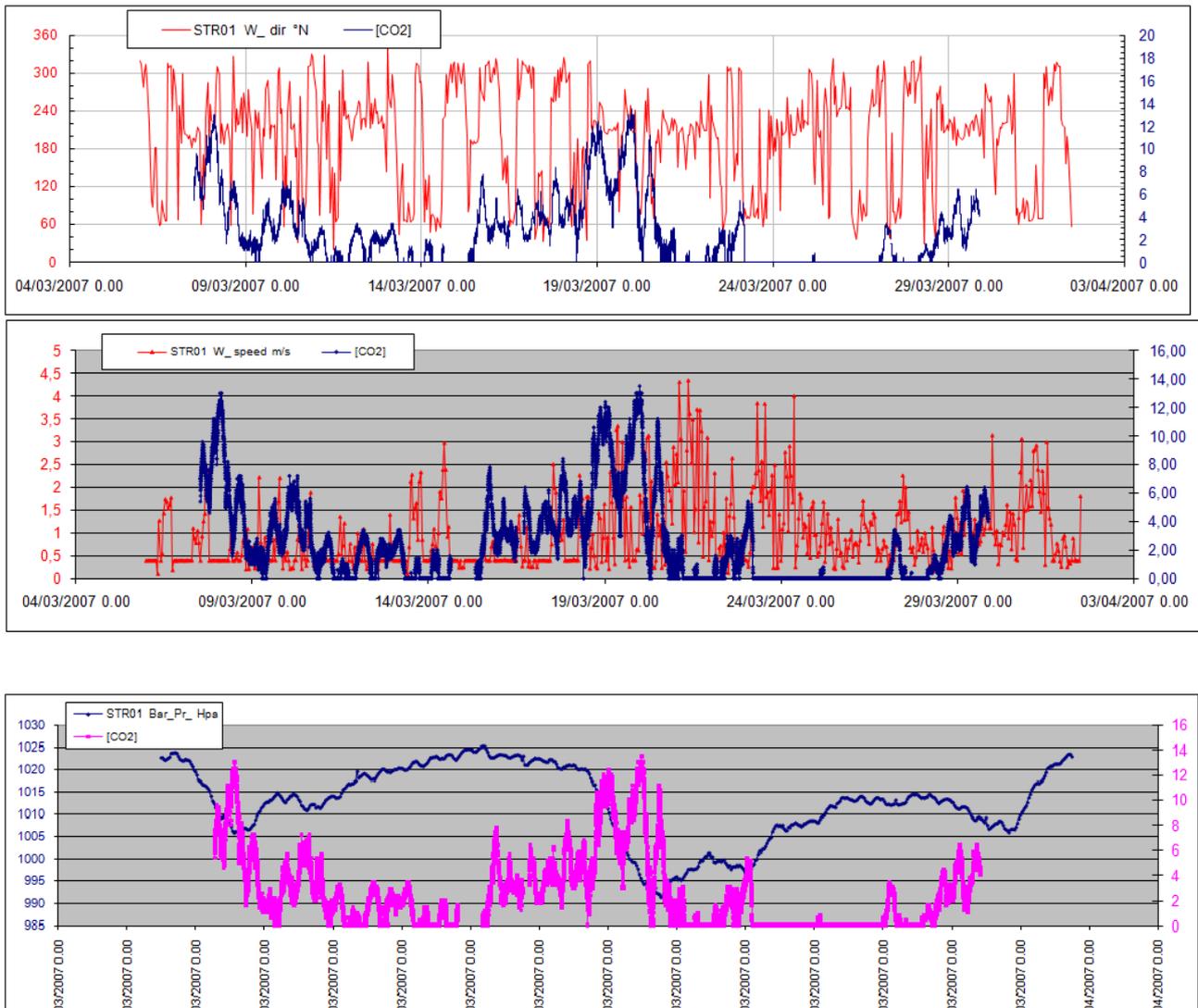


Fig.4.31 Variazioni nel tempo della concentrazione di CO₂ rispetto alla: direzione e velocità del vento, pressione atmosferica

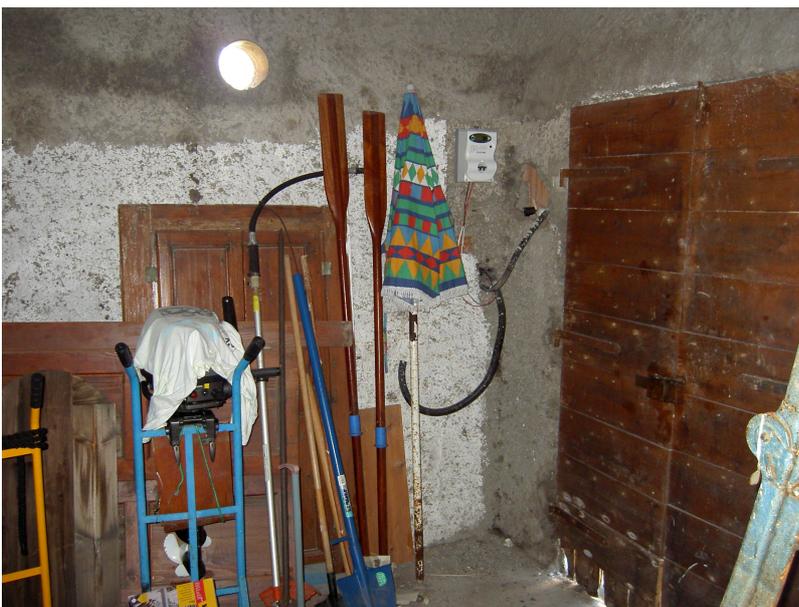


Fig.4.32 Magazzino dove è installato lo strumento in continuo di concentrazione di CO₂. Si possono vedere le pessime condizioni della muratura e la presa d'aria nella parte vicina alla mofeta.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

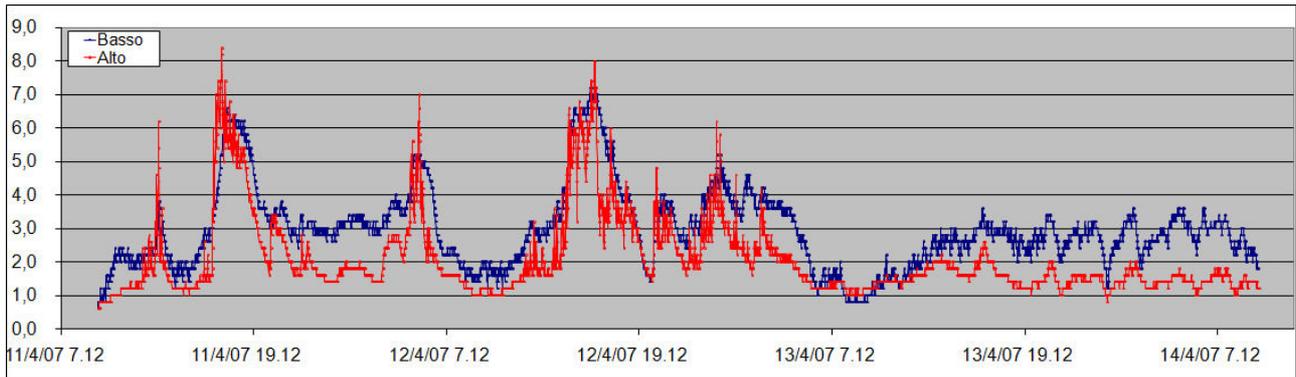


Fig.4.33 Confronto dei valori della concentrazione di CO₂ nel tempo misurati dai due strumenti Draeger (a 2m di altezza e al livello del pavimento).

Considerati questi risultati si è consigliato al proprietario di chiudere questo foro e impermeabilizzare il pavimento del locale. Nel Gennaio 2008, dopo il completamento di questi lavori, sono state ripetute le misure di concentrazione di CO₂ in aria all'interno del locale. In 5 giorni di misura, la concentrazione di CO₂ è rimasta sempre al valore normale dell'aria, tranne che per brevi momenti in cui si sono raggiunti valori del 1-2%. Il 3 settembre 2008, su richiesta dei proprietari, che segnalavano la presenza di getti di "aria calda" dalla mofeta, sono state ripetute misure di concentrazione di CO₂ in aria nella casa, si è prodotta una nuova mappa di flusso di CO₂ dal suolo ed è stata misurata la temperatura della mofeta. Le misure di flusso dal suolo effettuate nel giardino, sugli stessi 30 punti di misura (dell'area target Fig.4.15), hanno dato un valore medio di 255 g/m²giorno, che rientra nelle variazioni registrate dal 13 Marzo 2007 al 30 Aprile 2007 (Fig.4.34).

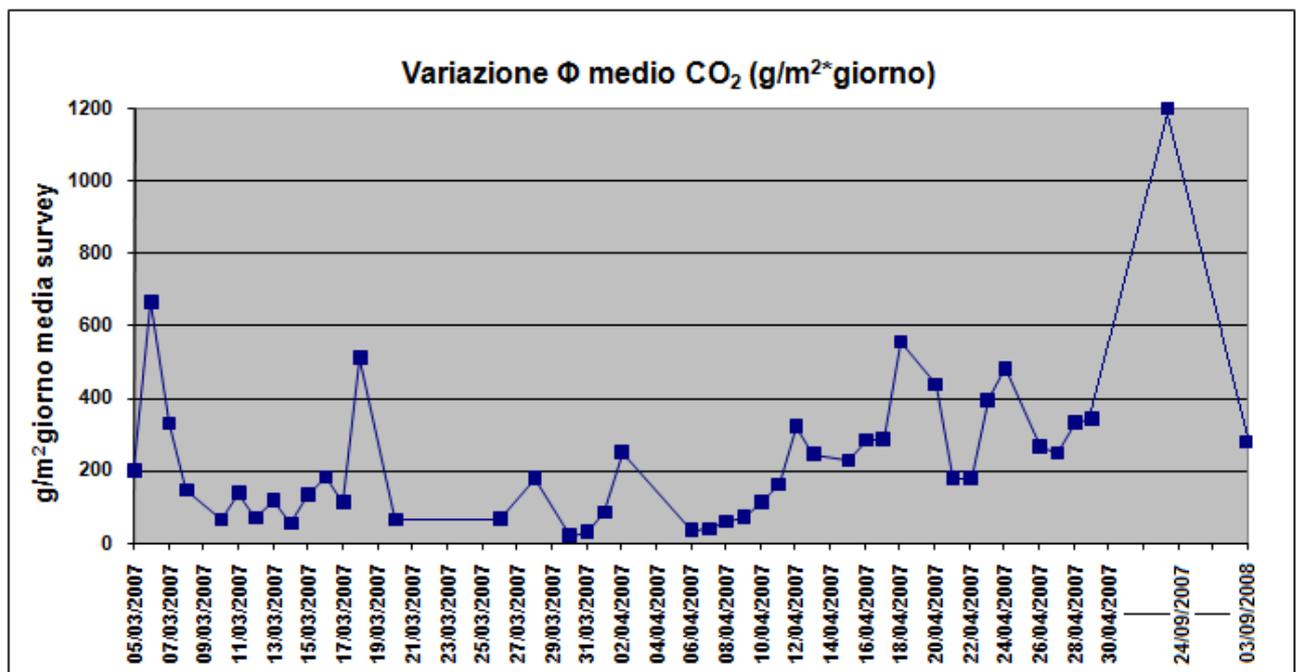


Fig.4.34 Variazione nel tempo del flusso medio di CO₂ diffuso dal suolo.

Capitolo 4. Il degassamento diffuso di CO₂ dello Stromboli

Sono state eseguite misure di concentrazione e T del gas emesso dalla mofeta. La temperatura misurata all'interno del foro era di 30.7 °C (T aria=25.3). All'ingresso del foro si è misurata una concentrazione di CO₂ del 29%, mentre a terra, alla base della parete, la concentrazione era di 20,5%. Nonostante questi altissimi valori dentro il magazzino la concentrazione a terra era del 2,6%, ad indicare che i lavori eseguiti (impermeabilizzazione del pavimento e chiusura della presa d'aria) avevano effettivamente ridotto drasticamente il gas e quindi il pericolo. Le misure indoor negli altri locali sono state effettuate alle 19:30, mentre le finestre erano aperte. Nel bagno al primo piano (con una finestra aperta verso la parete degassante), la concentrazione di CO₂ era dell'1% a terra. Uno stanzino al piano terra aveva due finestre rispettivamente a 1,60m e 3m circa, dal suolo, entrambe affacciate verso la mofeta. La concentrazione di CO₂ era dell' 1,8% a terra; del 1,4%-2%; sulla finestra all'altezza di 1,60m, e di 0,8% sulla finestra a 3m di altezza. Nella camera da letto al primo piano, la concentrazione di CO₂ a terra era 1,4% e 1,2% sul comodino vicino al letto, all'altezza della respirazione delle persone coricate (circa 50cm da terra). In cucina, al primo piano si avevano concentrazioni a terra dello 0,8% e 1,6%. Al piano terra si sono registrate concentrazioni di CO₂ molto alte nel bagno, che non ha finestre. Le misure a terra hanno dato concentrazioni di CO₂ fino al 16%, e di 4,2%, a 1.5m da terra. In una stanza, vicina al bagno, i valori di concentrazione sono dell'1,2% e di 0,8% sul comodino (50cm da terra). Data l'alta concentrazione di [CO₂] registrata nel bagno del piano terra, vi si è installato lo strumento Draeger in continuo dal 6 al 9 Settembre 2008, con misure ogni 10 minuti. I risultati, pur con qualche interruzione, (Fig.4.35) sono impressionanti: i valori di [CO₂] arrivano spesso fino al 20%: valore immediatamente mortale. E' importante osservare come anche i valori minimi di [CO₂], scendono solo per poche misure sotto il 5%, soglia comunque pericolosa.

Pizzillo si conferma quindi come un sito altamente esposto al pericolo di gas, per l'esposizione ad alti valori di [CO₂] in aria. Il pericolo è stato segnalato ma, nonostante alcuni rimedi, l'esposizione alla CO₂ rimane in quasi tutti i locali al di sopra delle soglie ammesse.

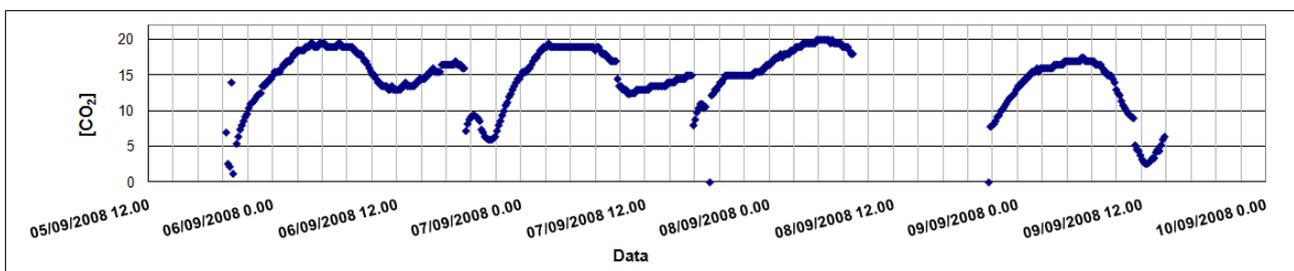


Fig.4.36 variazioni nel tempo della concentrazione di CO₂ in aria registrata, dal 6 al 9 Settembre 2008 con strumento Draeger am-7000, installato nel bagno al piano terra della casa di Pizzillo.

5.1 Inquadramento geologico, strutturale, vulcanologico e geochimico

Il Turrialba è il vulcano più orientale della Cordigliera Vulcanica Centrale del Costa Rica, (Fig.5.1), e raggiunge una'altezza di 3340m s.l.m.. Ha origine nella zona di subduzione del Centro America, prodotta dalla convergenza tra Placca di Coco, con movimenti NE e Placca Caraibica (Fig.5.1) (Soto, 1988).

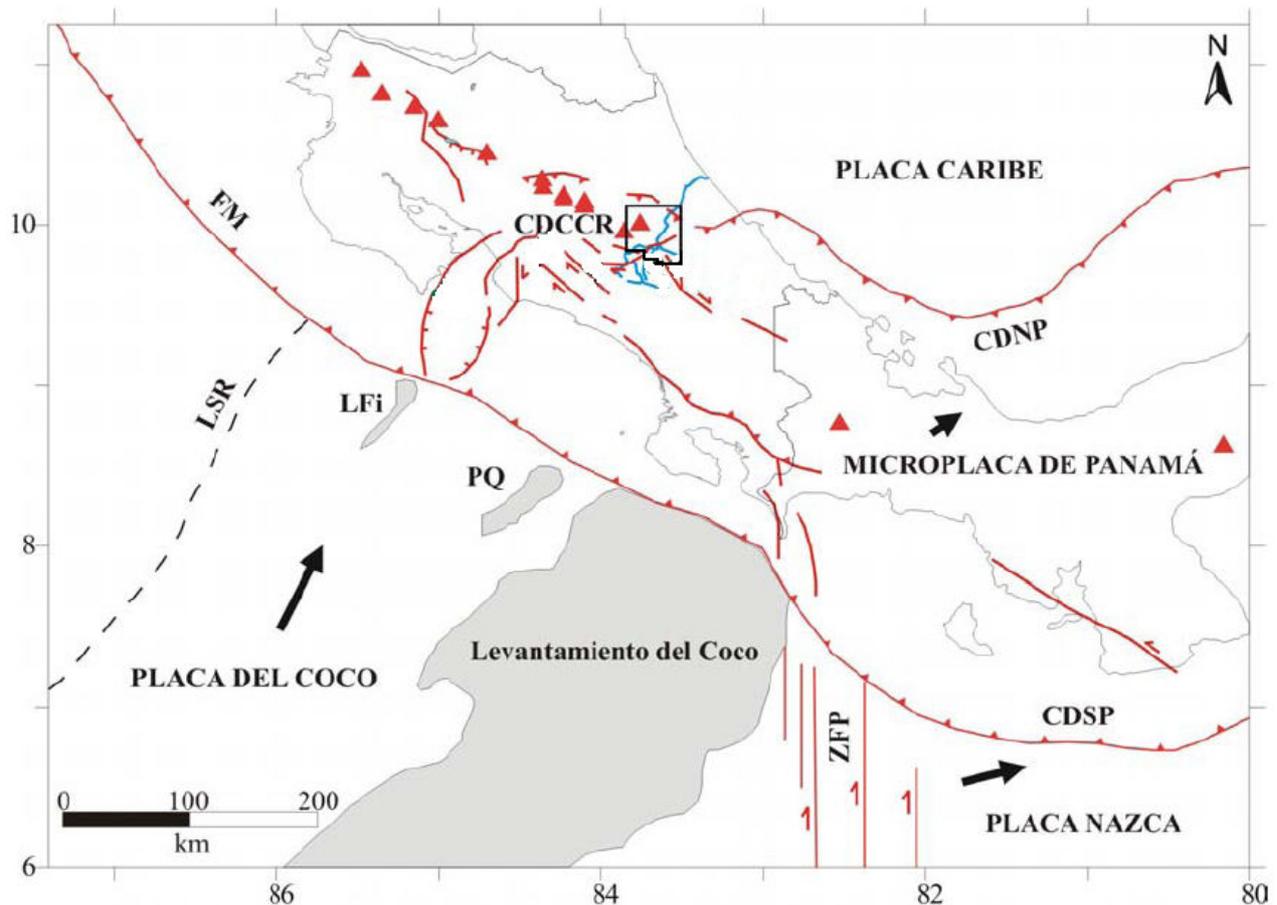


Fig.5.1. Contesto tettonico del Costa Rica, la freccia nera indica la direzione del movimento delle placche Coco e Nazca rispetto alla Caribe (modificato da Montero 2001). Le sigle CDCCR, CDSP e CDNP indicano rispettivamente: Cintura di Deformazione del Centro del Costa Rica, Cintura di Deformazione del Sud di Panama e Cintura di Deformazione del Nord di Panama. Con il quadrato nero è indicata l'area di studio. I triangoli rossi indicano i vulcani di età Quaternaria, Con le linee rosse a dentini sono indicate le faglie normali, mentre le linee rosse con triangolini sono faglie inverse e quelle con le frecce sono faglie trascorrenti. In celeste è indicaco il fiume Reventazon e i suoi principali affluenti.

La geomorfologia del Turrialba è caratterizzata da strutture vulcano-tettoniche di direzione NE, (Fig.5.2), le quali, in combinazione con l'attività eruttiva, hanno generato un paesaggio caratterizzato dalla presenza di: scarpate molto pronunciate, coni avventizi periferici, graben, crateri e caldere allineati. Dalle fratture e bocche eruttive sono avvenute emissioni laviche anche fissurali e di prodotti piroclastici, i cui depositi rappresentano l'unità geologica predominante del fianco meridionale dell'edificio vulcanico (Estudio integral preliminar de amenazas naturales en la

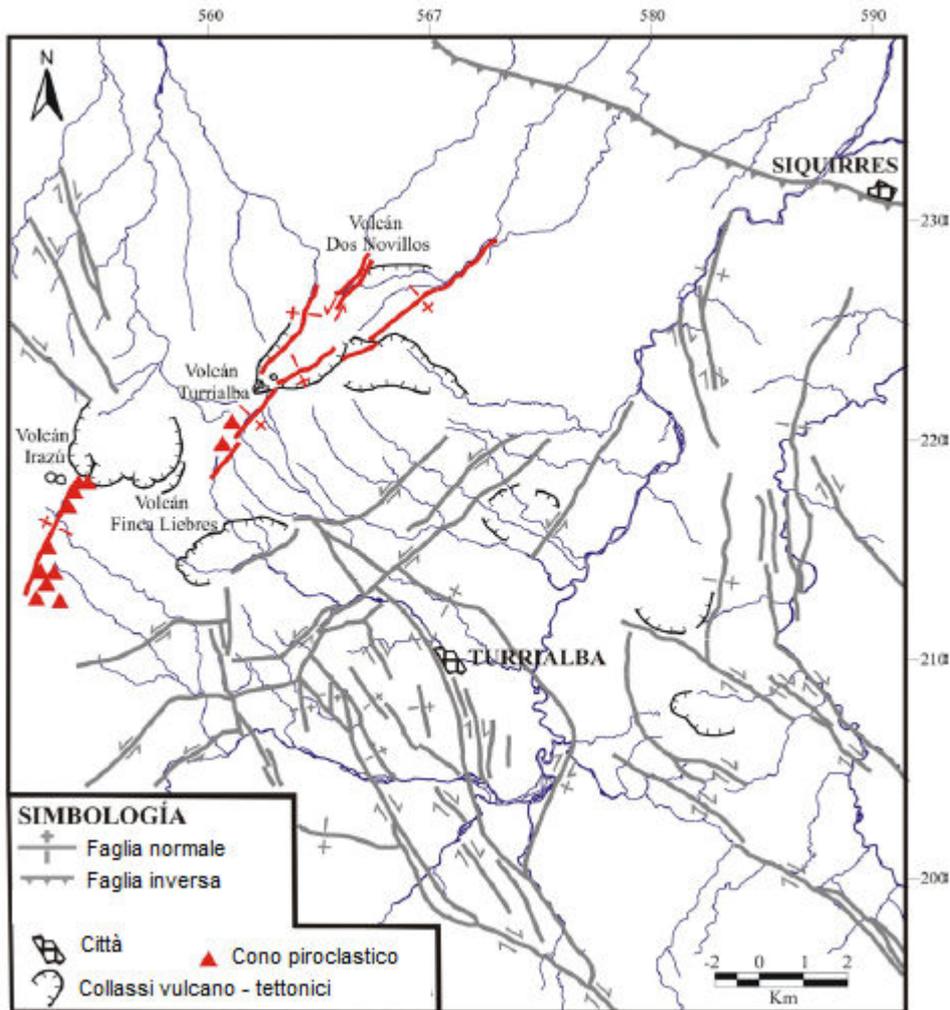


Fig.5.3. In rosso è indicata la localizzazione delle principali faglie e coni piroclastici, sulla cima dei vulcani Turrialba e Irazú

Dall'area craterica, sommitale sono avvenute almeno 20 eruzioni, alcune delle quali associate a colate laviche che hanno percorso i fianchi nord, ovest e sud (Soto, 1998). Questi prodotti vulcanici vengono divisi in due gruppi stratigrafici separati da un periodo erosionale associato a glaciazione. I depositi più antichi affioranti nell'area craterica sono stati datati da Gans et al. (2003) a 170 ka (datazione ⁴⁰Ar-³⁹Ar di vulcaniti della Valle Centrale). In Fig.5.4 è riassunta la storia eruttiva recente del Turrialba, con le relative tipologie di eruzione. Dopo l'ultima eruzione, avvenuta nel 1864-66, il Turrialba ha mantenuto solo attività fumarolica al cratere centrale.

5.2 Attività recente e stato attuale del Turrialba

L'ultima eruzione del Turrialba è iniziata il 17 agosto 1864 ed è durata fino a febbraio del 1866. L'eruzione fu interamente esplosiva; il primo anno fu caratterizzato da esplosioni freatiche dal cratere Ovest. Gli ultimi due mesi dell'eruzione sono stati caratterizzati da esplosioni freatomagmatiche dal cratere Centrale, seguite da un'ultima esplosione freatica dal cratere Ovest. Le esplosioni freatomagmatiche produssero una colonna eruttiva con ricaduta di cenere e lapilli

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

nella zona craterica. Durante l'eruzione potrebbero essersi verificati surge piroclastici nella zona sommitale (Reagan et. al., 2006).

Dopo l'ultima eruzione (1864-1866), il Turrialba presentava attività fumarolica nel Cratere Centrale e in quello Occidentale (Cratere Ovest), con temperature di circa 90° (temperatura di ebollizione a quella quota), l'attività sismica era molto bassa o assente.

Dal punto di vista sismico, le informazioni storiche sono scarse solo negli ultimi anni si sta cercando di riorganizzare tutti gli archivi dei sismi storici registrati nella zona del Turrialba. Il più importante terremoto, storico è avvenuto nel 1948; ha una M=5.2 e profondità focale di 80km, che lo fa attribuire alla subduzione della placca del Coco (Lepolt, 2003). La magnitudo massima registrata nel XX secolo (5.8) è quella del sisma di Pejibaye del 10 giugno del 1993.

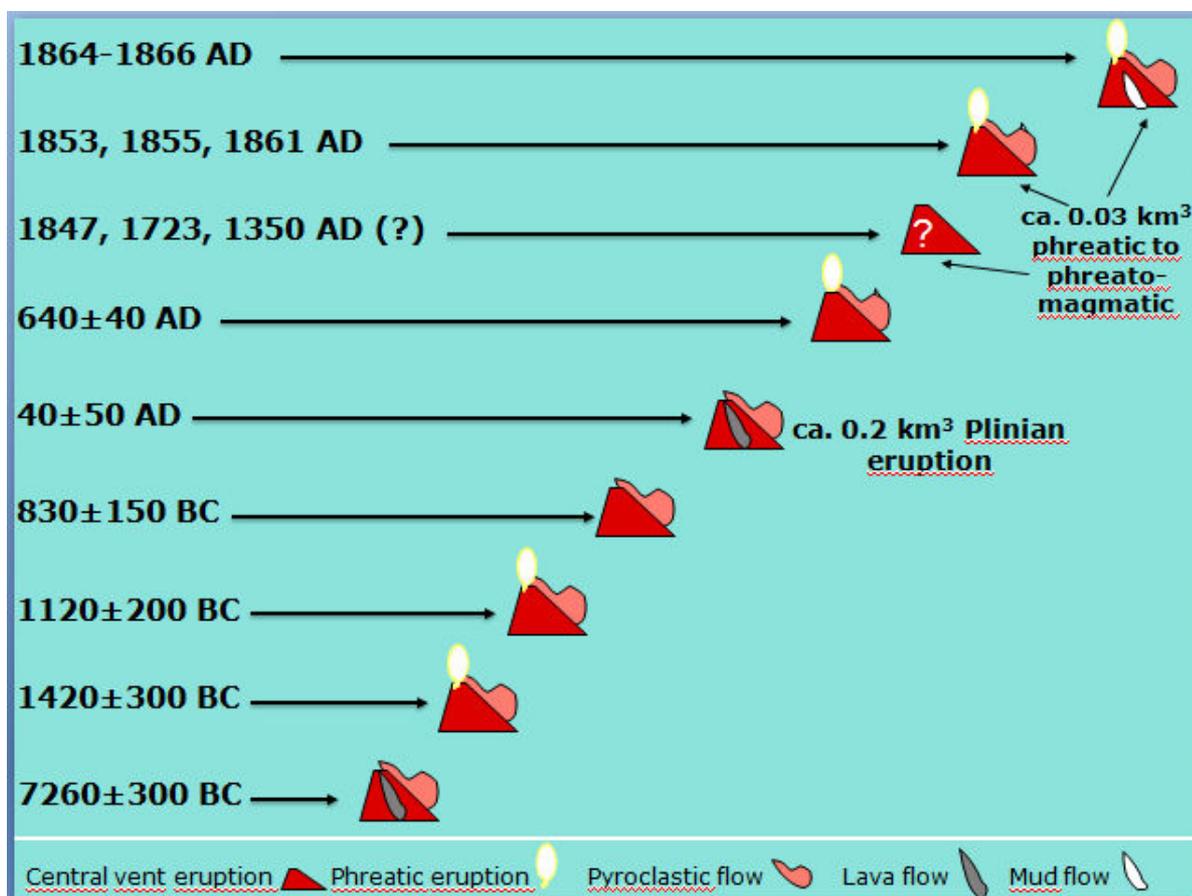


Fig.3.4. Schema riassuntivo delle età principali delle eruzioni del Vulcano Turrialba, con relativi tipi di eruzione.

A partire dal 1996 il Turrialba è entrato in una fase di probabile unrest le cui caratteristiche vengono descritte brevemente di seguito.

Dal Marzo 1996, l'attività sismica registra un lieve aumento (0-90 eventi al mese con magnitudo < 1.6 Richter), come l'attività fumarolica, specialmente nel Cratere di SW. Nel 1998 c'è stato un aumento notevole dell'attività sismica sia nel numero di eventi che nella magnitudo (1.6-2.3 Richter); la profondità è superficiale 5-17 km. Anche l'attività fumarolica ai crateri ha avuto un forte

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

aumento. Nei due anni successivi continua ad intensificarsi l'attività sismica arrivando a più di 2000 eventi mensili: si aprono nuove fratture, compaiono nuove fumarole nel cratere di SW e si intensifica l'attività fumarolica del cratere Centrale, mentre le temperature rimangono stabili a circa 90°C. Nel gennaio 2001, continua l'attività sismica e quella fumarolica aumenta nell'area del cratere di SW inoltre si registra un'inflazione in una stazione clinometrica, posta 2,5km ad ovest della parte sommitale (tra ottobre 1996 e gennaio 1999: un'inflazione radiale da 28 nrad.). Dal 2002 al 2005 permane un'alta attività sismica, c'è un incremento della deformazione si aprono nuove fratture (radiali e concentriche) nella parte ovest del cratere di SW. L'attività fumarolica ha un notevole aumento, si formano numerose fumarole nel cratere di SW con forte getto di gas, che genera una piccola plume. Nell'Aprile–Maggio del 2007 si ha la massima attività sismica e fumarolica registrata dal 1998. L'attività sismica è molto alta specialmente a Maggio quando si registrano due eventi importanti, (1 e 14 Maggio). La plume che esce dal cratere di Sud Ovest, viene dispersa prevalentemente sul fianco SW del vulcano con conseguente essiccazione della vegetazione arborea. Si generano nuove fumarole, con temperature fino a 80°C, sul fianco sud in prossimità della faglia dell'Ariete. Il campo fumarolico del cratere di SW, fa registrare temperature fino a 176°C (Agosto, 2007) (Fig.5.51).



Fig.5.51. Jet della fumarola campionata nel Cratere di Sud Ovest, la temperatura misurata massima misurata è di 176°C nell'Agosto 2007

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

Dal 1980 è stato sviluppato al Turrialba un sistema di monitoraggio, che comprende:

- Misure di temperatura alle fumarole crateriche con cadenza settimanale dal (1990),
- Campionamento dei condensati delle fumaroliche crateriche, con cadenza mensile (dal 1990),
- Monitoraggio sismico, che dal 1999 utilizza sei stazioni a banda larga,
- Deformazioni del suolo da un'unica stazione clinometrica chiamata "La Silva",
- Dal 1998 il gas delle fumarole del cratere Centrale e Ovest viene periodicamente campionato e analizzato. Dal 2000, con l'intensificarsi della crisi, il campionamento avviene con un frequenza di 3 volte al mese.

Questo sistema può non essere sufficiente per individuare in anticipo i fenomeni precursori di una possibile eruzione. Ed è per questo che dal 2007, con l'aumento dell'attività gli organismi del Costa Rica responsabili della sorveglianza vulcanica, l'OVSICORI e il RSN-IC hanno deciso di incrementare, se pur non con strumentazione fissa, il monitoraggio geochimico e geofisico, con campionamenti più frequenti dalle fumarole, con la realizzazione di una campagna di misure del flusso di CO₂ diffuso, (lavoro eseguito dal nostro gruppo di ricerca) e con l'installazione di una rete sismica portatile per due mesi (Aprile-Maggio 2007).

Il monitoraggio geochimico delle fumarole è stato effettuato dal 1998, dall'Università di Firenze in collaborazione con lo OVSICORI. Di seguito sono descritti gli ultimi risultati, ancora inediti.

L'evoluzione, prima descritta, dell'aumento del tasso fumarolico, dell'attività sismica e delle deformazioni, è stata accompagnata da un cambio evidente della composizione chimica dei fluidi fumarolici. I fluidi delle fumarole del Turrialba sono caratterizzati principalmente da H₂O-CO₂-H₂S (Chemineè et al., 1982), tipici di fluidi idrotermali (Giggenbach, 1987). La comparsa nei gas di SO₂ gas associato comunemente ad un degassamento poco profondo di una sorgente magmatica (Giggenbach, 1980), è stata osservata per la prima volta nel Novembre 2001 nella fumarola del Cratere Centrale; poi la sua concentrazione è cresciuta fino 70.000 µmol/moli. Dopo meno di un anno (Settembre 2002) l'SO₂ è apparsa anche nelle fumarole del cratere di SW (350 µmol/mol). Dal 2003, la concentrazione di SO₂ nelle fumarole di entrambi i crateri, ha registrato un trend in aumento (Fig.5.6). Un simile andamento è stato notato anche nelle concentrazioni di HCl e HF (Fig.5.7), che riflettono anche l'incremento temperature del gas emesso. Il rapporto N₂/Ar, è caratterizzato da variazioni random, ma nell'ultimo anno ha avuto un improvviso aumento, che probabilmente riflette ad un maggior contributo di un gas profondo, che proviene da una sorgente magmatica (Fig.5.8).

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

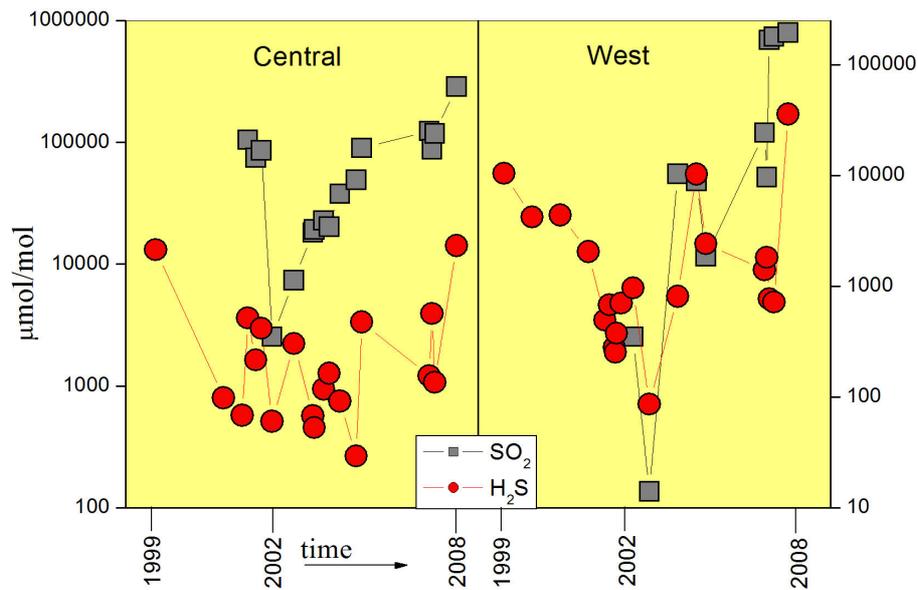


Figure 5.6. Evoluzione temporale (1998-2008) delle concentrazioni di SO₂ e H₂S nel gas fumarolico del cratere Centrale e Ovest del vulcano Turrialba (dati inediti di Tassi e collaborari, niv.Firenze)

La composizione isotopica del gas ($\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$), dal 2005 cambia trend, arricchendosi in $\delta^{18}\text{O}$ probabilmente per aumento del contributo di acqua "magmatica" (Fig.5.9). Il rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$ dal 1998 al 2008 si è mantenuto costante, con un alto valore R/Ra di circa 7,5, che corrisponde a un contributo di elio da una sorgente primitiva, magmatica o mantellica.

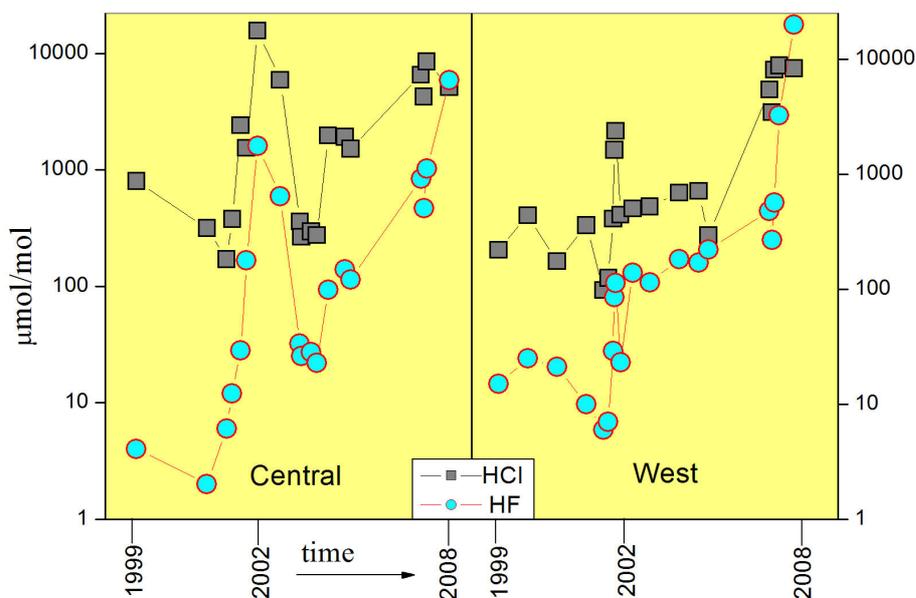


Fig.5.7. Evoluzione temporale (1998-2008) delle concentrazioni di HCl e HF nei gas fumarolici del cratere Centrale e Ovest del vulcano Turrialba, (dati inediti di Tassi e collaborari, niv.Firenze)

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

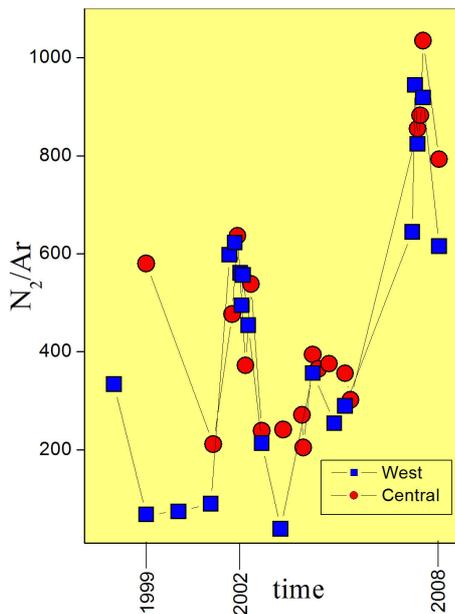


Fig.5.8. Evoluzione temporale (1998-2008) del rapporto N₂/Ar nei gas fumarolici del cratere Centrale e Ovest del vulcano Turrialba, (dati inediti di Tassi e collaborari, niv.Firenze)

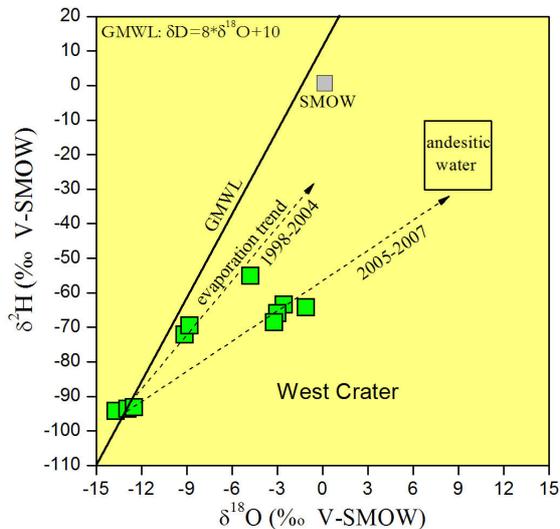


Fig.5.9. Diagramma binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ dei condensati delle fumarole del cratere Centrale e Ovest del Turrialba. I campi "water andesitic" e GMWL (Global Meteoric Water Line) riportati sul grafico sono presi da [Taran et al., 1989](#); [Giggenbach, 1992](#)

Dal punto di vista sismico si può osservare (Fig.5.10) come dal 1982 al 2007 l'attività si è spostata dal vulcano Irazù verso il Turrialba. Infatti la sismicità registrata dal 1992 al 1996 copriva un'area abbastanza vasta tra i due vulcani, ma non interessava la zona craterica del Turrialba. Invece la sismicità registrata nell'Aprile-Maggio 2007, interessa l'area craterica del Turrialba e sembra disporsi principalmente sulla faglia dell'Ariete.

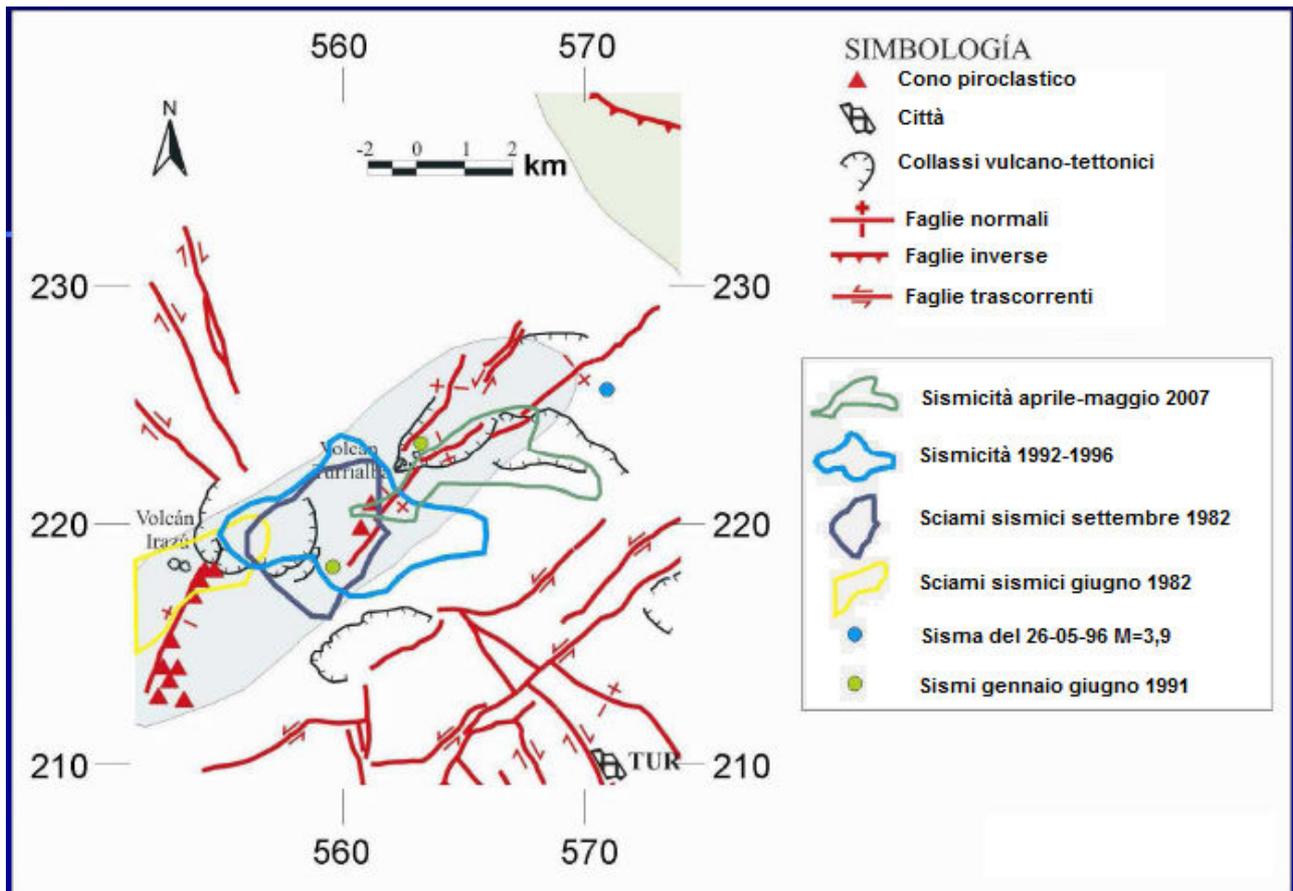


Fig.5.10. Attività sismica recente registrata dalla Red Sismologica National (RSN: ICE-UCR).

Come già detto, nel periodo Aprile- Maggio 2007 sono state installate, nell'area del Turrialba, quattro stazioni sismiche portatili (Fig.5.10), che hanno raccolto dati più precisi sull'ubicazione delle scosse sismiche. La zona più interessata dalla sismicità è risultata quella del versante S-SW del Vulcano e sembra essere associata alla faglia dell'Ariete, dove nel 2007 si sono aperte nuove fratture con emissione di vapore. Questa faglia è stata oggetto di studio per il degassamento diffuso di CO₂ dal suolo (paragrafo 5.3)

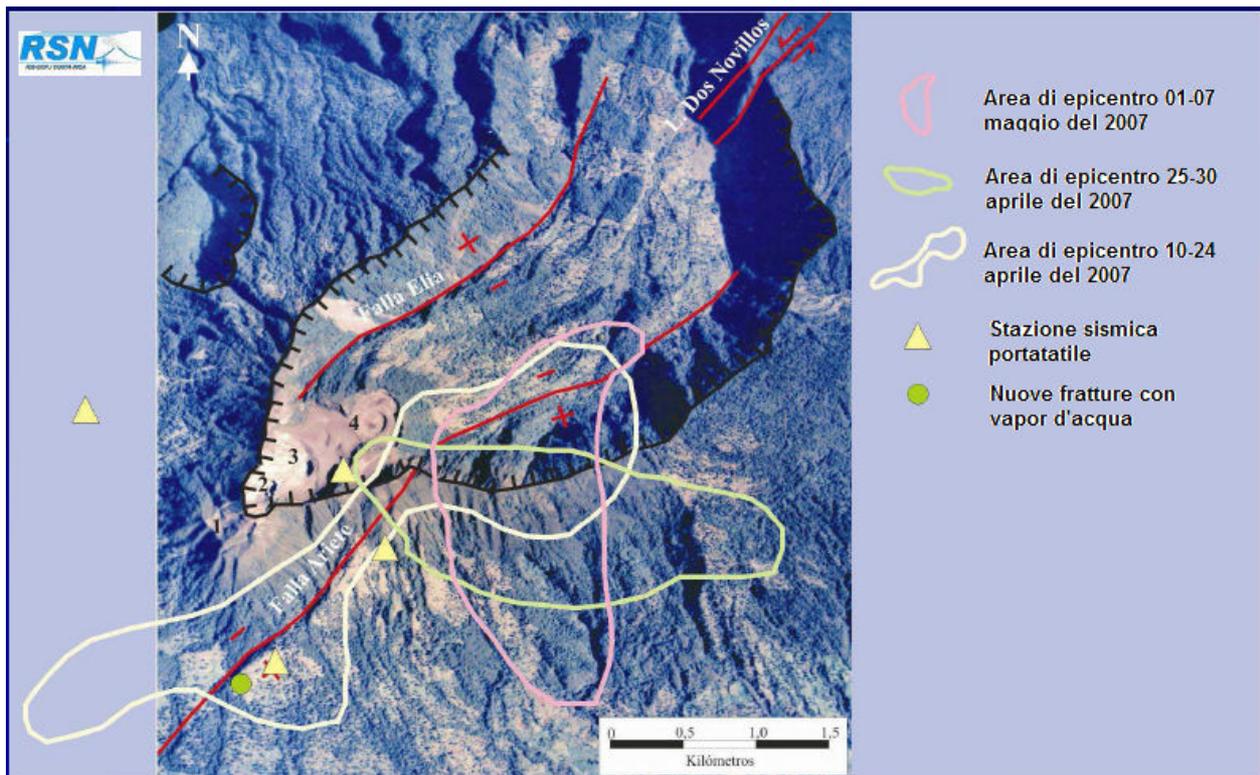


Fig.5.11. Dati della Red Sismologica National (RSN: ICE-UCR). Risultati della rete sismica portatile del Aprile-Maggio 2007

5.3. Campagna di misure del flusso di CO₂ nella zona craterica del Turrialba

Nel Marzo 2008 è stata effettuata una campagna di misure del flusso di CO₂ dal suolo nella zona craterica del vulcano Turrialba (Fig.5.12) con il metodo della camera di accumulo. Sono state eseguite 840 misure del flusso di CO₂ dal suolo ad una distanza di circa 30m l'una dall'altra, su una superficie di 0,78 km². I valori del flusso di CO₂ sono molto variabili, da 0,7 a 43.600 g/m²*giorno. La distribuzione dei valori nel grafico di probabilità cumulativa (Fig.5.13), mette in evidenza la presenza di due popolazioni principali, con valori di flusso rispettivamente alti bassi; queste due popolazioni possono essere suddivise in 8 diverse classi di flusso, (Tab.5.1). Analogamente a Stromboli, data la mancanza di zone vegetate nella zona craterica del Turrialba il flusso diffuso di CO₂ è attribuibile a una sorgente completamente endogena, contributo biologico. Le differenti popolazioni riflettono i differenti tassi di degassamento diffuso di CO₂ nell'area sommitale, dovuti sia alla diversa permeabilità del suolo sia alla prossimità delle misure alle strutture degassanti.



Fig.5.12. Vista della parte sommitale del Vulcano Turrialba dove sono state effettuate le misure del flusso di CO₂ diffuso dal suolo. Sono indicati i nomi dei crateri.

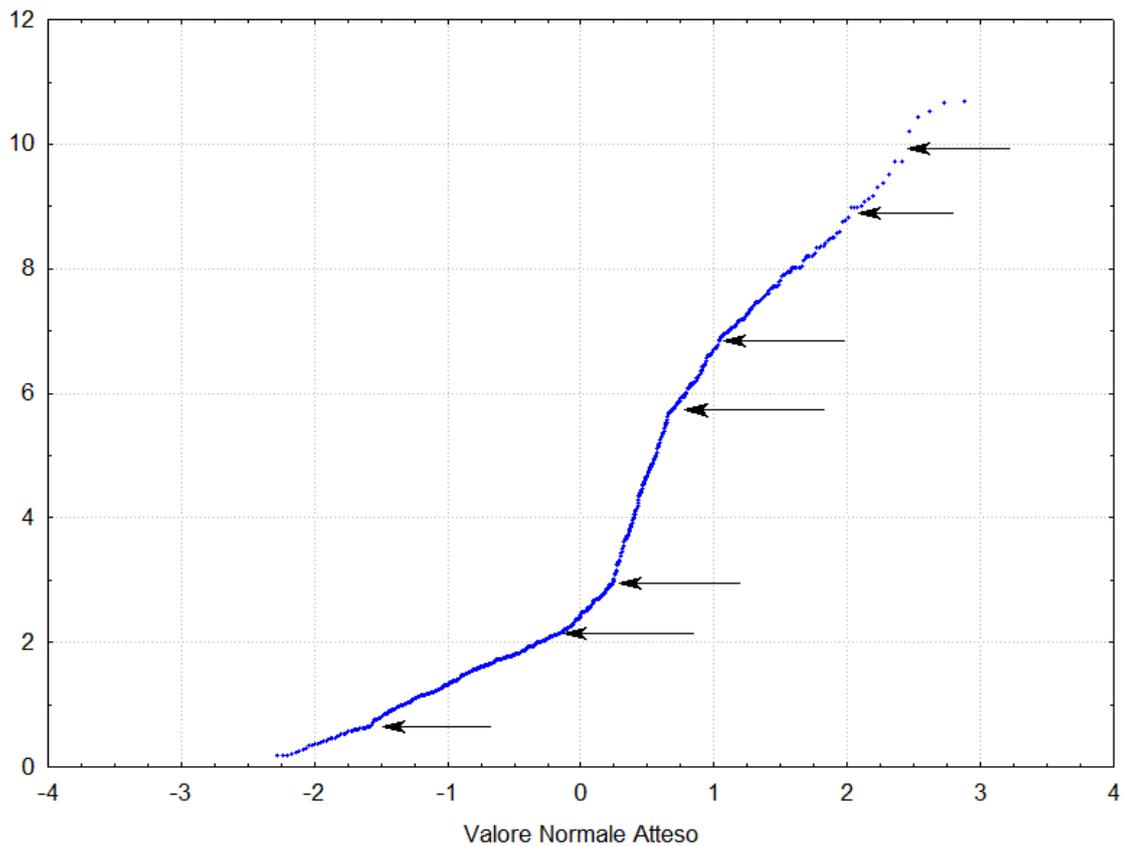


Fig.5.13. Normal probability plot del ln del flusso di CO₂ dal suolo dell'area craterica del Turrialba. Con le frecce sono evidenziate i limiti delle classi di flusso riportati in Tabella 5.1

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

Tab.5.1 Principali risultati della campagna di flusso diffuso di CO₂

Classi	Area	media	flux	frazione
g/m2giorno	m2	g/m2giorno	ton/giorno	%
min - 2	17211,36	1,48	0,03	6,07
2 - 9.0	328718,77	5,34	1,76	39,40
9.0 - 16	88553,04	12,46	1,10	12,02
16-330	183522,74	106,92	19,62	19,05
330-900	70531,88	543,61	38,34	8,57
900-6700	85673,21	2255,61	193,24	12,74
6700-26,500	4581,65	10370,47	47,51	1,55
26,500-43,700	190,78	36746,58	7,01	0,60
Area totale	778983,43		Flusso totale 308,62 ton/giorno	

Dalla mappa di flusso di CO₂ (Fig.5.14) il flusso totale diffuso di CO₂ è stato stimato a 308,62 ton/giorno (Tab.5.1). La mappa di flusso evidenzia la presenza di diverse strutture di degassamento anomalo con direzione NE-SW. È ben evidente l'anomalia del Cratere Est, ma le anomalie più forti sono concentrate nel Cratere Centrale e, soprattutto, nel Cratere Ovest, dove dal 2000 si sono aperte nuove fratture (Fig.5.13) e vi è stato un notevole incremento dell'attività fumarolica tanto da formare una piccola plume sostenuta. Il cratere S.Juan non presenta invece alcuna anomalia di flusso di CO₂ dal suolo. Il flusso totale di CO₂ è paragonabile, (anche come area investigata, 0,61 per Vulcano e 0,78 per il Turrialba) a quello stimato a Vulcano nel Dicembre 2004, in un periodo di crisi del vulcano (Granieri et al., 2006); non sono paragonabili invece il numero di misure, 308 per Vulcano e 840 per il Turrialba.

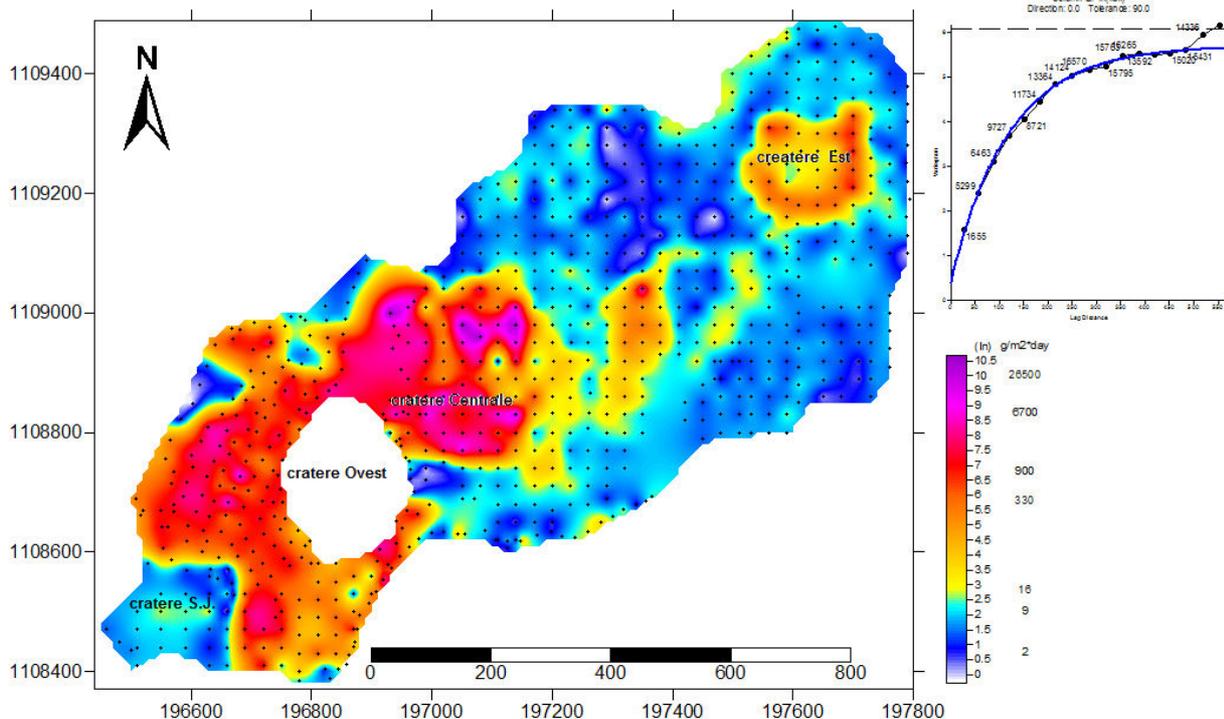


Fig.5.14. Mappa di flusso di CO₂ dal suolo ottenuta dalla campagna di Marzo 2008 sull'area craterica del Turrialba, e relativo semivariogramma.



Fig.5.15. Nuove fratture nella parte SW del cratere Ovest, apertesi nel Febbraio 2008.

Contemporaneamente alle misure di flusso diffuso dal suolo di CO₂ sono state eseguite misure di temperatura al suolo, i risultati sono mostrati in Fig.5.16. Come si può osservare le temperature più elevate (~ 90°C) si trovano in corrispondenza del cratere Ovest e del cratere Centrale, che coincidono anche con le anomalie di flusso di CO₂. Mentre in corrispondenza del cratere di NE, non si sono trovate anomalie di temperatura così come nel cratere di San Juan. I valori elevati della temperatura di alcune zone indicano che il flusso di CO₂ è associato ad emissioni di vapore, anche quando questa non è osservabile in superficie.

È difficile, da una sola campagna di flusso diffuso di CO₂ dal suolo e in assenza di dati pregressi, dare un significato al livello attuale di degassamento. A questo scopo bisognerebbe ripetere, in maniera sistematica, le campagne di flusso di CO₂ magari su un'area target che copra le principali anomalie. Comunque la prospezione di flusso di CO₂ effettuata nel Marzo 2008 nella zona sommitale, assume importanza, in quanto può essere utilizzata come riferimento del livello di degassamento diffuso di CO₂ in periodi di crisi del Turrialba.

Nelle conclusioni della tesi, si fornirà un tentativo di interpretazione vulcanologica della crisi in atto e della sua possibile evoluzione.

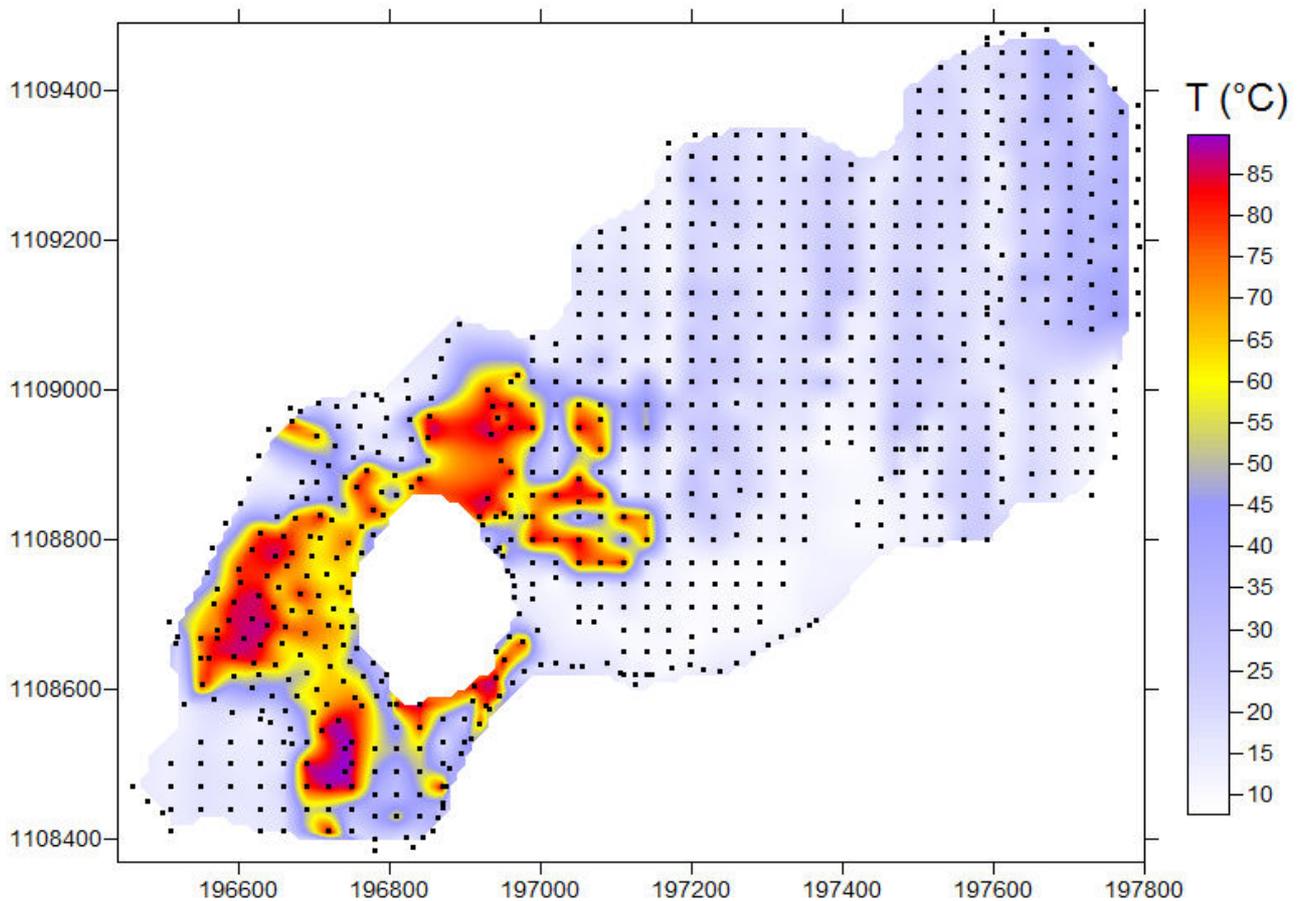


Fig.4.52. Mappa delle temperature nella zona craterica del Turrialba

5.4 Misure di flusso di CO₂ su fratture attive

Oltre alla zona sommitale, nel Marzo 2008 è stato investigato anche il del fianco SW del vulcano, dove è presente un'importante faglia (faglia dell'Ariete, Fig.5.17), in corrispondenza della quale si è registrato un incremento della sismicità e la formazione di piccole fumarole. Queste fumarole si trovano sulla scarpata di faglia, dove sono presenti lave fratturate, ricoperte talvolta da uno spesso suolo (Fig.5.18).

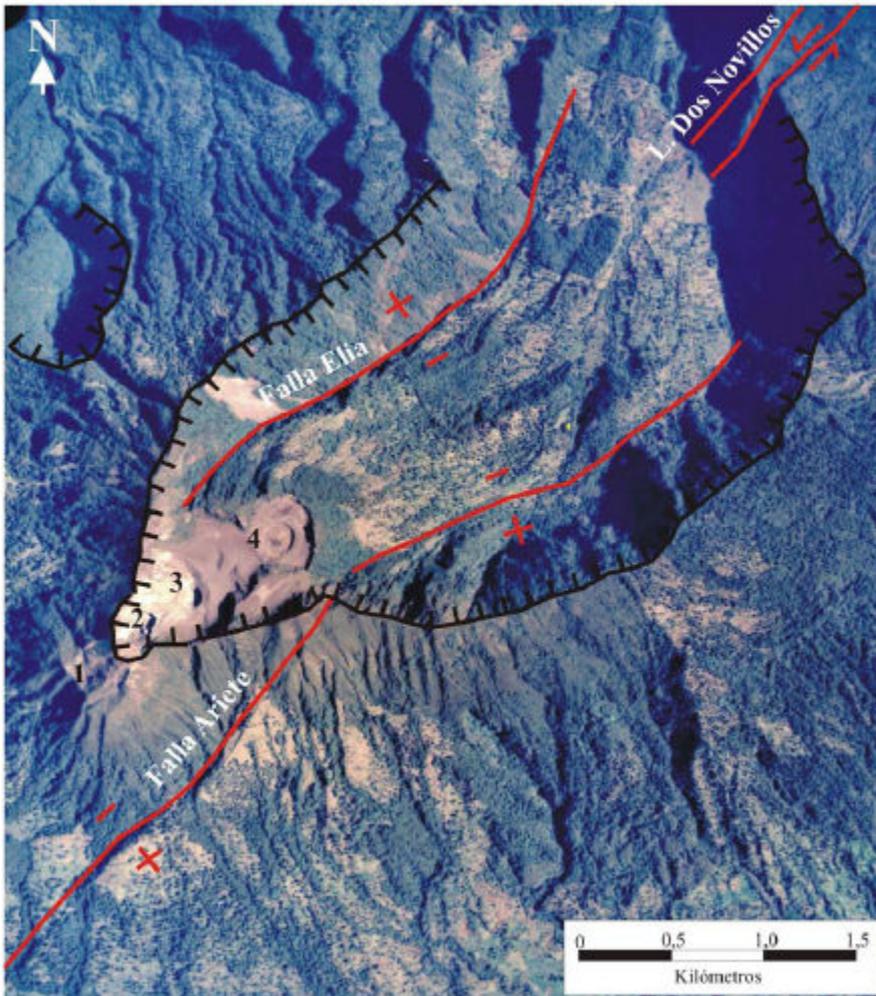


Fig.5.17. Localizzazione della faglia dell'Ariete. (Foto aerea Terra 11-143, L34A). 1) Cratere di SW o San Juan, 2) Cratere di SW o W, 3) Cratere Centrale e 4) Cratere di NE

La faglia dell'Ariete si estende per circa 8km (Fig. 5.17) e taglia il Turrialba con direzione N10°E. La faglia comprende tre segmenti principali: il più occidentale è caratterizzato da un cambio nella pendenza che ha generato rispettivamente, il percorso attuale del fiume Turrialba; il segmento centrale è caratterizzato da una scarpata alta 20m. Lungo la traccia della faglia si allineano le valli dell'Ariete e del fiume Aquiares. Il segmento orientale della faglia coincide con il fiume Guacimo: in questa porzione la faglia ha una scarpata di 400m di altezza e corrisponde alla parte SE del grande anfiteatro di collasso che si apre nel fianco NE del vulcano e che ha una larghezza di 2,5km e una lunghezza di 3,5km.



Fig.5.18. Vista della faglia dell'Ariete dove sono visibili le fumarole e la folta vegetazione. Misure di flusso di CO₂ dal suolo sulla faglia.

La faglia dell'Ariete è stata investigata con misure di flusso di CO₂ dal suolo lungo 5 profili (Fig.5.19), effettuati sia in prossimità delle fumarole, che lontano da esse. Come possiamo vedere dalle tracce dei profili in Fig.5.19, non è stato possibile effettuare profili perfettamente perpendicolari alla faglia, in quanto la morfologia acclive e la fitta vegetazione non ne consentivano sempre l'accesso. Sono state effettuate anche misure di temperatura delle fumarole, che risultano avere una T_{max} di 88.5°C, ed emettono principalmente vapore. Da misure, effettuate con Draeger AX-7000 vicino alle fumarole, si sono trovati valori massimi di concentrazione di CO₂ nell'aria del 7%. I risultati delle misure di flusso di CO₂ dal suolo lungo i profili sono riportati in Fig.5.20.

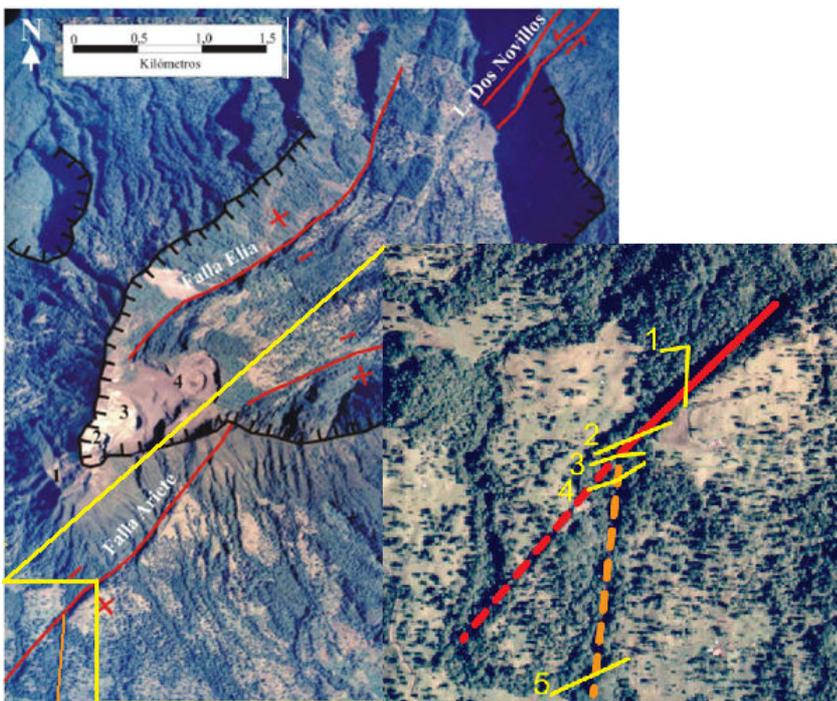


Fig.5.19. Ubicazione dei 5 profili di flusso di CO₂ dal suolo. In rosso è indicata la faglia dell'Ariete.

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

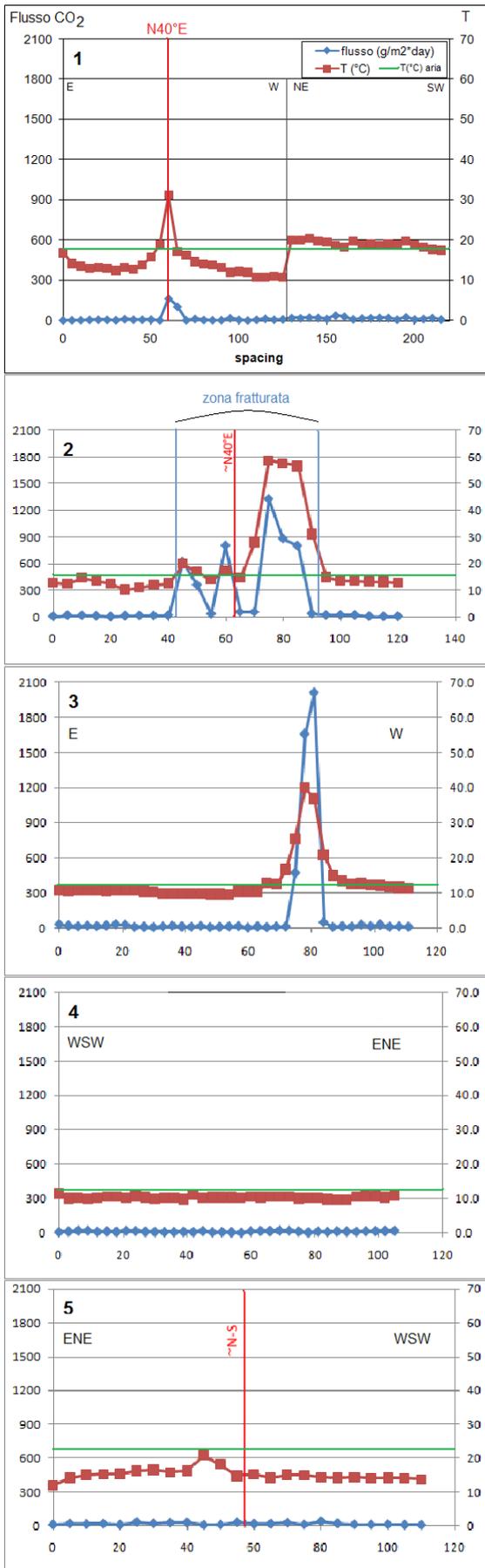


Fig.5.20. Flusso di CO₂ dal suolo misurato nei profili sulla faglia dell'Ariete (vedi Fig.5.19 per l'ubicazione).

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

I risultati mostrano chiaramente come in corrispondenza della faglia dell'Ariete, il flusso di CO₂ dal suolo aumenti, così come la temperatura. In particolare il profilo 2 presenta le anomalie più alte sia di flusso di CO₂ che di temperatura. Questo profilo taglia la strada dove si sono formate piccole fumarole (Fig.5.21). I profili di Fig.5.20, disposti da nord verso sud, mettono in evidenza che la parte più attiva della frattura è quella nord, dove l'anomalia di flusso di CO₂ è più ampia (vedi profilo 2).

Nella parte sud le anomalie di flusso di CO₂ sono invece più basse, fino a scomparire nei profili 4 e 5, segno che quel tratto della faglia ancora non è interessato da fenomeni di degassamento.

Oltre quelli effettuati sulla faglia attiva dell'Ariete, si è effettuato un profilo anche nella parte SW del vulcano, alla quota di 2900m (Fig.5.22), nella zona di foresta danneggiata dal gas allo scopo di capire se i danni sofferti dalle piante e dai prati da pascolo (Fig.5.23) fossero dovuti ad una emissione anomala di CO₂ dal suolo.



Fig.5.21. Fumarole sulla strada di salita alla parte sommitale, del Turrialba, in corrispondenza della faglia Ariete

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

Volcan Turrialba
Perfil CO2 25-3-08



Fig.5.22. Localizzazione del profilo di flusso di CO₂ isoquota (2900m).



Fig.5.23. Tratto di foresta, con alberi e prati distrutti dal gas.

Capitolo 5. Il degassamento diffuso di CO₂ del Vulcano Turrialba (Costa Rica)

I risultati delle misure di flusso di CO₂ lungo questo profilo sono riportati nella Fig.5.24. Dai bassi valori di flusso di CO₂ trovati, si capisce che la causa della morte degli alberi e dei prati da pascolo è da attribuire solamente ai gas dispersi dal plume e non ad emissioni dal suolo. Anche il piccolo picco che si vede sul grafico, con il flusso di CO₂ che arriva fino a 45 g/m²*giorno, è dovuto all'attività biologica del suolo. Per confronto nella Tab.5.2 sono riportati i valori minimi, massimi e medi del flusso di CO₂ misurati su questo profilo e nei profili sulla faglia dell'Ariete. La morfologia della zona craterica, che è ribassata nella parte SW, favorisce la dispersione dei gas della plume, per venti da NE verso il versante dove la vegetazione appare fortemente danneggiata (Fig.5.25)

Tab. 5.2. Flusso di CO₂ nel profilo di quota 2900

	flux g/m ² *day	T°C	N. measur
media	8,80	11,46	52
min	2,31	9,30	
max	44,56	15,10	

Flusso di CO₂ nei profili faglia Ariete

	flux g/m ² *day	T°C	N. measur
media	82,76	16,61	74
min	2,55	10,30	
max	1332,47	58,80	

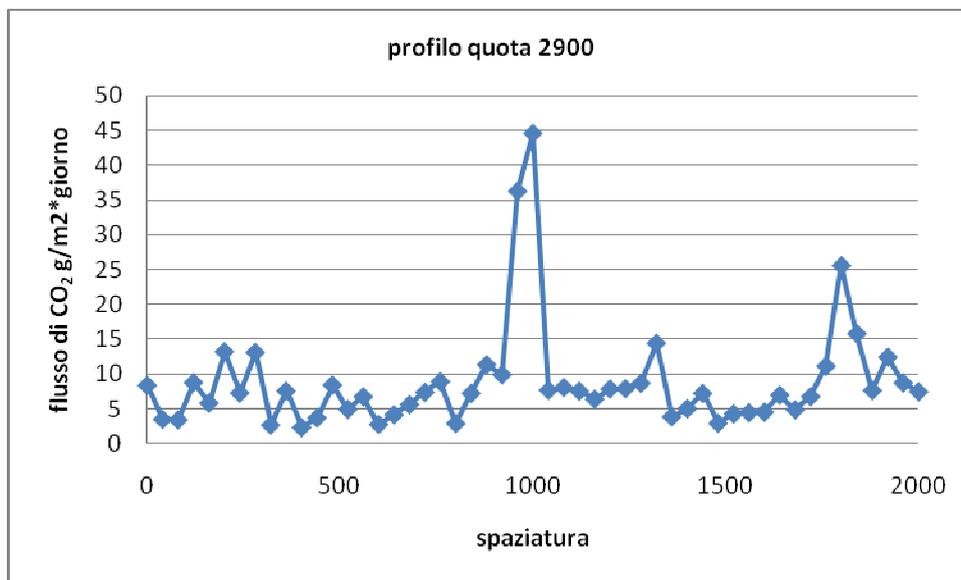


Fig.5.24. Risultati del profilo di flusso di CO₂ alla quota 2900m sul versante SW del Turrialba..



Fig.5.25. Vista S-SW del vulcano Turrialba, con il plume gassoso che scende e brucia la vegetazione.

E' interessante osservare come le gocce di pioggia acida, causate dai gas della plume che cadono dagli alberi, bruciano completamente l'erba sottostante (Fig.5.26).

Il gas della plume, oltre alla foresta, ha causato anche gravi danni socio economici. Infatti, la piccola comunità locale che basava la propria economia sull'allevamento di bovini, è stata costretta ad evacuare la zona abbandonando, in alcuni casi, il bestiame. Il gas della plume ha infatti distrutto i pascoli e corrosivo le strutture in lamiera delle stalle e delle fattorie (Figg.5.27 e 5.28).



Fig.5.26. Erba bruciata dalla caduta di gocce acide dagli alberi



Fig.5.27. Stalla abbandonata con tetto corroso dai gas acidi dalla plume e sullo sfondo si possono osservare gli alberi morti.



Fig.5.28. Fattoria abbandonata alla base del vulcano Turrialba. I gas acidi della plume hanno corroso il tetto e le pareti in lamiera.

6.1 Inquadramento geologico-strutturale-idrogeologico della città di Roma

La sedimentazione post-orogena nell'area romana inizia nel Pliocene inferiore in un ambiente marino. I terreni più antichi affioranti nell'area urbana sono infatti costituiti da argille e sabbie, con abbondanti microfaune a foraminiferi di ambiente marino, che si depositarono nei bacini di neoformazione, sviluppatasi a seguito dell'orogenesi appenninica e la conseguente apertura del Mar Tirreno.

Si tratta del vero e proprio *bedrock* di Roma, consistente e continuo, di spessore variabile che può arrivare fino a oltre 800 metri. Questo deposito è denominato Unità di Monte Vaticano (MAV) ed è costituito da argille marnose grigie e grigio-azzurre stratificate, da consolidate a molto consolidate, alternate a sabbie fini quarzoso-micacee, da massive a stratificate, da grigie a giallo ocra, in strati sottili o in banchi. La forte troncatura erosiva osservata al tetto della formazione di Monte Vaticano suggerisce la presenza di un'ampia lacuna stratigrafica, tra questa e i soprastanti depositi della Unità di Monte Mario (MTM) del Pleistocene inferiore. Gli affioramenti di questa unità si trovano prevalentemente in riva destra del Tevere, lungo la struttura di Monte Mario-Gianicolo e lungo il Fosso dell'Acquatrasversa (Funicello e Giordano, 2008). La successione di Monte Mario ha uno spessore massimo di 140 m. Una fase tettonica, collocabile tra il Gelasiano superiore e il Santerniano inferiore, è responsabile della troncatura erosiva dell'Unità di Monte Vaticano, che rappresenta la base dell' Unità discordante di M. Mario. La cinematica di questo episodio non è di semplice interpretazione vista la concomitanza durante tutto il Pliocene di diversi fattori deformativi, come la tettonica di raccorciamento, attiva almeno fino al Pliocene inferiore, la tettonica trascorrente legata ai sistemi meridiani (Alfonsi et al., 1992; Faccenna e Funicello, 1993; Faccenna et al., 1994), la tettonica estensionale con formazione di bacini di rollover come quello antiappenninico di Ardea (Faccenna et al., 1994b) ed infine i sollevamenti legati alle intrusioni di corpi laccolitici subsuperficiali, simili a quelli dell'Amiata, dei Monti della Tolfa, dei Monti Ceriti, delle isole Ponziane e più tardi, nel Pleistocene inferiore, dei Monti Cimini (De Rita et al., 1994; 1997; 2001; Acocella, 2000).

La cosiddetta faglia di Monte Mario, l'elemento strutturale principale che attraversa l'area di Roma, è in realtà un sistema di faglie distribuito su una fascia ampia circa 50 m, e presenta un'orientazione N320°-350° e mette a contatto le argille della formazione di Monte Vaticano con le sabbie della parte alta del membro della Farnesina della formazione di Monte Mario. Questo elemento tettonico può essere seguito verso nordovest lungo il Fosso dell'Acquatrasversa, che ne eredita la direzione, e fa sì che a nordest di esso affiori solo la formazione di Monte Mario. Altri elementi tettonici sono stati identificati anche più a sud, in particolare tre faglie a direttrice NW-SE sono state cartografate tra la zona di P.le Clodio e la zona della Balduina per accomodare le brusche variazioni di quota del limite MAV-MTM (Funicello e Giordano 2005).

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

Lungo il Fosso Crescenza, un tributario di destra del Tevere, rettilineo ed orientato NW-SE, parallelo al Fosso dell'Acquatrasversa dove passa la faglia bordiera dell'alto di Monte Mario, affiora una successione, denominata Unità di Fosso della Crescenza (FCZ), di ghiaie a clasti calcarei (80%) e silicei in matrice sabbioso-quarzosa arrossata con pirosseni e miche, a luoghi cementata. I depositi si appoggiano lateralmente sulle sabbie della formazione di Monte Mario. Lo spessore massimo in affioramento è 42 m. Per quanto i depositi di questa unità si presentino in larga misura privi di materiale vulcanico, la presenza di pirosseni, di scorie e pomici nella parte alta dell'unità suggerisce che l'attività vulcanica fosse appena iniziata e dunque l'unità è attribuibile alla parte bassa del Pleistocene medio (700-600 ka). Depositi correlabili con FCZ sono noti da sondaggi nell'area urbana di Roma, dove si riconoscono spessori fino a 60 m di orizzonti ghiaiosi, materiali di origine vulcanica con scarsi o assenti, alternati con livelli argillosi e limosi, più abbondanti verso l'alto. Questi depositi sono a diretto contatto con il substrato pliocenico e contenuti all'interno di una paleoincisione a direttrice NNW-SSE. A partire da circa 0,60 Ma ha inizio l'attività dei vulcani laziali (Barberi et al., 1994); il carattere prevalentemente esplosivo dei due principali distretti vulcanici vicini all'area romana, il Distretto dei Sabatini a NW e il Distretto dei Colli Albani a SE, determina ad ogni parossisma eruttivo la messa in posto, in tempi molto brevi, di ingenti quantità di materiale, sotto forma sia di prodotti di ricaduta, che mantellano la topografia preesistente, sia di flusso (colate piroclastiche) i cui depositi si concentrano nelle depressioni, spianando la morfologia e modificando radicalmente la topografia e l'idrografia. L'attività vulcanica interessò inizialmente l'area a Nord-Ovest di Roma; i prodotti piroclastici del distretto Sabatino coprono un'area piuttosto estesa, raggiungendo e ricoprendo i terreni della porzione settentrionale dell'attuale città fino alle sponde del Tevere. Successivamente l'attività si spostò verso ovest nel centro di Sacrofano, una struttura calderica che ha dato origine ai prodotti ignimbrici dell'unità della Via Tiberina (550 ka), dell'unità di Prima Porta (510 ka) e ai depositi da ricaduta della successione di Sacrofano (500-450 ka) oltre della successione di La Storta (< 450 ka) e dell'unità della Via Nomentana (280 ka). Mentre l'azione erosiva cominciava a modellare questi depositi piroclastici e i prodotti di successive eruzioni dal distretto Sabatino, iniziò a manifestarsi anche l'attività vulcanica a Sud-Est di Roma, dal Distretto Vulcanico dei Colli Albani. Questo è un apparato complesso, caratterizzato nel corso della sua evoluzione da importanti cambiamenti nello stile eruttivo, nei tassi eruttivi e nella posizione dei crateri.

L'attività vulcanica nell'area dei Colli Albani inizia a circa 600 ka (De Rita et al., 1995) e si protrae fino all'Olocene (Funiciello et al., 2003), con magmi appartenenti alla serie ultrapotassica (Trigila et al., 1995).

I prodotti vulcanici dei Colli Albani, congiungendosi con quelli dei vulcani Sabatini, contribuirono a sbarrare, per un certo periodo di tempo, il corso del Tevere, formando così vaste zone paludose. Nell'Olocene, durante l'ultima fase del periodo glaciale wurmiano, circa 18.000 anni fa, si verificò una forte regressione del mare che determinò una notevole erosione dei terreni. L'alveo del Tevere

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

si approfondì sino a -50 m s.l.m. mettendo a nudo il substrato pliocenico e lasciando relitti sospesi del plateau vulcanico tabulare che nell'odierna topografia rappresentano i rilievi di Roma.

Con l'inizio dell'Olocene, il reticolo idrografico inciso viene progressivamente riempito di sedimenti fluviali e colluviali connessi all'innalzamento del livello marino. Viene così ad originarsi la piana alluvionale, oggi delimitata ad ovest dalla dorsale Monte Mario-Gianicolo e ad est da ciò che resta del margine del plateau vulcanico: i famosi sette colli di Roma.

Da studi più generali e dalla raccolta di dati stratigrafici relativi a 311 sondaggi, in Corazza et al., (1999), è stata ricostruita una sezione litostratigrafica trasversale nel settore del Centro Storico di Roma dell'intero spessore dei depositi Olocenici, individuando i seguenti litotipi (Fig. 6.1):

uno strato di base ghiaioso-sabbioso, con un livello inferiore, costituito prevalentemente da argille limose e limi argillosi grigiastri (AG), presenti con continuità in sinistra idrografica del Tevere nell'area di Campo Marzio, e che in destra idrografica passano eteropicamente a depositi sabbioso-limosi grigiastri (SLG); un corpo sedimentario intermedio, costituito da sabbie medio-grossolane e localmente medio-fini grigiastre (S); Un livello superiore, costituito da limi argillosi e argille limose marroni e verdastre (LAV) e da sabbie limose e limi sabbiosi grigio-verdastri (SLV).

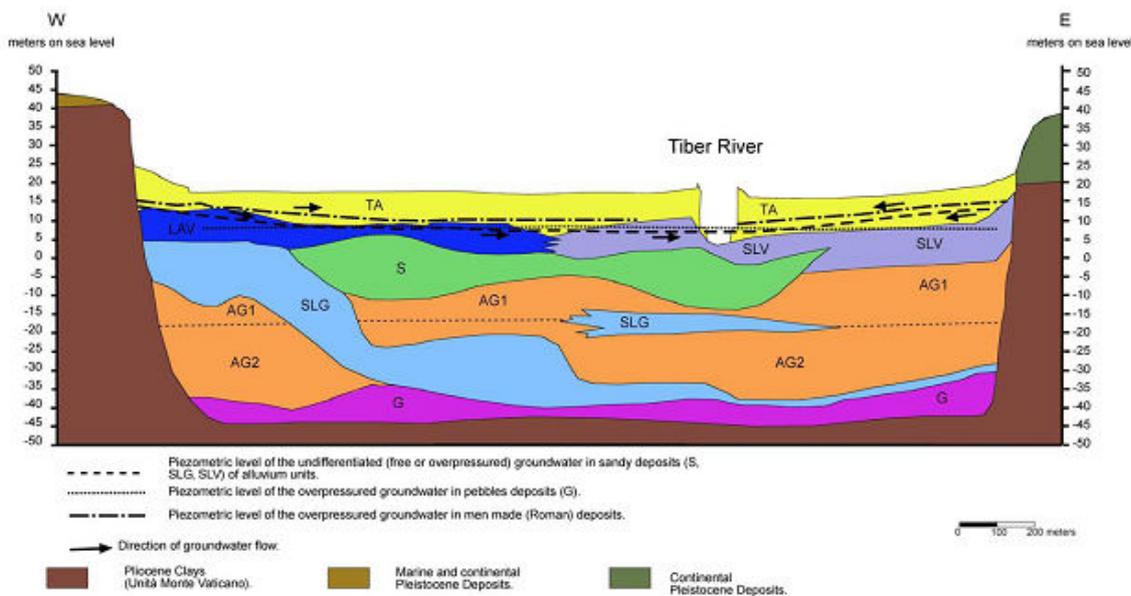


Fig. 6.1. Stratigrafia dei depositi alluvionali Olocenici del Tevere (da Corazza et al., 1999)

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

6.1.1. Idrogeologia della zona urbana di Roma

Nella zona urbana di Roma (quella che interessa ai fini del presente lavoro di studio) il livello impermeabile di base, che funge da acquiclude per tutti gli acquiferi contenuti nelle rocce vulcaniche o sedimentarie sovrastanti, è rappresentato dalle argille plioceniche della formazione di Monte Vaticano (Capelli et. al., 2008). L'area urbana di Roma è interessata da tre principali unità idrogeologiche:

- Unità idrogeologica dei Monti Sabatini. Affiora per lo più in destra del Tevere ed è costituita dai depositi vulcanici appartenente al complesso eruttivo dei Monti Sabatini, situato a NW di Roma. A causa dello spessore modesto dei depositi e della loro discontinuità, il drenaggio verso la città di questa unità non è molto consistente. Da osservare inoltre che la presenza dell'alto strutturale di Monte Mario, a bassissima permeabilità, devia il flusso idrico verso SW e verso NE.
- Unità idrogeologica dei Colli Albani. Si estende sul lato sinistro del Tevere e rappresenta la base geologica di buona parte del Comune di Roma. Poiché il substrato argilloso è in questa zona assai depresso, gli acquiferi hanno spessori elevati e drenano verso i corsi d'acqua principali (fiumi Tevere e Aniene) senza ostacoli rilevanti. La falda idrica Albana alimenta numerosi corsi d'acqua perenni, anche di portata sostenuta. Quelli con portata pari o superiore a 200 l/s sono il Fosso delle Mole (770 l/s), il Fosso dello Statuario (396 l/s) il Fosso della Magliana (200 l/s) e il Fosso della Cecchignola (200 l/s). Capelli et al. (2008) stimano anche che questa falda ceda 4-5 m³/s di acqua ai fiumi Tevere e Aniene.
- Unità idrogeologica dei depositi alluvionali del Tevere. La valle del Tevere è incisa nel complesso impermeabile delle argille plioceniche di Monte Vaticano. I depositi alluvionali recenti e attuali sono essenzialmente limosi, ma con potenti livelli sabbiosi e ghiaiosi. Le ghiaie principali si trovano alla base della serie alluvionale, subito sopra le argille plioceniche, e ospitano un'importante falda idrica confinata e con notevole continuità laterale. La ricarica avviene lateralmente, dalle unità idrogeologiche incise dal fiume o longitudinalmente lungo il corso del fiume. La ricarica verticale per infiltrazione dell'acqua del fiume o delle piogge è invece trascurabile per la presenza di una copertura impermeabile di argille e limi (Capelli et al., 2008).

6.2 Le motivazioni per ricerca di risorse di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

L'Italia è stato, poco più di un secolo fa, il primo paese al mondo a produrre elettricità dalla geotermia, nel famoso campo geotermico toscano di Larderello (Bertami et al., 2005).

Per molti anni l'unico interesse industriale dell'uso della geotermia si è rivolto a queste risorse di alta entalpia, con temperature superiori a 150°C, destinate alla generazione di energia elettrica. Pur essendosi considerevolmente sviluppata nel corso del tempo, fino a raggiungere nel 2005 una

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

potenza elettrica installata totale di circa 8930 MWe (in 24 paesi), l'energia geotermica contribuisce per una frazione molto modesta, circa 0.4%, alla produzione elettrica mondiale (Bertami, et al., (2005).

In molti paesi di natura vulcanica, in Centro America e in Asia, l'energia geotermica contribuisce in modo più sostanziale al fabbisogno elettrico locale, rappresentando una ricchezza consistente che consente risparmi di combustibile fossile, bassi costi di generazione e energia rinnovabile "pulita", venendo il fluido reiniettato in profondità nello stesso acquifero dal quale viene estratto (Ibratim et al, 2005, Manieri, 2005; Rodriquez & Herrera, 2005).

In Italia la potenza geotermoelettrica installata è di 791 MWe con una produzione annuale di 5430 GWh/anno (dati 2005; Bertani, 2005).

A parte i tradizionali usi terapeutici, termali e balneari, le risorse geotermiche di bassa entalpia (T compresa tra 20° e 90°C) hanno ricevuto per molti anni una attenzione modesta ai fini energetici, nonostante la loro grande diffusione. Usi termici diretti a fini energetici per il riscaldamento di ambienti hanno avuto un avvio pionieristico in Islanda e nel bacino di Parigi, due esempi di "district heating" di grosse dimensioni sviluppati rispettivamente in una zona vulcanica calda e in un bacino sedimentario "freddo".

Negli ultimi decenni le applicazioni geotermiche dirette (riscaldamento ed affrescamento di ambienti, vari usi agricoli ed industriali) sono fortemente cresciute con una capacità di circa 23000 MWt (esclusi gli usi termali balneologici) (Lund et al., 2005). Il settore più fortemente in espansione è stato quello relativo all'impiego delle pompe di calore con risorse geotermiche del sottosuolo per il riscaldamento/affrescamento di ambienti che in molti paesi si è esteso a sfruttare risorse geotermiche di bassissima entalpia ($T < 20^{\circ}\text{C}$). Nel 2005 le pompe di calore geotermiche hanno raggiunto il 54% della capacità mondiale installata per gli usi non elettrici della geotermia, con un fattore di crescita di oltre il 400% dall'anno 2000. Il paese con la crescita più sbalorditiva di questi tipi di impianti è la Svezia (paese geologicamente "freddo") dove solo nel 2004 sono state installate 47000 pompe di calore geotermiche (EHPA, 2004). Circa 275.000 unità residenziali erano nel 2005 riscaldate con queste pompe di calore geotermiche che sono diventate il tipo più popolare per il riscaldamento di edifici residenziali (capacità termica installata totale = 3840MWt) (Lund et al. 2005). Sviluppi considerevoli si sono avuti e sono tuttora in corso anche in Svizzera, dove gli impianti geotermici a pompe di calore hanno un tasso di crescita annuale del 15% e dove nel 2005 già oltre 35000 impianti di questo tipo erano stati installati, e in Germania (30.000 impianti nel 2005 per 400 MWt).

Lo straordinario sviluppo di queste tipologie di impianti dimostra la loro convenienza economica facendo diminuire il consumo di milioni di tonnellate equivalenti di petrolio (TEP), e quindi i benefici di riduzione dell'inquinamento per il notevole abbassamento di emissioni di CO₂ in atmosfera. Nella tabella 1 è riassunto il risultato di un'analisi effettuata dalla Divisione per l'Energia Elettrica e

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

le Energie Rinnovabili del Canada sull'impatto ambientale delle pompe di calore geotermiche a confronto con sistemi di riscaldamento e condizionamento tradizionali.

Tabella 6.1 impatto ambientale – edifici residenziali (solo riscaldamento) su un ciclo di vita di 20 anni –
Fonte Dip. Energia Canada

Città	Sistema	Energia elettrica	Gasolio o gas consumato	EFFETTO INDIRETTO				EFFETTO DIRETTO	
				Elettricità Gen/Trasf	Gasolio o gas bruciato	Trasmissione di gas naturale	Totale indiretto	Refrigerante Massa di CO2	Totale Massa equiv. di CO2
		kWh/a	L/a o m3/a	Kg equiv. CO2	Kg equiv. CO2	Kg equiv. CO2	Kg equiv. CO2	Kg	Kg
Vancouver	Stufa elettrica	11481	-	12320	-	-	12320	0	12320
	Caldaia a gasolio	715	1428	770	83470	-	84240	0	84240
	Pompa GHP	3926	-	4210	-	-	4210	2100	6310
Toronto	Caldaia a gas	686	1344	740	52350	1382	54472	0	54472
	Stufa elettrica	19431	-	61370	-	-	61370	0	61370
	Caldaia a gasolio	817	2404	2580	140510	-	143090	0	143090
Montreal	Pompa GHP	6724	-	21230	-	-	21230	2100	23330
	Caldaia a gas	766	2211	2420	86120	2274	90814	0	90814
	Stufa elettrica	21561	-	6140	-	-	6140	0	6140
Halifax	Caldaia a gasolio	865	2659	250	155420	-	155670	0	155670
	Pompa GHP	7829	-	2230	-	-	2230	2100	4330
	Caldaia a gas	809	2435	230	94840	2504	97574	0	97574
	Stufa elettrica	19366	-	374870	-	-	374870	0	374870
	Caldaia a gasolio	885	2403	17130	140460	-	157590	0	157590
	Pompa GHP	6701	-	129710	-	-	129710	2100	131810
	Caldaia a gas	Non disponibile							

Tratto da www.geotherm.it di Geotherm srl Earth Energy Systems

Queste tipologie di impianti vengono spesso incentivate anche per i benefici che consentono in termini di risparmio energetico, in particolare se vengono utilizzati anche come condizionatori di ambienti per i quali normalmente si usa elettricità.

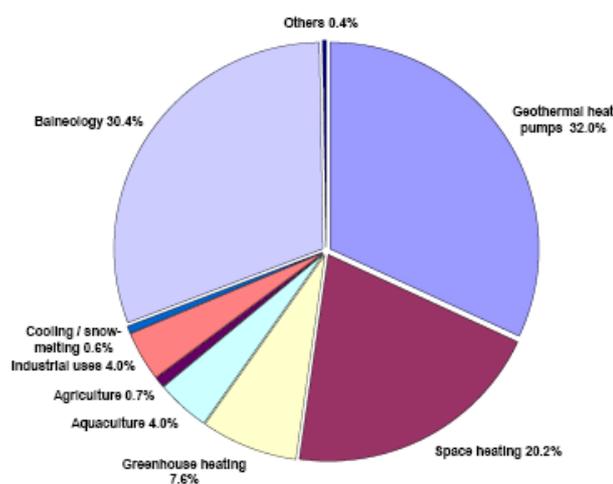
Oltre a questi vantaggi ce ne sono altri pratici di installazione; infatti il sistema è molto silenzioso e sicuro, non essendovi combustione, fiamma aperta, gas nell'aria, residui di articolato che si depositano nell'ambiente dove si vive o si lavora. Inoltre hanno una lunga vita con bassa manutenzione.

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

Paradossalmente, l'Italia che è il paese più "caldo" di tutta l'Europa, dove quindi le risorse geotermiche del sottosuolo potrebbero essere estratte a costi più bassi e con contenuto entalpico maggiore, è finora rimasta estranea a questo fervore di iniziative.

Nonostante il gran numero di impianti già realizzati, vi sono margini considerevoli di miglioramento tecnologico, di ottimizzazione del rendimento dei cicli termodinamici e di uso ottimale delle risorse.

Country	TJ/yr	GWh/yr	MWt	Capacity Factor	Principal Use
China	45,373	12,605	3,687	0.39	Bathing
Sweden	36,000	10,000	3,840	0.30	Heat Pumps
United States	31,239	8,678	7,817	0.13	Heat Pumps
Turkey	24,840	6,900	1,495	0.53	Bathing/Heating
Iceland	24,500	6,806	1,844	0.42	District Heating
Japan	10,301	2,862	822	0.40	Bathing
Italy	7,554	2,098	607	0.39	Bathing/Spas
Hungary	7,940	2,206	694	0.36	Bathing/Spas
New Zealand	7,086	1,968	308	0.73	Industrial
Brazil	6,622	1,840	360	0.58	Bathing/Spas



Category	Capacity (MWt)	Utilization (TJ/yr)	Utilization (GWh/yr)	Capacity Factor
Geothermal heat pump	15,384	87,503	24,308	0.18
Space heating	4,366	55,256	15,350	0.40
Greenhouse heating	1,404	20,661	5,740	0.47
Aquaculture pond heating	616	10,976	3,050	0.57
Agricultural drying	157	2,013	559	0.41
Industrial uses	484	10,868	3,019	0.71
Bathing and swimming	5,401	83,018	23,062	0.49
Cooling/snow melting	371	2,032	565	0.18
Others	86	1,045	290	0.39
TOTAL	28,269	273,372	75,943	0.31

Fig 6.2. Usi delle risorse geotermiche di bassa entalpia nel mondo

La città di Roma è un sito ideale per queste applicazioni (pompe di calore, sonde geotermiche, scambiatori di calore e altre tecnologie legate alla geotermia a bassa entalpia), sia perché gli studi idrogeologici indicano che nel sottosuolo sono presenti risorse geotermiche (acque calde) anche a profondità di poche decine o centinaia di metri (Capelli & Mazza, 2005) e quindi estraibili a bassi costi, sia perché rappresenta, per le sue dimensioni, un bacino di utenti potenziali di dimensioni straordinarie. Queste ragioni hanno indotto l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV)

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

e il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre a presentare al Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica (MUR) un progetto intitolato "Sviluppo e applicazioni di impianti alimentati da risorse geotermiche per il riscaldamento (e il condizionamento) di ambienti nella città di Roma" nell'ambito del programma strategico del MUR "Risparmio energetico e micro generazione distribuita". Lo scrivente ha partecipato a questo progetto fin dalla sua formazione (2006) e di seguito vengono presentati i primi risultati ottenuti.

Relativamente all'utenza, si possono avere varie ipotesi progettuali che vanno dal singolo edificio al "distretto", inteso come gruppo di edifici vicini, fino alla conversione ad impianti geotermici di sistemi convenzionali di riscaldamento/condizionamento esistenti.

Ricordiamo che la città di Roma, compresa tra due apparati vulcanici recenti, i Monti Sabatini a nord e i Colli Albani a sud, appartiene alle aree geotermiche "calde" d'Italia, dove si possono quindi trovare risorse geotermiche di termalità utile ai fini energetici.

Per valutare la risorsa occorre conoscere la distribuzione delle temperature del sottosuolo, accertare la profondità alla quale si trova l'acqua termale e le sue caratteristiche chimiche (acidità, contenuto in sali e in gas). La temperatura della risorsa, insieme con la portata estraibile e le sue caratteristiche chimiche, sono i parametri base per disegnare l'impianto e valutarne l'economicità. La composizione chimica dell'acqua inoltre è essenziale per valutare se esistono problemi di corrosione degli impianti, di deposizione di sali (scaling), di emissione di gas e per valutare se è necessario (acque salate) o non (acque poco salate) procedere alla reiniezione dell'acqua nel sottosuolo dopo il suo utilizzo.

In linea di principio un'applicazione geotermica di questo tipo non richiede necessariamente la presenza nel sottosuolo di acque termali, in quanto si possono utilizzare anche scambiatori di calore infissi direttamente nel sottosuolo (Rybach & Gorhan, 2005). Si è però preferito concentrare l'attenzione sulla ricerca di acque poco profonde con temperature di 17 – 20 °C, ideali per impieghi termici sia invernali che estivi.

Una prima valutazione dei dati geologici e idrogeologici della città ha portato a identificare, come obiettivo primario della ricerca, l'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere. Sono stati quindi raccolti e processati i dati di tutti i pozzi d'acqua perforati nel corso degli anni sulle alluvioni del Tevere allo scopo di ricostruire l'andamento di questo livello di ghiaie, cioè lo spessore, la continuità laterale, la termalità e le caratteristiche chimico-fisiche.

6.3. L'acquifero nelle ghiaie di base del Tevere

Dall'idrogeologia della città di Roma (vedi paragrafo 6.1.1.) si può osservare come sia l'unità idrogeologica dei Colli Albani, sia quella dei depositi alluvionali recenti del fiume Tevere, offrono interessanti prospettive per progetti geotermici nella città di Roma, che utilizzino le acque del sottosuolo con bassa o bassissima entalpia. Tuttavia la nostra scelta prioritaria è ricaduta

sull'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere, essenzialmente per la sua notevole continuità laterale e per il suo carattere confinato che, se riduce la ricarica della falda impedendo l'infiltrazione verticale di acque meteoriche o fluviali, ne assicura il mantenimento nel tempo di condizioni termiche non direttamente influenzate dalle condizioni meteorologiche e rappresenta una potenziale protezione da fattori inquinanti superficiali. Infine, la valle del Tevere attraversa tutta la città e comprende al suo interno numerose aree di prossima espansione edilizia che rappresentano, in linea di principio, siti ideali per progetti geotermici esecutivi. Un altro fattore per la scelta prioritaria di questo acquifero è che il suo tetto, come vedremo dai risultati di questo studio, si trova tra -30 e -50 m dalla superficie, una profondità che consente di estrarre la risorsa alla superficie con pozzi di costo limitato. La ricarica laterale relativamente modesta dell'acquifero non rappresenta un problema perché in progetti di questo tipo si dovrà comunque prevedere la reiniezione dell'acqua utilizzata negli impianti termici, nell'acquifero dal quale è stata estratta.

6.3.1. Geometria delle ghiaie di base del Tevere

Per valutare le potenzialità geotermiche dell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere è necessario per prima cosa ricostruirne la geometria in tre dimensioni, e poi successivamente sovrapporvi i dati relativi alla di termalità, chimismo produttività e trasmissività. Per ricostruire il tetto e il letto delle ghiaie, e quindi gli spessori, sono stati raccolti i dati stratigrafici dei pozzi profondi nella valle del Tevere. Le fonti principali dei dati sono state: la raccolta di Ventriglia (2001), che rappresenta la banca dati di riferimento, la "Carta della superficie di letto delle alluvioni recenti" relative al centro storico di Roma (Marra & Rosa, 1995) e la Carta Geologica del Comune di Roma (Funciello & Giordano, 2008), necessaria per determinare il limite delle alluvioni in superficie. L'area di studio selezionata è la piana alluvionale del Tevere, tra Castel Giubileo e l'Eur (Fig.6.3). Dalla banca dati del Ventriglia (2001), sono stati scelti i pozzi che ricadono esclusivamente in questa area; in tutto i pozzi selezionati sono 308, 92 di questi non hanno la descrizione stratigrafica o questa è stata ritenuta inattendibile (Fig.6.4).

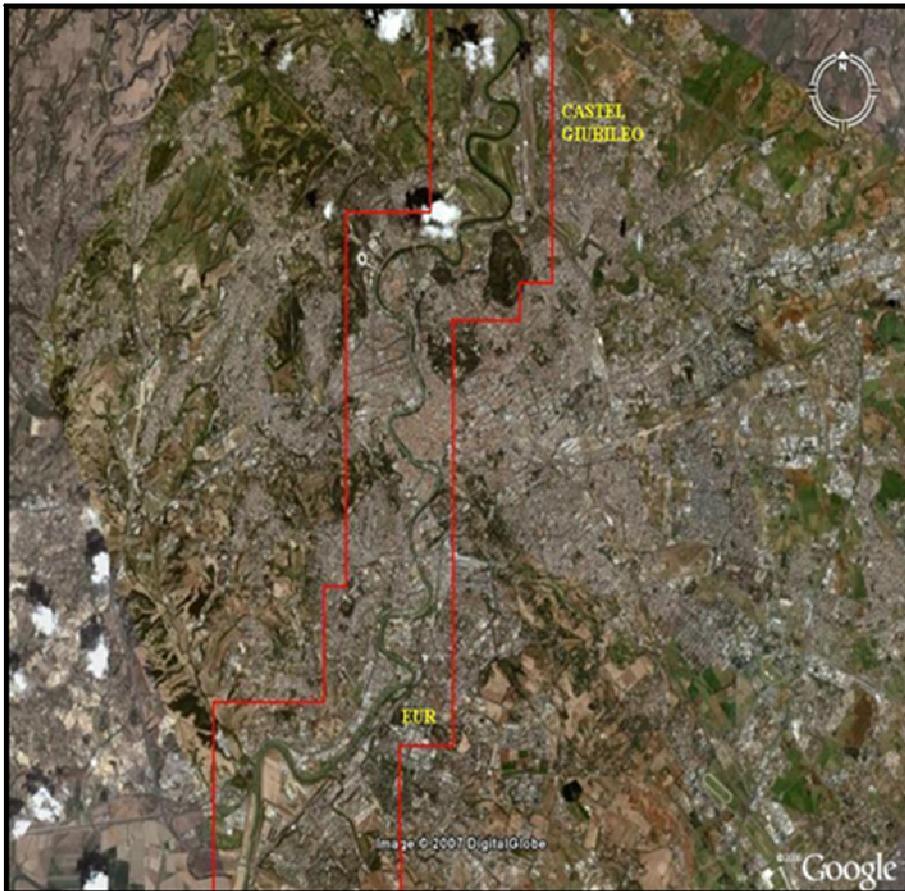


Fig.6.3 Veduta satellitare del Tevere nell'attraversamento di Roma; in rosso è delimitata l'area di studio.

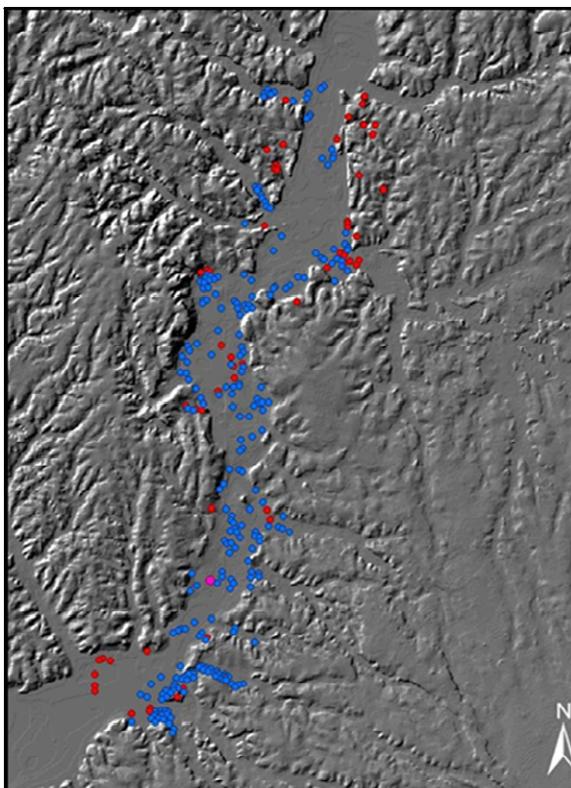


Fig.6.4. Hillshade con posizione dei sondaggi nella valle alluvionale tiberina. In rosso i sondaggi esclusi, in blu quelli utilizzati

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

L'ubicazione dei 216 pozzi validati e utilizzati è indicata nella mappa della Fig.6.5; i pozzi sono contrassegnati da colori differenti che indicano:

- pozzi con “stratigrafia completa”, che attraversano tutte le alluvioni fino al bedrock e presentano il livello delle ghiaie di base (codice Blu in carta);
- pozzi che attraversano le alluvioni del Tevere ed intercettano le ghiaie di base, senza però attraversarle completamente (codice Azzurro in carta); ovviamente servono solo per definire il tetto delle ghiaie ma non il loro spessore;
- pozzi poco profondi che non raggiungono né il bedrock né le ghiaie di base (codice Verde in carta); sostanzialmente inutili ai fini del presente studio;
- pozzi che attraversano le alluvioni fino al bedrock senza intercettare le ghiaie alla base; costituiscono i punti di spessore nullo dove le ghiaie non sono presenti. Danno informazioni utili sulla geometria delle sponde laterali del paleoalveo del Tevere (codice Giallo in carta).

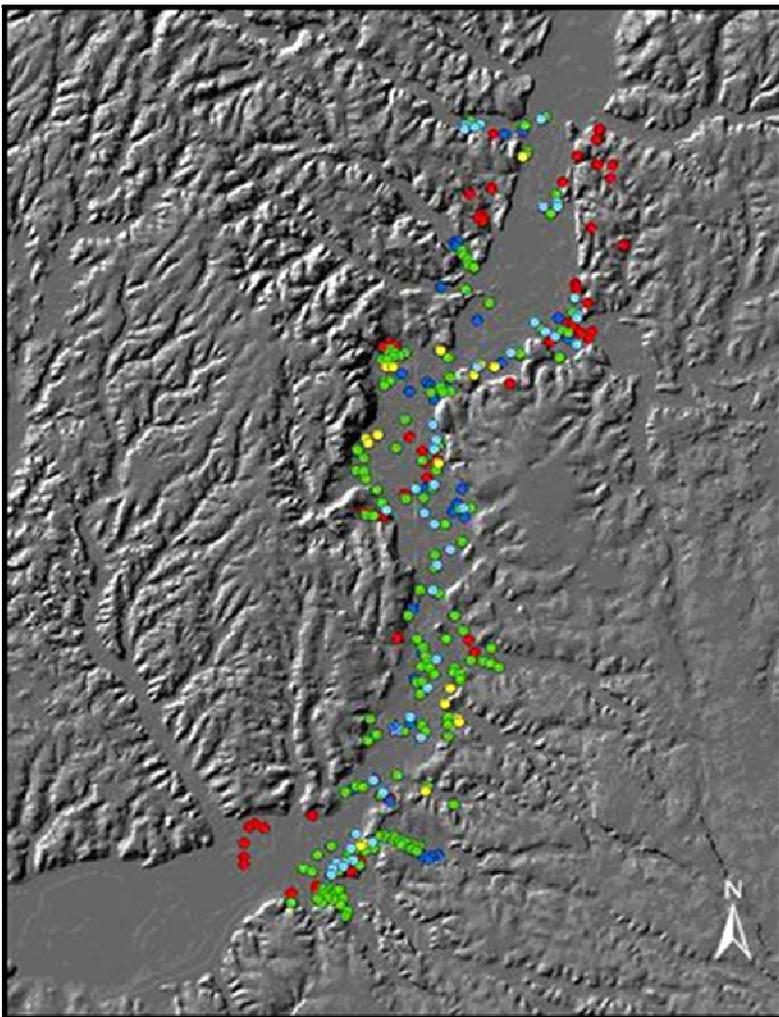


Fig. 6.5. Dem della valle tiberina e suddivisione dei sondaggi nelle 5 tipologie descritte nel testo.

6.3.2 Carta della superficie di letto delle alluvioni recenti

Dall'analisi della carta di letto delle alluvioni (Fig.6.6, tavola A in allegato), si evince che a nord di Monte Mario le isobate del letto delle ghiaie non scendono al di sotto del valore di -50 m dal livello del mare e lungo i fossi (Fosso della Lungara, della Crescenza, etc.) non scendono sotto il valore di -30 m sotto il livello del mare. L'approfondimento delle quote di letto sembra abbastanza simmetrico lungo i due margini della paleo-valle alluvionale, anche se il margine sinistro sembra digradare più dolcemente rispetto al destro più acclive.

E' da notare che nel settore a NE dell'alto di Monte Mario, le alluvioni non sono confinate lateralmente e verso il basso dalle argille di Monte Vaticano (MAV), ma dai conglomerati di Fosso della Crescenza (FCZ).

All'altezza della collina Fleming-Ponte Milvio, vi è una strozzatura della valle alluvionale e le isobate si infittiscono delineando margini d'approfondimento molto acclivi. Quest'area corrisponde all'intersezione con la faglia bordiera principale dell'alto di Monte Mario (faglia dell'Acquatrasversa), dove sono presenti i depositi travertinosi ed i sedimenti fluoritiferi appartenenti alla formazione di Valle Giulia (VGU), ad indicare la risalita di fluidi profondi lungo questa discontinuità tettonica, ancor oggi testimoniati dalle sorgenti dell'Acqua Acetosa presso Monte Antenne.

A partire da questa zona verso sud le alluvioni sono confinate dalle argille di MAV.

In corrispondenza di Monte Mario, le isobate si approfondiscono arrivando a valori di -60 m sotto il livello del mare. Andando verso sud, i margini delle alluvioni tornano rettilinei e il gradiente delle isobate si fa più forte lungo il margine destro, mentre il sinistro presenta un ripiano tra le quote -40 m e -50 m, all'altezza di Castel Sant'Angelo.

Proseguendo verso sud, in direzione del quartiere dell'EUR, le isobate si approfondiscono ulteriormente arrivando a quota -70 m sotto il livello del mare; il margine destro scende molto più dolcemente, mentre il sinistro ha una pendenza maggiore ed è caratterizzato dalla presenza di paleo-fossi oggi occupati da Via delle Terme di Caracalla, dalla Circonvallazione Ostiense, da Via Giustiniano Imperatore e dal centro sportivo Tre Fontane.

Nella zona a sud dell'EUR, le isobate sono tratteggiate perché presunte; non sono stati infatti reperiti nella banca dati di Ventriglia (2001) sondaggi abbastanza profondi da intercettare il basamento argilloso pliocenico.

6.3.3 Carta della superficie di tetto delle ghiaie di base

Al fine di costruire la carta dello spessore delle ghiaie di base, si è resa necessaria, a partire dalla medesima banca dati (Ventriglia 2001), la costruzione della carta di tetto del deposito (Fig.6.7 e tavola B in allegato), della quale si fornisce una sintetica descrizione.

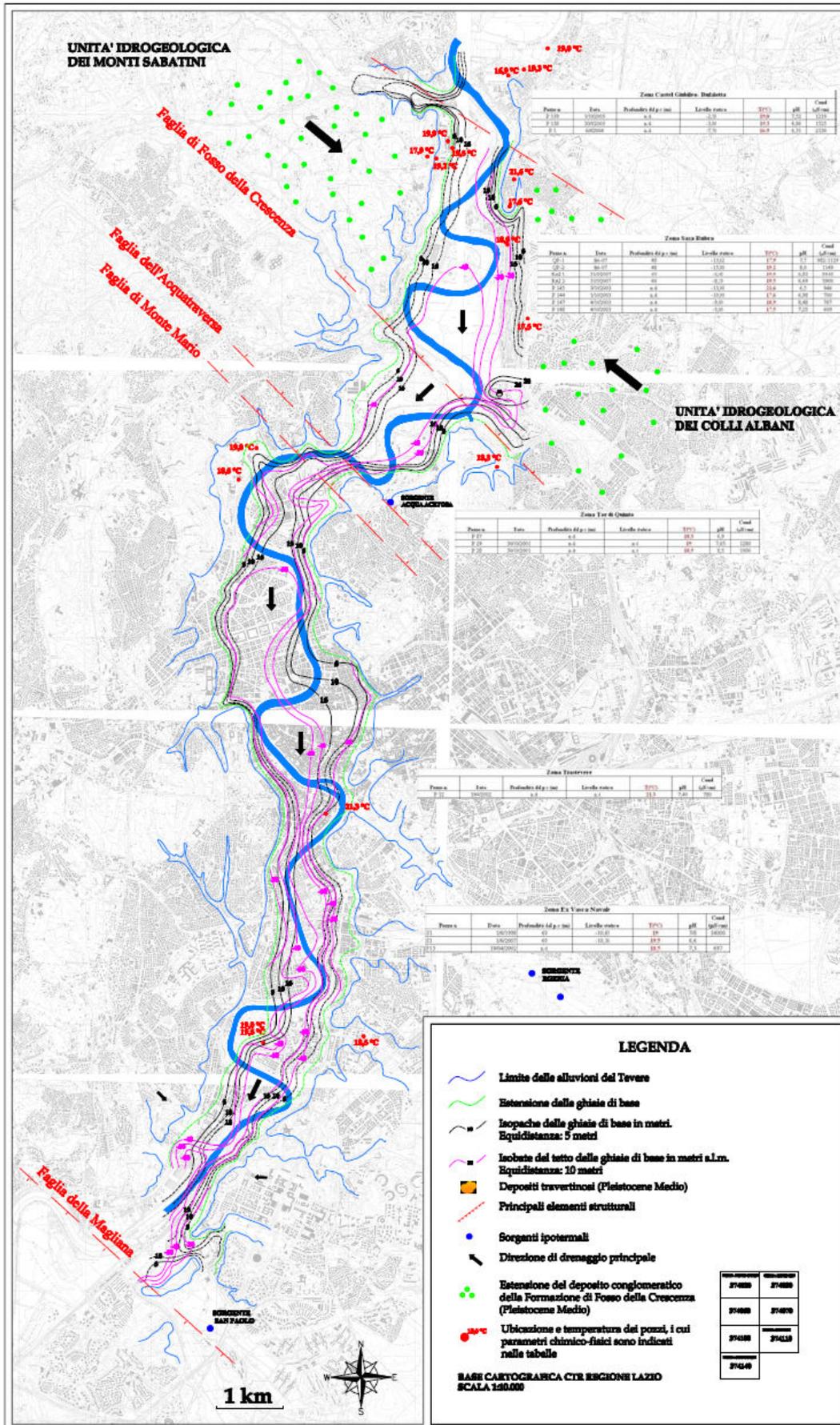
Nella zona a nord di Monte Mario, tra il Fosso della Lungara e il Fosso della Crescenza, le isobate di tetto delle ghiaie di base non scendono a valori più profondi di -30 m s.l.m. In prossimità del Fosso della Crescenza le isobate si approfondiscono fino a toccare valori di -40 m s.l.m.

Continuando verso sud le isobate si riallargano mantenendo lo stesso gradiente di discesa, toccando quote di -50 m s.l.m. Procedendo verso sud, le isobate di tetto del margine destro sono spostate verso il centro del deposito alluvionale con un andamento sinuoso. Tale andamento, presenta due "pianori", uno a quota più elevata (a ~ -35 m) e l'altro a quota inferiore (a ~ -40 m) che indicano la presenza di "terrazzamenti" da un lato del paleoalveo, e un'incisione maggiore dall'altro. Nella zona dell'EUR le isobate del tetto si approfondiscono ulteriormente fino a valori di -60m s.l.m.

6.3.4 Carta dello spessore delle ghiaie di base

Una volta costruite le due carte della base e del tetto delle ghiaie di base è stato possibile ottenere la carta dello spessore del deposito (Fig.6.7 e tavola C in allegato)

Dalla carta si può notare che nella zona a nord di Monte Mario lo spessore delle ghiaie non supera i 15 metri; l'incremento di tale spessore avviene in maniera abbastanza dolce da entrambi i fianchi. Procedendo verso sud, nella zona di confluenza con l'Aniene, lo spessore aumenta notevolmente arrivando a valori di 30 metri. Questo aumento è probabilmente dovuto all'ulteriore apporto sedimentario da parte dell'affluente; è, infatti, l'unico punto di tutta la carta ove si supera lo spessore di 15-20 metri. Proseguendo ulteriormente verso sud, gli spessori si mantengono costanti con un aumento abbastanza uniforme dai margini verso il centro del deposito.



6.3.5 Andamento sotto la città di Roma dell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere

Come descritto nei paragrafi precedenti, l'acquifero che ha sede nelle ghiaie di base delle alluvioni recenti del Tevere al di sotto del suolo romano, presenta una notevole continuità, ma anche notevoli diversità di assetto idrogeologico tra la zona a nord delle faglie bordiere dell'alto di Monte Mario e la zona a sud.

Il corpo alluvionale della valle Tiberina sutura, all'altezza della collina Fleming-Ponte Milvio, i sistemi di faglie bordiere con andamento NW –SE, di cui i più importanti sono la faglia dell'Acquatrasversa e la faglia del Fosso della Crescenza (Fig. 6.8).

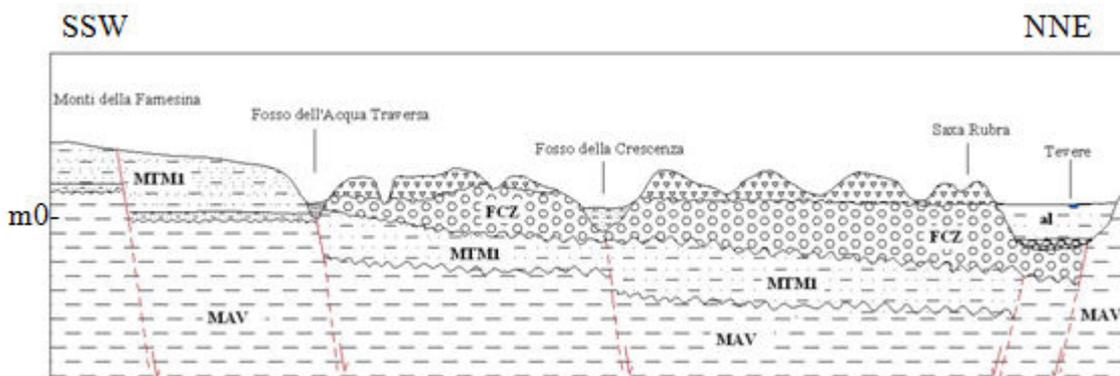


Fig.6.8. Profilo SSW-NNE che va dai Monti della Farnesina a Castel Giubileo (Per la descrizione litologica si veda il testo) Scala 1: 25.000; esasperazione verticale scala 1:1000 (quote s.l.m.)

Nella zona a nord, il basamento argilloso pliocenico (MAV) non affiora perché ribassato, mentre sono in affioramento terreni fluvio-lacustri, come le ghiaie e le sabbie che costituiscono la formazione di Fosso della Crescenza, coperte parzialmente dalla coltre delle vulcaniti.

In quest'area, la formazione di Fosso della Crescenza (FCZ) è confinata all'interno del graben ad andamento NW-SE, formatosi al momento del sollevamento dell'alto di Monte Mario, che ha costituito un ostacolo per il corso del fiume, costretto a deviare verso SE (Parotto, 2008; Funicello & Giordano, 2008).

Dal punto di vista idrogeologico, proprio per la presenza di queste litologie conglomeratico-sabbiose associate a FCZ, questa zona rappresenta un'area di ricarica importante per le falde al di sotto della città di Roma. In quest'area infatti convergono gli assi di drenaggio principali che alimentano il sottosuolo romano: dai Sabatini a NW e dai Colli Albani a SE. Queste acque si infiltrano nei sedimenti a più alta permeabilità (FCZ) e confluiscono per contatto idraulico nelle ghiaie di base delle alluvioni recenti. Ne consegue che in questa zona l'acquifero delle ghiaie di base in esame non è confinato lateralmente in quanto in contatto con le ghiaie di FCZ (Fig.6.9).

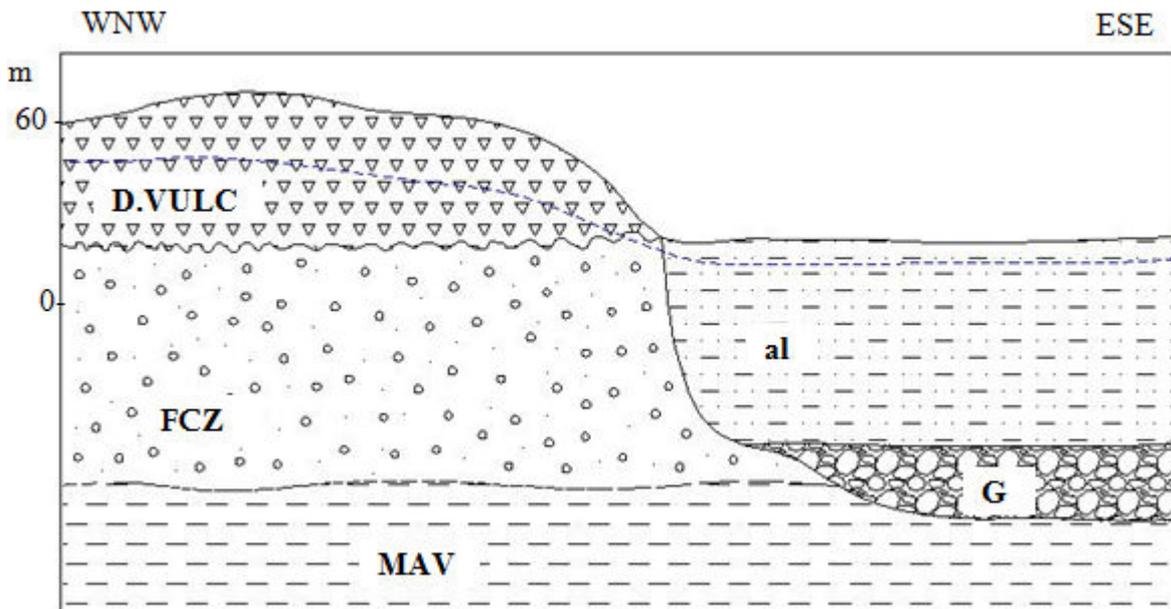


Fig.6.9. Profilo schematico dell'assetto stratigrafico ed idrogeologico della zona a nord della faglia di Monte Mario (quote s.l.m.).

Nella zona a sud del sistema di faglie di Monte Mario la situazione è completamente diversa; infatti qui le argille della formazione di Monte Vaticano sono presenti con continuità al di sotto della coltre vulcanica e dei sedimenti delle formazioni quaternarie.

Le ghiaie di base delle alluvioni recenti sono quindi delimitate sia verso il basso che lateralmente dalle argille della formazione di Monte Vaticano e verso l'alto dai restanti sedimenti alluvionali di natura limoso-argillosa (Fig.6.10). Per tale motivo, in questa zona, l'acquifero delle ghiaie risulta confinato e la sola via di ricarica in questa porzione di falda è da nord lungo l'asse delle ghiaie di base; i terreni vulcanici e i sedimenti più grossolani che costituiscono le alluvioni recenti ricaricano infatti solo blandamente la zona.

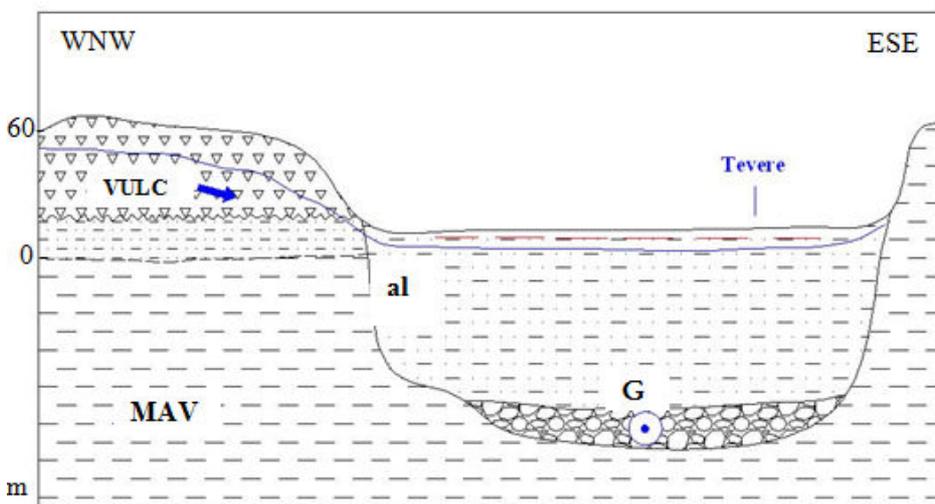


Fig.6.10. Profilo schematico dell'assetto stratigrafico ed idrogeologico della zona a sud della faglia di Monte Mario.

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

Gli elementi strutturali che hanno governato la dislocazione e la sedimentazione della valle del Tevere, hanno anche generato depositi travertinosi, presenti sia nella zona nord nei pressi di Valle Giulia che a sud al Torrino, che testimoniano la fuoriuscita di fluidi termali che sono risaliti e risalgono in superficie lungo le discontinuità tettoniche (Fig.6.7 e tavola C in appendice). Evidenze attuali di queste risalite sono le sorgenti termali dell'Acqua Acetosa nei pressi del quartiere Parioli (zona nord, in corrispondenza della faglia dell'Acquatrasversa) e dell'Acqua di San Paolo (zona sud, in corrispondenza della faglia della Magliana con direzione NW-SE ed immersione verso SW).

Nella zona dell'Acqua Acetosa, e nella zona a nord di Roma in generale, si è concentrata la raccolta di nuovi dati chimico-fisici delle acque, sia con nuove misure in pozzi, che con raccolta dei dati in possesso dei alcuni centri sportivi presenti nell'area. I primi risultati sono riportati in Tab.6.2.

6.3.6 Caratteristiche chimico-fisiche dell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere

Le informazioni raccolte sono ancora piuttosto scarse, in quanto per averle è necessario eseguire misure specifiche sui pozzi che spesso non sono accessibili. Di seguito vengono presentati i primi risultati raccolti nelle zone di Saxa Rubra, Castel-Giubileo-Bufalotta, Trastevere, Tor di Quinto, ex Vasca Navale e Acqua Acetosa. I dati chimico fisici sono riportati nelle Tab.6.2 e 6.3. I dati della Tab.6.3 sono tratti dalla banca dati del Laboratorio di Idrogeologia dell'Università di Roma Tre, (responsabile professor G. Capelli), tranne che per QP1, QP2, RAI 1, RAI 2, che sono stati invece da noi raccolti tra Febbraio e Maggio 2007. I dati della Tab.6.2, invece, sono i risultati delle ultime misure effettuate in Giugno Luglio 2008, tranne che quelli dell'Acqua Acetosa, i che sono stati forniti dal Coni Servizi, Unità di Progettazione e Manutenzione.

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

Tab.6.2. Dati chimico-fisici dell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere

Pozzo n.	Data misura	Profondità dal p.c. (m)	Livello statico (m)	T (°C)	pH	Cond. (µS/cm)
Zona Flaminio (polo club Roma)						
P	25/06/2008	60	4,7	20,6	6,50	4,43(mS)
P1	25/06/2008	45	5,7	20,3	6,25	6,1(mS)
P2	25/06/2008	50	5,5	20,5	6,41	4,92(mS)
Zona Saxa Rubra (vivai Mari)						
sorgente	25/06/2008			20.5	7,38	622
Zona Tor di Quinto						
Pozzo	07/2008	50	6,4	21,05	6,35	3,36(mS)
pozzo	07/2008	40				
Coni Acqua acetosa (Roma N)						
Pozzo1	26/03/2003		4,13	16		10
	13/03/2003	39,5	3,97	16,2	7	10
	30/09/2002	39,55	4,82	18	7,4	10
	13/06/2001	39,8	4,45	18	7,4	
Pozzo2	26/03/2003		4,67	16	7,20	
	13/03/2003	38,2	4,7	16	7	1740
	30/09/2001	38,65	5,59	19	7,20	1880
	08/06/2001	39,29	5,52	19	7,20	1770
Pozzo4	26/03/2003		4,16	15,50	7,2	1110
	13/03/2003	25,2	4,23	16,70	>7	1140
	30/09/2002	24,3	4,97	20	7,2	15850
	08/06/2001	26,36	5,7	20	7,3	
Pozzo5	26/03/2003			16	7	1050
	26/03/2003			15,50	7	1390
	13/03/2003	49,72	4,6	17,20	7	1020
	13/03/2003			16,50		1310
	20/09/2002	50,33	5,17	18,50	6,50	1040
	13/06/2001		5	17		1560
Pozzo6	13/03/2003	14,65	9,77	18,30	7,60	10

Nella zona di Saxa Rubra sono stati misurati i parametri chimico-fisici dell'acquifero nelle ghiaie raggiunto da quattro vecchi pozzi, due dei quali situati nella zona di Quarto Peperino (QP in Tab.6.3) (Fig.6.11). Non sono disponibili dati stratigrafici, ma le ghiaie di base si incontrano in questa zona ad una profondità di circa 40m e hanno uno spessore notevole, di circa 40m, che dovrebbe assicurare una buona produttività dell'acquifero. Il livello statico è tra 14 e 15m di profondità a Quarto Peperino e tra 6 e 8 m nella sede RAI. La temperatura varia da 17,9 a 19,9 °C; il pH è neutro nei pozzi QP e un po' acido alla RAI, dove i valori di conducibilità elettrica sono sensibilmente superiori (5440-5900 µS/cm) (vedi Tab.6.3). Dalla banca dati del Laboratorio di Idrogeologia di Roma Tre, sono stati tratti, i parametri chimico-fisici per altri quattro pozzi della zona di Saxa Rubra e per altri tre pozzi ubicati un po' più a nord, nella zona di Castel Giubileo-Bufalotta. Come si vede dai dati della Tabella 3, la temperatura varia da 16,9 a 21,6 °C e i tre pozzi più a nord hanno pH un po' più basso e conducibilità elettrica leggermente più alta.

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

Tab.6.3. Dati chimico-fisici dell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere

Pozzo n.	Data misura	Profondità dal p.c. (m)	Livello statico (m)	T (°C)	pH	Cond. (µS/cm)
Zona Castel Giubileo-Bufalotta						
P139	01/10/2003	n.d.	-2,5	19,0	7,52	1.219
P138	30/09/2003	n.d.	-3,0	19,3	6,86	1.525
P1	06/04/2004	n.d.	-7,7	16,9	6,31	2.130
Zona Saxa Rubra						
QP1	21/02/2007	48	-13,62	17,9	7,70	982-1.129
QP2	21/02/2007	48	-15,0	19,2	8,00	1.149
RAI 1	31/05/2007	60	-6,35	19,9	6,53	5.440
RAI 2	31/05/2007	60	-8,13	19,5	6,69	5.900
P145	03/10/2003	n.d.	-13,0	21,6	6,50	946
P144	01/10/2003	n.d.	-10,0	17,6	6,98	700
P147	04/10/2003	n.d.	-9,0	18,9	8,48	767
P148	04/10/2003	n.d.	-5,0	17,5	7,25	609
Zona Tor di Quinto						
P87	n.d.	n.d.	n.d.	18,3	6,90	n.d.
P29	30/10/2001	n.d.	n.d.	19,0	7,65	1.280
P28	30/10/2001	n.d.	n.d.	18,5	8,50	1.000
Zona Trastevere						
P12	19/04/2002	n.d.	n.d.	21,3	7,40	780
Zona Ex Vasca Navale						
S1	09/1998	69	-10,63	19,0	7-8	14.000
S1	20/06/2007	69	-10,16	19,5	6,60	5.410
P13	19/04/2002	n.d.	n.d.	18,5	7,3	697

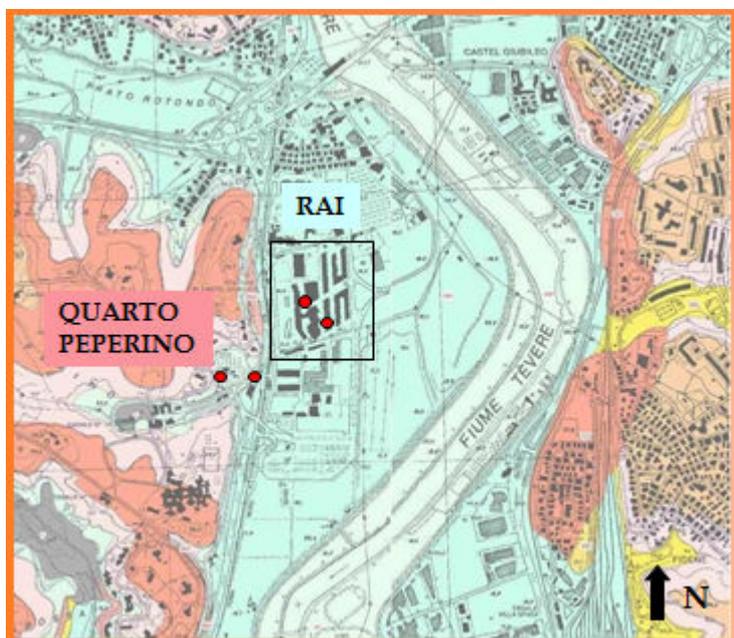


Fig.6.11. Stralcio della carta geologica del comune di Roma (Zona Saxa Rubra) con ubicazione dei pozzi studiati.

Considerato che in questa zona vi sono alcuni importanti progetti di espansione edilizia si è deciso di effettuare due profili geoelettrici per indagare le caratteristiche geometriche dell'acquifero nelle ghiaie. Tali profili sono stati realizzati in collaborazione con il Dr. M. Chiappini e il Dr. R. De Ritis dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma. Per l'esecuzione di questi profili

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

geoelettrici si è utilizzata la strumentazione: SYSCAL Pro della IRIS INSTRUMENTS a 10 canali (1000 V – 250W – 2,5 A) e per l'elaborazione dei dati il software ERTLab (Electrical Resistivity Tomography). Sono stati effettuati tre profili geoelettrici e le configurazioni utilizzate sono state dipolo-dipolo e Wenner . Le direzioni dei profili sono state rispettivamente E–W, NW-SE e NE-SW; in particolare nell'ultima serie di misure il profilo è stato esteso oltre la lunghezza massima dello stendimento, utilizzando la tecnica "roll along", per un totale di 700m, i primi due profili hanno coperto la distanza di 550m (vedi Fig. 6.12). La spaziatura degli elettrodi dello stendimento è stata di 10m.



Fig.6.12. Saxa Rubra – posizione dei profili di geoelettrica

La sezione geoelettrica, ottenuta ha evidenziato una zona superficiale (primi 20 metri) dal comportamento geoelettrico variegato, con una variazione accentuata dei valori di resistività laterale e verticale (vedi Fig 6.13). Questa caratteristica è probabilmente dovuta alla presenza di terreni di riporto.

Da circa – 20m fino a – 40 si trova uno strato caratterizzato da una maggiore continuità laterale della resistività con valori molto più elevati (130-220 ohm*m) rispetto all'orizzonte precedente.

Dal confronto con la stratigrafia locale è possibile attribuire questo strato alle vulcaniti dell'apparato Sabatino affioranti nella zona.

Al di sotto del livello precedente (da -40m a circa -80m) si incontra un strato poco resistivo (15-20 ohm*m) che si estende lateralmente con una caratteristica forma lenticolare. I valori di resistività misurati, compatibili con la presenza di acqua, lasciano supporre che si tratti dell'orizzonte ghiaioso al di sotto delle vulcaniti. Tra gli orizzonti evidenziati dalle caratteristiche geoelettriche, questo ultimo sembra quello di maggior interesse per lo sfruttamento geotermico di bassa entalpia. Si conferma pertanto la presenza di un acquifero che ha sede nel livello di ghiaie delle alluvioni del Tevere, con il tetto ubicato a circa 40 metri di profondità dal piano campagna e con uno spessore di circa 40 m tale da assicurare una buona produttività di fluido.

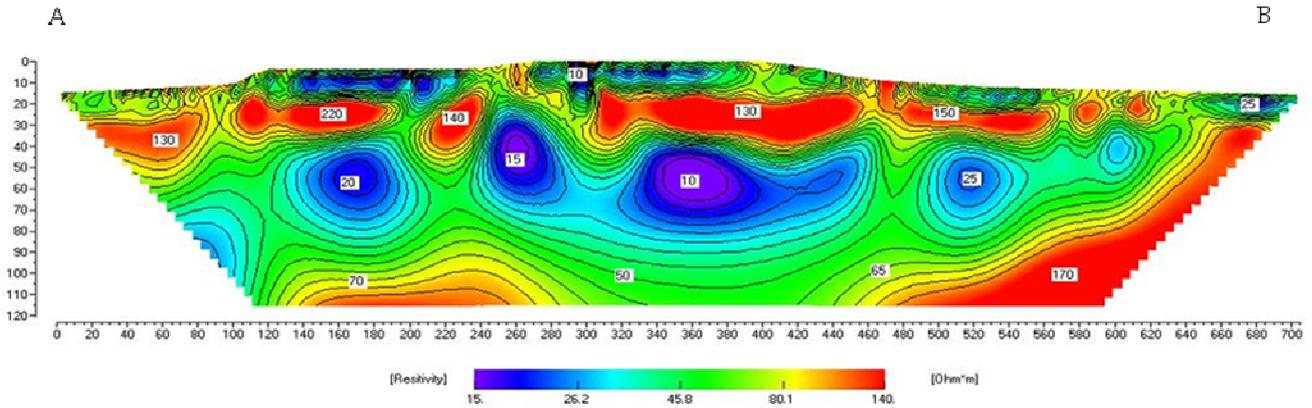


Fig. 6.13. Profilo geoelettrico dell'estensione A-B lungo 700m

Nella Zona di Tor di Quinto (Fig.6.7) l'acquifero ha una temperatura tra 18,3 e 19,0 °C, pH neutro e bassa conducibilità elettrica (Tab.6.3). Dalle misure effettuate a Luglio 2008, in pozzi ubicati più a nord rispetto a quelli della banca dati Roma Tre, la temperatura è risultata di 21°C, con pH di 6.35 e una conducibilità molto alta 3,36mS, dovuta ad inquinamento della falda o a una sua forte mineralizzazione.

Nella zona di Trastevere i dati chimico-fisici sono disponibili per un solo pozzo. L'acquifero di base, che ha qui profondità del tetto intorno a -30m e spessore 5 m, ha una temperatura tra le più alte misurate (21,3 °C), pH appena leggermente acido e conducibilità elettrica bassa (Tab.6.3).

Un'altra zona di interesse è quella dell'Ex Vasca Navale dove ha sede anche il Dipartimento di Scienze Geologiche dell' Università di Roma Tre. Nel giugno 1998 il Dipartimento di Scienze Geologiche (DSG) aveva fatto perforare nella zona dell'Ex Vasca Navale (Fig.6.14) due pozzi a scopo geognostico e idrogeologico. Nel giugno 2007 sono state eseguite nuove misure di parametri chimico-fisici in uno di questi pozzi (S1 in Tab.6.3) essendo l'altro (V2) risultato profondamente inquinato, soprattutto da nafta evidentemente versatasi da qualche serbatoio.

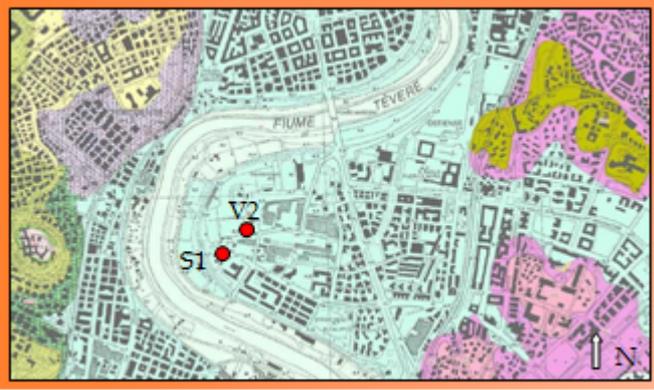


Fig.6.14. Meandro di Valco San Paolo (Ex Vasca Navale) e ubicazione dei pozzi

Analogo forte inquinamento antropico è stato riscontrato in un pozzo geognostico perforato nel 2007 nel cortile del DSG; i cui dati possono quindi servire solo a scopo stratigrafico. Una stratificazione termica è stata osservata nel 1998 nel pozzo V2 lasciato al lungo indisturbato, con un aumento di temperatura da 16,90 a 19,53 °C nell'intervallo di profondità da 20 a 90m, con un gradiente termico normale di poco superiore 0,29 °C/m (dati del Laboratorio di Idrogeologia dell'Università di Roma³). In questa zona le ghiaie di base si trovano ad una profondità di 53-58m dal piano di campagna, che ha una quota di circa 12m s.l.m., e hanno uno spesso di circa 10m. La circolazione idrica è confinata, verso il basso e lateralmente dalle argille della formazione di Monte Vaticano e verso l'alto da un grosso livello di argille e limi, potente 25-30m. Al di sopra vi è una falda freatica, contenuta in sabbie e non isolata idraulicamente, che è fortemente esposta agli agenti inquinanti. Il livello statico si mantiene negli ultimi 10 anni intorno a -10/-11m; era invece molto più vicino alla superficie (-3/-5m) negli anni 30 e questo indica sia la natura in origine pressurizzata della falda di base sia il suo forte sfruttamento. La temperatura dell'acquifero di base è di 19-19,5 °C, ideale per impieghi energetici sia invernali che estivi. Il confronto tra le misure fisico-chimiche eseguite a otto anni di distanza (vedi Tab.6.3) mostrano valori costanti di temperatura, una lieve diminuzione del pH e una forte riduzione della conducibilità elettrica, che mantiene tuttavia valori superiori a 5000µS/cm. Risulta evidente che i pozzi da perforare per l'eventuale sfruttamento geotermico dovranno isolare perfettamente, con casing adeguatamente cementato, tutto il tratto di sezione litologica al di sopra delle ghiaie di base, in modo da evitare inquinamenti termici e chimici.

Infine tra Giugno e Luglio 2008, sono stati raccolti nuovi parametri chimico-fisici nelle zone Flaminio (Roma nord) e Saxa Rubra, mentre per la parte dell'Acqua Acetosa si sono reperiti dati, come già detto, dal Coni Servizi, Unità di Progettazione e Manutenzione. Questi dati sono molto utili in quanto queste zone si trovano vicino alla faglia di Monte Mario e dell'Acquatrasversa. I dati della zona Flaminio sono stati raccolti nei centri sportivi Pony Club Roma e Polo Club Roma. Dalla Tab.6.2 si può vedere come le temperature si mantengono sui 20 °C, il pH ha valori da 6,25 a 6,50, mentre la conducibilità è abbastanza alta (4,43-4,92 mS/cm). L'acqua dei pozzi è stata

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

campionata in doppio, direttamente dal pozzo (a circa -5m), e/o rubinetti dopo aver fatto lavorare la pompa per circa 1 ora. I dati sono risultati praticamente identici. Da segnalare che al momento della messa in funzione della pompa, dagli irrigatori si sentiva il classico odore di idrogeno solforato. Dai dati relativi ai pozzi idrici della zona dell'Acqua Acetosa, si riconoscono due acquiferi, uno più superficiale contenuto nelle sabbie ed uno più profondo semiartesiano contenuto nelle ghiaie di base del Tevere (quello che più ci interessa). Entrambi gli acquiferi sono alimentati principalmente dal fiume Tevere, specialmente quello superficiale, e quello più profondo ha una certa continuità sia verticale che orizzontale. I due acquiferi non sono isolati idraulicamente fra loro, in quanto sono separati da uno strato di sedimenti limosi che possiedono una certa permeabilità verticale; questo implica che per emungimenti prolungati può esservi interferenza tra le due falde. La circolazione idrica della falda profonda delle ghiaie di base del Tevere è lenta e l'acqua risulta essere talvolta così mineralizzata da risultare inutilizzabile ai fini irrigui. La presenza abbondante di CO₂ e di H₂S evidenzia una risalita di gas in profondità attraverso faglie sepolte; si ricorda che vicino a questa zona passa la faglia di Monte Mario e dell'Acqua Traversa e affiorano depositi di travertino (Fig.6.7), segno evidente di risalita di fluidi termali. Il pozzo con maggiore mineralizzazione è il P2 (Tab.6.2) che è anche il più profondo (-40m dal p.c.), e presenta valori di temperatura più alti. Sono noti in questa zona pozzi e sorgenti con acqua molto mineralizzata, la più famosa è quella della fontana del Bernini dell'Acqua Acetosa che ha dato il nome alla zona. Le acque all'interno dello spartiacque dei rilievi collinari rivolti verso la valle del Tevere contribuiscono, anche se non in maniera preponderante, ad alimentare la falda superficiale. Tali acque sono importanti per l'apporto di inquinanti di origine antropica. Infatti vi è un inquinamento organico azotato dovuto alla presenza di scarichi fognari o fosse biologiche che raggiungono facilmente la prima falda data la sua bassa profondità (circa 4-5m dal p.c.).

Dato l'interesse potenziale di questa zona vi sono state effettuate, per la prima volta in ambiente urbano, misure del flusso diffuso di CO₂ dal suolo (con metodo della camera di accumulo) per controllare eventuali evidenze di risalite di gas, le misure sono ancora in corso. e i primi risultati sono mostrati nella mappa di Fig.6.15. Il valore di background è stato stimato preliminarmente a 31 g/m²*giorno. Dalla mappa si osserva che effettivamente i pozzi mineralizzati dell'Acqua Acetosa, del Polo Club Roma e del Pony Club Roma sono ubicati in una zona con flusso anomalo di CO₂ dal suolo probabilmente connesso al vicino sistema di faglie di Monte Mario e dell'Acquatrasversa.

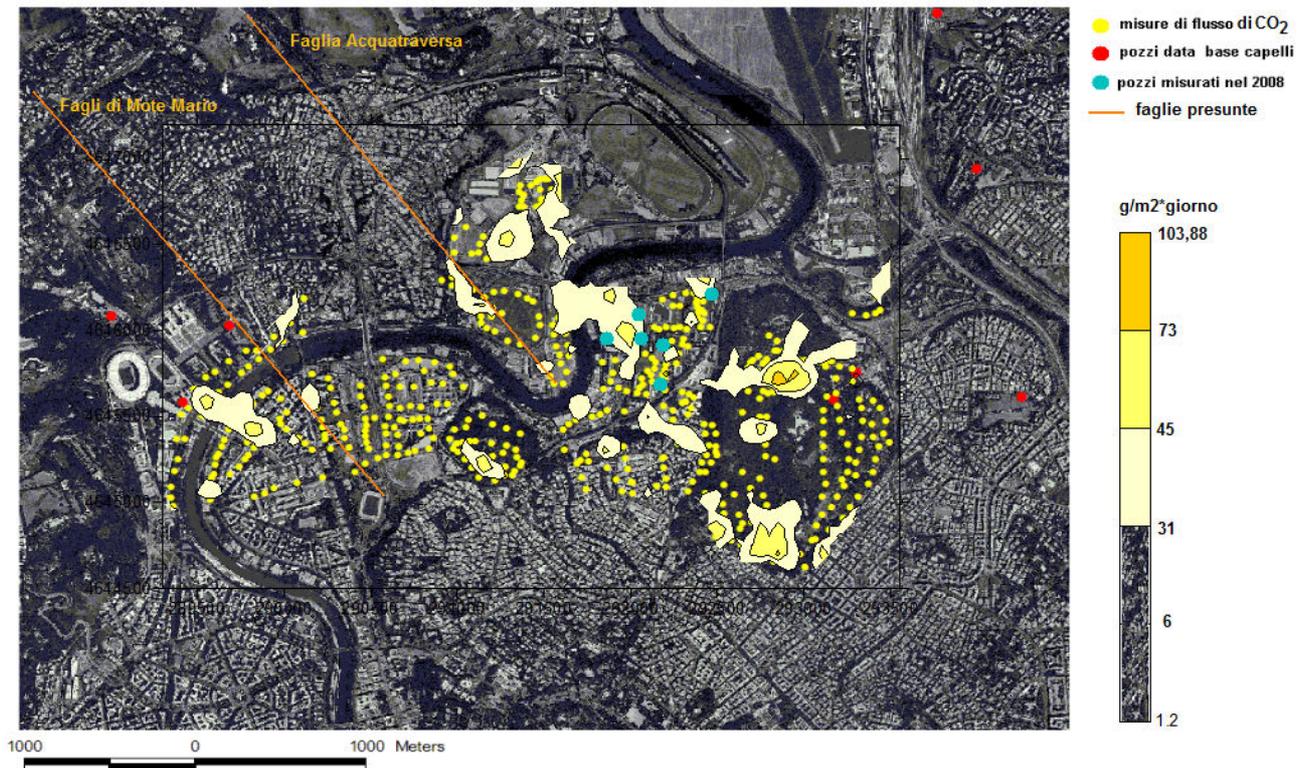


Fig.5.15. Mappa di flusso diffuso di CO₂. Con i cerchi gialli è indicata la posizione dei punti di misura dal flusso di CO₂, in rosso sono indicati i pozzi tratti dal data base del Laboratorio di Idrogeologia di Roma Tre e in celeste sono indicati i pozzi campionati nel 2008.

6.4 Risultati preliminari

I dati chimico-fisici disponibili per l'acquifero contenuto nelle ghiaie di base del Tevere indicano che sia la termalità, sia l'acidità e il carico di sali disciolti sono certamente compatibili per usi termici diretti di queste acque. Andrà indagata meglio la causa dell'elevata conducibilità elettrica misurata in alcuni pozzi delle zone dell'ex Vasca Navale e di Saxa Rubra, accertando in particolare se è dovuta a fattori naturali o, come più probabile a fattori antropici dovuti al non adeguato isolamento es. rottura nel ("casing") degli acquiferi sovrastanti. L'acquifero delle ghiaie del Tevere, possiede quindi tutte le caratteristiche idonee a farne una buona risorsa geotermica di bassissima entalpia per la città di Roma, considerato che si incontra a profondità facilmente accessibili da pozzi a basso costo e al tempo stesso sufficienti a sottrarlo all'influenza delle variazioni climatiche stagionali. Infatti lungo tutta l'asta del fiume la profondità delle ghiaie di base non scende mai sotto i 60 m dal piano campagna (massima profondità riscontrata nella zona dell'Eur); a nord di Monte Mario, lungo i Fossi della Lungara e della Crescenza e all'altezza di Castel Sant'Angelo, il tetto delle ghiaie si trova a soli 30-40 m di profondità. I massimi spessori dell'acquifero (30-40 m) si trovano nella zona di confluenza dell'Aniene, altrove lo spessore è comunemente intorno ai 10 m, ma in alcune zone sale a 15-20 m e appare ovunque sufficiente ad assicurare una produttività sufficiente della risorsa. Possiede inoltre un'ottima continuità lungo il corso del fiume e questo dovrebbe assicurare una alimentazione sufficiente, arricchita da contributi laterali delle ghiaie del Fosso della Crescenza a nord e dall'acquifero delle vulcaniti albane nella parte centro-meridionale.

Capitolo 6. Ricerche geotermiche di bassa-bassissima entalpia nella città di Roma

In collaborazione con ACEA si è stimato un fabbisogno intorno a 20 l/s di acqua geotermica con temperatura di 17-18 °C per un condominio di 40.000m³, una risorsa che potrebbe essere facilmente supportata dall'acquifero di base delle alluvioni del Tevere in varie zone della città. Nell'utilizzazione a fini geotermici di quest'acquifero sarà comunque indispensabile prevedere la reiniezione del fluido estratto dopo il suo uso, sia per non impoverire la risorsa per estrazione eccessiva rispetto alla ricerca naturale, sia per motivi ambientali, sia infine per evitare fenomeni di subsidenza o comunque di instabilità nei sovrastanti depositi alluvionali sciolti sui quali è costruita buona parte della città.

Le informazioni raccolte sono sufficienti per passare a studi di fattibilità concreti su progetti geotermici reali, che devono comprendere le seguenti indagini:

- Perforazione, in ogni sito da sviluppare, di almeno due pozzi sui quali eseguire prolungate prove di emungimento e di reiniezione studiando la risposta idraulica e termica dell'acquifero.
- Campionatura e caratterizzazione chimica del fluido; monitoraggio prolungato dei parametri chimico-fisici dell'acquifero.
- Elaborazione di un modello che simuli la risposta dell'acquifero a prolungate operazioni di estrazione/reiniezione dell'acqua al fine di valutare la portata massima estraibile e l'ubicazione ottimale dei pozzi di produzione e di quelli di reiniezione; nel contempo si dovrà ovviamente conoscere il fabbisogno della risorsa che dipende dal progetto tecnico di utilizzo per il riscaldamento e l'affrescamento.

I risultati di questo studio, per questo preliminari, dicono chiaramente che gli utilizzi dei fluidi studiati per impianti termici sono possibili. È stata quindi identificata una prima risorsa idonea a questi usi. Si conferma quindi che la geotermia di bassa-bassissima entalpia potrebbe contribuire significativamente al risparmio energetico e all'abbattimento dell'inquinamento atmosferico nella città di Roma.

Conclusioni

Le ricerche svolte per questa tesi hanno riguardato principalmente lo studio delle emissioni diffuse di CO₂ dal suolo in aree vulcaniche attive e in aree vulcaniche recenti di interesse geotermico. Le misure del flusso diffuso di CO₂ sono state integrate, quando necessario, da analisi chimiche e isotopiche del gas per accertarne l'origine. Nelle zone geotermiche del Lazio (Latera, Caldara di Manziana) la composizione chimica del gas delle manifestazioni fredde è stata utilizzata per valutare le condizioni fisiche (T-P) della sorgente.

Nelle zone di forte emissione di gas è stata misurata la concentrazione in aria di CO₂ e H₂S per valutarne la pericolosità, utilizzando anche una tecnica laser innovativa (TDL). Nelle aree indagate dei Monti Sabatini è stata utilizzata una nuova tecnica (piattaforma galleggiante) per misurare il flusso viscoso da polle d'acqua con gas gorgogliante.

I principali risultati ottenuti sono riassunti di seguito, suddivisi in due parti, relative rispettivamente alle ricerche condotte su aree vulcaniche attive e a quelle su aree di interesse geotermico.

I risultati delle ricerche su aree vulcaniche attive

Stromboli

Esiste ormai una serie di evidenze petrologiche e geochemiche che indicano che gli eventi eruttivi più pericolosi di Stromboli, i parossismi esplosivi e probabilmente anche alcune esplosioni maggiori, così come l'innescò di eruzioni effusive sono causati dall'iniezione di un volume discreto di magma profondo ricco in gas nel sistema magmatico superficiale del vulcano (Landi et al., 2006 e riferimenti bibliografici ivi contenuti). Il probabile rilascio precoce, connesso alla depressurizzazione del magma profondo, di CO₂, il volatile meno solubile disciolto nel magma in risalita, ha ispirato una serie di ricerche orientate a studiare eventi anomali del rilascio di CO₂ come un possibile precursore vulcanico. Questo risultato promettente è già stato ottenuto; infatti anomalie sono state osservate prima di alcuni importanti eventi eruttivi sia nella quantità di CO₂ disciolta nelle acque termali alla base del vulcano, nell'emissione diffusa di CO₂ nell'area vicina al cratere e nel rapporto CO₂/SO₂ del gas della plume emessa dai crateri (Carapezza et al., 2004; Aiuppa e Federico, 2004; Capasso et al., 2005; Aiuppa et al., 2008; Burton et al., 2008). Le ricerche sul flusso di CO₂ dal suolo, descritte in questa tesi, dimostrano che oltre alla plume craterica, un significativo rilascio di CO₂ avviene anche diffusivamente dalla parte sommitale, dai fianchi e dalla base subaerea del vulcano, lungo fratture profonde. Queste strutture con anomalo degassamento diffuso (DDS) sono tuttora localizzate nella metà nord-orientale dell'isola, dove la tettonica è più attiva (Tibaldi, 2001) e ci sono evidenze geologiche di apertura di fratture eruttive recenti, anche se preistoriche (Keller et al., 2003).

In due di queste strutture (Nel Cannestrà e Rina Grande) sono state installate, nel Marzo 2007, stazioni automatiche di misura del flusso di CO₂ dal suolo e dei parametri ambientali che lo influenzano. Il trattamento statistico dei dati ha permesso di riconoscere le variazioni di flusso

Conclusioni

causate dalle variazioni ambientali, e sono stati trovati anche alcuni comportamenti inusuali, come la correlazione positiva del flusso di gas con la velocità del vento e con l'umidità del suolo, spiegati con le condizioni locali del sito di misura. Attraverso questo processamento dei dati è stato possibile riconoscere le variazioni di flusso causate da fenomeni vulcanici e di mostrare che periodi di degassamento anomalo corrispondono apparentemente a cambiamenti nel livello di attività eruttiva, per esempio ad esplosioni di energia maggiore. Ovviamente è necessario attendere un più lungo periodo di osservazione, comprendente importanti fenomeni eruttivi, per essere sicuri che queste stazioni sono effettivamente in grado di registrare un precursore geochimico significativo e attendibile dell'attività eruttiva di Stromboli. La ripetizione periodica di prospezioni del flusso di CO₂ dal suolo su aree target delle quattro principali DDS individuate a Stromboli, ha mostrato che l'emissione diffusa di CO₂ è cresciuta durante l'eruzione 2007 e in periodi di intensa attività Stromboliana durata vari giorni. Ai fini di monitoraggio vulcanico, sono tuttavia molto più significativi i dati delle stazioni permanenti che non le campagne periodiche. Queste misure, e quelle di concentrazione di CO₂ nell'aria all'interno di locali, hanno anche permesso di accertare un elevato livello di pericolosità in un'abitazione di Pizzillo prossima ad una mofeta.

Turrialba (Costa Rica)

Una prospezione molto dettagliata del flusso diffuso di CO₂ dall'area craterica del vulcano (840 misure su 0,78 km²), eseguita nel Marzo 2008, ha permesso di accertare la presenza di un degassamento molto importante (309 ton/giorno di CO₂), e di identificare le principali strutture degassanti sia all'interno dell'area craterica, sia all'esterno, sulla faglia Ariete. È stato anche accertato che i vistosi danni alla vegetazione e ai pascoli del settore SW del vulcano sono stati prodotti dai gas della plume craterica e non da emissioni dal suolo. Si è già detto nel capitolo 5, come una sola prospezione del flusso di CO₂ non possa ovviamente contribuire ad un'analisi dell'evoluzione temporale del degassamento e del suo significato vulcanologico. Si può solo ritenere molto probabile che il flusso diffuso di gas sia andato aumentando parallelamente all'aumento di flusso viscoso delle fumarole.

I dati geofisici raccolti dai ricercatori del Costa Rica indicano un significativo aumento della sismicità nell'area craterica del Turrialba (sciami sismici intervallati da periodi di attività bassa o assente) e lungo la faglia Ariete e qualche sollevamento del suolo, purtroppo non precisabile come entità e geometria vista la povertà del sistema di monitoraggio. Molto importanti sono le variazioni riconosciute nelle fumarole crateriche dei ricercatori dell'Università di Firenze (Tassi et al., 2004 e dati inediti) e consistenti in:

- formazione di nuove fumarole, aumento del flusso di emissione di vapore e gas fino a formare una piccola plume
- aumento della temperatura (da circa 90 °C a 167 °C registrate ad Agosto 2007)

Conclusioni

- comparsa e progressivo aumento di SO₂ e poi di HCl e HF nei gas fumarolici di alta temperatura.

Queste variazioni chimico-fisiche sono quelle tipiche che si registrano in un periodo pre-eruttivo. In particolare la comparsa di SO₂ e poi di HCl e HF, gas con alta solubilità nei liquidi magmatici e che vengono rilasciati solo a basse pressioni, poteva indicare una risalita del magma verso la superficie e quindi condizioni di eruzione imminente. Per fortuna l'eruzione non è avvenuta, anche perché non era stato dato nessun allarme. L'interpretazione alternativa, che qui proponiamo, è che non vi sia stata alcuna significativa risalita del magma e che le variazioni chimiche e di T registrate nelle fumarole crateriche riflettano una diminuzione della pressione che si esercita sul magma causata dall'apertura di fratture indotta dall'attività sismica.

Qualcosa di analogo alla spiegazione data recentemente per le crisi della Fossa di Vulcano da Granieri et al., (2006). In ogni caso, due sono le implicazioni principali di questi dati geochimici:

- la camera magmatica del Turrialba deve trovarsi a debole profondità, visto che rilascia gas molto solubili e sarebbe interessante stimare questa profondità con metodi geochimici geobarometrici e con metodi geofisici diretti
- il fatto che si sono osservate variazioni geochimiche tipiche di una fase pre-eruttiva, senza che l'eruzione sia avvenuta, solleva dubbi sulla capacità di anticipare una riattivazione eruttiva dai soli dati geochimici (ovviamente questo vale solo per il caso specifico del Turrialba); sarebbe essenziale disporre di dati della deformazione del suolo, gli unici che, in questo caso, potrebbero segnalare la risalita del magma; purtroppo il sistema di monitoraggio attuale è del tutto inadeguato e anche una ricerca speditiva presso le Agenzie spaziali (Europa, USA, Giappone) ha rilevato che non esistono immagini SAR pregresse del vulcano. Vi è quindi un'urgente necessità di realizzare un sistema di controllo dei movimenti del suolo dell'area craterica del Turrialba, ma al momento mancano le risorse finanziarie necessarie.

Ovviamente sarebbe molto utile anche installare, su una delle aree di degassamento anomalo del vulcano, una stazione automatica permanente per la misura del flusso di CO₂ dal suolo, del tipo di quelle che operano a Stromboli, e sensori automatici di controllo delle fumarole (almeno della T e del rapporto CO₂/SO₂).

Conclusioni

I risultati delle ricerche su aree vulcaniche recenti di interesse geotermico

Latera

La caldera di Latera contiene un serbatoio geotermico di alta entalpia ad acqua dominante, situato all'interno di carbonati Mesozoici fratturati che formano un alto strutturale allungato NE-SW. Il serbatoio contiene un'acqua ricca in CO₂ con una T 200-300 °C e un P_{CO₂} di 100-200 bar. La sua permeabilità è mantenuta dalla fatturazione tettonica come indicato dalla micro sismicità ed è favorita dalla elevata P_{CO₂} che impedisce la precipitazione di minerali idrotermali. Allontanandosi dall'alto strutturale, la T del sottosuolo rimane alta, ma i carbonati non sono più permeabili, a causa della ridotta fratturazione e dei processi di sigillamento delle fratture per la precipitazione di calcite e anidrite favorita dalla più bassa P_{CO₂}, come indicato dalle fratture riempite da questi minerali che sono state trovate nei pozzi sterili perforati nel serbatoio non produttivo della parte occidentale della caldera. Lungo le fratture che tagliano l'alto strutturale si trovano in superficie emissioni fredde di gas, costituito principalmente da CO₂. I gas secchi del sistema H₂-CO₂-CH₄-CO e i loro rapporti con Ar, sono stati usati per stimare le condizioni redox. I risultati riproducono i valori effettivi T-P trovati dai pozzi nel serbatoio geotermico e indicano che anche i gas secchi delle manifestazioni fredde possono essere utilizzati come geotermobarometri in sistemi geotermici nei quali il vapore rilasciato dal serbatoio condensa totalmente prima di raggiungere la superficie.

Un risultato importante delle ricerche sul flusso di CO₂ dal suolo di Latera è che queste si sono rivelate molto utili per individuare dalla superficie la presenza in profondità di un serbatoio geotermico attivo che rilascia vapore e gas. In effetti un degassamento anomalo di CO₂ dal suolo è stato trovato sopra l'alto strutturale, dove sono ubicati tutti i pozzi produttivi, mentre i valori del flusso di CO₂ sono ricompresi nel background naturale dell'area, nella zona dove i pozzi non hanno trovato permeabilità in profondità, risultando improduttivi.

Dalla prospezione di flusso dal suolo è stato stimato un rilascio totale di CO₂ di 497 ton/giorno, 350 delle quali connesse a CO₂ di origine profonda, probabilmente mantellica come in varie altre zone del centro Italia (Chiodini et al., 2004).

Alcuni calcoli sulla quantità di liquido geotermico associata al rilascio di CO₂ dal suolo indicano che il sistema geotermico di Latera ha un potenziale energetico assai superiore ai 26 MW della capacità installata negli impianti purtroppo oggi chiusi. Latera meriterebbe senza dubbio che il suo sviluppo geotermico fosse ripreso e rilanciato e in questa prospettiva le mappe di flusso prodotte dalle nostre ricerche potrebbero aiutare nel posizionare futuri pozzi in siti con alta probabilità di incontrare in profondità il serbatoio produttivo.

Conclusioni

Monti Sabatini (Caldara di Manziana e Palidoro)

La Caldara di Manziana

Si conferma come la principale struttura di degassamento dei M.ti Sabatini. Una dettagliata campagna di misure del flusso di CO₂ dal suolo (838 misure su 0,15 km²) ha consentito di stimare un'emissione diffusa di CO₂ che ammonta a circa 118 ton/giorno a cui vanno aggiunte altre circa 20 ton/giorno di flusso viscoso emesso dalle numerose polle di gas, anche se la quasi totalità proviene dalla polla principale. Per la prima volta è stato misurato anche il flusso di H₂S che è stato stimato a 2.55 ton/giorno (flusso diffuso da poco più di 3 ettari) e a 0,15 ton/giorno (flusso viscoso da 25 polle). Le misure di concentrazione in aria dei due gas, eseguite con tecnica laser (TDL) hanno mostrato che è l'H₂S che raggiunge in vari punti concentrazioni pericolose fino a valori letali (oltre 1000 ppm), vicino al suolo che spiegano le numerose carcasse di animali che si rinvergono nelle zone di più forte emissioni di gas e che possono risultare pericolose anche per le persone, in particolare per i bambini. La CO₂ si mantiene invece al di sotto di 2,4%, concentrazione che non causa problemi all'apparato respiratorio. Non essendovi abitazioni vicine alle emissioni principali di gas, basterebbe recintare meglio le zone pericolose e apporvi opportuni cartelli di avviso. Si ricorda che la zona è un Parco naturale regionale.

Come già descritto per Latera, anche i gas freddi della Caldara di Manziana sono stati utilizzati per stimare le condizioni T-P della sorgente attraverso equilibri nel sistema CO₂-H₂-CH₄ e CO, rispetto all'Ar. I risultati sono meno chiari di quelli di Latera essendosi trovate ampie variazioni sia nei valori di T (100-220 °C) sia in quelli di P (3-30 bar). È difficile da questi dati stimare le effettive condizioni fisiche del potenziale serbatoio geotermico profondo, ospitato anche qui, come in tutto il Lazio, in rocce carbonatiche Mesozoiche il cui tetto si dovrebbe trovare intorno a 2000 m di profondità. Dalle misure di gradiente termico in pozzetti vicini, si può estrapolare una T nel reservoir di circa 205 °C. In ogni caso l'elevata variazione dei valori T-P stimati dalla geochimica dei gas, in particolare la P_{CO₂} relativamente bassa (max 30 bar), portano ad escludere che questi gas provengano direttamente dal serbatoio carbonatico profondo e suggeriscono che il fluido profondo abbia avuto una forte interazione con acquiferi più superficiali.

La seconda zona dei Sabatini studiata nella tesi è quella di Palidoro che contiene un'emissione di gas piccola ma molto pericolosa, che causa la morte di tutti gli animali, anche di grossa taglia, che si avvicinano per abbeverarsi all'acqua della polla. Anche in questa zona, le misure di concentrazione in aria del gas con tecnica TDL hanno mostrato che in alcuni punti si raggiungono concentrazioni letali di H₂S vicino al suolo (concentrazione media di 375 ppm su un profilo di 9 m), mentre la concentrazione in aria di CO₂ non è pericolosa.

Questo risultato è stato trovato in tutte le zone italiane in cui si sono eseguite misure della concentrazione del gas in aria con TDL (vedi anche la tesi di dottorato di Tarchini, 2008).

Conclusioni

Considerato che la CO₂ è sempre il gas dominante di queste manifestazioni (98-99 vol.%) e che l'H₂S si spiega con il suo molto più basso valore della soglia letale di concentrazione rispetto a quella della CO₂ (rispettivamente 450 ppm contro 10%).

Le risorse geotermiche di bassa entalpia nella città di Roma

L'ultima parte della tesi tratta un argomento diverso da quelli affrontati in precedenza. Vengono infatti riportati i primi significativi risultati di una ricerca sulle risorse geotermiche di bassa o bassissima entalpia nella città di Roma, utilizzabili per usi termici diretti (riscaldamento, condizionamento) che potrebbero contribuire al risparmio energetico producendo anche benefici ambientali. La raccolta e il processamento dei dati di centinaia di pozzi d'acqua perforati negli anni nelle alluvioni del Tevere, nuove misure di parametri chimico-fisici dell'acqua di alcuni pozzi rappresentativi, nonché alcuni rilievi geoelettrici, hanno consentito di individuare una promettente risorsa nell'acquifero contenuto nelle ghiaie di base. Sono stati ricostruiti tetto, base e quindi spessore di queste ghiaie del Tevere e misurati temperatura, pH, e conducibilità elettrica dell'acqua in essa contenuta. I risultati indicano che questo acquifero è protetto da inquinanti termici e chimici, è facilmente raggiungibile da pozzi di basso costo ed ha una temperatura (18-19 °C) ideale per questi usi termici diretti.

Bibliografia

- Acocella V.**, (2000). *Space accommodation by roof lifting during pluton emplacement at Amiata (Italy)*. Terra Nova, 12, 149-155.
- Acocella V., Funicello R.** (2002). *Transverse structures and volcanic activity along the tyrrhenian margin of central Italy*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec., 739-747.
- Aiuppa, A., Federico, C.**, (2004). *Anomalous magmatic degassing prior to the 5th April 2003 paroxysm on Stromboli*. Geophys. Res. Lett. 31, L14607, doi:10.1029/2004GL020458.
- Aiuppa, A., Federico, C., Giudice, G., Giuffrida, G., Giuda, R., Guerrieri, S., Liuzzo, M., Moretti, R., Papale, P.**, (2008). *The eruption of Stromboli volcano: insights from realtime measurement of the volcanic gas plume CO₂/SO₂ ratio*. J.Volcanol.Geotherm.Res.
- Alfonsi L., Funicello R., Mattei M., Girotti O., Maiorani A., Preite Martinez M., Trudu C., Turi B.**, (1991). *Structural and geochemical features of the Sabina strikeslip fault (Central Apennines)*. Boll.Soc Geol., It. 110, 217-230.
- Allard, P., Carbonelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M.**,
- Badalamenti B., Bruno N., Caltabiano T., Di Gangi F., Giammanco S., and Salerno G.**, (2004). *Continuous soil CO₂ and discrete plume SO₂ measurements at Mt. Etna (Italy) during 1997-2000: a contribution to volcano monitoring*. Bull. Volcanol. 66, 80-89, DOI 10.1007/s00445-003-0305-y.
- Badalamenti B., Capasso G., Carapezza M.L., D'Alessandro W., Di Gangi F., Diliberto I. S., Giammanco S., Gurrieri S., Nuccio P.M., Parello F., Valenza M.**, (1994). *Soil gas investigations during the 1991–1993 Etna eruption*. Acta Vulcanol. 4, 135–141
- Baldacci A.**, (2001). *La centrale di Latera: compatibilità ambientale*. In: *La geotermia a Latera: ambiente e sviluppo*. Latera, 16 ottobre 1999, 73-81
- Baldi P., Buonasorte G., Ceccarelli A., Ridolfi A.**, (1982). *Contributo alla conoscenza delle potenzialità geotermiche della Toscana e del Lazio*. C.N.R. Progetto Finalizzato Energetica.
- Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordalisi A., Foresi L., Iaccarino S., Laurenzi M. A., Sbrana A., Vernia L. & Villa I.M.**, (1994). *Plio-Pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium*. Mem. Descr. Carta Geol. It., 49, 77-134.
- Barberi F., Carapezza M.L.**, (2001b). *Volcanic hazard*. In: *"Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins"*, G.B. Vai e I.P. Martini (eds.), Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, The Netherlands, 495-512, 2001.

Bibliografia

- Barberi F., Carapezza M.L., Alean J., Carniel R., (2001a).** *Major explosion at Stromboli kills a tourist on 20 October 2001.* Bull. Glob. Volc. Net., 26, 2-3.
- Barberi F., Carapezza M.L., Giordano G., Pensa A. & Ranaldi M., (2008).** *L'acquifero nelle ghiaie di base del Tevere: una risorsa geotermica per la città di Roma.* Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, parte prima, vol. LXXX, 407-420
- Barberi F., Carapezza M.L., Ranaldi M., Tarchini L., (2007).** *Gas blowout from shallow boreholes at Fiumicino (Rome): Induced hazard and evidence of deep CO₂ degassing on the Tyrrhenian margin of Central Italy.* Journal of Volcanology and Geothermal Research 165, 17–31
- Barberi F., Innocenti F., Landi P., Rossi U., Saitta M., Santacroce R., Villa I. M., (1984).** *The Evolution of Latera caldera in the light of subsurface data.* Bull. Volcanol., 47, 125-141.
- Barberi F., Rosi M., Scandone R., (2008).** *Chronology of the 2007 eruption of Stromboli and the activity of the Scientific Synthesis Grup.* J.Volcanol.Geotherm.Res.
- Barberi, F., Rosi M. Sodi A., (1993).** *Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data.* Acta Vulcanologica. 3, 173-187.
- Baubron J.C., Mathieu R., Miele G., (1991).** *Measurements of gas flows from soils in volcanic areas: the accumulation method.* International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation. Napoli 1991. Abstract.
- Beratani R., Bertini G., Cappetti G., Fiordalisi A. & Marrocco B. M., (2005) –** *An update of the Larderello- Travale/Radicondoli deep geothermal system.* In: "Proceedings of the 2005 Geothermal Congress", Antalya, Turkey.
- Bertani R., (2005) -** *World geothermal power generation in the period 2001-2005.* Geothermics, 34, 651-690.
- Bertrami, R., Cameli G. M., Lovari F., and Rossi U., (1984).** *Discovery of Latera geothermal field: Problems of the exploration and research, paper presented at Seminar on Utilization of Geothermal Energy for Electric Power Production and U. N. Econ. Comm. for Eur., Florence, Italy.*
- Bertrami, R., Cioni, R., Corazza, E., D'Amore, F., Marini, L., (1985).** *Carbon monoxide in geothermal gases. Reservoir temperature calculations at Larderello (Italy).* Geother. Resour. Council Trans., 9, 299-303.

Bibliografia

Bonaccorso A., Calvari S., Garfi G., Lodato L., Patanè D., (2003). *Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunامي at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations.* Geophys. Res. Lett., 30(18), 1941, doi:10.1029/2003GL017702.

Bonaccorso, A., and Patanè D., (1998). *Shear response to an intrusive episode at Mt. Etna volcano inferred through seismic and tilt data.* Tectonophysics, 334, 61–75, 2001.

Bonadonna F.P. & Bigazzi G., (1970). *Studi sul Pliocene del Lazio VII. Datazione dei Tufi intertirreniani della zona di Cerveteri (Roma) mediante il metodo delle tracce di fissione.* Boll. Soc. Geol., 89, 463-473.

Borghetti G., Cappetti G., Carella R. & Sommaruga C., (2005). *Direct uses of geothermal energy in Italy, 2002-2004 update report.* In “Proceedings of the 2005 Geothermal Congress”, Antalya, Turkey.

Buccianti, A., Rosso, F. and Vlacchi, F., (2003). *Metodi matematici e statistici nelle scienze della terra, tecniche statistiche.* Liguori, Napoli, 538 pp.

Buonasorte G., Fiordelisi A., and Rossi U., (1987). *Tectonic structures and geometric setting of the Vulsini Volcanic Complex.* Period. Mineral., 56, 123–136.

Burton M.R., Caltabiano T., Mur`e F., Salerno G., Randazzo D., (2008). SO₂ flux from Stromboli during the 2007 eruption: Results from the FLAME network and traverse measurements *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* doi: [10.1016/j.jvolgeores.2008.11.025](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.025)

Capaccioni, B., Taran, Y., Tassi, F., Vaselli, O., Mangani, F., Macias, J.L., (2004). *Source conditions and degradation processes of light hydrocarbons in volcanic gases: an example from El Chichón volcano (Chiapas State, Mexico).* Chem. Geol., 20, 81-96.

Capasso G., Carapezza M.L., Federico C., Inguaggiato S., Rizzo A., (2005). *Geochemical monitoring of the 2002-2003 eruption at Stromboli volcano (Italy): precursory changes in the carbon and helium isotopic composition of fumarole gases and thermal waters.* Bulletin of Volcanology, 68 (DOI 10.1007/s00445-005-0427-5), 118-134.

Capasso, G., and M.L. Carapezza., (1994). *A geochemical survey of Stromboli.* Acta Volcanol., 6, 52–53.

Capelli G. & Mazza R., (2005). *Schema idrogeologico della città di Roma – gestione della risorsa idrica e del rischio idrogeologico.* In: Atti del convegno “La IV Dimensione-Lo spazio sotterraneo di

Bibliografia

Roma " Geologia dell'ambiente -periodico trimestrale della SIGEA (Società Italiana di Geologia Ambientale), Anno XIII n° 4 (supplemento), Roma, p. 47 -58.

Capelli G., Mazza R. & Taviani S., (2008). *Acque sotterranee nella città di Roma*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, parte prima, vol. LXXX, 221-244

Carapezza M. L., Barberi F., Tarchini L., Cavarra L. & Granieri D., (2005) - *Le emissioni gassose dell'area vulcanica dei Colli Albani. In: Nuovi dati sull'attività recente del cratere del lago Albano e sul degassamento dei Colli Albani*, Atti Acc. Naz. Lincei 218: p. 229-242.

Carapezza M.L & Granieri D., (2004c). *CO₂ soil flux at Vulcano (Italy): comparison of active and passive methods and application to the identification of actively degassing structure*. Applied Geochemistry, 19, 73-88.

Carapezza M.L., (2004d). *Geochemical precursors at an open conduit volcano: Stromboli 2002-2003 eruptive events*. 32th International Geological Congress, Firenze 20-28 agosto 2004.

Carapezza M.L., Federico C., (2000). *The contribution of fluid geochemistry to the volcano monitoring of Stromboli*. J.Volc.Geoth.Res., 95, 227-245.

Carapezza M.L., Ricci T., Ranaldi M., Tarchini L., (2008). *Active degassing structures of Stromboli and variation of the diffuse CO₂ output related to the volcanic activity*. J. Volcanol. Geotherm. Res., [doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.08.006](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.08.006).

Carapezza, M. L., and L. Tarchini., (2007). *Accidental gas emission from shallow pressurized aquifers at Alban Hills volcano (Rome, Italy): Geochemical evidence of magmatic degassing?*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 165(1– 2), 5 –16, [doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.04.008](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.008).

Carapezza, M.L., Ricci, T., Ranaldi, M., Tarchini, L., (2008). *Active degassing structures of Stromboli and variation in in diffuse CO₂ output related to the volcanic activity*. J.Volcanol.Geotherm.Res. [doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.08.006](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.08.006)

Cardellini, C., Chiodini, G. and Frondini, F., (2003). *Application of stochastic simulation to CO₂ flux from soil: mapping and quantification of gas release*. Journal of Geophysical Research, 108(B9): 2425-2438.

Cavarretta G., Giannelli G., Scandiffo G., Tecce F., (1985) – *Evolution of Latera geothermal system II: Metamorphic, Hydrothermal mineral assemblages and fluid Chemistry*. J. Volc. Geotherm. Res., 26, 337-364.

Bibliografia

Cheminée, J., Javoy, M., Delorme, H., (1982). *Temperature and gas data from Turrialba*. 01/83 (SEAN 08:01).

Chiodini G., Baldini A., Barberi F., Carapezza M. L., Cardellini C., Frondini F., Granieri D., and Ranaldi M., (2007). *Carbon dioxide degassing at LATERA caldera (Italy): Evidence of geothermal reservoir and evaluation of its potential Energy*. Journal of Geophysical research, VOL. 112, B12204, doi:10.1029/2006JB004896

Chiodini G., Cioni R., Guidi M., Raco B., Marini L., (1998). *Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas*. Appl. Geochem., 13, 543-552.

Chiodini G., Frondini F., Kerrick D.M., Rogie J., Parello F., Peruzzi L., (1999a). *Quantification of deep CO₂ in Central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifer and soil diffuse degassing*. Chem. Geol. 159, 205-222.

Chiodini, G., (1994). *Temperature, pressure and redox conditions governing the composition of the cold CO₂ gases discharged in north Latium (central Italy)*. Appl. Geochem., 9, 287– 295.

Chiodini, G., 1994. *Temperature, pressure and redox conditions governing the composition of the cold CO₂ gases discharged in North Latium (Italy)*. Applied Geochemistry 9, 287–295.

Chiodini, G., and Marini L. (1998). *Hydrothermal gas equilibria: The H₂O-H₂- CO₂-CO-CH₄ system*. Geochim. Cosmochim. Acta, 62, 2673– 2687.

Chiodini, G., Avino R., Brombach T., Caliro S., Cardellini C., De Vita S., Frondini F., Marotta E., and Ventura G., (2004b). *Fumarolic degassing west of mount Epomeo, Ischia (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 133, 291– 309.

Chiodini, G., Cardellini C., Amato A., Boschi E., Caliro S., Frondini F., and Ventura G., (2004a). *Carbon dioxide Earth degassing and seismogenesis in central and southern Italy*. Geophys. Res. Lett., 31, L07615, doi:10.1029/2004GL019480.

Chiodini, G., Frondini F., Cardellini C., Granieri D., Marini L., and Ventura G., (2001a). *CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy*. J. Geophys. Res., 106, 16,213–16,221.

Chiodini, G., Marini L., and Russo M., (2001b). *Geochemical evidence for the existence of high-temperature hydrothermal brines at Vesuvio volcano, Italy*. Geochim. Cosmochim. Acta, 65, 2129– 2147.

Bibliografia

- Chouet B, Dawson P, Ohminato T, Martini M, Saccorotti G, Giudicepietro F, De Luca G, Milana G, Scarpa R.**, (2003). *Source mechanisms of explosions at Stromboli determined from moment tensor inversion of very long-period data*. J Geophys Res 108(B1):2109 doi: 10.1029/2002ID001919
- Cioni R., Laurenzi M.A., Sbrana A., Villa I.M.**, (1993). *40Ar/39Ar chronostratigraphy of the initial activity in the Sabatini volcanic complex (Italy)*. Boll. Soc. Geol. Ital. 112, 251– 263.
- Cioni R., Sbrana A., Bertagnini A., Buonasorte A., Landi P., Rossi U., Salvati L.**, (1987). *Tephrostratigraphic correlations in the Vulsini, Vico and Sabatini volcanic successions*. Per. Mineral. ,56, 137–155.
- CNR** (1982). *Contributo alla conoscenza delle potenzialità geotermiche della Toscana e del Lazio*. Relazione finale C.N.R. - PFE-RF 15.
- Collettini, C., Cardellini C., Chiodini G., De Paola N., Holdsworth R. E., and Smith S. A. F.**, (2007). *Fault weakening due to CO₂ involvement in the extension of the Northern Apennines: short- and long-term processes*. The internal structures of fault zones: fluid flow and mechanical properties. Geological Society of London, Special Publication, 299, 175-194, doi: 10.1144/SP299.10.
- Corazza A., Lanzini M., Rosa C. & Salucci R.** (1999) – *Caratteri stratigrafici, idrogeologici e geotecnici delle alluvioni tiberine nel settore del centro storico di Roma*. Il Quaternario 12, 215-235.
- Corda L., De Rita D., Tecce F. & Sposato A.**, (1978). *Le pirolastiti del Sistema Vulcanico Sabatino: “Il Complesso dei Tufi Stratificati Varicolori de La Storta”*. Boll. Soc Geol. It., 97, 353-366.
- Cundari A.**, (1979). *Petrogenesis of leucite-bearing lavas in the Roman volcanic region, Italy. The Sabatinian lavas*. Contrib. Mineral. Petrol. 70, 9–21.
- D’Alessandro, W., Giammanco, S., Parello, F., Valenza, M.**, (1997). *CO₂ output and $\delta^{13}C_{(CO_2)}$ from Mount Etna as indicators of degassing of shallow asthenosphere*. Bulletin of volcanology. 58, n°6, 455-458.
- D’Amore, F., and Panichi, C.**, (1980). *Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer*. Geochim. Cosmochim. Acta, 44. 549-556.
- David, M.**, (1977). *Geostatistical Ore Reserve Estimation*, 364 pp., Elsevier Sci., Amsterdam, Netherlands.

Bibliografia

De Rita D. & Sposato A., (1986). *Correlazione tra eventi esplosivi e assetto strutturale del substrato sedimentario nel complesso vulcanico sabatino*. Mem. Soc. Geol., 35, 727-733.

De Rita D., Bertagnini A., Carboni M.G., Ciccacci S., Di Filippo M., Faccenna C., Fradi P., Funicello R., Landi P., Sciacca P., Vannucci N., Zarlenga F., (1994). *Geological petrological evolution of the Ceriti mountains area (Latium, Central Italy)*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 49, 291-322.

De Rita D., Faccenna C., Funicello R., Rosa C., (1995). *Stratigraphy and volcano-tectonics*. In Trigila R., (Ed.), *The volcano of the Albani Hills*, Rome 33-71.

De Rita D., Funicello R. & Sposato A., (1988). *Complessi Vulcanici*. In *Accordi G. e Carbone F. (Editors), Carta delle Litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. Note Illustrative. Quad. Ric. Sci., 114(5), 201-215.

De Rita D., Funicello R., Corda L., Sposato A., Rossi U., (1993). *Volcanic units*. In: Di Filippo M.(Ed.), *Sabatini volcanic Complex*. CNR-La ricerca scientifica, 114, Progetto Finalizzato Geodinamica. Monografie Finali, vol.11. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, Italia, pp. 33-79.

De Rosa R., Calanchi N., Dellino P.F., Francalanci L., Lucchi F., Rosi M., Rossi P.L., Tranne C.A., (2004). *32nd International Geological Congress, Field Trip Guide Book – P42, Volume n° 5: Geology and volcanism of Stromboli, Lipari, and Vulcano (Aeolian Islands); Firenze 20-28 agosto 2004*.

Della Vedova, B., Pellis, G., Foucher, J.P., Rehault, J.P., (1984). *Geothermal structure of Tyrrhenian Sea*. Mar. Geol. 55, 271–289.

Dogliani, C., Gueguen, E., Harabaglia, P., Mongelli, F., (1999). *On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western Mediterranean*. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, F. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, pp. 541–561

Durazzo, A., Bertini G., Rossi U., and Mottana A., (1982). *Syenitic intrusions intersected by deep drilling at Latera, Vulsini Mountains, Latium, Italy*. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 145(3), 239–255.

EHPA (2004). - European Heat Pump Association, sales figures, Nov.2004 (Arne Logdberg, Swedish Heat Pmp Association) in svedese.

Bibliografia

- ENEL-VDAG-URM** (1994). Aggiornamento delle caratteristiche geologiche di superficie e profonde del Lazio settentrionale. Relazione inedita, ENEL, Università degli Studi "La Sapienza", Dipartimento di Scienze della Terra, pp.110.
- Everden J.F., Curtis G.H.**, (1965). *The Potassium-Argon dating of Late Cenozoic rocks in East Africa and Italy*. *Curr. Anthropol.*, 6, (4), 343-364.
- Faccenna C., Funiciello R., Marra F.**, (1994)b. *Inquadramento geologico – strutturale dell'area romana*. *Mem. Descr. Carta Geol. D'It.*, 50, 32-47.
- Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., Zettwoog, P.**, (1991). Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature* 35, 387–391.
- Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., Zettwoog, P.**, (1991). *Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna*. *Nature*, 351: 387-391.
- Federico, C., Aiuppa A., Allard P., Bellomo S., Jean-Baptiste P., Parello F., andValenza M.**, (2002). *Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 963– 981.
- Fernandez, A.** (1987). *Geologia de la Hoja Topografica Turrique (1.50000 I GNCR, 34451)*. Tesis de Licenciatura, Escuela de Geologia, Universidad de Costa Rica, 206 pp.
- Finizola A., Revil A., Rizzo E., Piscitelli S., Ricci T., Morin J., Angeletti B., Mocochain L., Sortino F.**, (2006). *Hydrogeological insights at Stromboli volcano (Italy) from geoelectrical, temperature, and CO soil degassing investigations*. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17304, doi:10.1029/2006GL026842.
- Finizola A., Sortino F.**, (2003). *Preliminary model of fluid circulation at Stromboli volcano inferred by water and gas geochemistry*. ICGG7-A-00108, 22-26 September 2003 Freiberg, Germany.
- Finizola A., Sortino S., Lénat J.F., Valenza M.**, (2002). *Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Island, Italy) from self-potential and CO₂ surveys*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Vol. 116 (n° 1-2), pp. 1-18.
- Fornaseri M.**, (1985). *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 40, 73–105.

Bibliografia

- Francalanci L., Davies G.R., Lustenhouwer W., Tommasini S., Mason P.R.D., Conticelli S.,** (2005). Intra-grain Sr isotope evidence for crystal recycling and multiple magma reservoirs in the recent activity of Stromboli Volcano, southern Italy. *Journal of Petrology* (October 2005), 46(10):1997-2021.
- Francalanci L., Manetti P., Peccerillo A.** (1989). *Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands): The roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity.* Bull. Volcanol., 51, 355-378.
- Francalanci L., Manetti P., Peccerillo A., Keller J.** (1993). *Magmatological evolution of the Stromboli volcano (Aeolian arc, Italy): inferences from major and trace element and Sr isotopic composition of lavas and pyroclastic rocks.* Acta Vulcanol., 3, 127-151.
- Francalanci L., Tommasini S., Conticelli S.** (2004). *The volcanic activity of Stromboli in the 1906-1998 AD period: mineralogical, geochemical and isotope data relevant to the understanding of the plumbing system.* Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 131, pp. 179-21.
- Francalanci L., Tommasini S., Conticelli S., Davies G.R.** (1999). *Sr isotope evidence for short magma residence time for the 20th century activity at Stromboli volcano, Italy.* Earth and Planetary Science Letters, 167, 1, 61-69(9).
- Frank, A. B., Liebig M. A., and Hanson J. D.,** (2002). *Soil carbon dioxide fluxes in northern semiarid grasslands.* Soil Biol. Biochem., 34, 1235– 1241.
- Froncini F., S. Caliro, C. Cardellini, G. Chiodini, N. Morgantini, and F. Parello** (2007). *Carbon dioxide degassing from Tuscany and northern Latium (Italy).* Global Planet. Change, doi:10.1016/j.gloplacha. 2007.08.009, in press.
- Funiciello R. & Giordano G.,** (2008). *La nuova carta geologica di Roma.* Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, parte prima, vol. LXXX, 39-87
- Funiciello R., Giordano G.,** (2005). *Carta Geologica di Roma alla scala 1:10000, vol. 1,* Dipartimento Scienze Geologiche Università Roma TRE Comune di Roma 2008.
- Funiciello R., Giordano G.,** (2008). *La nuova carta geologica di Roma: litostratigrafia e organizzazione stratigrafica.* Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, volume LXXX parte prima, pag. 39-85

Bibliografia

- Funiciello R., Gordano G., & De Rita.,** (2003). *The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent activity and evidence of pre Roman Age catastrophic lahar events.* j. Volcanol. Geotherm. Res., 123, 43-61
- Funiciello R., Locardi E., Lombardi G. & Parotto M.,** (1976b) – *The sedimentary ejecta from phreatomagmatic activity and their use for location of potential geothermal areas.,* Int. Congress on thermal waters Geothermal Energy and Vulcanism of the Mediterranean area. Atene
- Funiciello R., Locardi E., Parotto M.,** (1976°). *Lineamenti geologici dell'area Sabatina orientale.* Boll. Soc. Geol. It., 95, 831-849.
- Funiciello R., Parotto M., De Rita D., Di Filippo M., Sposato A.,** (1989). *Carta geologica del complesso vulcanico sabatino.* Consiglio Nazionale delle Ricerche. Progetto Finalizzato Geodinamica. Profilo II.
- Funiciello R., Parotto M., Salvini F.,** (1985). *Fracture field in Sabatini geothermal area (Italy).* Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Roma.
- Gambardella, B., Marini L., Ottonello G., Vetuschi Zuccolini M., Cardellini C., Chiodini G., and Frondini F.,** (2004). *Fluxes of deep CO₂ in the volcanic areas of central-southern Italy,* J. Volcanol. Geotherm. Res., 136, 31–52.
- Gans.,P.B., Alvaro, G., Perez, W., MacMillan, I., and Calvert, A.,** (2003). *Neogene evolution of the Costa Rica Arc and development of the Cordillera Central: Geological Society of America Abstracts with Programs,* 35, p 74
- Gerlach T.M.J., Graeber E.J.,** (1985) – *Volatile budget of Kilauea volcano.* Nature, 313, 273-277.
- Gianelli, G., and G. Scandiffio** (1989). *The Latera geothermal system (Italy): Chemical composition of the geothermal fluid and hypotheses on its origin.* Geothermics, 18, 447– 463.
- Giggenbach, W. F.** (1975). *A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples.* Bull. Volcanol., 39, 132– 145.
- Giggenbach, W. F.** (1980). *Geothermal gas equilibria, Geochimim. Cosmochim. Acta,* 44, 2021– 2032.
- Giggenbach, W. F.** (1987). *Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand.* Appl. Geochem., 2, 143– 161.

Bibliografia

- Giggenbach, W. F.** (1988). *Geothermal solute equilibria: Derivation of Na- K-Mg-Ca geothermometers*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2693– 2711.
- Giggenbach, W. F.** (1991). Chemical techniques in geothermal exploration, in *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, pp. 119– 142, UN Inst. for Train. And Res./UN Dev. Program, Rome.
- Giggenbach, W. F., and Goguel R. L.**, (1989). Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, report, 81 pp, Dep. Of Sci. and Ind. Res., Chem. Div., Petone, New Zealand.
- Giggenbach, W. F., and Poreda R.J.**, (1993). *Helium isotopic and chemical composition of gases from volcanic-hydrothermal systems in the Philippines*. *Geothermics*, 22, 369–380.
- Giggenbach, W.F.**, (1980). *Geothermal gas equilibria*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 2021-2032.
- Giggenbach, W.F.**, (1987). *Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand*. *Appl. Geochem.* 2, 143-161.
- Giggenbach, W.F.**, (1991). *Chemical techniques in geothermal exploration*. In: *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR, New York, pp 253-273.
- Giggenbach, W.F.**, (1992). *Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 495-510.
- Giggenbach, W.F.**, (1996). Chemical composition of volcanic gases, in *Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards*, edited by M. Scarpa, R. Tilling (Springer, Berlin), 221-256.
- Gillot P.Y., & Keller J.**, (1993). *Radiochronological dating of Stromboli*. *Acta Vulcanol.*, 3, 69-77.
- Granieri D., Carapezza M.L., Ghiodini G., Avino R., Caliro S., Ranaldi M., Ricci T., Tarchini L.**, (2006). *Correlated increase in CO₂ fumarolic content and diffuse emission from La Fossa crater (Vulcano, Italy): Evidence of volcanic unrest or increasing gas release from a stationary deep magma body?* *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 33, L13316, doi:10.1029/2006GL026460.
- Granieri, D., Ghiodini, G., Marzocchi, W., Avino, R.**, (2003). *Continuous monitoring of CO₂ soil diffuse degassing at Phlegraean Fields (Italy): influence of environmental and volcanic parameters*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 167–179

Bibliografia

- Gurrieri, S., Valenza, M.,** (1988). *Gas transport in natural porous mediums: a method for measuring CO₂ flows from the ground in volcanic and geothermal areas*. Rendiconti della Società italiana di Mineralogia e Petrologia, 43: 1151- 1158.
- Hornig-Kjarsgaard, I., J. Keller, U. Koberski, E. Stadlbauer, L. Francalanci, and R. Lenhart,** (1993). *Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian arc, Italy*. Acta Vulcanologica, 3, 21-68.
- Ibrahim R. F., Fauzi A. & Suryadarma** (2005) - *The progress of geothermal energy resources activities in Indonesia*. In: "Proceedings of the 2005 Geothermal Congress", Antalya, Turkey.
- Innocenti, F., and R. Trigila** (1987). *Vulsini Volcanoes*. Period. Mineral., 56, 238 pp.
- Jørgensen J.Ø., Holm P. M.,** (1998). *Progressive alkali ion exchange with stratigraphic position in a pyroclastic cooling-unit; Mt. Torro, Sabatini, Central Italy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 86, 179 185
- Keller J., Hornig-Kjarsgaard I., Koberski U., Stadlbauer E., Francalanci L., Lenhart R.** (1993). "Geological Map of the Island of Strombol.", Acta Vulcanol. 3, (Appendix).
- Kucera C.D. & Kirkham D.R.** (1971). *Soil respiration studies in tallgrass in Missouri*. Ecology, 52, 912-928.
- Landi, P.,** (1987). *Stratigraphy and petrochemical evolution of Latera Volcano (Central Italy)*. Periodico di Mineralogia, 56: 201-224.
- Laplaige P., Jaudin F., Desplan A. & Demange J.** (2005) – *The French geothermal experience: review and perspectives*. In "Proceedings of the 2005 Geothermal Congress", Antalya, Turkey.
- Lauro C., Negretti G. C.,** (1969). *Contributo alla conoscenza delle vulcaniti delle regioni Tolfetana, Cerite e Manziate. Il vulcanismo della Tuscia Romana. Le manifestazioni vulcaniche e acide del settore centro-occidentale*. Quaderni C.N.R., 5, 1-39, 17 tav., 6 tabb., 2 tav., Roma.
- Leopolt, L.,A.,** (2003). *Neotectonica del extremo orientaldel Cinturon Deformado del Centro de Costa Rica*. Tesis de Licenciatura, Escuela de Geologia, Universidad de Costa Rica, 120 pp.
- Locardi E., Sommavilla,** (1974). *I vulcani sabatini nell'evoluzione della struttura regionale*. Mem. Soc. Geol. It., 13, suppl. 2, pp 455-468.

Bibliografia

- Lund J.W., Freeston D. H. & Boyd T. L.** (2005) - *Direct application of geothermal energy: 2005 Worldwide review*. Geothermics, 34, 691-727.
- Mainieri A.**, (2005) - *Costa Rica country update report*. In: "Proceedings of the 2005 Geothermal Congress", Antalya, Turkey.
- Marini, L. and Chiodini, G.**, (1994). *The role of carbon dioxide in the carbonate-evaporite geothermal systems of Tuscany and Latium (Italy)*. Acta Vulcanol., 5: 95 -104.
- Mark, R., Eliecer D., Gerardo J.S., Erik, F.**, (2006). *The eruptive of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions*. Geological Society of America, Special Paper 412 pp.235-253.
- Marra F. & Rosa C.**, (1995) - *Stratigrafia e assetto geologico dell'area romana*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, L, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, p. 31-112
- Mielnick, P. C., and Dugas W. A.**, (2000). *Soil CO₂ flux in a tallgrass prairie*, Soil Biol. Biochem., 32, 221– 228.
- Minissale A., Evans W.C., Magro G., Vasselli O.**, 1997a. Multiple source component in gas manifestation from North-Central Italy. Chemical Geology 142, pp.175-192.
- Minissale A., Magro G., Vaselli O., Verrucchi C., Perticone I.**, 1997b. *Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 79, 223–251.
- Montero, W.**, (2001). *Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá*. –Rev. Geol. Amér. Central, 24: 29–56.
- Morelli C., Giese P., Cassinis R., Colombi B., Guerra I., Luongo G., Scarascia S., Schutte K.G.** (1975). *Crustal structure of Southern Italy A seismic refraction profile between Puglia-Calabria-Sicily*. Boll Geof Teor Appl 18:183–210.
- Negretti G. C. e Morbidelli L.**, (1963). *Studio geo petrografico del complesso vulcanico tolletano. Cerite (Lazio); 3°: le manifestazioni vulcaniche acide del settore cerite*. Quaderni C.N.R., 3, 1-91, 17 tav., 9 quadri, 9 ff., Roma.
- Oliviero A.** (2004). *L'eruzione effusiva 2002-2003 dello Stromboli: relazione tra variazioni composizionali e parametri vulcanologici*. Tesi di Laurea, Università di Pisa, Corso di Laurea in Scienze Geologiche, pp. 143.

Bibliografia

- Pan, V., Holloway, J.R., Hervig, R.L.,** (1991). *The pressure and temperature dependence of carbon dioxide solubility in tholeiitic basalt melts*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1587–1595.
- Papale, P., Moretti, R., Barbato, D.,** (2006). *The compositional dependence of the multicomponent volatile saturation surface in silicate melts*. *Chem. Geol.*, 229: 78-95.
- Parkinson, K.J.,** (1981). *An improved method for measuring soil respiration in the field*. *J. Appl. Ecol.*, 18, 221-228.
- Parotto M.,** (2008). *Evoluzione paleogeografica dell'area romana: una breve sintesi*. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, parte prima, vol. LXXX*, 25-38
- Pasquarè G., Francalanci L., Garduño V.H., Tibaldi, A.** (1993). *Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian islands, Italy*. *Acta Vulcanologica* 3, 79-89.
- Peccerillo A. & Manetti P.,** (1985). *The potassium alkaline volcanism of central-southern Italy; a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance*. *South African journal of geology*, 88, 379-394.
- Ragnarsson A.,** (2005) - *Geothermal development in Iceland 2000- 2004*. In: "Proceedings of the 2005 Geothermal Congress", Antalya, Turkey.
- Reines W.A.,** (1968). *Carbon dioxide evolution from three Minnesota forest*. *Ecology*, 49, 471-483.
- Rey, A., E. Pegoraro, V. Tedeschi, I. De Parri, P. G. Jarvis, and R. Valentini** (2002). *Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in central Italy*. *Global Change Biol.*, 8, 851– 866.
- Rodriguez J. A. & Herrera A.** (2005) - *El Salvador country update*. In: "Proceedings of the 2005 Geothermal Congress", Antalya, Turkey.
- Rogie J.D., Kerrick D.M., Chiodini G., Frondini F.,** (2000). *Flux measurement of non-volcanic CO₂ emission from some vents in central Italy*. *J. Geophys. Res.* 105, 8435-8445.
- Rogie, J. D., Kerrick D. M., Sorey M. L., Chiodini G., and Galloway D. L.,** (2001). *Dynamics of carbon dioxide emission at Mammoth Mountain, California*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188, 535–541.
- Rosi M., Bertagnini A., Harris A.J.L., Pioli L., Pistolesi M., Ripepe M.,** (2006). *A case history of paroxysmal explosion at Stromboli: Timing and dynamics of the April 5, 2003 event*. *Earth and Planetary Science Letters* 243 594–60

Bibliografia

- Rosi, M.**, (1980). *The Island of Stromboli*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 36, 345–368.
- Rybach L. & Gorhan H. L.** (2005) – *Country update for Switzerland*. In: “Proceedings of the 2005 Geothermal Congress”, Antalya, Turkey.
- Sabatelli, F., Mannari, M.**, (1995). *Latera development update*. World Geotherm. Congress, Florence, Italy, pp. 1785–1789.
- Serri G, Innocenti F., Manetti P.**, (1993). *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy*. Tectonophysics, 223, 1-2(3 p.), 117-147.
- Sigvaldason G.E.**, (1989) – *International Conference on Lake Nyos disaster; Yaoundè, Cameroun 16-20 March, 1987: Conclusions and Recommendation*. J. Volcan. Geoth. Res., 39, 97-107.
- Sinclair, A. J.**, 1974. *Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs*. Journal of Geochemical Exploration, 3: 129-149.
- Sollevanti F.**, (1983). *Geologic, volcanologic and tectonic setting of the Vico-Cimino area*. Jour. Volc. Geoth. Res., 17, 203-217.
- Soto, G.**, (1988). *Estructuras volcano-tectónicas del Volcàn _Turrialba, Costa Rica*. American Central, in Actas Quinto Congreso Ggológico Chileno, Santiago, 8-12 de agosto de 1988: Tomo III, p. I 163-I-175
- Tanner L.H., Calvari S.** (2004). *Unusual sedimentary deposits on the SE side of Stromboli volcano, Italy: products of a tsunami caused by the ca. 5000 years BP Sciara del Fuoco collapse?* Journal of Volcanology and Geothermal Research 137: 329– 340.
- Taran, Y.A., Pokrovsky, B.G., Esikov, A.D.**, (1989). *Deuterium and oxygen-18 in fumarolic steam and amphiboles from some Kamchatka volcanoes: "andesitic waters"*. Doklady Akademii nauk SSSR, 304, 440-443.
- Tassi, F., Vaselli, O., Barbosa, V., Fernandez, E., Duarte, E.**, (2002). *Fluid geochemistry and seismic activity in the period 1998-2002 at Turrialba volcano (Costa Rica)*. Proceed. Workshop-Short Course on Volcanic Systems, Geochemical and Geophysics Monitoring. Melt inclusions: Methods, applications and problems. De Vivo, B. and Bodnar, R.J., (Eds.), 26-30 September, Seiano di Vico Equense, Italy, 199-204.

Bibliografia

Tassi, F., Vaselli, O., Barboza V., Fernandez E., Duarte, E., (2004). Fluid geochemistry and seismic activity in the period 1998-2002 at Turrialba Volcano (Costa Rica). *Annals of Geophysics* vol. 47 n4 August 2004.

Tassi, F., Vaselli, O., Duarte, E., Fernandez, E., Barboza, V., Marino, T., (2004b). Evolution of fluid geochemistry, seismicity and deformation at Turrialba volcano (Costa Rica) from 1998 to 2004. IAVCEI Gen Ass., Pucòn, Chile.

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(3– 4), 233–242.

Tedesco, D., and P. Scarsi (1999). *Chemical (He, H₂, CH₄, Ne, Ar, N₂) and isotopic (He, Ne, Ar, C) variations at the Solfatara crater (southern Italy): Mixing of different sources in relation to seismic activity.* *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 465– 480.

Tibaldi A., (2001). *Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work.* *Bullettin of Volcanology* 63 (2/3), 112-125.

Tibaldi A., (2003). *Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy.* *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126; 1/2: 79-95.

Tibaldi A., (2004). *Major changes in volcano behaviour after a sector collapse: insights from Stromboli, Italy.* *Terra Nova* 16, 2-8.

Tibaldi A., Pasquarè G., (2005). Geological Map of Stromboli. *National Project on 1:50,000 Prototype Map Atlas, CNR-SGN-CARG.*

Tonani B., Miele G., (1991). *Methods for measuring flow of carbon dioxide through soils in the volcanic settings.* International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation, Napoli 1991. Abstract.

Trigila R., Agosta E., Currado C., De Benetti A.A., Freda C., Gaeta M., Palladino D.M., & Rosa C., (1995). *Petrology.* In: Trigila (Ed9 The Volcano of the Alban Hills, Tipografia SgS Roma, 95-165.

Turbeville, B.N., (1992). *Petrology and petrogenesis of the Latera Caldera, Central Italy.* *Journal of Petrology*, 34(1): 77-123.

Bibliografia

Vaselli, O., Tassi F., Fernandez, E., Duarte E., Barboza V., Magro G., and Minissale A., (2002). Fluid geochemistry evolution at Turrialba Volcano (Costa Rica). Colloque intl., Mt Peleè 1902-2002, Explosive Volcanism in Subduction Zones, 12-16 May, 2002, Ilede la Martinique (France), 90

Vaselli, O., Tassi, F., Duarte, E., Fernandez, E., Barbosa, W., Magro, G., Minissale, A., (2002). *Fluid geochemistry evolution at Turrialba volcano (Costarica). Colloque Intl. Mt. Pelée 1902-2002, Explosive Volcanism in Subduction Zone, 12-16 May, St. Pierre de Martinica, France, 90.*

Vaselli, O., Tassi, F., Fernandez, E., Duarte, E., (2007). *Chemical evolution of fumarolic fluids, seismic activity and visual changes at Turrialba volcano (Costa Rica): Evidences for a resuming of the volcanic activity?* 5th City on Volcanoes Conference, 19-23 November, 2007, Shimabara, Japan, 84.

Ventriglia U., (2001) – Geologia del territorio del Comune di Roma. Amministrazione Provinciale di Roma, Servizio Geologico, Difesa del Suolo.

Villa I.M., (1993). *Geochronology.* In: Di Filippo, M. (Ed.), Sabatini Volcanic Complex. Quad. Ric. Sci., vol. 114. Progetto Finalizzato Geodinamica C.N.R., Roma, p. 101.

Villa I.M., 1993. *Geochronology.* In: Di Filippo, M. (Ed.), Sabatini Volcanic Complex. Quad. Ric. Sci., vol. 114. Progetto Finalizzato Geodinamica C.N.R., Roma, p. 101.

Washington H. S., (1906). The Roman Comagmatic Region , Carnegie Institute, Washington, 57, 1-199 (publ.no. 57).

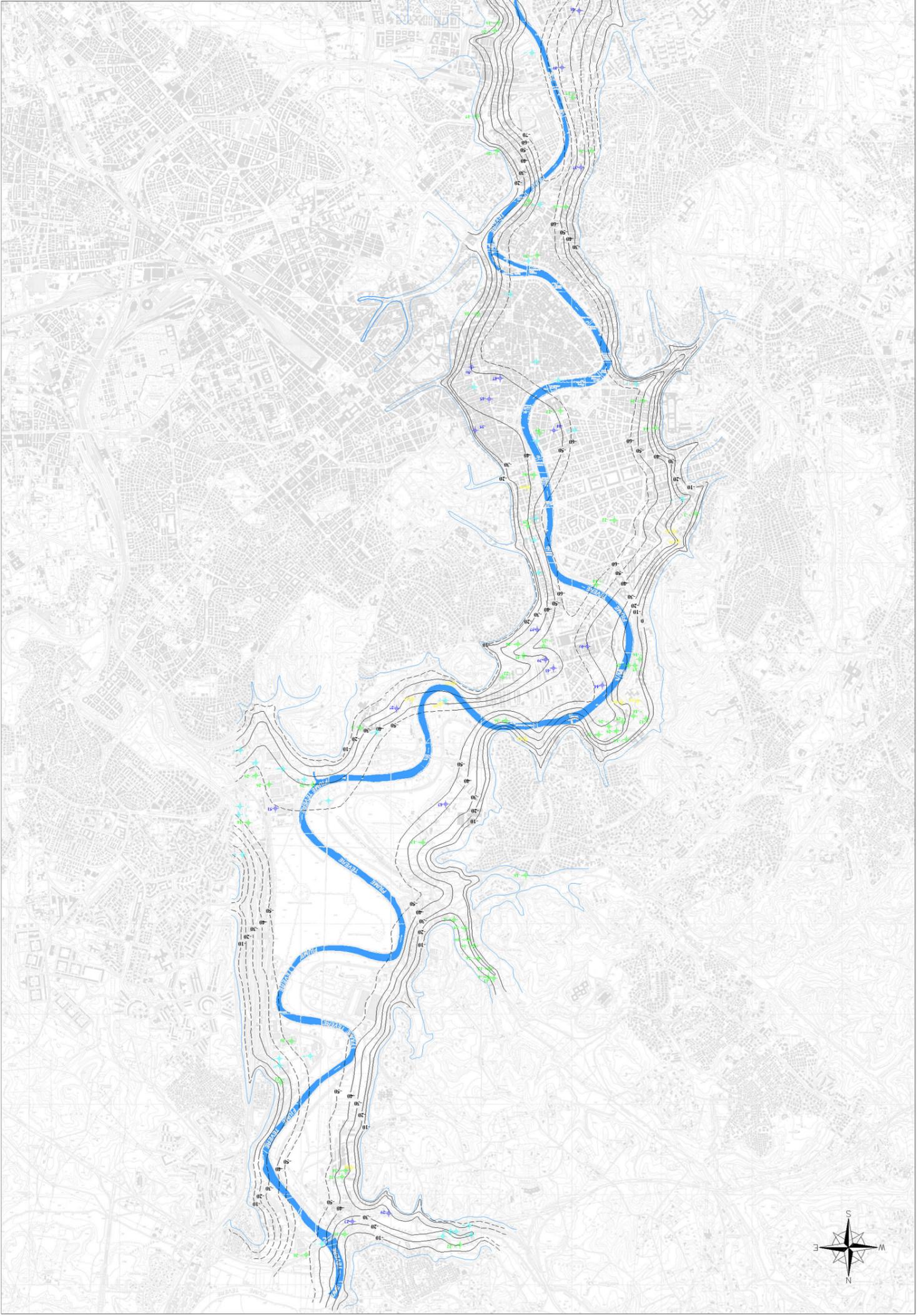
West Systems S.r.l., (2002) – *Carbon dioxide flux meter handbook.* Release 4.00, May 01, 2002. www.westsystems.com.

(www.asper.it.)

(www.dasibitalia.it).

Yazaki, Y., S. Mariko, and H. Koizumi (2004), *Carbon dynamics and budget in a Miscanthus sinensis grassland in Japan.* Ecol. Res., 19, 511 –520.

Zheng K., Zhang Z., Zhu H. & Liu S. (2005) – *Process and prospects of industrialized development of geothermal resources in China – Country update report for 2000 – 2004.* In: “Proceedings of the 2005 Geothermal Congress”, Antalya, Turkey.



CARTA DELLA SUPERFICIE DI LETTO DELLE ALLUVIONI DEL TEVERE

Dipartimento di Scienze Geologiche
Università degli Studi di Roma Tre



AUTORI: F. Barberi, M. Carapezza, G. Giordano, A. Pensa & M. Rinaldi

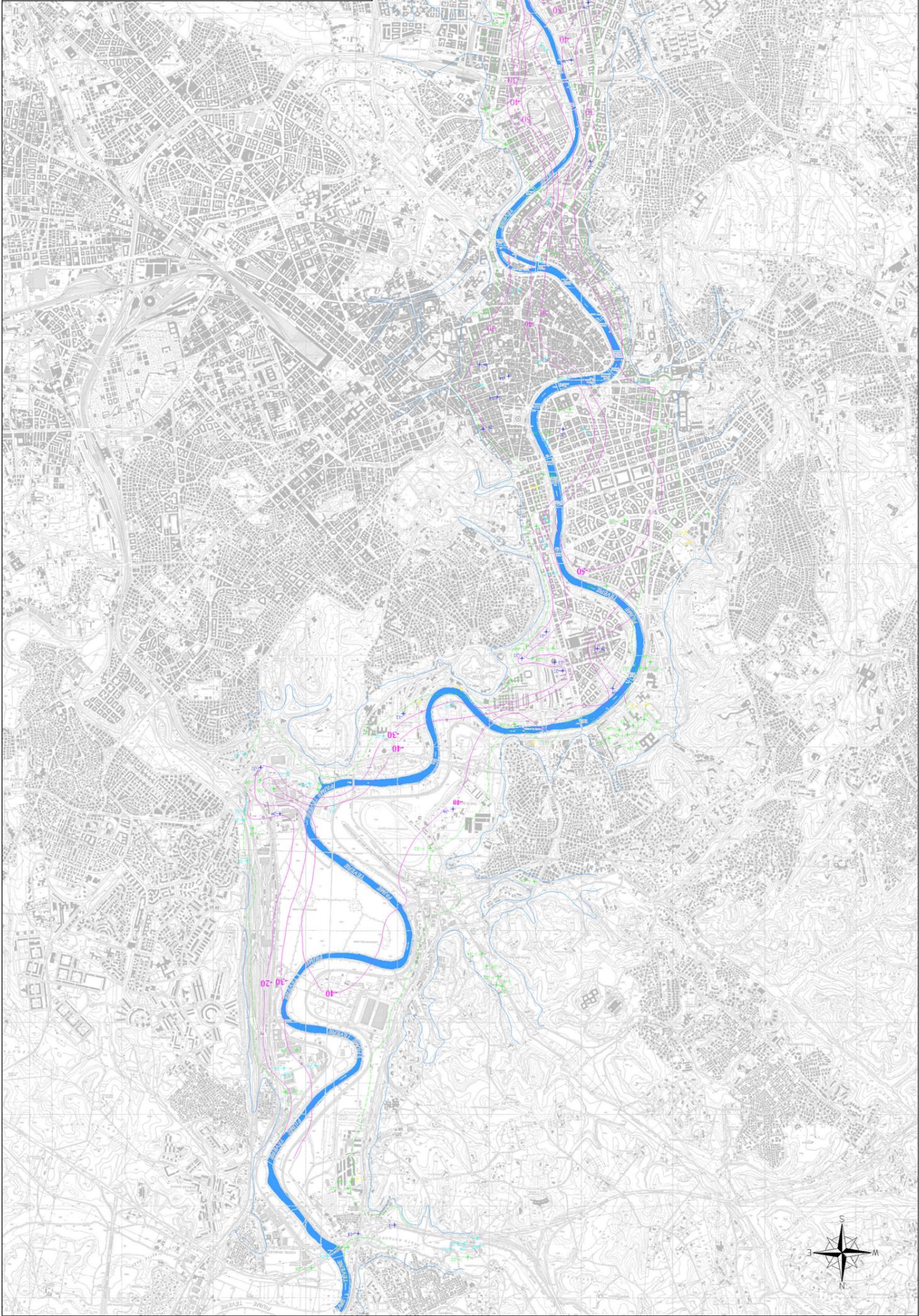
LEGENDA

- Limite delle alluvioni del Tevere
- Isoipse di letto delle ghiaie di base in metri s.l.m. Equidistanza delle isoipse: 10 metri
- pozzi poco profondi che non raggiungono né il *bedrock* né le ghiaie di base
- pozzi che attraversano le alluvioni fino al *bedrock* senza intercettare le ghiaie alla base
- pozzi con "stratigrafia completa", che attraversano tutte le alluvioni fino al *bedrock* e presentano il livello delle ghiaie di base

BASE CARTOGRAFICA
CTR REGIONE LAZIO
SCALA 1:10.000

374100	374100	374100
374000	374000	374000
373900	373900	373900
373800	373800	373800

Ministero Università e Ricerca Scientifica - Progetto FIRB "Sviluppo e applicazioni alimentati da risorse geotermiche per il riscaldamento ed il condizionamento di ambienti nella città di Roma".



CARTA DELLA SUPERFICIE DI TETTO DELLE ALLUVIONI DEL TEVERE

Università degli Studi di Roma Tre
Dipartimento di Scienze Geologiche



AUTORI : F. Barberi, M. Carapezza, G. Giordano, A. Pensa &
M. Rinaldi

LEGENDA

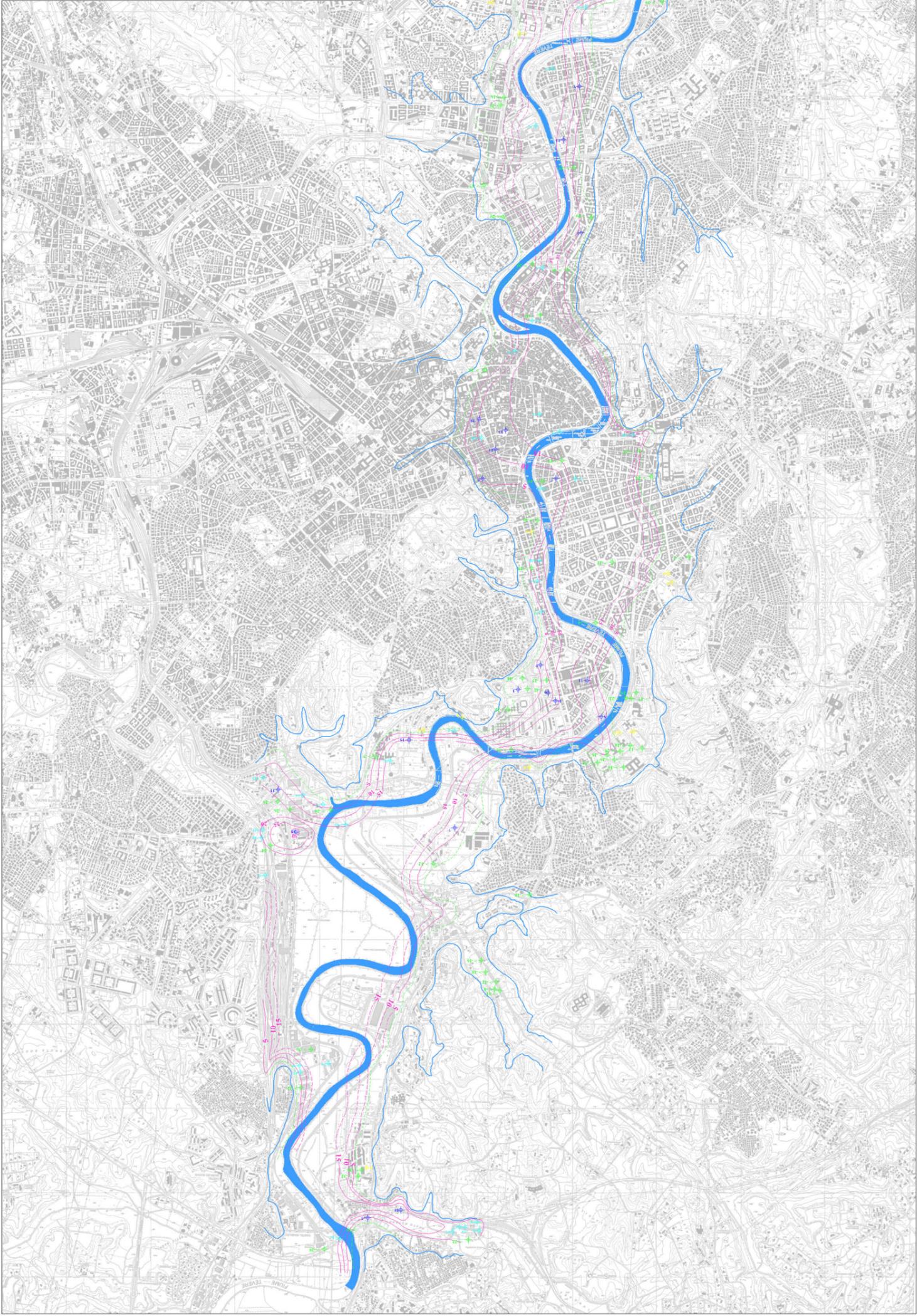
- Limite delle alluvioni del Tevere
- Isobate del tetto delle ghiate di base in metri s.l.m. Equidistanza delle isoline: 10 metri
- Estensione delle ghiate di base
- pozzi poco profondi che non raggiungono né il *bedrock* né le ghiate di base
- pozzi che attraversano le alluvioni fino al *bedrock* senza intercettare le ghiate alla base
- pozzi che attraversano le alluvioni del Tevere ed intercettano le ghiate di base, senza però attraversarle completamente
- pozzi con "stratigrafia completa", che attraversano tutte le alluvioni fino al *bedrock* e presentano il livello delle ghiate di base

37400	37400	37400	37400
37400	37400	37400	37400
37400	37400	37400	37400
37400	37400	37400	37400

BASE CARTOGRAFICA
CTR REGIONE LAZIO
SCALA 1:10.000

Ministero Università e Ricerca Scientifica - Progetto FIRB Sviluppo e applicazioni alimentati da risorse governative per il riscaldamento ed il condizionamento di ambienti nella città di Roma.

1 km




 Dipartimento degli studi di Scienze Geologiche,
 Università degli studi di Roma Tre

**CARTA DELLO SPessore DELLE GHIAIE
DI BASE DELLE ALLUVIONI RECENTI**

LEGENDA

-  Limite litologico delle alluvioni attuali
-  Limite estensione delle ghiaie di base
-  Isohete in metri s.l.m. Equidistanza delle isohete: 5 metri
-  Valore dello spessore delle ghiaie di base nel sondaggio analizzato
-  Sondaggi che hanno intercettato solo il letto delle ghiaie di base
-  Sondaggi che hanno raggiunto il basamento argilloso pliocenico senza incontrare le ghiaie di base
-  Sondaggi che hanno attraversato le ghiaie di base e che hanno intercettato il basamento argilloso pliocenico

CARTA DELLA PROFONDITA' DEL TETTO, SPESSORE E CARATTERISTICHE CHIMICO-FISICHE DELL'ACQUIFERO NELLE GHIAIE DI BASE DEL TEVERE

Università degli Studi di Roma Tre
Dipartimento di Scienze Geologiche

AUTORI: F. Barbieri, M. Carapezza, G. Giordano, A. Pensa, M. Ranaldi

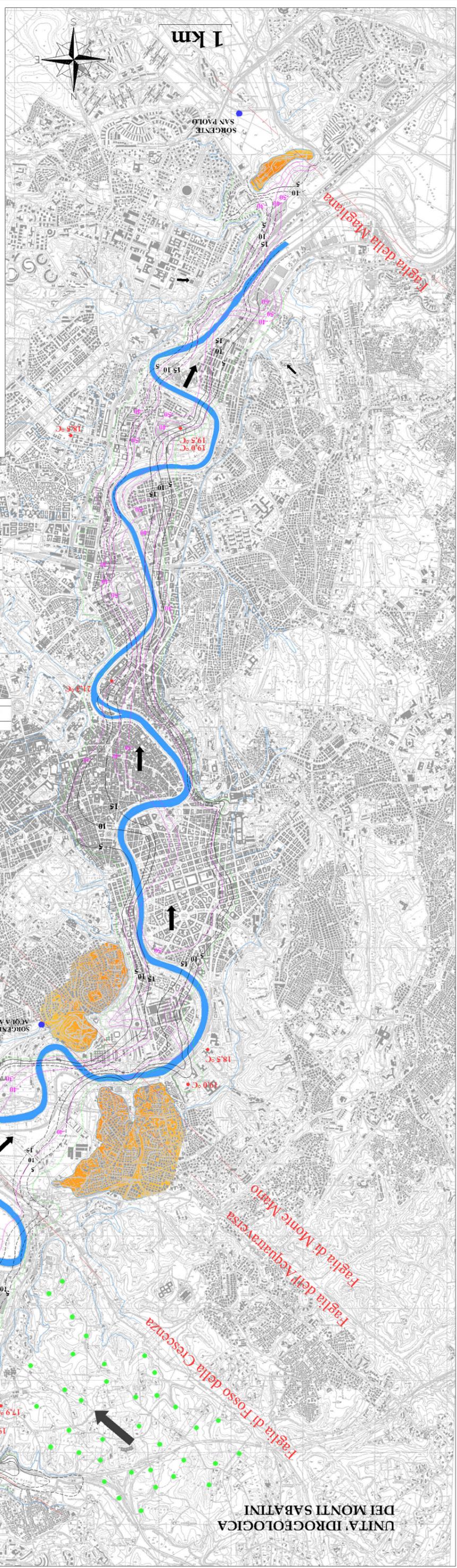
LEGENDA

Limite delle alluvioni del Tevere
Estensione delle ghiaie di base
Isopiche delle ghiaie di base in metri; Equidistanza: 5 metri
Isopiche del tetto delle ghiaie di base in metri; Equidistanza: 10 metri
Depositi travertinosi (Frascone Madio)
Principali elementi strutturali
Surgenti ipoterziali
Direzione di drenaggio principale
Estensione del deposito conglomerato della Formazione di Fosso della Crescenza (Frascone Madio)
Formazione di Fosso della Crescenza (Frascone Madio)
Utilizzazione e destinazione dei pozzi
Indicanti nelle tavole

BASE CARTOGRAFICA
CTR REGIONE LAZIO
SCALA 1:10.000

ROMA NORD-OVEST	374020	374030
ROMA NORD-EST	374060	374070
ROMA OVEST	374100	374110
ROMA EST	374140	

Ministero Università e Ricerca Scientifica - Progetto FIRB Sviluppo e applicazioni avanzate da risorse geotermiche per il riscaldamento ed il condizionamento di ambienti nella città di Roma.



Zona Ex Vasca Navale

Pozzo n.	Data	Profondità dal p.c. (m)	Livello statico	T(°C)	pH	Cond. (µS/cm)
S1	16/6/1998	69	-10,63	19	7,8	14000
S1	16/6/2007	69	-10,16	19,5	6,6	14000
P13	19/04/2002	n.d.	n.d.	18,5	7,3	697

Zona Trastevere

Pozzo n.	Data	Profondità dal p.c. (m)	Livello statico	T(°C)	pH	Cond. (µS/cm)
P12	19/04/2002	n.d.	n.d.	11,3	7,40	780

Zona Tor di Quinto

Pozzo n.	Data	Profondità dal p.c. (m)	Livello statico	T(°C)	pH	Cond. (µS/cm)
P77	n.d.	n.d.	n.d.	18,3	6,9	n.d.
P29	30/10/2001	n.d.	n.d.	19	7,65	1280
P28	30/10/2001	n.d.	n.d.	18,5	8,5	1000

Zona Saxa Rubra

Pozzo n.	Data	Profondità dal p.c. (m)	Livello statico	T(°C)	pH	Cond. (µS/cm)
QZ-1	6/6-07	48	-13,62	17,9	7,7	982-1129
QZ-2	6/6-07	48	-15,00	19,3	8,0	1149
SAJ1	31/2/2007	60	-6,13	19,9	6,33	5440
SAJ2	31/2/2007	60	-8,13	19,5	6,69	5900
SAJ3	31/2/2007	60	-13,00	21,6	6,5	965
P145	31/10/2003	n.d.	n.d.	17,6	6,98	700
P144	17/10/2003	n.d.	-10,00	17,6	6,98	700
P147	4/10/2003	n.d.	-5,00	17,7	6,72	767
P148	4/10/2003	n.d.	-5,00	17,7	7,25	669

Zona Castel Gandolfo - Imbatina

Pozzo n.	Data	Profondità dal p.c. (m)	Livello statico	T(°C)	pH	Cond. (µS/cm)
P138	30/9/2003	n.d.	-3,00	19,3	6,86	1525
P139	17/10/2003	n.d.	-2,50	19,0	7,52	1919
P1	6/4/2004	n.d.	-7,70	16,9	6,31	2130

UNITA' IDROGEOLOGICA DEI COLLI ALBANI

UNITA' IDROGEOLOGICA DEI MONTI SABATINI