

Fig. 19. Distribuzione su mappa Google Earth degli epicentri dei terremoti registrati tra l'aprile 1983 e il giugno 2011 (estratti da banca dati INGV, vedi allegato 1). In rosso gli eventi 1983-2004, in giallo gli eventi 2005-2011.

## 5. IDROGEOLOGIA

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

Buonasorte et al. (1988) hanno presentato una carta idrogeologica alla quale si rimanda per dettagli, in cui i litotipi affioranti sono stati classificati in base al grado di permeabilità prevalente ed al loro potenziale collegamento con il serbatoio profondo di interesse geotermico. La valutazione qualitativa della permeabilità trova appoggio anche nella carta della densità del drenaggio. Sono state inoltre ricostruite le



isopieze relative all'acquifero profondo ed è stato sviluppato un bilancio idrologico del Monte Cetona, che costituisce la principale e più vicina area dove il serbatoio profondo affiora.

#### 5.1. CENNI DI IDROGRAFIA SUPERFICIALE

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

Un importante elemento idraulico è costituito dall'ampio bacino artificiale (con capacità totale dell'invaso di 4,5 Mm<sup>3</sup>) realizzato per scopi irrigui con uno sbarramento sul Torrente Elvella, affluente di sinistra del Paglia. Quest'ultimo, che rappresenta il principale corso d'acqua della zona, dopo un primo tratto in cui ricalca la direzione assiale del bacino neogenico di Radicofani, attraversa la dorsale del Monte Cetona pressappoco al limite del plateau vulcanico, defluisce quindi nella depressione tettonica orientale e, dopo essersi congiunto con il Torrente Chiani, si getta nel Fiume Tevere.

L'area è interessata prevalentemente dal bacino idrografico del Torrente Paglia e solo marginalmente da quelli del Torrente Chiani verso NE e del Lago di Bolsena a Sud. Lo spartiacque principale ha un andamento che ripete la particolare configurazione del tracciato del Torrente Paglia, il quale scorre prima in direzione appenninica, in corrispondenza di terreni neogenici, e poi presenta un singolare tratto trasversale in cui incide formazioni più antiche.

#### 5.2. INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

Nell'area di Torre Alfina-Castel Giorgio affiorano numerose unità formazionali con diverse caratteristiche di permeabilità e con rapporti giacitureali che ne condizionano il ruolo idrogeologico profondo. Per una visione organica della situazione idrogeologica, i terreni affioranti sono stati distinti oltre che in funzione della litologia e del tipo di permeabilità, anche della possibilità o meno di connessione idraulica con il serbatoio geotermico (vedi Tav. I di Buonasorte et al., 1988). Quest'ultimo è rappresentato dalle formazioni prevalentemente carbonatiche di facies toscana e trova la sua naturale copertura nella potente coltre di terreni flyschoidi di facies ligure ed austroalpina interna. Quest'ultima, costituita da più unità formazionali

che, nella loro eterogeneità litologica, possono anche comprendere terreni permeabili, generalmente sede di acquiferi locali deve, nel suo insieme, considerarsi a permeabilità estremamente ridotta per la predominanza della componente argillosa. Anche i terreni neogenici, pur presentando locali alternanze di litotipi arenacei permeabili, svolgono complessivamente un ruolo di copertura. Il sovrastante complesso delle vulcaniti vulsine, data la sua buona permeabilità, è sede di acquiferi superficiali.

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

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

### 5.3. BILANCIO IDROLOGICO

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

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

valutato intorno a  $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$ . Il bilancio idrologico dimostra il ruolo assorbente del nucleo carbonatico del Monte Cetona per la ricarica l'acquifero profondo.

## 6. GEOCHIMICA DEI FLUIDI

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

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

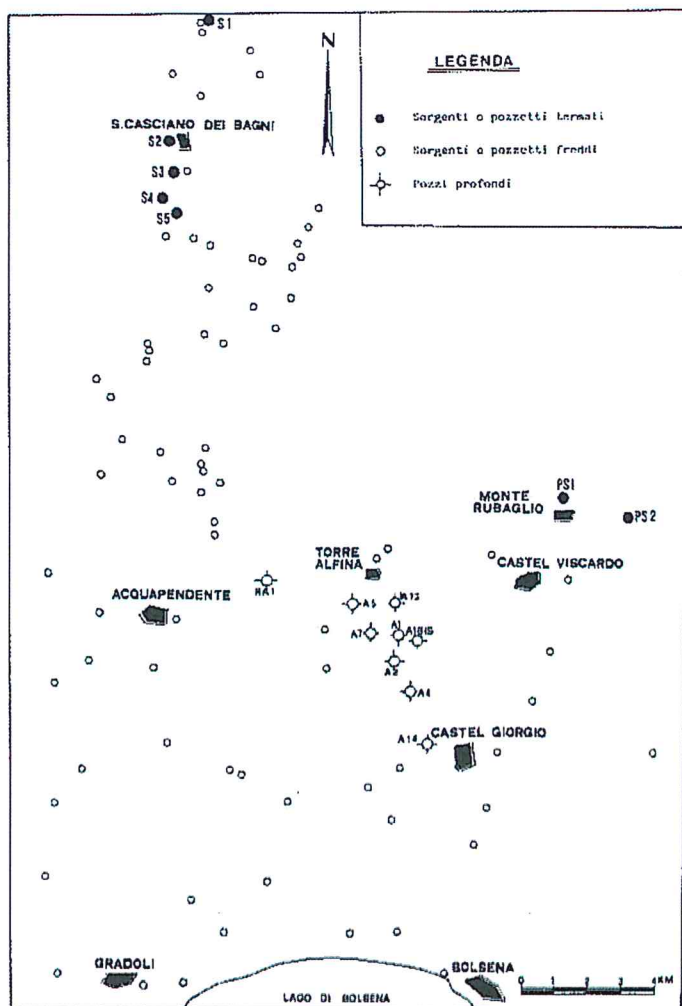


Fig. 20. Ubicazione dei punti d'acqua studiati da Buonasorte et al., (1988).



## 6.1. CARATTERI CHIMICI DELLE ACQUE SORGIVE TERMALI

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

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

Il campione PS<sub>2</sub>, proveniente da un pozzo profondo 100 m, con salinità di 1283 mg/l (Regione Umbria, 1979) è l'unico campione tra quelli freddi a chimismo clorurato sodico.

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

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

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

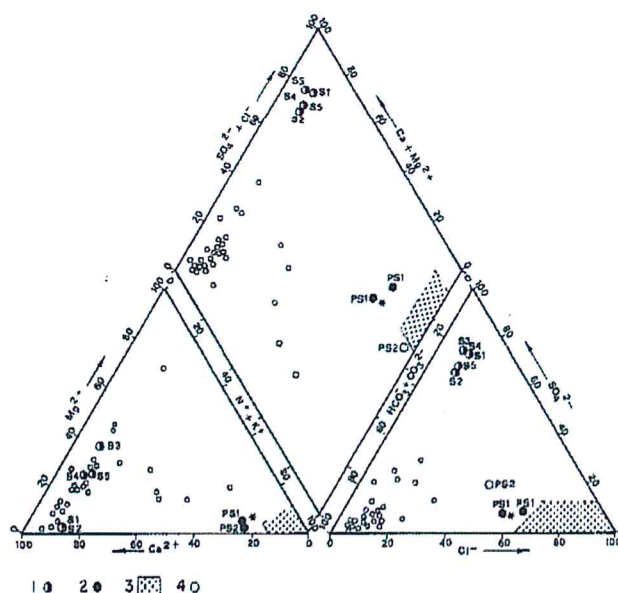


Fig. 21. - Diagrammi di PIPER. 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubaglio (\* dati Terme). 3) Acque dei pozzi profondi di Torre Alfina. 4) Acque fredde superficiali. (da Buonasorte et al., 1988).

La Fig.22 indica che le acque fredde e quelle dei pozzi geotermici, che saranno successivamente discusse, costituiscono due raggruppamenti a sé stanti e che tra loro non intervengono rilevanti processi di mescolamento. Il campione PS2 può rappresentare un miscelamento tra acque a cloruro di sodio e acque superficiali più ricche in HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e metalli alcalini, del tipo di quelle rinvenute in prossimità dei pozzi geotermici.

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

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

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

TABELLA A

COMPOSIZIONE CHIMICA DELLE ACQUE TERMALI DI SORGENTI E POZZI POCO PROFONDI

N° (*) camp.	DATA camp.	T °C	PH	Na <sup>+</sup> mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Ca <sup>2+</sup> mg/l	Mg <sup>2+</sup> mg/l	Fetot mg/l	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>+</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/l	B tot mg/l	SiO <sub>2</sub> tot mg/l	H <sub>2</sub> S tot mg/l	TDS mg/l	Σ cat Σ an
S1	1/8/68	42	6.75	60.0	5.0	437	10.4	0.090	as.te	100	234	900	as.te	231	as.te	1629	1.00
S2	1/8/68	43	6.65	58.0	5.0	429	10.8	0.150	as.te	93	353	800	as.te	237	as.te	1572	1.00
S3	4/7/68	42	7.00	71.4	12.2	388	152	0.088	as.te	111	351	1270	as.te	22.4	as.te	2180	1.00
S4	4/7/68	41	7.00	75.0	13.0	463	102	0.152	as.te	113	346	1260	as.te	29.0	as.te	2199	1.00
S5	4/7/68	40	6.90	82	11.5	469	103	0.150	as.te	138	460	1170	as.te	226	as.te	2204	1.00
PS1 <sup>1,2</sup>	n.d.	60	6.60	1880	124	484	52.5	n.d.	n.d.	2260	2450	456	n.d.	75.0	n.d.	6481	0.99
PS1 <sup>3</sup>	10/1/74	29	6.40	1710	35.0	429	55	as.te	14.0	2240	1800	424	13.3	40.0	as.te	5777	0.99

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

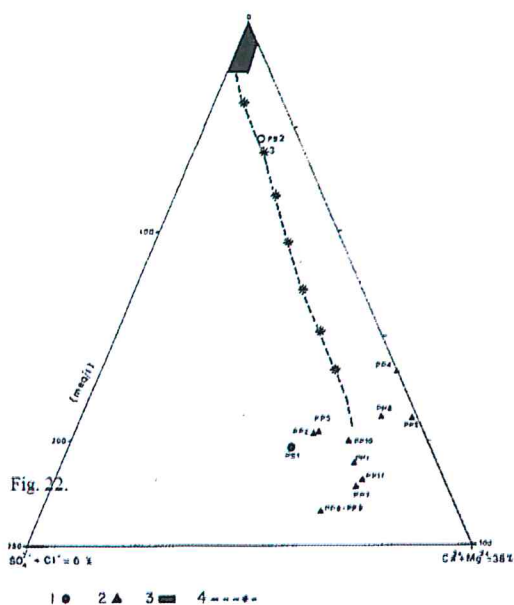


Fig. 22. - Sezione del diagramma di PIPER e distribuzione dei campioni in funzione della salinità. 1) Acque termali di Monte Rubiaglio. 2) Acque dei pozzi profondi di Torre Alfina. 3) Acque superficiali. 4) Andamento teorico della miscelazione tra i due gruppi di acque. (da Buonasorte et al., 1988)

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

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

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

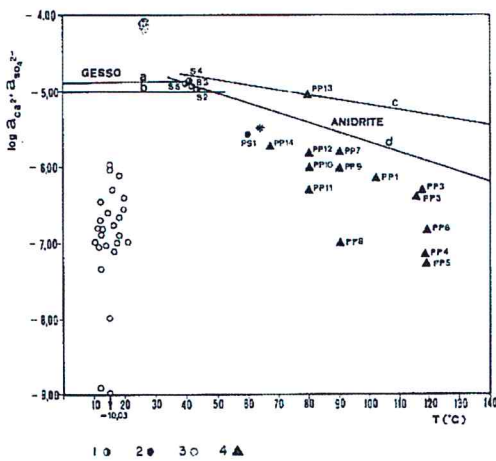


Fig. 23. - Diagramma di saturazione rispetto a gesso e anidrite. - Retta A: Da TRUESDELL & JONES, 1974. Retta B: Calcolata da PERRY & CHION, 1973. Retta C: Da TRUESDELL & JONES, 1974. Retta D: Da HELGESON, 1969. 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubiaglio (\* dati Terme).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

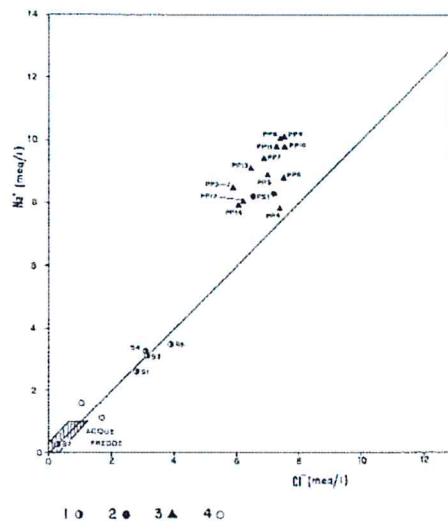


Fig. 24. - Diagramma di correlazione  $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ . Linea continua: retta del rapporto equimolecolare tra  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$  (per i campioni di M. Rubiaglio e dei pozzi le concentrazioni sono divise per 10). 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubiaglio (\* dati Terme). 3) Acque dei pozzi profondi. 4) Acque fredde.

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

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

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



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

## 6.2. CARATTERI CHIMICI DELLE ACQUE DEI POZZI PROFONDI

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

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

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

Tra le specie principali quelle che mostrano le variazioni più forti da un campione all'altro sono, a parte il solfato in due campioni,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^-$ . Ciò è probabilmente connesso con le instabili condizioni di erogazione, che determinano fenomeni di precipitazione proprio a carico di queste due specie; il chimismo resta comunque sempre a cloruro di sodio.

La Fig. 23 mostra che solo due campioni provenienti dal pozzo Alfina 7 sono vicini alla saturazione rispetto all'anidride; tutti gli altri se ne discostano in maniera più o meno evidente. Ciò può essere dovuto, per i punti più in basso, a fenomeni di precipitazione di sali, quali ad esempio il  $\text{CaCO}_3$  che impoveriscono la soluzione di almeno uno degli ioni componenti i minerali in esame.

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

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

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

In Fig. 25 si osserva che  $\text{SO}_4^{2-}$  è presente in leggero eccesso o in quantità stechiometrica rispetto a  $\text{Ca}^{2+}$  ed entrambi assumono valori di concentrazione circa metà di quelli che si osservano per le sorgenti. Ciò è senz'altro un effetto della temperatura finale di equilibratura di questi due tipi di acque, essendo i minerali solfatici meno solubili all'aumentare della temperatura.

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



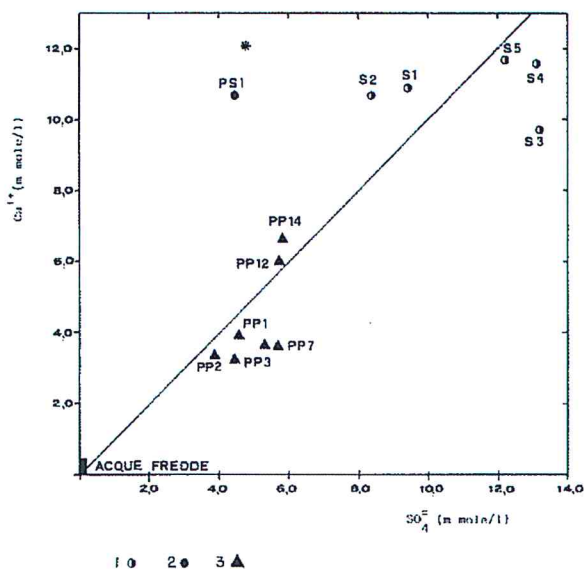


Fig. 25. - Diagramma di correlazione  $\text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$ . Linea continua: retta del rapporto equimolecolare tra  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ . 1) Acque termali di S. Casciano dei Bagni. 2) Acque termali di Monte Rubiaglio (\* dati Terme). 3) Acque dei pozzi profondi.

Il basso tenore di  $\text{SO}_4^{2-}$  dei campioni PP8 e PP9 (Alfina 7) è senz'altro da attribuire a precipitazione di  $\text{SO}_4^{2-}$ , congiunta a quella del  $\text{Ca}^{2+}$ .

In effetti in alcuni campioni di incrostazione (di tale pozzo) raccolti all'uscita del separatore e ai campionatori si rinviene una discreta quantità di  $\text{SO}_3$  intorno a 4% in peso, che conferma l'esistenza di processi di precipitazione negli impianti di superficie anche a carico del solfato (Buonasorte et al., 1988).

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

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

Nelle incrostazioni (Tab. D) le specie presenti sono fondamentalmente  $\text{CaO}$  e  $\text{CO}_2$ , per cui sembra ragionevole avanzare qualche dubbio sul reale contenuto delle acque in  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ , e  $\text{CO}_2(\text{aq})$ . Purtroppo non si hanno dati quantitativi che permettano di risalire, dalla quantità di incrostazioni deposta a fluido erogato, alla composizione reale delle acque.

TABELLA B  
COMPOSIZIONE CHIMICA DELLE ACQUE DEI POZZI GEOTERMICI

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

### 6.3 DEPOSITI E INCROSTAZIONI

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

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

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

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

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

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

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

CAMPIONI	CO <sub>2</sub> %	Cl %	SiO <sub>2</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Ca O %	Mg O %	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	SO <sub>3</sub> %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	Sr O %	Rb <sub>2</sub> O %	Li <sub>2</sub> O %	Ba O %	Cu <sub>2</sub> O %	Co O %	Mn O %	H <sub>2</sub> Ocris. + altri %	Cr, Ni e Pb %
I1	61.7	2.0	1.37	0.50		42.8	7.62		0.60	0.39	0.16								2.60	
I2	43.1	as.te	0.25	0.15		54.9	0.08		as.te	0.23	0.01								1.29	
I3	42.7	tracce	as.te	0.26	as.te	52.0	as.te	as.te	as.te	0.31	0.02	2.24	as.te	as.te	2.41	tracce	as.te	0.05	assente	as.te
I4	42.5	"	"	0.14	"	50.8	"	"	tracce	0.74	0.05	3.01	"	"	2.75	"	"	0.03	"	"
I5	42,8	1.00	tracce	0.63	"	50.5	"	"	as.te	0.27	0.16	1.68	"	"	2.41	"	"	0.05	"	"
I6	26.7	as.te	0.85	16.3	0.37	32.1	"	"	tracce	0.49	0.09	0.18	0.02	tracce	1.15	"	"	0.24	11.5	"
I7	42.4	"	0.10	0.62	as.te	53.2	1.00	as.te	as.te	0.18	0.02								2.45	
I8	41.0	"	0.28	0.55	"	54.4	0.97	"	1.44	0.28	0.14								0.95	
I9	38.4	4.01	as.te	1.36	"	52.5	0.95	"	1.42	0.41	0.02								0.90	

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

TABELLA E  
 RAPPORTI MOLARI TRA ALCUNE SPECIE  
 PRESENTI NELLE INCROSTAZIONI

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

La percentuale di Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> rilevata nel campione n°15 è probabilmente da addebitare ai prodotti della corrosione dei materiali che costituiscono il "buttafuori" (Buonasorte et al., 1988).

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

Il gas dei pozzi è costituito essenzialmente da CO<sub>2</sub> con bassi tenori di N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S e CH<sub>4</sub>; H<sub>2</sub> è sempre al di sotto dei limiti di rilevabilità (Tab. F). La mancanza di campioni di gas residuo impedisce un'analisi dettagliata relativamente ai componenti minori, ma si può ugualmente affermare che la composizione dei gas dei pozzi di Torre Alfina è costante ed indipendente dall'ubicazione del pozzo e delle condizioni di erogazione.



TABELLA F

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

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

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

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

I gas naturali di Torre Alfina sono molto simili a quelli dei pozzi, mentre nei gas di S. Casciano dei Bagni si ha una netta preponderanza di N<sub>2</sub>, legata sicuramente alle vicine ricariche superficiali.

Nel pozzo Alfina 7 il tenore di CH<sub>4</sub> del gas erogato è abbastanza ben correlato ( $r = 0,77$ ) con il rapporto gas/vapore (Fig. 26a). Tra quella grandezza ed H<sub>2</sub>S nel gas dello stesso pozzo, invece non sembrano esistere correlazioni significative (Fig. 26 b). La differenza di comportamento tra H<sub>2</sub>S e CH<sub>4</sub> è spiegabile in parte in termini di diversa stabilità chimica, ma anche per diversa solubilità di queste due specie nel liquido presente nel serbatoio geotermico.

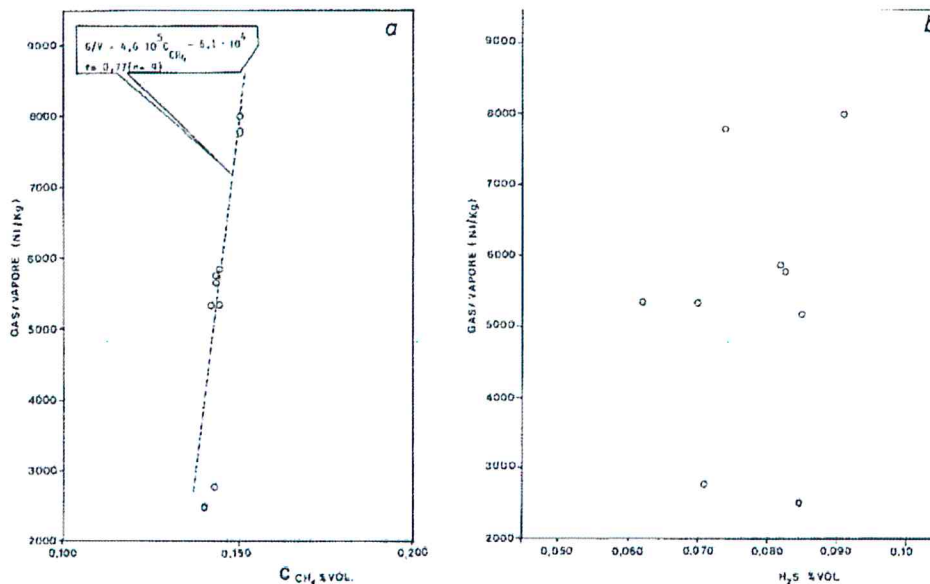


Fig. 26. a) Diagrammi di correlazione rapporto gas/vapore contenuto in CH<sub>4</sub> nel gas erogato dal pozzo Alfina 7. Linea tratteggiata: retta di correlazione. b) Diagramma di correlazione rapporto gas/vapore contenuto in H<sub>2</sub>S nel gas erogato dal pozzo Alfina 7.

Infatti esiste una marcata correlazione ( $r = -0,95$ ) tra pressione all'uscita del separatore e tenore di  $H_2S$  nel gas (Fig. 27) e sembra ragionevole attribuire le variazioni di  $H_2S$  alle differenze di degassamento prodotte nel liquido dalle variazioni di pressione durante l'esercizio dell'impianto. Il  $CH_4$  meno solubile varia invece sistematicamente a seguito dell'esaurimento di una cappa di gas che sovrasta nel serbatoio il liquido e nella quale esso è inizialmente presente in concentrazioni superiori rispetto a quelle ottenibili dal degassamento della fase acquosa a seguito dell'estrazione di questa.

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

L'identità di composizione tra i gas dei pozzi Alfina 1 e Alfina 1 bis e quelli raccolti nelle emanazioni naturali vicine ad essi suggerisce che qui ci sia una relativa facilità di fuga da parte di questi fluidi, naturalmente alle condizioni di pressione inizialmente presenti nel serbatoio. In realtà il gas del pozzo Alfina 1 bis presenta tracce di  $H_2S$  che non si trova invece nelle venute naturali, ma ciò può essere dovuto alla facilità di ossidazione di  $H_2S$  in bassa concentrazione in fase acquosa (Ostlund et al., 1963; Avrahami et al., 1968), quando il gas naturale attraversa una falda superficiale probabilmente ricca in  $O_2$ . A conferma di questo processo l'acqua sorgiva che emerge con il gas naturale presenta un pH di 3,65 ed è discretamente ricca in solfato (90% in meq/l tra gli anioni) (Buonasorte et al., 1988).

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

I costituenti minori dei gas ed il rapporto gas/vapore hanno mostrato invece variazioni che indicano il graduale esaurirsi di una cappa di gas originariamente sovrastante il liquido nel serbatoio (Buonasorte et al., 1988).

Le acque prodotte dai pozzi sono nettamente sovrasature rispetto a specie carbonatiche non solo alle condizioni di boccapozzo, cosa che del resto ha un evidente riscontro nelle incrostazioni osservate in ogni sezione degli impianti di superficie, ma anche rispetto all'anidride ed al quarzo e sempre sottosaturi rispetto alla silice amorfa nelle condizioni di impianto.

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



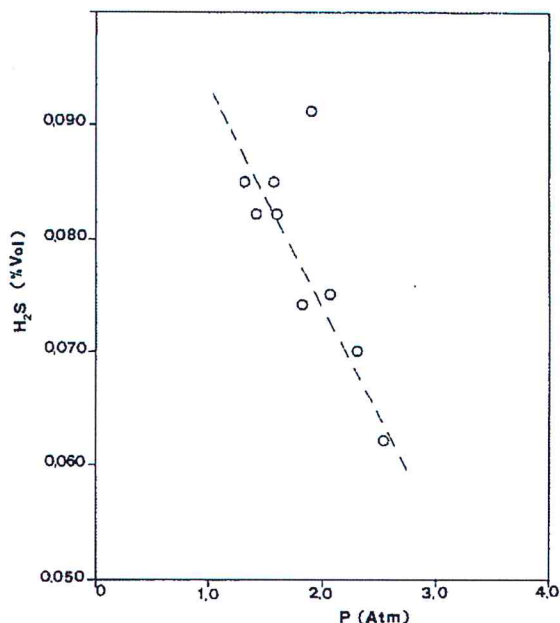


Fig. 27. - Variazione del contenuto di H<sub>2</sub>S nel gas erogato dal pozzo Alfina 7 al variare della pressione al separatore.

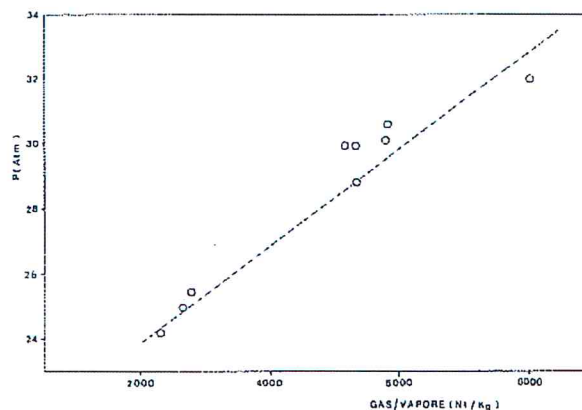


Fig. 28. - Diagramma di correlazione pressione d'erogazione - rapporto gas/vapore. (da Buonasorte et al., 1988)

## 6.5. PROSPEZIONE DEL FLUSSO DIFFUSO CO<sub>2</sub> DAL SUOLO

L'anidride carbonica è, dopo il vapor d'acqua, il gas principale rilasciato dai sistemi geotermici di entalpia media e alta (Barberi et al., 2010). Vapore e CO<sub>2</sub> sfuggono lungo faglie dai serbatoi geotermici profondi e risalgono verso la superficie; in questo percorso il vapore si condensa mentre la CO<sub>2</sub>, pur disciogliendosi in parte negli acquiferi più superficiali, riesce a raggiungere la superficie. Anomalie di flusso di CO<sub>2</sub> dal suolo nelle aree di interesse geotermico, segnalano la presenza di vie di fuga (faglie, fratture) di fluidi dal serbatoio e indicano pertanto la presenza in profondità di zone permeabili contenenti fluidi. La prospezione di flusso di CO<sub>2</sub> dal suolo è quindi un utile strumento nell'esplorazione geotermica perché consente di individuare, dalla superficie, le zone permeabili profonde riducendo il rischio dell'esplorazione profonda attraverso sondaggi. Un esempio viene dal campo geotermico di LATERA dove Chiodini et al. (2007) hanno mostrato che tutti i pozzi geotermici produttivi sono stati perforati in zone con flusso anomalo di CO<sub>2</sub> e che, al contrario, tutti i pozzi sterili sono stati perforati in zone prive di anomalie di flusso CO<sub>2</sub> dal suolo e dove pertanto non vi era evidenza della presenza di fluidi geotermici in profondità. Naturalmente il rilascio diffusivo di CO<sub>2</sub> dal suolo dipende anche dalla permeabilità delle rocce di copertura del serbatoio geotermico profondo ed è basso dove questa è bassa; tuttavia anche le rocce della copertura possono essere attraversate da faglie che si estendono dalla superficie alle rocce del potenziale serbatoio e se il serbatoio geotermico effettivamente esiste, queste faglie rappresentano vie di fuga per il gas. Sono queste le motivazioni che hanno spinto ITW – Geotermia Italia ad affidare a INGV – Università di Roma Tre una prospezione del flusso diffuso di CO<sub>2</sub> dal suolo nell'area geotermica di Torre Alfina – Castel Giorgio, i cui risultati sono di seguito sintetizzati (da Carapezza et al., 2011).

### 6.5.1. METODOLOGIA E RISULTATI

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

Sono stati trovati valori di flusso di CO<sub>2</sub> dal suolo variabili da 5,2 a 30250 g/m<sup>2</sup>giorno, con un valore medio di 103,6 g/m<sup>2</sup>giorno.

Nella Fig. 30 è riportato il log probabilità plot dei valori di flusso di CO<sub>2</sub> misurati, utilizzato per stabilire il valore di background e le varie popolazioni anomale. Il background corrisponde per lo più ad emissione di CO<sub>2</sub> di origine organica superficiale, connessa al fenomeno chiamato "respirazione delle piante". In base al grafico della Fig. 30, il background è stato inizialmente fissato a 48 g/m<sup>2</sup>giorno, valore piuttosto alto, anche se vicino a quello utilizzato da Chiodini et al. (2007) nell'area vulcanica di Latera prossima a quella indagata (50 g/m<sup>2</sup>giorno). Un valore così alto di background consente comunque di attribuire alle classi di flusso anomalo (> 48 g/m<sup>2</sup>giorno) una sicura origine profonda (geotermica).

Nella Tabella G sono riportati, per ogni classe di valori, il minimo e il massimo di flusso misurato, il numero di misure appartenenti alla classe, la media, la superficie corrispondente alla classe e il contributo al flusso totale di CO<sub>2</sub> dal suolo. Il flusso totale di CO<sub>2</sub> stimato è di 401,5 ton/giorno, la maggior parte del quale (299,6 ton/giorno) apparterebbe al background. La mappa di flusso è riportata nella Fig. 31.

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

Emerge una sola area fortemente anomala ubicata a sud di Torre Alfina vicino alle manifestazioni naturali. In soli tre altri punti isolati si misurano valori di flusso di CO<sub>2</sub> dal suolo superiori a 100 g/m<sup>2</sup>giorno: circa a metà tra i pozzi A4 e A14, subito ad ovest del pozzo A4 e a est del pozzo A2 (Fig. 31).

Allo scopo di indagare meglio il rilascio di gas dal suolo, i dati sono stati processati anche assumendo un limite di background di 20 g/m<sup>2</sup>giorno (Fig. 30 e Tab. H). La nuova mappa di flusso, riportata nella Fig. 32, indica che il background si distribuisce in prevalenza alla periferia dell'area indagata. Con questo più basso background, il totale del flusso anomalo ammonta a 368,5 ton/giorno (Tab. H).

I dati del flusso diffuso di CO<sub>2</sub> dal suolo dimostrano in modo chiarissimo l'efficacia della copertura impermeabile, costituita dai terreni del flysch alloctono e delle argille del Neogene, posta al di sopra del serbatoio geotermico ospitato nelle rocce carbonatiche fratturate. Infatti alcuni dei pozzi geotermici



perforati negli anni '70 hanno incontrato una cappa di gas nella parte alta del serbatoio, come i pozzi A1, A2, A7, A13, quest'ultimo utilizzato da Enel per un decennio per produrre CO<sub>2</sub>.

Inoltre almeno uno di questi pozzi (A1) ha prodotto durante la perforazione un blowout di gas (Cataldi e Rendina, 1973) appena entrato nel serbatoio carbonatico. Ciò nonostante si può apprezzare dalla Fig. 32 che nessuna particolare anomalia di flusso di CO<sub>2</sub> è stata osservata sopra la cappa di gas. A parte la zona fratturata delle manifestazioni naturali a nordest del pozzo A13, il rilievo del flusso di CO<sub>2</sub> non mette in evidenza alcuna frattura che connette il serbatoio con la superficie, anche se allineamenti di deboli anomalie disposte NO-SE sembrano esistere a NO dei pozzi A4 e A14 (Fig. 32).

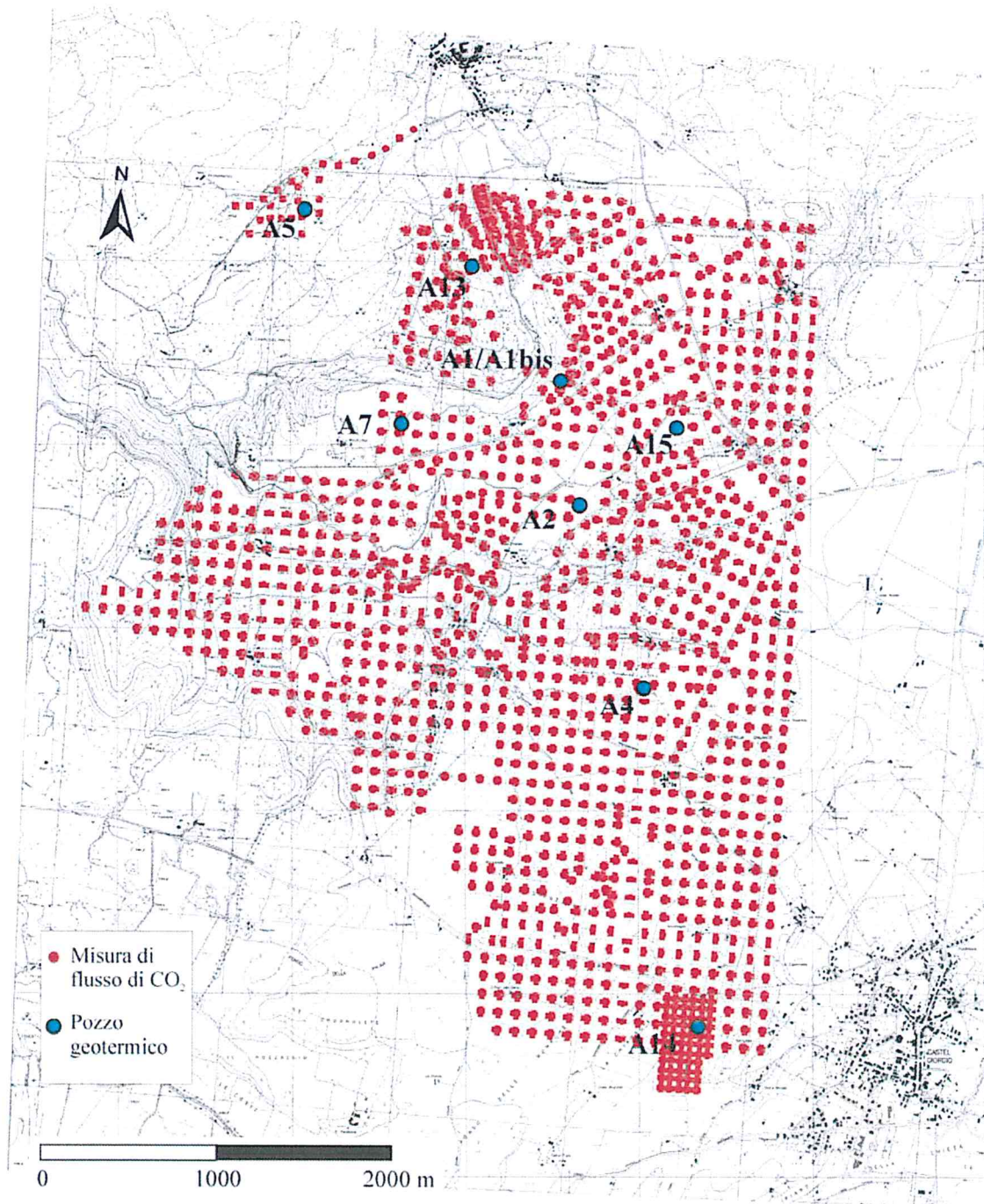


Fig. 29. Ubicazione dei punti di misura del flusso di CO<sub>2</sub> dal suolo.



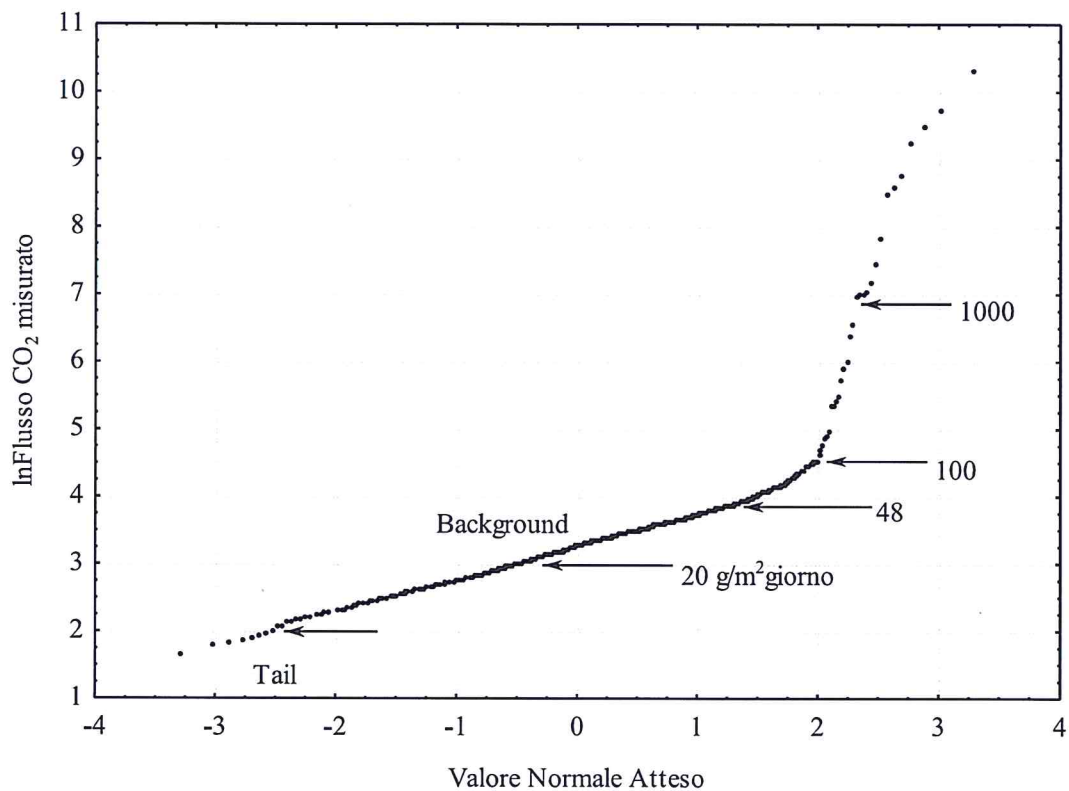


Fig. 30. Normal probability plot delle misure di flusso di CO<sub>2</sub> dal suolo dell'area Torre Alfina-Castel Giorgio con indicate le varie classi di flusso. Sono riportati due diversi limiti per il background a 48 e 20 g/m<sup>2</sup>giorno (vedi Tab. A e B).

Tabella G. Calcolo del flusso totale di CO<sub>2</sub> dal suolo della zona di Torre Alfina-Castel Giorgio

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

\*Flusso di background non sommato al totale

Tabella H. Come Tab. G, ma con limite di background a 20 g/m<sup>2</sup>giorno

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

\*Flusso di background non sommato al totale