

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

**FACOLTÀ DI SCIENZE MM.FF.NN.
DIPARTIMENTO DI GEOLOGIA, PALEONTOLOGIA E GEOFISICA**

DIRETTORE: PROF. D.RIO

TESI DI LAUREA

**Aspetti geologici, idrogeologici e gestionali sull'idrotermalismo nei complessi alluvionali e
fluvio-glaciali a nord-ovest della città di Verona.
Alcuni confronti con altri campi idrotermali del Veneto.**

RELATORE: CH.MO prof. R.ANTONELLI

LAUREANDO: DAL DEGAN DAVIDE

ANNO ACCADEMICO 1999 - 2000

INDICE

PREMESSA	pag.2
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	pag.4
2. INQUADRAMENTO STRUTTURALE	pag.6
3. INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO GENERALE	pag.10
4. CENNI STORICI E BIBLIOGRAFICI	pag.14
5. CARATTERI FISICO-CHIMICI DELLE ACQUE SOTTERRANEE NELL'AREA DI RICERCA	pag.20
6. IMPOSTAZIONE E METODOLOGIE DI INDAGINE	pag.28
6.1. INDAGINI DI DETTAGLIO	pag.29
6.1.1. Scelta dei pozzi	pag.29
6.1.2. Modalità di campionamento	pag.32
6.1.3. Strumentazione dei laboratori A.R.P.A.V. di Verona	pag.33
6.1.4. Misura del Radon col metodo del beacker di Marinelli	pag.36
6.1.5. Indagini eseguite con gli strumenti dell' I.N.G.	pag.37
6.1.6. Strumenti per la misura del livello statico	pag.39
7. IL POZZO PROFONDO "LA QUERCIA" DI LAZISE	pag.40
8. BREVI CONSIDERAZIONI IDROGEOLOGICHE DI DETTAGLIO	pag.48

9. ELABORAZIONE DATI DI TEMPERATURA E CHIMISMO	pag.54
9.1. DATI DI TEMPERATURA	pag.54
9.2. DATI CHIMICI	pag.60
9.2.1. Diagrammi di Piper	pag.60
9.2.2. Grafici di correlazione	pag.65
9.2.3. Geotermometro a concentrazione di silice	pag.78
9.2.4. Dati sul Radon	pag.80
9.2.5. Dati sull'inquinamento	pag.84
 10. UTILIZZO DELLE ACQUE MESOTERMALI	 pag.88
 11. CONCLUSIONI	 pag. 96
 12. BIBLIOGRAFIA	 pag.102
 ANALISI CHIMICHE	 pag.106
 ATLANTE STRATIGRAFICO	 pag.112

PREMESSA

La principale motivazione che ci ha portato ad intraprendere questo studio è stata la volontà di ampliare le conoscenze sul termalismo delle acque sotterranee presenti nell'area situata a nord – ovest della città di Verona e del bacino morenico orientale del Garda.

Lo studio dell'acqua calda nel veronese è un fatto che aveva finora riguardato esclusivamente le Terme di Caldiero e di Sirmione; già da alcuni anni, comunque, alcune tesi di laurea avevano indicato, anche se marginalmente, l'esistenza di questa manifestazione nelle aree tra S.Ambrogio di Valpolicella e Lazise (CAZZOLA, tesi di laurea inedita, 1987; CAMPAGNONI, tesi di laurea inedita, 1992).

L'essere venuti a conoscenza dell'imminente terebrazione di un pozzo per la ricerca di acqua termale nei pressi di Lazise è stato lo spunto che ci ha spinto ad iniziare questo tipo di ricerca. Visto che, nelle immediate vicinanze, è stato aperto da qualche anno il "Parco Termale del Garda" in cui vengono sfruttate acque con temperature comprese tra i 36 ed i 42° C e, visto che, nella vicina pianura di S.Ambrogio, era segnalata già dai primi anni dell'800 l'esistenza di un pozzo termale di 42° C, si è cercato di dare un inquadramento ed una interpretazione più approfondita al fenomeno.

Inoltre, c'è da notare che, parallelamente a questo studio, si stavano svolgendo altre ricerche per l'elaborazione di alcune tesi di laurea sulla struttura dell'area compresa tra il Monte Baldo e la faglia Schio – Vicenza: è sembrato perciò utile iniziare una collaborazione, visto che le discontinuità di carattere tettonico sono alla base del termalismo.

Attualmente, le acque vengono utilizzate diversamente nelle due aree:

- nel bacino morenico del Garda, mentre i pozzi più caldi vengono sfruttati in un centro termale, quelli meno termalizzati sono usati dagli operatori turistici per le piscine ed i campeggi;
- nella pianura a nord – ovest di Verona, l'utilizzo di quest'acqua è limitato a scopi di tipo agricolo.

In questa ricerca emerge, specialmente per quest'ultima zona, un'entità della risorsa maggiore di quella segnalata in precedenza per cui si è pensato di proporre in modo preliminare una eventuale utilizzazione più razionale di questa fonte.

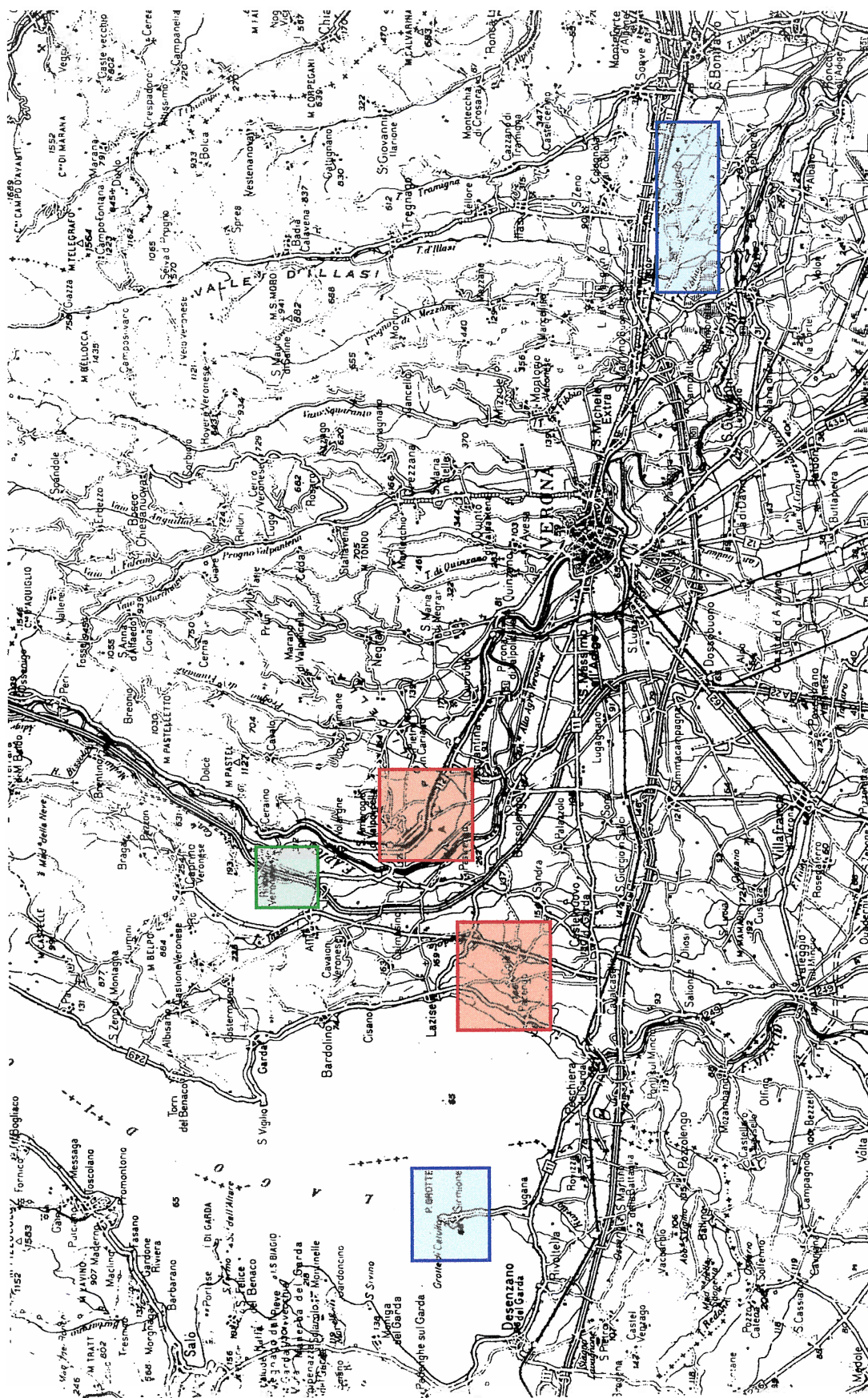
Per arrivare a questa proposta è stato necessario un lavoro di ricerca e raccolta dati che ha portato ad individuare una trentina di pozzi di cui 18 nell'area di pianura, 14 in

quella morenica e 2 nei vicini rilievi lessinei. In alcuni di questi pozzi sono stati eseguiti campionamenti di tipo chimico e dei gas collegati con rilievi freaticometrici. Ai dati ottenuti sono stati associati quelli riguardanti il termalismo di Sirmione e Caldiero per fare un ritratto più generale delle manifestazioni termali del veronese.

Lo scopo principale di una ricerca di questo tipo dovrebbe essere quello di definire la tipologia geochimica delle acque in studio, di valutare la temperatura originaria dei serbatoi e di tentare una ricostruzione, per quanto possibile, del cammino delle acque nel sottosuolo e i principali fattori di ricarica, la modalità e le vie di risalita tentando di vederne la relazione con le acque fredde circostanti.

Prima di entrare nel dettaglio desidero ricordare che per l'elaborazione della presente ricerca sono state importanti le collaborazioni avute da vari enti e persone. Tra tutti voglio ringraziare il Dott. Leoncini per gli utili consigli, il sig. Marco Zaninelli che mi ha permesso di seguire passo – passo la ricerca dell'acqua nel suo campeggio ed il Dott. Zorzin del Museo di storia e scienze naturali di Verona. Ringrazio inoltre il Dott. Sandri dell'U.L.S.S. 22 di Bussolengo, il Dott. Ogheri dell'A.R.P.A.V. di Verona, il Dott. Pizzino dell'I.N.G. di Roma ed in particolar modo il Prof. Girelli per gli indispensabili suggerimenti sulle possibilità di utilizzo della risorsa geotermica.

Per la lettura critica della parte strutturale e della sottotesi ringrazio il Dott. Zampieri ed infine il Prof. Antonelli per la disponibilità e per la revisione della tesi.



Inquadramento geografico dei campi termali del veronese. In rosso sono indicate le aree esaminate, in blu Caldiero e Sirmione, in verde le segnalazioni di Rivoli V.se.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area interessata dal termalismo che è stata esaminata, può essere suddivisa in due zone distinte: l'area compresa tra i comuni di Peschiera, Lazise e Pastrengo, ubicata nell'interno dell'anfiteatro morenico del Garda e l'area tra Domegliara ed Ospedaletto facente parte dei comuni di S.Ambrogio di Valpolicella, Pescantina e S.Pietro Incariano. La prima zona è prevalentemente costituita da depositi glaciali e fluvioglaciali del Quaternario legati all'anfiteatro morenico del Garda. Col termine "anfiteatro" si indica la caratteristica morfologia a cerchie, pressochè concentriche, del materiale morenico residuo dell'originaria fronte; la disposizione di queste cerchie è testimonianza delle oscillazioni nel tempo del ghiacciaio. Spesso le varie cerchie, sono separate da zone pianeggianti che possono essere successivamente incise, il cui andamento sinuoso, interrompe talvolta la continuità spaziale dei cordoni morenici. Queste aree depresse, rispetto alle cerchie, sono definite *scaricatori* e rappresentano le zone di deflusso delle acque di fusione dei ghiacciai, permettendo in tal modo il depositarsi dei materiali fluvioglaciali grossolani e fini.

Dagli inizi del secolo, a partire dalla fondamentale ricerca di Penck e Bruckner del 1909, sono state individuate 4 glaciazioni nel Pleistocene così elencate dalla più antica alla più recente (CASTIGLIONI G.B., 1981): Gunz (590.000-525.000 B.P.), Mindel (475.000-380.000 B.P.), Riss (230.000-165.000 B.P.), Würm (116.000- 15.000 B.P.). Oltre a queste è stata ipotizzata una quinta e più antica glaciazione chiamata Donau.

Numerose sono le cerchie moreniche appartenenti all'uno o all'altro anfiteatro: i cordoni via via più esterni corrispondono alle fasi glaciali più antiche; nell'area indagata affiorano essenzialmente depositi di età Würmiana e Rissiana.

Le morene rissiane, disposte esternamente al sistema würmiano, sono costituite da terreno di alterazione argilloso con colorazioni dal rosso-bruno al giallastro e da ciottoli prevalentemente silicei soprastanti alle ghiaie, talora debolmente cementate, anche calcaree. Dove il paleosuolo è dilavato o asportato, queste morene sono distinguibili da quelle würmiane solo dalla collocazione topografica, disposizione che nell'anfiteatro del Garda è irregolare e discontinua.

Le morene würmiane, che sono invece costituite da materiali prevalentemente ghiaiosi calcarei e porfirici e con terreno superficiale bruno, rappresentano la maggior parte del morenico del Garda e sono disposte in diverse cerchie appartenenti alle diverse fasi della glaciazione (CAMPAGNONI, Tesi di laurea inedita, 1991).

Una terebrazione di recente realizzazione nei pressi di Lazise, seguita durante lo svolgimento della tesi, ha portato ad evidenziare che il materiale glaciale ha una potenza maggiore di 350 m aggiornando le conclusioni di altri studi che ne avevano rilevato lo spessore fino a 200m (CASTELLACCIO, 1995) e, come vedremo in seguito, confermandone altri (FINCKH, 1978).

Nel vicino anfiteatro di Rivoli Veronese, invece, i depositi rissiani mostrano una maggiore continuità ed analogamente alla prima zona sono distinguibili, all'interno dei materiali würmiani, le varie fasi della glaciazione.

Nella seconda zona considerata, la geologia è caratterizzata dalle grandi conoidi fluviali più o meno terrazzate dell'Adige: dalle numerose stratigrafie eseguite si vede come questi depositi siano formati da ghiaie con sabbia, più o meno cementate e spesso associate a livelli argilloso - limosi costituenti talvolta letti di notevole spessore.

La potenza di questi materiali è generalmente sconosciuta, ma dalle perforazioni che hanno interessato il substrato roccioso si deduce che possa variare in continuazione per causa sia della tettonica che delle intense attività erosive.

I più antichi di questi depositi formano dei terrazzamenti a ridosso dei rilievi terminali dei Monti Lessini occidentali. I rilievi sono formati dalla caratteristica successione stratigrafica veneta. I litotipi affioranti a ridosso della pianura sono le calcareniti giallastre e calcari dell'Eocene che poggiano sulla Scaglia Rossa. Immediatamente fuori dall'area esaminata affiorano le litologie cretache del Biancone, quelle giurassiche del Rosso Ammonitico e dei Calcari oolitici di S.Vigilio.

2. INQUADRAMENTO STRUTTURALE

Il territorio esaminato si inserisce nel margine meridionale del Sudalpino, al passaggio con l'unità del bacino Padano. Questa zona è attualmente in via di incorporamento nell'avanfossa della catena appenninica, che sta migrando verso NE.

Nell'area considerata si distinguono strutture di direzione giudicariense (NNE – SSW), tra cui le principali sono le faglie del Garda, la struttura complessa del Monte Baldo, le faglie di Ferrara di Monte Baldo, della Val Lagarina meridionale e del Pastello oltre alle già citate faglie di Sirmione e della Val d'Adige. Tutte queste strutture denotano una generale vergenza verso ESE (Fig.1).

Lungo la prosecuzione meridionale di queste si trovano le principali manifestazioni termali dell'area morenica di Lazise oltre alle Terme di Sirmione; queste ultime non sono state trattate in questa tesi.

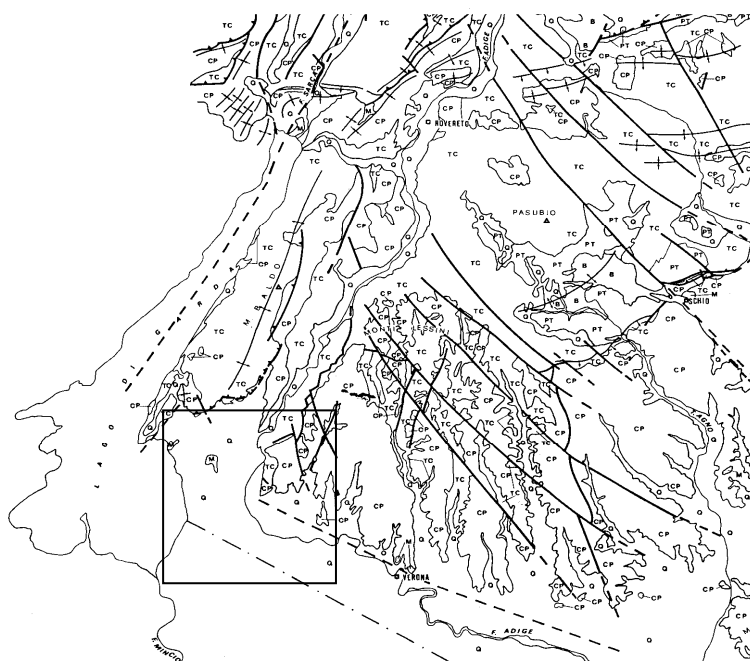


Fig.1. Struttura tettonica dal Baldo alla Schio-Vicenza (Panizza et al,1981) ed area investigata.

Alle faglie con andamento giudicariense si associano delle linee trasversali che intercettano sia la struttura del Baldo sia quella pedemontana, sia in parte anche quelle adiacenti: si tratta generalmente di faglie trascorrenti attivate in varie fasi tettoniche. Ad esse si deve la suddivisione dell'area in blocchi, i quali sono spesso deformati con modalità e intensità diverse. Si può pertanto ritenere che, almeno per le fasi terziarie e

recenti, le faglie suddette siano nel complesso praticamente contemporanee delle deformazioni stesse.

Studi geostrutturali riferiti agli intervalli compresi tra 700.000 anni B.P. ad oggi (PANIZZA e AL., 1981) mostrano che le morfologie neotettoniche più evidenti sono riconoscibili nelle zone di affioramento delle formazioni carbonatiche compatte, specialmente giurassiche e paleogeniche. Esse sono riconducibili a scarpate di faglia talora con pareti fresche alla base, frane ed altre forme di erosione accelerata lungo fasce strutturali attive, fenomeni di sovralluvionamento e di spostamento di idrografie. Questi fenomeni si possono meglio osservare nel settore occidentale dove le faglie sono spesso accompagnate da imponenti accumuli di frane postglaciali, come quelle presenti nelle valli del Sarca e dell'Adige.

Questi aspetti morfologici e morfodinamici testimoniano il movimento di blocchi tettonici che assumono particolare evidenza nelle inclinazioni verso ovest del grande blocco del Monte Baldo, con sollevamento del suo orlo orientale (corrispondente alla catena principale) e col relativo abbassamento del lato occidentale lungo l'asse della conca del Lago di Garda.

Nei Monti Lessini, ad un generale ma meno veloce sollevamento, si sono accompagnati analoghi movimenti differenziali di blocchi con caratteri morfostrutturali di horst, graben e di monoclinale. Ad esempio l'horst di "Monte Pastello-Monte la Rocca di Ceraino" risulta attivo in tempi recenti testimoniato dal fenomeno di sbarramento e di "impaludamento" dell'Adige a monte della Chiusa (PANIZZA e AL., 1981).

Al margine meridionale dei Lessini risulta piuttosto netto il passaggio con la pianura pedemontana in veloce abbassamento. Tra Domegliara e San Bonifacio l'Adige scorre nella parte più elevata della pianura seguendo le colline tra Parona e Verona; immediatamente a Sud del Montindon, tra S.Ambrogio e Pescantina si incontrano, nelle perforazioni, fenomeni puntuali e non continui di termalismo. Tale coincidenza, associata alle manifestazioni termali di Caldiero, potrebbe testimoniare la presenza di una fascia di deformazione (faglia, sinclinale fagliata o struttura a graben) diretta da Domegliara (in cui è rappresentata dalla faglia di S.Ambrogio) verso Caldiero e San Bonifacio (Linea di Verona) (PANIZZA e AL., 1981; CARTA GEOLOGICA DEL VENETO, 1990). Dai dati finora accertati, sembra più opportuno associare tali manifestazioni termali a strutture con andamento di tipo giudicariense, anche se non è da escludere un concorso dei due sistemi attraverso le loro intersezioni.

Alcune tesi di laurea di carattere strutturale stanno comunque svolgendo delle ricerche nelle zone pedemontane e montuose che potrebbero chiarire la derivazione del fenomeno.

3. INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO GENERALE

Nell'alta pianura veronese è stato dimostrato che l'alimentazione della falda acquifera principale, contenuta in potenti depositi sabbioso – ghiaiosi, avviene con modalità differenti rispetto ad altre aree Venete quali il bacino dell'Astico, del Brenta e del Piave. Infatti, mentre nella zona trevigiana e vicentina si è riscontrata una diretta alimentazione delle acque sotterranee da parte del corso d'acqua attraverso tratti di alveo disperdenti, nell'alta pianura veronese è stata accertata l'esistenza di una cospicua alimentazione idrica sotterranea, del tutto svincolata dall'attuale corso di pianura dell'Adige e riconducibile, probabilmente, sia al complesso morenico sia ai massicci carbonatici lessinei (ANTONELLI et al., 1994).

D'altro canto gli studi effettuati precedentemente risaltano una interdipendenza tra il regime del corso d'acqua e quello della falda dimostrata d'alta pianura (DAL PRÀ e ANTONELLI, 1977; DAL PRÀ et al., 1991). Tale rapporto è da mettere in relazione non con dispersioni dell'alveo attuale, ma attraverso la notevole alimentazione che si produce sul paleoalveo dell'Adige che da Rivoli Veronese si immette a N di Bussolengo nell'apice del conoide dell'Adige stesso (Fig.8). Infatti, l'attività fluvio-glaciale e fluviale antica hanno contribuito in modo determinante all'assetto dell'attuale pianura: è stata evidenziata (mediante tracciamento di linee isopache percentuali) una disposizione dell'asse dei conoidi ghiaioso – sabbiosi E - W e non N – S come vorrebbe l'attuale corso dell'Adige, ad indicare una continuità fisica dei materiali più permeabili dagli apparati morenici alla pianura (ANTONELLI e STEFANINI, 1982).

All'alimentazione contribuiscono, e non secondariamente, anche le acque derivanti dai Lessini che giungono alla falda dell'alta pianura veronese in vario modo. Infatti, la ricarica in pianura avviene attraverso le falde alluvionali delle vallate lessinee. Gli stessi Lessini, costituiti da formazioni prevalentemente calcaree, sono soggetti a fenomeni di carsismo sviluppati che, attraverso un'idrodinamica complessa, contribuiscono direttamente all'alimentazione della pianura tramite numerosi e importanti recapiti sotterranei (ANTONELLI et al., 1991).

A questo si deve aggiungere anche la complessità geologica dei Monti Lessini stessi, interessati da diversi sistemi di faglie sia con direzione NNW – SSE (direzione scledense) che NNE – SSW (direzione giudicariense). Tale tettonica favorisce l'approfondimento degli afflussi meteorici, che circolando attraverso le fratture nella serie stratigrafica, producono un'alimentazione del materasso alluvionale.

Anche l'intensa irrigazione, in particolar modo della bassa pianura deve essere considerata una significativa componente di alimentazione.

Ricapitolando, tutti i sistemi di ricarica della falda monostrato contribuiscono, in modo diverso, all'equilibrio idrico dell'alta pianura veronese. Infatti, le sole precipitazioni non sarebbero sufficienti a compensare il consumo idrico, che, come è stato dimostrato in studi precedenti risultava essere maggiore del 70% rispetto ad esse (ANTONELLI e STEFANINI, 1982).

Le aree oggetto di studio evidenziano due complessi idrogeologici differenti: nella zona di pianura, compresa tra S.Ambrogio di Valpolicella e Pescantina, l'analisi delle stratigrafie mostra la presenza di un acquifero libero di grande produttività che si sviluppa in un orizzonte ghiaioso dallo spessore variabile. Tale materiale mostra in alcune perforazioni un certo grado di cementazione, cementazione che era stata già messa in evidenza in stratigrafie analizzate in studi precedenti a nord di quest'area (ANTONELLI et al., 1994); non sembrano essere interessati da questo fenomeno i pozzi più termalizzati.

L'argilla è presente raramente in livelli variabili dai 2 ai 3 m e con spessori notevoli nell'immediato contatto con il substrato roccioso: tale substrato è costituito da formazioni calcareo – marnose e calcaree ed è stato individuato solo in corrispondenza dei pozzi più caldi ad una profondità compresa tra i 60 ed i 125 m (ATLANTE STRATIGRAFICO).

Dall'analisi delle stratigrafie in questi punti si nota una certa risalienza. Come si vedrà in seguito, dall'elaborazione dei dati freaticometrici, si riesce a collegare l'andamento del deflusso dei pozzi più termalizzati agli studi precedenti effettuati sui pozzi freddi (ANTONELLI et al., 1994; CAMPAGNONI, Tesi di laurea inedita, 1992).

Quest'area è sede di importanti attività sia agricole che industriali; la maggior parte dei pozzi esaminati sono sfruttati per scopi irrigui. Il ritrovamento di una anomalia di temperatura, ha permesso ad alcuni fortunati coltivatori di contrastare le gelate primaverili che negli ultimi anni distruggevano completamente i germogli delle piantagioni di pesche e kiwi. La potenzialità di tale acquifero è dimostrata dalle pompe di sollevamento utilizzate che variano dai 25 ai 75 l/s portando la falda ad abbassamenti con valori compresi tra i 2 e i 7 m.

L'elevata antropizzazione della zona è evidenziata, come si vedrà in seguito, dalla presenza in falda di contaminanti, prevalentemente nitrati e secondariamente metalli e TOCL (Parag.9.5).

L'area morenica, presenta particolari caratteri geologico-strutturali che condizionano strettamente l'assetto idrogeologico. Ci troviamo infatti di fronte a depositi di diversa genesi: da processi deposizionali di tipo glaciale, derivano i materiali eterogenei a variabilissima porosità e permeabilità, in relazione alla percentuale di materiale argilloso-limoso mentre da processi fluviali e fluvioglaciali si depositano strati ghiaioso-ciottolosi più o meno potenti. In ambienti di bassa energia si sono invece formati livelli sabbioso-argillosi. Le complicate condizioni rendono quindi possibile la presenza di idrostrutture molto diverse: acquiferi sospesi superficiali di scarsa potenzialità, falde confinate o semiconfinite alloggiate in depositi ghiaioso-sabbiosi compresi tra materiali argilloso-limosi ed anche idrostrutture libere ospitate nei potenti materiali fluvioglaciali.

Diverse sono le caratteristiche rilevate tra l'arco morenico di Rivoli e l'arco morenico del Garda nel territorio di Lazise. Nell'area di Rivoli, gli acquiferi sfruttati per scopi industriali e acquedottistici, possono raggiungere anche lo spessore di 20 m, sono di tipo libero con portate che variano da qualche l/s a qualche decina di l/s (CAMPAGNONI, tesi di laurea inedita, 1994).

Nella zona morenica del Garda e lungo la fascia costiera, gli acquiferi sfruttati assumono caratteristiche diverse da quelli visti in precedenza: essi sono di tipo confinato e semiconfinato e si trovano alloggiati in ghiaie – sabbiose stratificate a più potenti depositi argillosi e argilloso – ghiaiosi.

La loro potenzialità, valutata in base alla portata delle pompe utilizzate, è bassa e variabile tra i 5 e i 20 l/s.

In quest'area gli acquiferi sono sfruttati principalmente negli impianti turistici, nell'irrigazione e per gli acquedotti. L'elevata temperatura di uno dei punti di prelievo (42 °C) ne permette l'uso per scopi balnoterapeutici in una stazione termale.

4. CENNI STORICI E BIBLIOGRAFICI

La presenza di manifestazioni termali nella zona veronese è storicamente nota soprattutto per le Terme di Caldiero dette anche di Giunone in cui, in base agli elementi noti, è possibile affermare che già i Romani conobbero le acque termominerali di Caldiero: non si può comunque affermare che le valorizzarono e le sfruttarono. Tuttavia si hanno documenti e notizie su tali sorgenti a partire dai primi anni del Quattrocento, cioè dall'inizio della dominazione di Venezia sul territorio veronese.



Fig.2. Villa Rovereti-Zurla.

Ben più recenti sono le conoscenze sulle altre manifestazioni termali che sono trattate particolarmente in questa tesi.

Sul fenomeno termale di Domegliara, le cui acque a maggior temperatura (46° C) si trovano in località note alle generazioni precedenti per il fatto che le loro terre fumavano come dice il toponimo stesso “Fossa Fumara”, il pozzo che interessò maggiormente l’interesse scientifico e letterario del veronese fu quello sito in Villa Rovereti-Zurla in cui furono misurate temperature comprese tra i 39° C e i 43° C (Fig.2).

Dalla letteratura si è visto che nel Luglio del 1793 giunse a Verona un contadino francese che lavorava per il Dottor Pierre Thouvenel, per avere un incontro dimostrativo con la comunità scientifica veronese sugli esperimenti di elettrometria sotterranea.

Thouvenel era sostenitore di una teoria per la quale alcune persone, i cosiddetti raddomanti, avvertivano la presenza di masse d'acqua sotterranee in movimento, grazie al fatto di essere sensibili ai fluidi elettrici emessi da masse quali la stessa acqua in movimento, masse metalliche, carboniose e minerali in genere.

Pennet era il sensitivo in grado di percepire e definire i materiali sotterranei in base ai diversi effetti che si osservavano sul suo organismo: tali effetti si manifestavano con reazioni fisiologiche anormali come tremori, tachicardia, rossori e percezioni di strani sapori sulla lingua.

La comunità scientifica veronese testò il giovane contadino che superò tutti gli esperimenti a meraviglia lasciando di stucco anche i più scettici, che però rimasero tali, ed alla prima occasione allontanarono il giovane dalla compagnia: l'occasione fu data dal conte Roveretti che in quei giorni stava restaurando la sua villa di Domegliara ed aveva bisogno di qualcuno che trovasse l'acqua per trarla poi dai pozzi e consentire un'irrigazione continua del territorio.

La cronaca dell'epoca diceva: «*Verso il 1793 Pennet indicò una sorgente nel paese della Valpolicella detto di Do-mejara, (sic) posto sulla strada che da Verona porta a Volargne, e sul terreno di proprietà del Conte Roveretti. Ne fu indicata la profondità a 181 piedi, e valutatone il volume a più pollici d'acqua. Ma altresì venne fino d'allora annunciato solennemente, siccome provenendo cotal sorgente da' monti Piritiferi, situati a poche miglia di là, dalla parte del Nord-ovest, (dove infatti dietro tali indicazioni venne tracciata e seguita dal Minerografo), sarebbe stato possibile, ed anzi probabile, che l'acqua quivi indicata, fosse di natura calda e minerale; quindi mal propria agli usi contemplati dal proprietario del fondo. Ma ciò nonostante si fatta predizione, che era appoggiata agli esempi d'altre acque termali, in simigliante modo indicate; non ostante l'enorme profondità della fonte, la verifica della quale non si potea conseguire che con grandissima spesa, l'estremo uopo in che era quella Terra di acqua, e la molta fede che si aveva in Pennet, fecero sì che si intraprendessero, nel corso del seguente anno, l'escavazione; dopo di aver però reiterate per più riprese le indicazioni e commensurazioni dello Idrografo, le quali si sono sempre riconosciute uniformi*». Ci si accingeva quindi a scavare un pozzo di circa 60 m. di profondità sulla base delle segnalazioni di uno straniero che prediceva inoltre il ritrovamento di acqua inutilizzabile per scopi agricoli. Proseguiva la cronaca: «*Le penose difficoltà e i pericoli, che si affacciarono nell'atto del lavoro, non rallentarono l'ardore della operazione, la*

quale, comechè interrotta più volte nel corso di 4 anni, stanti i furori della guerra quivi pur guerreggiata, fu riassunta e condotta fino al punto di 18 o 20 piedi al di sopra dell'indicato fondo. Allor da codesto centro s'è sprigionato un così ardente calore, con qualche esalazione mefitica, che ha resa più malagevole l'escavazione, per mezzo un banco di dura pietra. Finalmente alla profondità di circa 178 piedi, ha cominciato l'acqua, innalzandosi, a farsi strada tra le fenditure della roccia; cosicchè affluendo in seguito più abbondante, mancarono i mezzi capaci di estrarla e fu duopo rinunciare ad altri 4 o 5 piedi di scavamento, quanti ancor ne rimane per arrivare al corpo della sorgente. Senza dire che questa offre tutti gli indizi di essere abundantissima, qualmente fu presagito, l'estrazione dell'acqua, che di continuo se ne fa fatica, non reca alcuna diminuzione al volume di 9 o 10 piedi, che ess' occupa nell'affondamento del pozzo». Il pozzo di Villa Rovereti fu quindi aperto nel 1797 o 98 dopo lunghi scavi e dell'acqua il Pennet disse: «Codest'acqua, ch'è di tersissima limpidezza, s'è trovata del calore corrispondente ai gradi 32 di Reamur, anche estratta dal pozzo, entro del quale si osserva un continuo bollimento.

Ell'è altresì in leggier grado minerale, e gazosa; ma esposta all'aria per poche ore, perde la mineralità col calore, e divien acqua potabile per tutti i Viventi. Gli usi medicinali, cui potrà per avventura servire, verranno dati a conoscere col mezzo delle analisi».

Le analisi vennero fatte subito, alla fine del Settecento, in modo approssimativo: la chimica e le analisi delle acque in particolare, erano diventate, in quel periodo, una pratica comune.

Nel 1820 circa, le acque dello stesso pozzo di Domegliara vennero analizzate dal naturalista veronese Ciro Pollini che scrisse: «*La trasparenza, il colore, l'odore, il sapore sono ugualissimi a què dell'acqua comune di sorgente. Conservata per più giorni rimase trasparentissima e non diede deposito*»; non poteva avere caratteristiche uguali all'acqua comune visto che «*...esposta al fuoco prese a bollire due minuti prima dell'acqua distillata*». Le analisi dimostrarono che, su 100 grani di residuo secco, 70 erano di solfato e 30 di cloruro di magnesio. Il Pollini escluse che un'acqua così povera di sali potesse arrecare beneficio all'organismo ed attribuì alcune guarigioni verificatisi, agli effetti della temperatura della stessa. Lo stesso naturalista si spinse a ritenere le acque di Domegliara di origine vulcanica ed inoltre riferì un evento strano accaduto

dopo alcuni anni dalla realizzazione del pozzo in cui questo: *«si asciugò e rimase asciutto per più mesi e già si pensava di approfondire il pozzo quando l'acqua tornò».*

Nel 1890, Enrico Nicolis, paragonò il fenomeno di Villa Rovereti con quello di Sirmione: *«Nell'analisi dell'acqua termo-minerale di Domegliara (Villa Rovereti-Zurla) trovai identica composizione, uguale rapporto nei sali ma però quantità complessive assai minori»*; il termalismo della Valpolicella, a suo avviso, *«...rappresenta identità di cause e di effetti con quello di Sirmione. Questo sarebbe in concomitanza con le linee di frattura che fendono le sinclinali laterali al Baldo, quella dipenderebbe dalla longitudinale dislocazione che costituisce la sinclinale del Pastello e Pastelletto, com'è ben chiaro a Nogarole, a Paroletto, ecc. Entrambe le linee sono parallele anche nel loro prolungamento a valle ove appunto si manifestano le citate sorgenti».*

Nel 1898, Camillo Negri ed Enrico Nicolis, in un trattato sulle acque veronesi scrissero che *«...la fonte termominerale di Domegliara (43°) si mantiene a m.67 sotto la superficie, ed invece quella di Caldiero (27°) supera il suolo».*

Nel 1936, G.Bragagnolo, analizzò le acque di Villa Zurla ed evidenziò una analogia con quelle di Caldiero più che con quelle di Sirmione, sia nella composizione chimica che nella struttura tettonica.

Nel 1982, Sighinolfi, Gorgoni, Martinelli, Sorbini, nell'ambito delle ricerche del Progetto Finalizzato Geodinamica, dal titolo "Energia geotermica: prospettive aperte dalle ricerche del C.N.R.", svolsero un'indagine sul sistema termale veronese. Tale lavoro prende in esame esclusivamente l'area termale di Caldiero in quanto *«...essendo attualmente inagibili, per vari motivi, i pozzi scavati nei decenni scorsi e in cui era stata accertata la presenza di acque a temperatura superiore (ad esempio 40 - 45° C a Domegliara) ».*

Nell'area di Lazise, sono di nuova scoperta le acque termali (42° C) che vengono sfruttate nel "Parco Termale del Garda" situato all'interno di Villa dei Cedri a Colà. Anche se la scoperta di tali acque è stata casuale, dalla lettura delle carte tecniche

dell'area si possono notare alcuni toponimi, quali "Caldane", che fanno pensare alla presenza di acque che arrivavano in superficie a temperature anomale e maggiori di quelle dell'intero litorale del Garda in cui i valori oscillano tra i 22° C ed i 25° C.

Nella zona riguardante l'area morenica di Rivoli Veronese, situata allo sbocco della Val d'Adige, da diversi anni è segnalata, dalle ditte di trivellazione, la presenza di un debole idrotermalismo di acquiferi contenuti in sedimenti permeabili fluvioglaciali alla temperatura di 20-25°C.

Sia per quest'area che per quella di Lazise, non esistono comunque documenti che dimostrino un interessamento a queste acque nel passato.

Nel 1987, Anna Cazzola, nella sua tesi di laurea che studiava le aree termali Sirmione, Caldiero, Domegliara e Comano inseriva l'area di Domegliara in base al rilevamento di un debole termalismo in un pozzo idrico alla temperatura di 27°C (di cui riporta le analisi chimiche). Si cita anche la passata esistenza di un pozzo a temperatura superiore ma senza confermare sperimentalmente tale dato.

Nel 1991, Antonino Campagnoni nella sua tesi sull'idrogeologia del bacino morenico orientale del Garda, riporta le analisi di un pozzo nel comune di Domegliara alla temperatura di 31° C (ora interrato) e segnala la presenza di pozzi a temperature superiori (38°) ma non verificate personalmente da lui, ed inoltre, l'esistenza di un pozzo termale (36° C) a Colà di Lazise.

5. CARATTERI FISICO-CHIMICI DELLE ACQUE SOTTERRANEE NELL'AREA DI RICERCA.

Il sottosuolo è caratterizzato da due grandi domini idrici: quello delle acque fredde e quello delle acque calde.

Le prime rispecchiano il normale andamento della temperatura esterna, le altre hanno subito un riscaldamento a causa di gradienti geotermici anomali o normali. Nel nostro caso, il gradiente è normale nell'ordine dei 30-33° C/km.

Le acque, sia fredde che calde, possono avere origine meteorica. Le acque calde anche juvenile o fossile.

La maggior parte è comunque di origine meteorica e quasi sempre, durante il percorso o all'emergenza, le acque che risalgono dal basso possono miscelarsi con quelle superficiali alterandosi nei valori di temperatura e/o chimismo.

La presenza delle acque calde è da mettere in relazione con l'esistenza di un potente serbatoio profondo, sede di un vasto circuito geotermico di tipo aperto in cui si verifica un trasporto advettivo-diffusivo di calore.

Le acque quando hanno la possibilità di infiltrarsi fino a profondità considerevoli, si riscaldano per il normale gradiente geotermico terrestre. Acquisita una minore densità, risalgono più o meno velocemente lungo vie preferenziali facendosi sostituire a loro volta da fluidi più freddi.

Le vie di massimo trasporto sono in genere costituite da strutture tettoniche (faglie, pieghe-faglie) caratteristiche di una tettonica di tipo distensivo.

Queste strutture, a volte, risultano completamente obliterate e coperte da potenti depositi di tipo fluviale e glaciale, all'interno dei quali, i fluidi termali possono risalire e diffondersi.

Esempi ben noti di questo tipo si trovano nel Bacino Termale Euganeo e naturalmente nella zona di ricerca prescelta.

Non esistono sostanziali differenze nelle modalità che portano all'emergenza le acque fredde e quelle calde se non per la possibilità che hanno avuto le seconde di approfondirsi e riscaldarsi.

Diverse sono invece le caratteristiche geochimiche: le differenze tra le acque sono dovute alla litologia delle rocce attraversate, al grado di fratturazione ed alterazione delle rocce serbatoio, al tempo di residenza nel sottosuolo ed, ancora, ai percorsi più o

meno lunghi e profondi, al gradiente geotermico, alla pressione esistente nell'acquifero e alle diverse proporzioni di mescolamento tra acque di circuiti idrodinamici differenti.

Quest'ultimo elemento è molto difficile da valutare e tende ad inficiare l'interpretazione dei dati. In questa ricerca si è verificato che la variazione del chimismo delle acque in funzione della temperatura è spesso graduale per cui il chimismo è un fattore che non deve essere considerato una barriera fissa per la classificazione delle acque termali e fredde.

Con la geochimica non è quindi detto che si possano fare determinate distinzioni e separazioni. Ad esempio, nell'area esaminata, ci si trova in una situazione di acque che hanno raggiunto un certo termalismo ma il mixing con acque di superficie impedisce la definizione di un marker ben distinto, come vedremo in seguito (Parag.9.2).

Le caratteristiche geochimiche sono quindi più o meno importanti e indispensabili per l'interpretazione dei dati purchè siano accompagnate da conoscenze geologiche ed idrogeologiche dell'area esaminata. In questo modo è possibile tentare una ricostruzione dei circuiti, individuando le zone di alimentazione e le temperature degli acquiferi, e di paragonare o correlare tra loro le varie acque.

Esistono comunque delle metodologie che permettono una classificazione delle acque anche se, come già detto, non possono essere definite univocamente dal punto di vista scientifico.

Si può, attraverso l'elaborazione e il confronto dei dati tentare di dare una classificazione ed un inquadramento dei caratteri chimico-fisici delle acque analizzate nell'area esaminata.

In base alla *temperatura*, si può ricorrere alla vecchia classificazione di Mouren (1910), secondo cui le acque delle nostre latitudini si possono dividere in:

Temperature °C	< 20	20-35	35-50	> 50
Acque	Fredde	Ipotermali	Mesotermali	Ipertermali

Tab.1. Classificazione delle acque in base alla temperatura, secondo Mouren (CELICO, 1986).

Genericamente viene utilizzata la classificazione in cui vengono considerate termali le acque caratterizzate da temperatura maggiore di 5°C rispetto alla media della

temperatura esterna per cui posso affermare che, nel territorio veronese, sono termali tutte le acque con valori superiori ai 19-20°C.

Sulla base di queste due classificazioni si possono quindi inserire i pozzi esaminati in questa ricerca tra quelli termali e più precisamente definendo ipotermali quelli con temperature inferiori ai 35°C e mesotermali quelli con valori superiori ai 35°C ma inferiori ai 50°C.

Un altro parametro che può essere usato per una definizione delle acque è il residuo fisso espresso, in mg/l, a 180°C (Tab.2). Esso rappresenta il grado di mineralizzazione di un'acqua. E' possibile determinarlo anche partendo dal valore della *conducibilità elettrica* ($\mu\text{S}/\text{cm}$) attraverso appositi coefficienti di trasformazione (Tab.4).

La conducibilità elettrica rappresenta la trasmissione dell'elettricità attraverso la materia che è costituita dagli ioni carichi positivamente o negativamente, valore che aumenta all'aumentare dei sali in soluzione quindi all'aumentare del residuo fisso.

Il contenuto in sali delle acque sotterranee è legato a vari fattori, ed è tanto maggiore quanto più la roccia è porosa e a grana fine, è fratturata, la velocità di circolazione è lenta, i percorsi delle acque sono lunghi; inoltre dipende dall'aggressività dell'acqua, dalla velocità delle reazioni di dissoluzione e dalla temperatura del serbatoio. Il carico salino all'interno dell'acqua può subire variazione di carattere stagionale a causa di fenomeni di diluizione dovuti all'apporto di maggiori quantitativi d'acqua nei periodi di disgelo o particolarmente piovosi.

Residuo Fisso a 180°	< 200	200-1000	> 1000
Conducibilità elettrica a 20°	< 260	260-1320	>1320
Acqua	Oligominerali	Medio-minerali	Minerali

Tab.2. Classificazione delle acque in base al residuo fisso a 180° (CELICO, 1986).

Le acque investigate in questa ricerca hanno valori variabili tra i 400 ed i 1400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ quindi sono classificabili tra le acque medio-minerali e minerali.

Il *pH* indica il livello di acidità di un'acqua: nelle acque non mineralizzate, varia generalmente tra 7,2 e 7,5. Questo valore può essere più elevato nelle acque circolanti in calcari mentre in quelle che attraversano rocce silicee (o comunque anche povere di carbonato di calcio) raggiunge anche il valore di 6. Non mancano comunque le eccezioni legate a condizioni ambientali e idrodinamiche particolari.

Nello spettro delle acque esaminate il valore è compreso tra 6.9 e 8.11 quindi si inserisce bene nella normalità impedendo di essere caratterizzante per un acqua fredda o calda.

Per *durezza* di un'acqua si intende la quantità di elementi alcalino-terrosi in essa presenti a temperatura normale, ed in particolare al contenuto di sali di calcio e magnesio in quanto gli altri elementi non sono mai presenti in quantità tali da influire in modo marcato sul valore complessivo della durezza (CELICO, 1986).

In Italia, i valori della durezza vengono espressi in mg/l di CaCO_3 (°dh) o in gradi francesi (°F). Un grado francese corrisponde a 10 mg/l di CaCO_3 .

In base alla durezza le acque vengono così classificate:

Durezza (°F)	< 7	7-14	15-22	23-32	33-54	> 54
Acque	Molto dolci	Dolci	Poco dure	Mediamente dure	Dure	Molto dure

Tab.3. Classificazione delle acque in base alla durezza (CELICO, 1986).

Visto che i valori delle acque analizzate variano tra 14 ed i 49° F si possono classificare in un range compreso tra le acque poco dure e quelle dure.

Anioni e cationi.

Gli elementi maggiori, attraverso l'ausilio di rappresentazioni grafiche e delle conoscenze geologiche ed idrogeologiche dei dintorni permettono di distinguere i vari tipi di acque.

I *bicarbonati* possono avere diverse origini. Una roccia carbonatica a contatto con l'acqua, sviluppa una serie di reazioni che portano alla liberazione delle specie carbonatiche $\text{CO}_3^{=}$, HCO_3^- e H_2CO_3 . Nelle interazioni CaCO_3 - H_2O interviene quasi sempre la CO_2 che rendendo più aggressiva l'acqua, aumenta la solubilità delle specie

carbonatiche. Il sistema combinato di calcio-acqua difficilmente è chiuso; la CO_2 interagente, può avere origine atmosferica, biogena, profonda, o può essere liberata nelle reazioni di ossidazione dei solfuri.

Nei campioni analizzati in questa ricerca si notano dei valori compresi tra 195 e 484 mg/l, leggermente superiori alla normalità (90-300 mg/l).

I *solfati* presenti nelle acque hanno anch'essi origini di vario tipo, per cui risulta particolarmente difficile comprenderne la derivazione. Essi possono essere rimossi e trasportati, vista la loro mobilità, da soluzioni acquose che attraversano rocce di tipo evaporitico, oppure può essere dovuto all'attraversamento di acquiferi con un certo contenuto argilloso o, in prossimità dei mari, agli apporti dei sali ciclici. Gli ioni $\text{SO}_4^{=}$ possono provenire anche dall'ossidazione dei solfuri, reazione che porta alla formazione di ioni idrogeno ed al conseguente aumento di acidità ed aggressività delle acque.

Nell'area esaminata si sono riscontrati valori dei solfati compresi in un intervallo molto ampio, tra i 0,4 ed i 112 mg/l.

Il *cloro* può provenire dalla dissoluzione del salgemma, dai sali di potassio, può avere origine endogena o magmatica oppure essere liberato da acque fossili: in generale, il tenore aumenta in presenza di circolazioni idriche lente o di percorsi lunghi; tenori molto bassi possono essere indicatori di una circolazione idrica attiva.

In alcuni casi i cloruri sono sintomi di inquinamento perché presenti nei liquami domestici (urine) e negli scarichi industriali.

La concentrazione dello ione cloruro subisce modificazioni minime per fenomeni di scambio ionico, di saturazione ecc. per cui rappresenta un ottimo tracciante naturale (CELICO, 1986).

In base al contenuto dello ione Cl^- le acque possono essere classificate in dolci salmastre o saline con valori rispettivamente di 100 mg/l, da 100 a 1000 mg/l, o maggiori di 1000 mg/l.

In questa ricerca si trovano valori tra i 2 ed i 330 mg/l in proporzione con la temperatura che rientrano nel campo delle acque dolci e debolmente salmastre.

Il *calcio* è il più abbondante tra i cationi e proviene dalla dissoluzione del carbonato e del solfato di calcio e/o dei minerali silicatici. Ad esso si accompagna spesso lo ione *magnesio* che può essere legato alla presenza di rocce come la dolomia.

Nell'area esaminata le acque hanno valori di calcio superiori alla media (32-144 mg/l) mentre le concentrazioni dello ione magnesio rientrano nella normalità (15-36 mg/l).

Il *sodio* si trova generalmente sotto forma di solfati, carbonati e cloruri o può derivare dalla trasformazione del feldspato sodico in mica potassica (sericitizzazione, CASTANY, 1966). Unitamente al *potassio*, che si trova anch'esso sotto forma di solfati, carbonati e cloruri, è molto diffuso nelle acque termominerali ed in tutte quelle caratterizzate da tempi di residenza nell'acquifero relativamente lunghi. (CELICO, 1986).

Infatti, i valori misurati nell'area di ricerca oscillano, per il sodio tra i 2 ed i 36 mg/l in funzione della temperatura come il potassio che varia tra 0.8 e 32 mg/l. I valori minimi si riferiscono ai campioni freddi dell'area.

Elementi in tracce

Altri elementi si rinvencono in quantità minori nelle acque termominerali tra i quali si possono ricordare:

il *litio* come tracciante chimico delle aree geotermiche per il fatto che non forma minerali propri, per il basso contenuto nelle acque superficiali e per i suoi stessi caratteri geochimici;

il *ferro* per decomposizione delle piriti sotto forma di ione ferroso.

Elementi quali il *boro*, il *manganese*, lo *stronzio*, il *fluoro*, l'*arsenico*, la *silice* e lo *ione ammonio* come i già citati litio, ferro, rubidio, vengono mobilizzati in condizioni termiche abbastanza elevate e sono quindi elementi-guida nelle zone a termalità anomala e nelle aree termali in genere (CELICO, 1986).

Nella ricerca, questi elementi, sono stati rilevati in quantità diverse con notevoli differenze tra le due aree investigate. Ad esempio, lo ione ammonio che non si rinviene nei pozzi della pianura di Domegliara, assume valori tra 0.3 e 2.9 mg/l nell'area morenica. Lo stesso dicasi per il ferro (0.17-0.69 mg/l) che però compare anche nei campioni più caldi della pianura (0.5-1 mg/l).

Il litio e lo stronzio non è stato possibile rilevarli: si hanno, per alcuni pozzi, valori desunti tra 0.21 e 0.59 mg/l.

Il boro e l'arsenico si rinvencono in piccole quantità con un notevole incremento nei pozzi più caldi. Il primo assume valori tra 0.06 e 1.2 mg/l mentre il secondo varia tra 0.002 e 0.01 mg/l. Anche il fluoro dimostra di aumentare nei fluidi più caldi e si rileva in quantità comprese tra 0.15 e 1.3 mg/l.

Gas disciolti

Le acque naturali contengono in soluzione dei gas che possono risultare importanti nella dinamica delle acque termali: l'emergenza dei gas avviene solitamente con quella delle acque anche se essi possono fuggire facilmente attraverso fessure e pori delle rocce attraversate. La loro origine può essere sia profonda che superficiale.

Il più importante dei gas per frequenza ed abbondanza è l'anidride carbonica che nelle acque più mineralizzate può avere valori di 3000 mg/l (CASTANY, 1967) anche se normalmente si rinviene in quantità più basse. Tenori bassi indicano una degassazione superficiale, mentre tenori superiori alla norma possono indicare un'origine profonda o derivare da sostanze organiche nel suolo (CELICO, 1986).

Importante è anche l'ossigeno disciolto la cui concentrazione diminuisce all'aumentare della temperatura, quindi con l'approfondimento dei circuiti, mentre aumenta nei circuiti veloci in quanto non si ha il tempo per l'innescio dei processi di ossidazione (CELICO, 1986).

Un gas oggetto di frequenti studi è il Radon (^{222}Rn), che rappresenta un termine della serie di decadimento dell'uranio e deriva direttamente dal Radio. La sua importanza è dovuta al breve tempo di dimezzamento, di 3,824 giorni, che porta alla scomparsa delle eventuali anomalie nell'acqua dopo circa 20-30 giorni; è importante anche perché è gassoso e facilmente solubilizzabile.

Visto il suo tempo di dimezzamento necessita di una circolazione idrica sufficientemente veloce per essere rilevato, quindi, di una struttura geologica che permetta una veloce risalita del fluido contenente il radon disciolto. Viene perciò utilizzato per monitorare le faglie sede di circolazioni profonde, ed in particolar modo le faglie attive e sede di attività sismica. (FORNASERI, 1994).

Nelle aree di ricerca, il Radon è stato rilevato con valori variabili tra 1.2 Bq/l dei pozzi freddi a 35.9 Bq/l di un pozzo mesotermale.

6. IMPOSTAZIONE E METODOLOGIE DI INDAGINE

Per la realizzazione di questa ricerca si sono inizialmente raccolti tutti i dati relativi ad alcune aree termalizzate più o meno note delle aree sia morenica che di pianura. Oltre alla segnalazione storica del pozzo di Villa Rovereti – Zurla di cui si è già parlato, ben poco è stato possibile trarre dalla letteratura per l'assenza di studi sul fenomeno: solo il Nicolis alla fine dell'800 si era interessato a tal manifestazione e le successive ricerche si sono limitate a riportare i suoi dati. Alcune informazioni e dati si sono raccolte da alcune tesi che accennavano all'esistenza di un termalismo di bassa temperatura nell'area di S. Ambrogio di Valpolicella.

Si è quindi proceduto con una ricerca sul luogo che ha portato, dopo la visita di molte aziende agricole, industrie e comuni della zona ad elaborare una rete di punti con termalismo anomalo (Fig.3, 4). Tale rete potrebbe essere stata ampliata ulteriormente se non si fossero incontrate complicazioni dovute alla difficoltà dei proprietari di permettere l'accesso ai pozzi. Quindi è certo che il numero dei punti di interesse termale, in continuità con gli altri segnalati, sia maggiore di quello riportato.

Questo per quanto riguarda l'area della pianura tra S.Ambrogio di Valpolicella e Pescantina.

Diverso è stato l'approccio con i proprietari dei pozzi dell'arco morenico: infatti, vuoi per la propensione al turismo vuoi per il basso termalismo riscontrato, l'accesso ai pozzi è stato permesso senza alcun tipo di ostruzione. L'unico settore in cui non si sono potuti effettuare i rilevamenti è stato quello caratterizzato dalle temperature maggiori, cioè quello del "Parco Termale del Garda" di Colà di Lazise. Tuttavia, sia i dati relativi ai campionamenti chimici effettuati dalla Regione Veneto sia i rilevamenti compiuti da operatori del settore sono stati comunque utili per l'elaborazione del lavoro.

Durante le fasi di raccolta e rilevamento dati, che si è protratta da Luglio a Novembre, si è cercato soprattutto di ottenere dati stratigrafici attendibili, i valori delle portate estratte, l'utilizzo delle acque termalizzate, analisi chimiche e rilievi piezometrici precedenti.

In questo periodo si è avuta la possibilità di ottenere un utile collaborazione con l'U.L.S.S. 22 di Bussolengo e con l'A.R.P.A.V. di Verona nonché di stabilire dei proficui contatti col Museo di Storia e Scienze Naturali di Verona.

Sempre nella fase di acquisizione dei dati si è avuta la possibilità di seguire costantemente la perforazione di un pozzo profondo per la ricerca di acqua termale presso il Camping “La quercia” di Lazise (Cap.7).

Questa occasione mi ha permesso di controllare direttamente la stratigrafia dei terreni attraversati e di ottenere i dati idrologici e termometrici del pozzo nonché le campionature delle acque a vari livelli di profondità. A perforazione ultimata si è potuto eseguire un carotaggio termico di cui si parlerà in seguito.

Prescelti i punti di osservazione si è proceduto col campionamento delle acque per le analisi chimiche e dei gas (Radon) utilizzando il metodo del beacker di Marinelli fornito dal Centro Regionale di Radioattività di Verona; contemporaneamente si sono effettuate misure freaticometriche.

In collaborazione con alcuni colleghi del dipartimento, che stanno affrontando una tesi a carattere geochimico-strutturale sui Lessini in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Geofisica, si è proceduto anche ad un secondo campionamento sia dei pozzi termali sia di alcuni pozzi freddi del rilievo; si sono potuti rilevare i dati chimici, isotopici e dei gas (Radon) utilizzando in quest'ultimo caso il metodo di laboratorio dei “canestri a carboni attivi”. Le analisi isotopiche (non pervenute) non sono state utilizzate anche se le ritengo importanti e saranno trattate in altra sede.

Mediante l'elaborazione di questi dati si è cercato di confrontare e correlare tra loro i caratteri idrochimici dei due domini presi in considerazione e di altre aree termali del veronese come le Terme di Caldiero e Sirmione utilizzando in quest'ultimo caso i dati provenienti da altre ricerche (CAZZOLA, tesi di laurea inedita, 1987).

6.1. INDAGINI DI DETTAGLIO.

6.1.1. *Scelta dei pozzi.*

I pozzi campionati sono stati scelti sulla base delle seguenti caratteristiche:

- Che abbiano una temperatura maggiore di 19° C.
- Che siano campionabili e quindi forniti di pompa di sollevamento.
- Che siano forniti di dati riguardanti profondità, stratigrafia ed eventuali analisi chimiche precedenti.

- | | |
|---------------------------------|---------------------------------------|
| ● Campionati con stratigrafie | ▲ Stratigrafie e dati di temperatura |
| ● Dati di temperatura | ▲ Dati chimici desunti e stratigrafie |
| ● Campionati senza stratigrafia | |

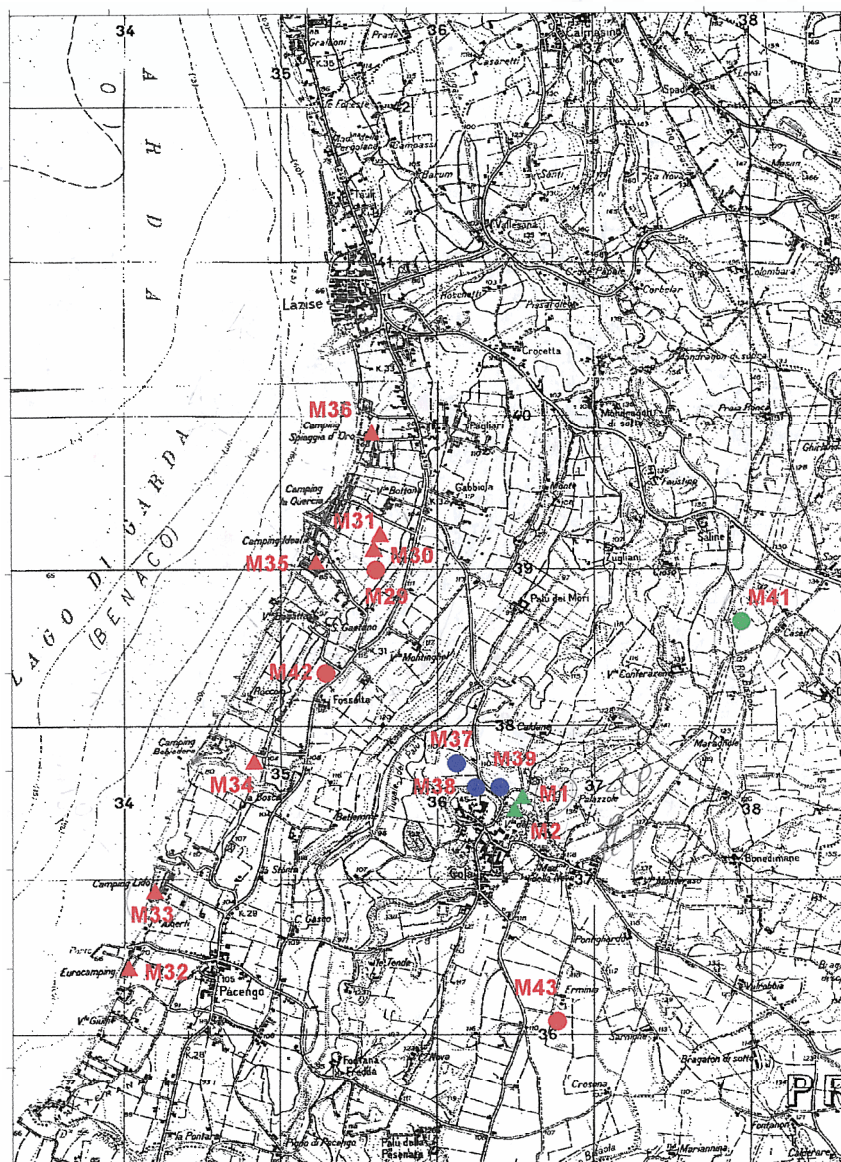


Fig. 4. Ubicazione pozzi nell'area dell'arco morenico orientale del Garda.

6.1.2. Modalità di campionamento.

La procedura seguita per eseguire il campionamento è molto delicata, perché da essa dipende la determinazione delle concentrazioni degli elementi da rilevare: un errore od una contaminazione accidentale possono inficiare l'attendibilità dei dati raccolti in precedenza o successivi.

Nei giorni precedenti al prelievo è stato necessario avvertire i proprietari dei pozzi affinché effettuino lo spurgo del pozzo, spurgo che è stato completato accendendo le pompe ed aprendo le valvole almeno mezz'ora prima del campionamento. In tal modo si evita che l'acqua soste per lungo tempo a contatto con le pareti del pozzo. La misura della temperatura è stata rilevata all'atto del prelievo in acqua corrente.

La raccolta del campione è stata fatta manualmente, utilizzando un rubinetto posto all'imboccatura del pozzo dal quale prima si avvina e poi si riempie il contenitore.

Ogni bottiglia è stata poi etichettata per evitare lo scambio di campioni con l'indicazione del luogo di prelievo. Le altre informazioni riguardanti la temperatura del campione all'atto della raccolta, il nome del prelevatore, i dati del pozzo e del suo proprietario ecc., sono state riportate in duplice copia su una "bolla di accompagnamento" da consegnare al laboratorio.

I campioni raccolti, non più di quattro per missione, sono stati portati al laboratorio entro quattro ore dal prelievo e trasportati in borse termiche alla temperatura di 4°C; gli analisti di laboratorio registrano i campioni e li pongono in frigorifero fino al mattino seguente quando si iniziano le analisi.

I contenitori da noi utilizzati sono quattro e tutti in vetro pirex: tre hanno una capienza da 1 litro, servono per le analisi chimiche ed hanno le sembianze di una normale bottiglia col tappo a vite, uno ha la capienza da ½ litro ed è utilizzato per gli organoalogenati. La sua differenza dagli altri sta nel fatto di avere anche il tappo in vetro smerigliato.

I campionamenti sono stati eseguiti con l'ausilio di tecnici dell'U.L.S.S. di Bussolengo - VR- mentre le analisi sono state compiute presso i laboratori dell'A.R.P.A.V. di Verona.

6.1.3. Strumentazione dei laboratori A.R.P.A.V. di Verona.

La caratterizzazione dell'acqua di falda avviene attraverso la determinazione dei contenuti in micro e macro-elementi; tali dati si ricavano con l'utilizzo di varie tecnologie e strumentazioni che devono garantire una ben definita approssimazione di misura.

Il presente capitolo illustra le tecniche utilizzate nei laboratori A.R.P.A.V. di Verona per l'analisi dei campioni d'acqua prelevati in campagna.

T.D.S.(Total dissolved solids). La concentrazione delle sostanze disciolte è un parametro fondamentale per la caratterizzazione delle acque: esso è indicativo della litologia della roccia madre e della presenza di eventuali inquinanti. Può essere quantificato con grandezze diverse e metodi diversi tra i quali la conducibilità elettrica, il residuo fisso, oppure calcolato dalla somma dei singoli ioni ricavati dall'analisi chimica.

La conducibilità elettrica. Tale parametro descrive la capacità che ha un'acqua di condurre la corrente elettrica; la sua misura è stata effettuata con l'utilizzo di un conduttivimetro fornito dalla ditta Halosis del tipo S.A.T.. La misura viene riportata alla temperatura di 20°C con una variazione di più o meno 2% per grado. Il valore ottenuto viene espresso in $\mu\text{S}/\text{cm}$.

In alcuni siti sono state effettuate misure sul posto con la strumentazione descritta più avanti (Par.6.1.5).

Residuo fisso. Si definisce residuo quella parte di minerali e/o sostanze organiche che rimane sul filtro dopo la filtrazione oppure depositato nel crogiolo ad evaporazione avvenuta. Si esprime in mg/l .

La determinazione di questo parametro può essere eseguita in modo diretto: questo procedimento consiste nel portare in muffola alla temperatura di 180°C un campione opportunamente dimensionato, pesandone successivamente i residui. Purtroppo la realizzazione di tale procedura richiede grande cura, precisione e disponibilità di strumentazione adeguata cosicché si preferisce risalire al valore del residuo fisso con un metodo indiretto. E' stato infatti osservato che il residuo fisso è proporzionale alla conducibilità elettrica del campione secondo un coefficiente di trasformazione e segue la formula

$$\text{Residuo Fisso} = \alpha \times \delta_{20^\circ}$$

dove α è il coefficiente di trasformazione e δ_{20° è la conducibilità elettrica a 20°C.

Il valore del coefficiente α avrà valori diversi per diverse fasce di conduttività (Tab.4).

Conducibilità	<50	50-166	167-333	334-833	834-1000	>10000
Coefficiente α	1.365079	0.947658	0.769574	0.715920	0.758544	0.850432

Tab.4. Coefficiente di correlazione Conducibilità a 20°-Residuo fisso.

I valori del residuo fisso ottenuti dai laboratori A.R.P.A.V. sono stati calcolati col metodo indiretto.

Durezza. La durezza si esprime generalmente in gradi francesi (°F) oppure in mg/l di CaCO_3 e si può calcolare, una volta conosciute le concentrazioni degli ioni alcalino-terrosi ritenuti responsabili della durezza di un'acqua, attraverso l'uso di una formula.

Il metodo più utilizzato è una titolazione volumetrica basata sulle proprietà chelanti dell'acido etilendiammintetraacetico (EDTA) di cui si usa solitamente un sale bisodico in soluzione M/100. La titolazione avviene in ambiente alcalino tamponato a $\text{Ph} = 10$ in presenza di un altro complessante che funge da indicatore. L'indicatore utilizzato è il nero eriocromo T che in presenza di Ca^{2+} e Mg^{2+} forma complessi labili di colore rosa. La precisione di tale metodo è di circa 0.2°F.

Il pH. La determinazione del pH si effettua con il piaccametro: praticamente si misura la differenza di potenziale tra un elettrodo di riferimento (solitamente calomelano) e un elettrodo indicatore (elettrodo a vetro).

Il piaccametro usato nei laboratori A.R.P.A.V. è il Radiometal PHM82 con una precisione di due decimali. La taratura viene effettuata giornalmente a $\text{pH} = 7$ e $\text{pH} = 9$ con soluzioni di riferimento fornite dalla ditta costruttrice.

In alcuni siti sono state effettuate misure sul posto con la strumentazione descritta più avanti (Par.6.1.5).

Alcalinità. L'alcalinità viene determinata mediante titolazione volumetrica: l'aggiunta di un acido forte fino al punto di equivalenza è segnalata dalla presenza di un indicatore. Come indicatori si utilizzano metilarancio e fenolftaleina.

Per identificare in modo preciso i punti di equivalenza, non ci si affida all'occhio del chimico analizzatore ma alle tecniche colorimetriche (descritte di seguito) che permettono un errore di 50 mg/l. Moltiplicando il valore ottenuto dell'alcalinità per 1.22 si ottiene il valore in mg/l dello ione HCO_3^- utilizzato per l'elaborazione dei diagrammi.

In alcuni siti sono state effettuate misure sul posto con la strumentazione descritta più avanti (Par.6.1.5).

Determinazione in colorimetria.

Il principio delle tecniche colorimetriche si basa sul fatto che una soluzione colorata attraversata da un fascio di luce, ne assorbe una certa quantità, entro certi limiti proporzionale alla concentrazione della sostanza responsabile del colore.

La tabella seguente mostra i limiti di rilevabilità per la strumentazione utilizzata al PMP di Verona ossia un analizzatore a flusso continuo tipo TRAACS BRAN-LUEBBE. La cella ha due fori: uno nella parte alta e uno in basso per permettere alla soluzione di uscire, una volta completata l'analisi dopodichè la cella viene automaticamente pulita. I parametri analizzati in colorimetria sono: alcalinità, nitriti, nitrati, ammoniaca, solfati, ferro e durezza. Il limite di rilevabilità di tali parametri è indicato nella tabella (Tab.5).

Ioni	Limite di rilevabilità
Alcalinità	50 mg/l
SO ₄ ⁻	5µg/l
Fe	0.05 mg/l
PO ₄ ⁼	0.1 mg/l
NO ₃ ⁻	1 mg/l
Cl ⁻	1 mg/l
NO ₂ ⁻	0.01 mg/L
NH ₃	0.1 mg/L
Durezza	0.2 °F

Tab.5. Ioni rilevati col metodo colorimetrico e limite di rilevabilità.

Determinazioni in assorbimento atomico.

Il principio su cui si basa la spettrofotometria in assorbimento atomico è quello per cui gli atomi della sostanza in esame dispersi in una fiamma sono in grado di assorbire per risonanza una particolare radiazione monocromatica che li colpisce. Questo fenomeno, più sensibile e quantitativamente più rilevante dell'emissione, permette l'uso di tale tecnica per la rivelazione di quasi tutti i metalli.

La sensibilità in ppb ottenuta previa estrazione vengono raggiunte egualmente mediante l'uso di altri sistemi di campionamento, diversi dalla fiamma, direttamente sulla soluzione in esame. Uno di questi sistemi è il campionatore senza fiamma a fornello a grafite. La spettrofotometria in assorbimento atomico è stata utilizzata per la determinazione di calcio, magnesio, sodio, potassio, rame, piombo e cromo. I primi quattro elementi sono stati analizzati con uno spettrofotometro A.A. Perkin-Elmer a fiamma. Invece la quantificazione di rame, cromo e piombo è stata ottenuta con l'uso del fornello a grafite (Zeeman 5000).

Determinazione in gascromatografia.

La gascromatografia è il processo cromatografico più diffuso e sensibile; rientra tra le tecniche di separazione e basa il suo funzionamento sui principi fisici dell'assorbimento e della ripartizione. Si dice assorbimento quel fenomeno per cui venendo a contatto due fasi diverse (solido-gas, liquido-gas) si crea una maggior concentrazione della fase gassosa in prossimità della superficie del solido o liquido.

Questo fenomeno, dovuto a forze di natura elettrostatica, è selettivo cioè si manifesta in modo diverso a seconda della diversa natura dei componenti le due fasi a contatto.

Nel nostro caso abbiamo utilizzato un rivelatore a cattura di elettroni che è particolarmente sensibile per gli alogenoderivati. Infatti questa tecnica è stata utilizzata per rilevare la presenza dei TOCI. La strumentazione utilizzata è un gas-cromatografo Perkin-Elmer 8500.

6.1.4. Misura del Radon col metodo del beacker di Marinelli.

La misura è stata effettuata mediante spettrometria gamma con rivelatore HPGe (High Protect Germanium) su campioni d'acqua contenuti in beacker di Marinelli con capacità di 1 litro, costruiti in alluminio e sigillati per impedire la diffusione del ^{222}Rn .

La concentrazione del gas Radon è stata ottenuta misurando l'attività dei suoi discendenti ^{214}Pb e ^{214}Bi , gamma emittenti, in condizioni di equilibrio radioattivo.

Per ridurre la dispersione del gas in aria, durante il campionamento, si è realizzata un'opportuna struttura di raccordo tra il punto di prelievo dell'acqua e l'apertura del beacker .

Questo accorgimento ha permesso di limitare l'incertezza dovuta alle perdite di gas, durante il prelievo, al 5%.

Durante l'esecuzione della prova è importante che:

- possibilmente vi sia un rubinetto di dimensioni tali da permettere l'inserimento del tubo del raccordo, oppure che il rubinetto sia regolabile in apertura;
- il raccordo sia fatto combaciare con l'apertura del contenitore;
- il tutto venga chiuso con velocità e contemporaneamente con molta attenzione onde evitare che si formino bolle d'aria all'interno;
- indicare l'ora esatta del prelievo;
- trasportare i beakers al centro d'analisi entro le tre ore dal prelievo.

Le analisi dei campioni sono state effettuate presso i laboratori del C.R.R. (Centro Regionale Radioattività) dell'ospedale di Borgo Roma di Verona.

6.1.5. Indagini eseguite con gli strumenti dell'Istituto Nazionale di Geofisica.

In collaborazione con i colleghi laureandi e con l'Istituto Nazionale di Geofisica di Roma sono stati eseguiti ulteriori campionamenti delle acque al fine di ottenere le analisi chimiche e, in particolar modo, per il rilevamento dei gas disciolti tra cui il radon e gli isotopi stabili. Inoltre, in questa circostanza, si sono eseguite misure dirette di alcuni valori quali il pH, l'Eh, la conducibilità e l'alcalinità (Tab.15)

Per la misura della conducibilità elettrica si è utilizzato il conducimetro digitale Russel modello Analytica 122. Lo strumento è dotato di due sonde separate: la cella conduttimetrica ed un termometro che consente di compensare la variazione della conducibilità elettrica con la temperatura, normalizzando il valore a 20°C.

Il piaccametro digitale Orion Research, modello SA 250 è stato invece utilizzato per la determinazione del pH: il sistema utilizza un elettrodo combinato vetro-calomelano ($\text{Hg}/\text{HgCl}_2\text{-KCl}$), accoppiato ad un compensatore di temperatura che consente di standardizzare il valore del pH a 25°C. Tale elettrodo doveva essere tarato in ogni missione utilizzando le soluzioni Buffer a pH 7 e pH 4.

La misura dell'Eh è stata effettuata con lo stesso strumento utilizzando però un elettrodo platino-calomelano associato ad un termometro.

Il ^{222}Rn è stato rilevato con il metodo dei “canestri a carboni attivi” attraverso il trasferimento del gas estratto dall'acqua nei carboni stessi. Il metodo consiste nel degassare un campione di 250 ml di acqua utilizzando un apparecchio costituito da una pompa della portata di 2.5 l/min che permette il degassamento dell'acqua ed il contaemporaneo convogliamento del gas all'interno dei canestri contenenti i carboni che hanno la capacità di assorbire il radon (Fig.5). I canestri, una volta sigillati, devono essere spediti al laboratorio dove, mediante la misura dei picchi del ^{214}Pb e del ^{214}Bi con la spettrometria γ , si risale alla concentrazione del ^{222}Rn espresso in Bq/l.

La determinazione dei carbonati è stata eseguita per titolazione acidimetrica. Come indicatore è stato utilizzato il metilarancio che vira dal giallo pallido al rosa quando il Ph raggiunge un valore compreso tra 3.1 e 4.4. Lo strumento utilizzato permette di ottenere il valore con una tolleranza di 0.01 cc. La procedura prevede di aggiungere a 5 cc di campione, delle gocce di titolante scelte in base alla praticità di chi campiona: il

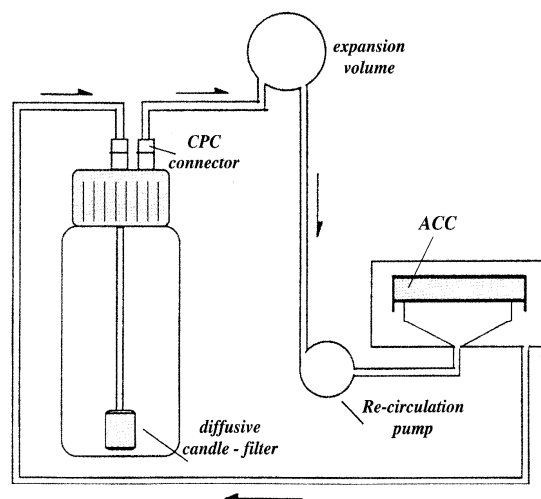


Fig.5. Schema del campionatore del Radon col metodo dei “canestri a carboni attivi”.

viraggio si ottiene con la graduale aggiunta di acido cloridrico. Leggendo la quantità di HCl utilizzato sullo strumento e moltiplicando questo valore per 10 si ottiene la concentrazione dei bicarbonati espressa in meq/l.

6.1.6. *Strumenti per la misura del livello statico.*

I pozzi in cui è stato possibile prendere le misure freaticometriche con certezza sono stati pochi: infatti, nella maggior parte di essi la misura è stata possibile grazie all'utilizzo di un idrometro pneumatico che permette una precisione di più o meno 10 cm.

Se a questa misura aggiungo l'imprecisione dovuta al fatto di non essere sempre a conoscenza dell'esatto posizionamento della pompa, si capisce la difficoltà incontrata nel correlare i vari livelli.

Solo in tre pozzi sono riuscito a misurare direttamente il livello dell'acqua potendo così confrontarmi anche con qualche pozzo immediatamente vicino misurato con l'altro metodo.

La difficoltà incontrata nella misurazione diretta col freaticometro deriva dal fatto che quasi tutti i pozzi esaminati sono utilizzati per scopi irrigui con la tubazione di mandata, flangiata alla testa, che si immette direttamente nel sistema di distribuzione. Lo stesso dicasi per i pozzi dei campeggi.

7. IL POZZO PROFONDO “LA QUERCIA” DI LAZISE.

Durante lo svolgimento della tesi si è potuta seguire, come già detto, la terebrazione di un pozzo per la ricerca di acqua termale presso il Camping “La Quercia” di Lazise (Fig.6).

Vista la profondità prevista (> 200 m) e l’incertezza idrotermogeologica del caso si è preferito eseguire una perforazione di diametro ridotto (350 mm).

Il pozzo è stato eseguito col metodo della perforazione a circolazione diretta dei fluidi. Si è immesso a pressione un tubo di manovra per una profondità di 5 m, necessario per il sostentamento iniziale del terreno vegetale. Inserite le aste pesanti con alla testa il tricono a rulli si è iniziata la perforazione. Per i primi 20 m l’avanzamento è stato regolare ed il fluido portava in superficie materiale argilloso giallastro con poca ghiaia. Nei successivi 30 – 40 m si è assistito all’affioramento di materiali argillosi grigi con poca ghiaia, ghiaia che andava aumentando in quantità verso i 60 m di profondità. A questo punto, la batteria ha subito un rallentamento che è continuato per un’altra decina di metri portando in superficie materiale argilloso grigio – biancastro compatto e ghiaia fino a 112 m.

Dopo i 112 m si è verificata una perdita del fango bentonitico contenuto nella vasca di raccolta, fenomeno che generalmente si verifica in corrispondenza di un acquifero: si era infatti intercettata una falda, la più utilizzata nei camping del Lago.

Da 112 m e fino alla profondità di 160 m, l’avanzamento della batteria ha subito un ulteriore rallentamento intervallato a brusche interruzioni dovute alla presenza di livelli conglomeratici talora durissimi. Alla quota di 156 m si è provveduto all’utilizzo delle aste leggere, aste con lunghezze variabili tra i 5 ed i 5.50 m.

Alla profondità di 162 m, dopo l’attraversamento di uno strato di argilla (160 – 162 m), si è verificata una nuova venuta d’acqua: il materiale arrivato in superficie era costituito da ghiaie e conglomerati che si sono potuti osservare fino alla quota di 232 m.

In questo intervallo (162 m-232 m) l’avanzamento è stato monotono e il detrito affiorante era composto da ghiaie poligeniche tra le quali si riconoscevano le litologie del calcare, della tonalite, del granito rosa, dei micascisti e dei porfidi.

L’aumento della velocità di avanzamento della batteria denotava l’attraversamento di piccoli livelli (1 m) di materiale più fine, riconoscibile anche da una analisi del cutting.

Dai 232 ai 300 m si sono attraversati materiali costituiti da una alternanza di strati ghiaiosi con qualche livello conglomeratico e livelli argillosi.

Si deve ricordare che, arrivati alla profondità di 300 m, si è deciso di fermare l'avanzamento per assicurarsi del perfetto funzionamento dell'impianto visto che si prevedeva un'ulteriore approfondimento del foro. E' stato quindi necessario togliere parzialmente le aste, effettuare uno spurgo ed aumentare la quantità di bentonite nel fango onde evitare crolli della parete del pozzo.

Dai 300 ai 342 m, il materiale che arrivava in superficie era costituito prevalentemente da argille e ghiaie. Alla profondità di 342 m, superato tale deposito argilloso, un nuovo calo nel serbatoio del fango e il rinvenimento di sola ghiaia ha evidenziato l'intercettazione di una nuova falda.

A 353 m il proprietario, viste le basse temperature misurate fino ad allora ha deciso di concludere le operazioni (Fig.6).

Concluse quindi le operazioni di perforazione ed estratta la batteria di aste, si è proceduto col rivestimento ed il posizionamento dei filtri; il tubo di rivestimento definitivo di 4" è stato realizzato in acciaio zincato. I filtri con fenestratura a ponte sono tre del diametro di 4" costruiti anch'essi in acciaio zincato. Essi sono stati collocati in corrispondenza delle falde più ricche anche se di bassa termalità: il primo, lungo 12 m è stato posizionato tra i 167 ed i 179 m di profondità; il secondo, lungo 12 m, tra i 203 e i 215 m; il terzo, della lunghezza di 9 m, tra i 341 ed i 350 m (Fig.6).

Durante l'esecuzione del lavoro si sono costantemente tenute sotto controllo le temperature del fluido. Sono stati inoltre eseguiti dei log termici: il primo, col foro stabilizzato della profondità di 260 m ed il secondo (Fig.6) a foro completato.

La differenza tra le due misure è dell'ordine del grado forse attribuibile ad una stabilizzazione della temperatura dell'acqua.

Successivamente è stata inserita nel pozzo una pompa sommersa al fine di captare alle varie profondità le falde di cui si volevano campionare le acque (Analisi chimiche).

Visti gli scarsi risultati termici ottenuti (22 – 26°C) e visto che anche l'acqua della falda più profonda necessita di depurazione (Parag.9.6) per essere utilizzata, il proprietario del campeggio ha deciso di non ampliare il pozzo.

Dalle informazioni ricavate durante la terebrazione del pozzo si possono fare diverse osservazioni.

Innanzitutto è d'obbligo ricordare che è uno dei pozzi più profondi eseguiti nell'arco morenico del Garda (353 m): sono state segnalate perforazioni fino a 207 m nell'arco orientale (CASTELLACCIO, 1995) e fino a 190 m nell'anfiteatro frontale (BAZZOLI, Tesi di laurea inedita, 1983).

Dall'analisi dei dati stratigrafici si vede come il deposito attraversato sia totalmente costituito da materiale sciolto; questo fatto supporta il risultato dei sondaggi sismici (FINCKH, 1978) che hanno permesso una stima del substrato roccioso ad una profondità di - 1259 m s.l.m.

Si riportano i risultati della campagna geosismica del 1978 eseguita sulla sponda sinistra del Lago di Garda, poco distante dal pozzo "La Quercia":

- 65 m s.l.m. livello idrografico del lago.
- 25 m s.l.m. argille e limi.
- 10 m s.l.m. alluvioni con poca acqua.
- - 289 m s.l.m. materiali compatti e ghiaie cementate.
- - 383 m s.l.m. materiali ancora più cementati.
- - 1259 m s.l.m. substrato roccioso ricoperto da uno strato di limi.

Un'altra osservazione da fare è quella che deriva dall'analisi dei dati di temperatura dell'acqua ottenuti con un carotaggio termico eseguito a foro ultimato e stabilizzato. Dal log termico (Fig.6) si vede come la temperatura assuma il valore massimo (25.5° C) con l'intercettazione della seconda falda, in corrispondenza del primo filtro, tra i 167 ed i 179 m di profondità.

Dai 179 m in poi si assiste ad una inversione termica che raggiunge il culmine a 270 m con un valore di 22.6 °C dopodichè la temperatura comincia a risalire fino ai 24.8 °C misurati a fondo foro (350 m).

Per cercare di dare una spiegazione a questo fatto, si possono realizzare due ipotesi. La prima, giustificerebbe l'inversione termica con una influenza del lago nella sequenza stratigrafica. Tale influenza risulterebbe comunque essere molto modesta rispetto alle previsioni, viste le deboli oscillazioni di temperatura (22-25 °C).

L'altra teoria farebbe supporre invece un'alimentazione della falda dai punti più caldi situati all'interno dell'arco morenico orientale del Garda: tale falda si mescolerebbe poi

con altri acquiferi raffreddandosi verso la costa, mantenendo però una temperatura maggiore di quella che normalmente caratterizza gli acquiferi situati a quelle profondità (Fig.12).

Per sostenere o invalidare queste teorie si deve ricorrere all'ausilio di altri dati come, ad esempio, quelli idraulici. Dalla misura del livello statico si nota una netta risalienza dell'acquifero. L'analisi della stratigrafia conferma il fatto di essere in presenza di acquiferi confinati o semiconfinati.

Il livello statico misurato è di 50 m s.l.m., ben al di sotto del livello idrografico del lago (67 m s.l.m.), e dimostra che non si stabilisce un equilibrio col bacino lacustre come confermano anche i dati degli altri pozzi collocati nella fascia costiera (Cap.8).

La stessa bassa potenzialità di questi acquiferi (10 l/s) li differenzia da quelli alimentati dal lago nell'arco morenico frontale del Garda dove le portate misurate sono di circa 80 l/s con abbassamenti di 2 m (BAZZOLI, Tesi di laurea inedita, 1983).

Il limite idrogeologico tra il lago e le falde interne è probabilmente di tipo impermeabile a causa del notevole spessore di materiali argilloso-limosi che seguono la base del bacino lacustre come evidenziano le stratigrafie dei pozzi della fascia costiera (Atlante stratigrafico).

Questo dato è confermato anche dai risultati del sondaggio geofisico (FINCKH, 1978) che hanno rilevato uno spessore di 15 m di limi e argille su tutta la base del lago.

Diventa quindi più logico sostenere la teoria escludente l'influenza del lago anche perché, dalla correlazione delle stratigrafie tra il pozzo di Lazise (Fig.12) e quello caldo situato all'interno del morenico, si vede una continuità che, associata ai dati di temperatura che vedremo più avanti (Par.9.1), farebbe supporre ad un collegamento tra i punti più caldi dell'entroterra ed i meno caldi della costa.

Ulteriori studi di carattere idrogeologico sugli acquiferi dell'arco morenico orientale del Garda servirebbero a chiarire ulteriormente queste problematiche.

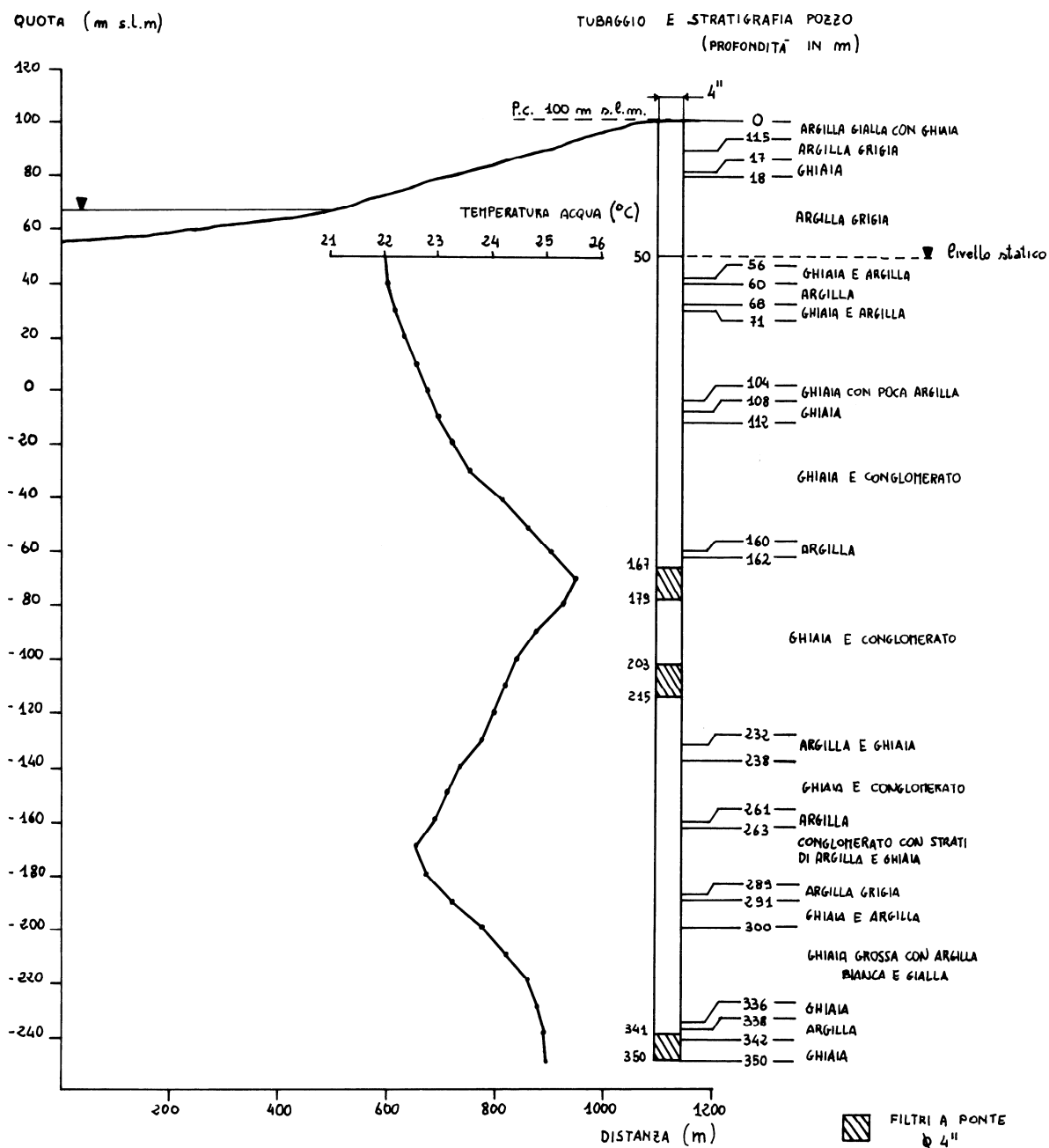


Fig.6. Litostratigrafia, tubaggio e log termico del pozzo "La Quercia".

CODICE	LOCALITÀ	CODICE	LOCALITÀ
3	Domegliara	M30	Lazise
4	Domegliara	M31	Lazise
5	Domegliara	M32	Lazise
6	Ospedaletto	M33	Lazise
8	Ospedaletto	M34	Lazise
10	Ospedaletto	M35	Lazise
11	Ospedaletto	M36	Lazise
14	Ospedaletto	M41	Lazise
18	Domegliara	M42	Lazise
19	Ospedaletto	M43	Lazise
20	Ospedaletto	F60	Fumane
21	Domegliara	F61	Fumane
22	S.Pietro Incariano	Vi 1	Pozzo AGIP
23	Pescantina	Vill 1	Pozzo AGIP
24	Domegliara	S44	Sirmione
25	Domegliara	S45	Sirmione
26	Domegliara	C12	Caldiero
27	Domegliara	A	Abano
28	S.Ambrogio di V.	SA 50	S.Ambrogio di V.
M1	Lazise	SA 51	S.Ambrogio di V.
M2	Lazise	SA 52	S.Ambrogio di V.
M29	Lazise	SA 53	S.Ambrogio di V.

Tab.6. Chiavi di lettura delle sigle adottate. In rosso i pozzi desunti da altri lavori.

8. BREVI CONSIDERAZIONI IDROGEOLOGICHE DI DETTAGLIO

Nel corso della ricerca è stato possibile, come già detto, effettuare delle misure del livello statico dei pozzi esaminati. Tale misura ha permesso di integrare le conoscenze (ANTONELLI et al., 1994) sul deflusso della falda sotterranea specialmente per quanto riguarda l'area di pianura in cui la maggior parte delle perforazioni intercettano e sfruttano lo stesso acquifero.

Diversa è la situazione per l'area morenica in cui il completamento dei pozzi, impedisce di correlare omogeneamente i livelli statici: come vedremo nel seguito del capitolo è stato comunque importante per l'osservazione di alcune particolarità incontrate.

Sia per l'area di pianura che per quella morenica i dati sono stati integrati con le misure di alcuni pozzi inaccessibili effettuate da operatori del settore.

I livelli statici misurati nell'area di S.Ambrogio di Valpolicella, sono i seguenti:

Pozzo	Quota s.l.m. (m)	Prof. Falda dal p.c. (m)	Livello statico s.l.m (m)
3	114	53.6	60.4
5	113	51.5	61.5
8	112	52	60
10	117	57	60
11	115	54	61
18	123	62	61
19	120	68	52
22	113.8	64	49.8
24	138.5	85	53.5
25	141	81	60
26	143	83	60
27	116	55	61
28	160.5	99.5	61
F60	173	110	63
F61	247	174	73

Tab.7. Livelli statici misurati nell'area tra S.Ambrogio di Valpolicella e Pescantina.

Con questi valori si è potuta elaborare una carta dei deflussi che risulta essere coincidente con quella di più ampia scala desunta da studi precedenti (ANTONELLI et al., 1994; CAMPAGNONI, tesi di laurea inedita, 1992) confermandone la validità per quell'area. Si è visto quindi che i valori di livello statico relativi ai pozzi termalizzati

Un fatto da segnalare in questo paragrafo deriva dall'analisi dei dati litostratigrafici di una porzione dell'area di pianura. Grazie al rinvenimento in alcuni pozzi (11, 18, 4), a profondità differenti, del substrato roccioso (atlante stratigrafico), si possono fare alcune considerazioni.

Dall'elaborazione del profilo SW-NE realizzato (Fig.9) tra l'affioramento roccioso del "Montindon" (Fig.3) ed il tabulato calcareo dei Lessini, si vede come le stratigrafie dei pozzi 25 e 26 dimostrino un notevole approfondimento del substrato a tal punto da non essere intercettato nonostante i 177 m di perforazione.

Il materiale rinvenuto è prevalentemente sciolto, costituito da ghiaie, argille e conglomerati. Tale deposito, di origine fluviale o fluvio-glaciale, potrebbe indicare un riempimento successivo ad un passaggio dell'Adige quindi rappresentarne una parte del suo paleoalveo.

Questa diramazione del fiume si inserirebbe discretamente nell'idrografia del Paleoadige rilevato in studi precedenti (ANTONELLI et al., 1994) (Fig.8).

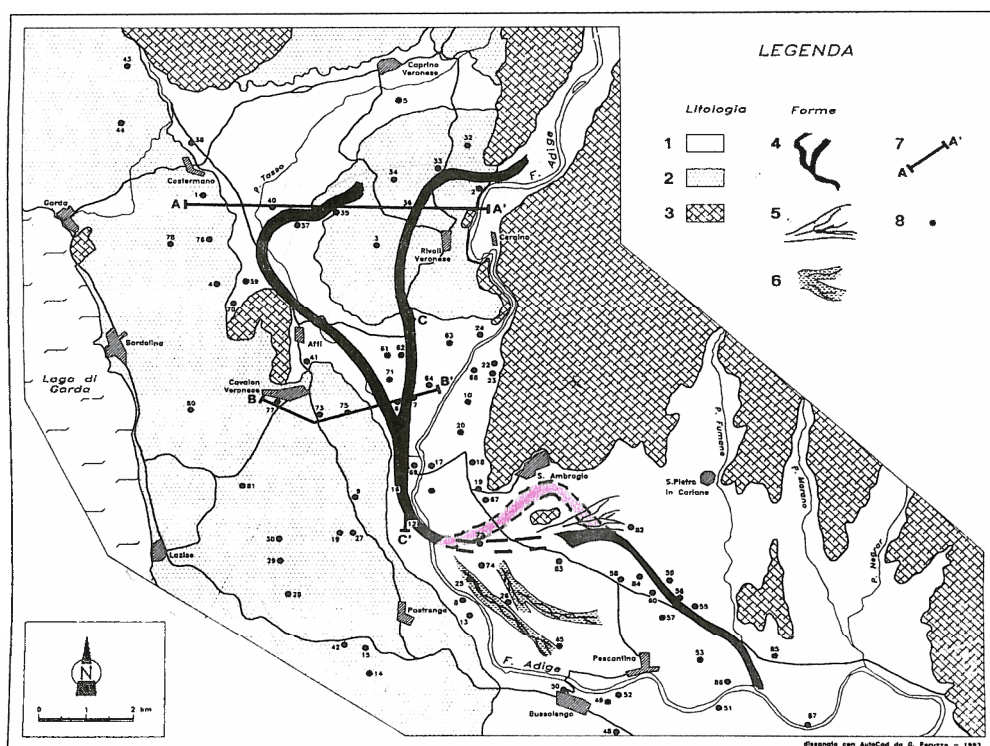
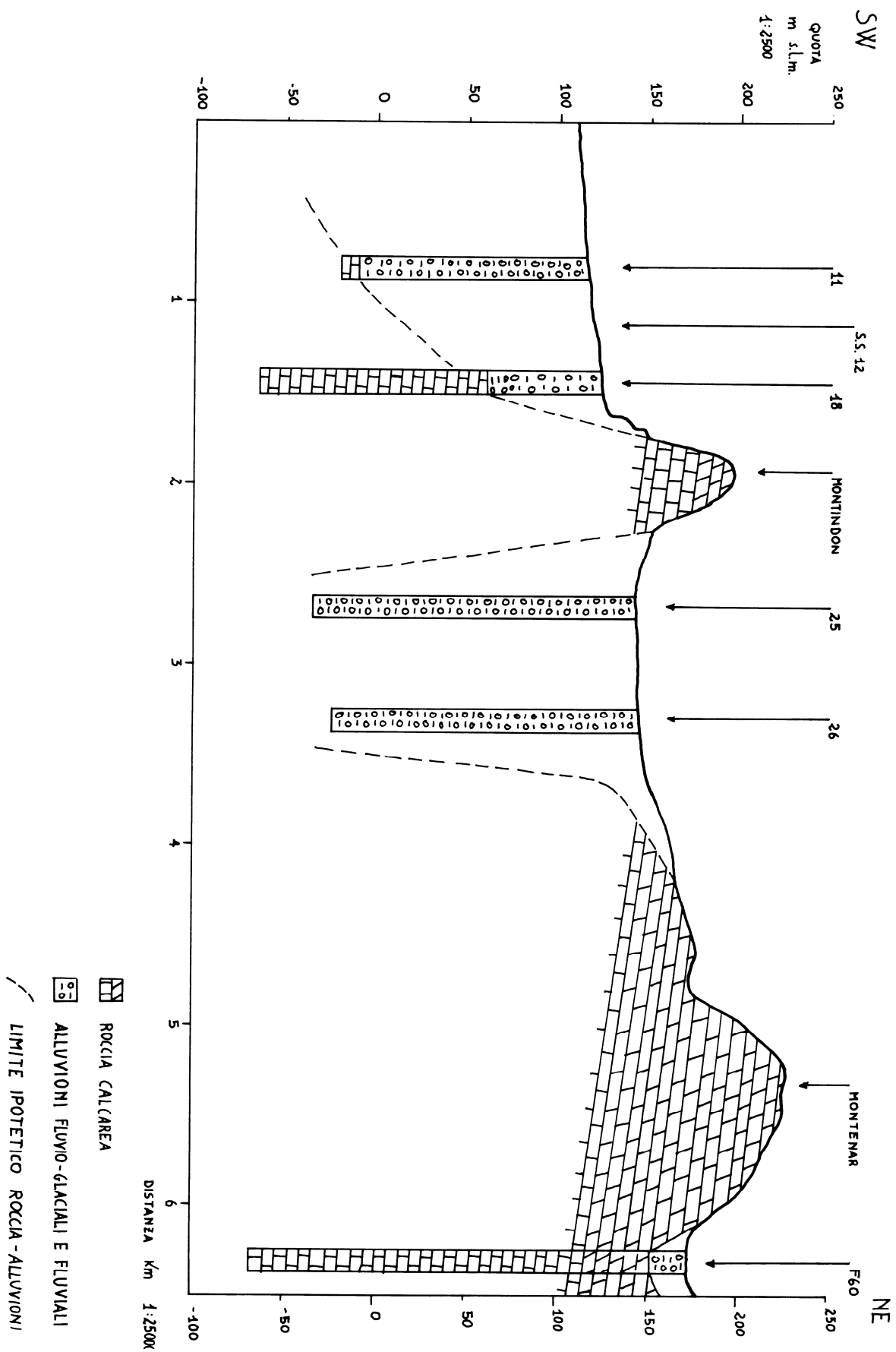


Fig.8. Inquadramento geologico dell'area con elementi di paleoidrografia. 1 – depositi fluviali e fluvio-glaciali; 2 – depositi prevalentemente glaciali; 3 – rocce carbonatiche e carbonatico-marnose; 4 – paleoalvei dell'Adige; 5 – rotte fluviali; 6 – paleocorsi; 8 – sondaggi. (Antonelli et al., 1994). **In viola: modifiche apportabili sulla fonte dei nuovi dati.**



Passiamo ora ad analizzare i dati idraulici dell'arco morenico orientale del Garda.

I livelli statici rilevati sono:

Pozzo	Quota s.l.m. (m)	Prof. Falda dal p.c. (m)	Livello statico s.l.m (m)
M1	112	63	49
M2	112	63	49
M29	100	50	50
M30	93	44	49
M33	70	20	50
M34	95	40	55
M35	73	28	45
M36	81	32.7	48.3
M42	110	60	50
M43	108.5	56	52.5

Tab.8. Livelli statici misurati nell'area dell'arco morenico orientale del Garda..

Osservando tali valori e confrontandoli con il livello idrografico del lago si può desumere che l'area dell'anfiteatro morenico orientale del Garda merita particolare attenzione. In questa zona vengono sfruttati acquiferi a bassa potenzialità presumibilmente confinati o semiconfinati, alloggiati in ghiaie sabbiose stratificate a più potenti depositi argilloso – ghiaiosi.

Analizzando i dati stratigrafici ed idraulici nonché quelli di temperatura, si può vedere come, nonostante i livelli produttivi vengano intercettati al di sotto della quota idrometrica del lago (67 m s.l.m.), le depressioni piezometriche dinamiche raccolte (Tab.9) dimostrino una potenzialità modesta.

Pozzo	Portata (l/s)	Abbassamenti (m)	Portata specifica (l/ms)
M35	7	13	0.54
M32	3.1	22.4	0.14

Tab.9. Dati idraulici (Campagnoni, tesi di laurea inedita, 1992).

Tale fatto escluderebbe un'ipotesi di alimentazione diretta del lago. A supportare tale ipotesi si può aggiungere il fatto che durante la terebrazione del pozzo pilota di Lazise, come già detto, si è potuto verificare che il livello statico del primo acquifero incontrato

era di 50 m s.l.m., quindi ben al di sotto del livello del lago (Cap. 7). L'intercettazione di altri acquiferi in profondità che non hanno variato ulteriormente tale livello dimostra l'ininfluenza del bacino lacustre.

Si può aggiungere a tali ipotesi anche il fatto che la temperatura misurata negli acquiferi sfruttati lungo la fascia costiera (22-25 °C) è molto maggiore di quella del lago (10-11 °C): se ci fosse un interessamento del Garda si misurerebbero temperature inferiori a quelle rilevate.

Quindi, sulla base di quanto riscontrato, si può dire che il lago influenza solamente le falde superficiali presenti nelle immediate vicinanze della sponda. Appena ci si sposta nell'entroterra tale situazione non è più verificata. Questo fatto è probabilmente dovuto alla enorme potenza dei depositi argilloso – limosi presenti che confinerebbero sia lateralmente che verticalmente delle lenti produttive costituite da materiali ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi.

Questo fenomeno particolare non si verifica invece nel settore frontale dell'anfiteatro gardesano, dove, come già detto (Cap.7) gli acquiferi in pressione hanno fornito dati idraulici completamente diversi: una serie di prove presso Pozzolengo (Bs) evidenziano portate di 80 l/s con abbassamenti di 2.20 m (BAZZOLI, Tesi di laurea inedita, 1983).

9. ELABORAZIONE DATI DI TEMPERATURA E CHIMISMO

9.1. DATI DI TEMPERATURA

Attraverso l'analisi dei dati sulla temperatura (Tab.10) è stato possibile elaborare, sia per l'area morenica che per l'area di pianura, una carta a linee isoterme. Questo è stato possibile utilizzando sia i valori direttamente rilevati, sia usando i dati per i pozzi attualmente inagibili o inaccessibili misurati in passato da altri operatori del settore.

AREA DELLA PIANURA			AREA DEL MORENICO		
Pozzo	Valore MIN	Valore MAX	Pozzo	Valore MIN	Valore MAX
27		25	M1		36.2
28	18	19	M2	41.2	42
3		31	M29		25
4	42	43	M30	22	25
5		28	M31	22	25
6		39	M34	21.2	24
8		45	M35	20	22
10	27	31	M36	15	20
11	44	46	M37		42
14		30	M38		42
18	38	40	M39		42
19	19	22	M41	28.1	30.2
20		30	M42	24.5	28
21		22.3	M43	23.4	24
22	19	20			
23	18.6	19			
24	19	19.5			
25	25	27			
26		17			

Tab.10. Valori misurati e desunti di temperatura per le due aree di ricerca.

Si ricorda che i valori si riferiscono a profondità disomogenee variabili tra i 70 ed i 262 m in pianura e tra i 100 ed i 350 m nell'area morenica. Inoltre, a causa del diverso completamento dei pozzi (monofiltro o plurifiltro) e quindi del possibile contatto tra acque più o meno calde, le temperature misurate possono rappresentare i valori non reali.

In particolare, questa eterogeneità è particolarmente influente nel morenico: nella pianura, i filtri sono per la maggior parte posizionati in corrispondenza dell'acquifero principale, falda in cui si immettono le acque termali. Questo implica una maggior omogeneità dei dati.

In tabella sono stati distinti una serie di valori minimi e massimi rilevati contemporaneamente tra l'inverno 1999 e la primavera 2000.

Nella pianura, essendo i pozzi situati perlopiù nelle alluvioni, si può attribuire la differenza di temperatura all'influenza di acque che seguono l'andamento del regime pluviometrico. In altri casi (pozzo 10), trattandosi di misure desunte da dati acquisiti alcuni anni addietro, la differenza potrebbe essere attribuita ad interventi di risistemazione del pozzo.

Nel morenico, le variazioni di temperatura registrate sono probabilmente dovute agli apporti idrici pluviali in alcune delle falde sfruttate. Si ricorda che quasi tutti i pozzi dell'area di Lazise sono multifalda.

Dalla analisi delle carte ad isoterme della pianura (Fig.10), si nota una collocazione puntuale dei pozzi caldi che fa pensare ad una venuta ascensionale limitata all'interno di uno spazio ben distinto.

Le acque, una volta risalite, si immettono nei depositi alluvionali permeabili soprastanti, mescolandosi, come già detto, con le acque fredde. Ciò è confermato dall'analisi dei dati freaticometrici che abbiamo già visto (Cap.8). Si assiste così alla formazione di un alone di temperatura attorno all'area di venuta calda.

L'allineamento giudicariense delle discontinuità tettoniche (NE-SW) è in discreta corrispondenza con l'allineamento dei punti di maggior grado idrotermale. Tale coincidenza presuppone una ascesa di fluidi termali attraverso queste linee di discontinuità.

Anche nell'arco morenico orientale del Garda è evidente, almeno in base ai dati che è stato possibile reperire, una localizzazione nella risalita dei fluidi termali (Fig.11) con un decremento progressivo della temperatura man mano che ci si allontana dai punti più caldi.

Si ricorda che sono valide per quest'area tutte le osservazioni riguardanti la disomogeneità delle misure, sia per quanto riguarda la profondità investigata sia per quanto riguarda il completamento dei pozzi.

Più a nord, in destra Adige sono state segnalate temperature di 20-25°C in alcuni pozzi prossimi alla Chiusa di Ceraino (CASTELLACCIO, 1995), nei pressi di Rivoli Veronese.

Se questo risultasse confermato, l'area termale di Lazise si potrebbe ricollegare a questa con una ipotetica linea di tipo giudicariense (NE-SW) così come già visto per la pianura.

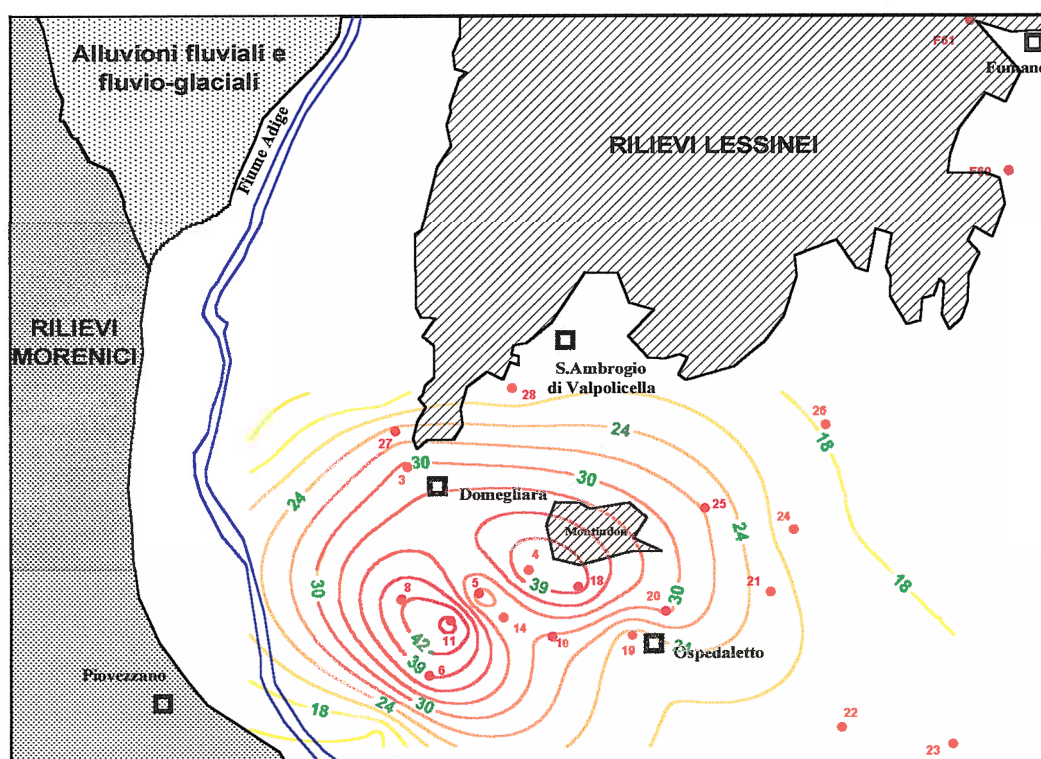


Fig.10. Carta delle isoterme nell'area della pianura di S.Ambrogio di Valpolicella.

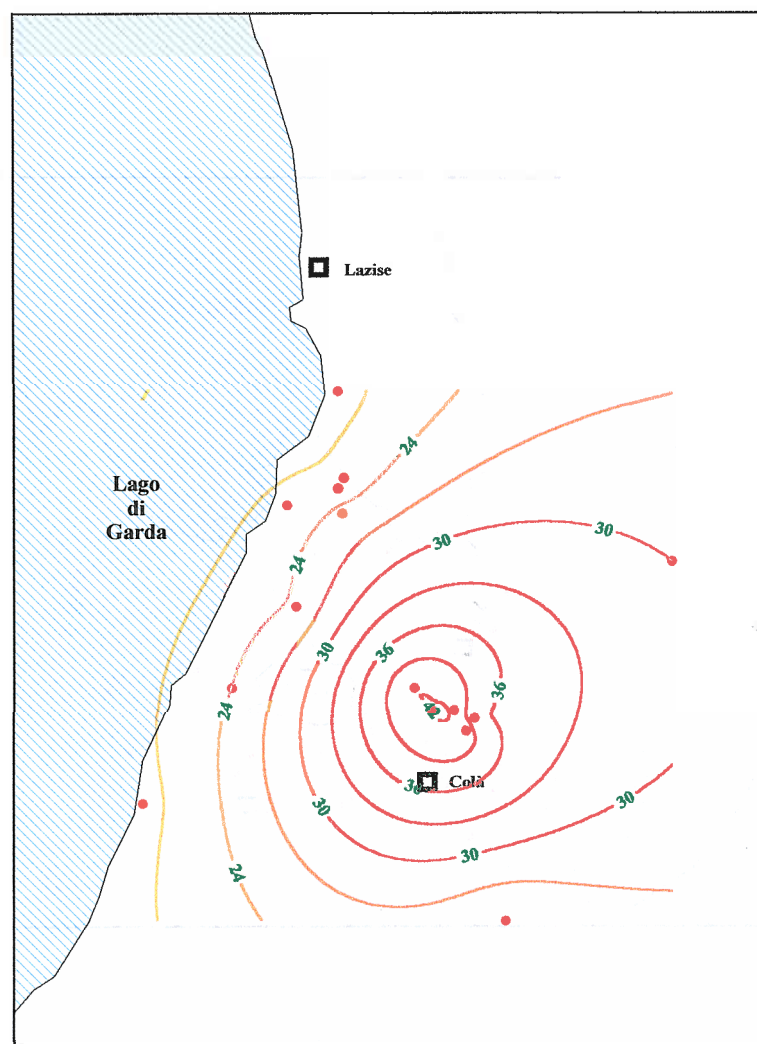


Fig.11. Carta delle isoterme nell'arco morenico orientale del Garda.

Il termalismo del morenico risulta, all'attuale stato delle conoscenze, meno interpretabile di quello della pianura dal momento che non è stato mai intercettato il substrato in nessuna perforazione.

Infatti i pozzi del morenico si trovano su depositi accertati di materiale sciolto potente almeno fino a 350 metri; i vicini profili geosismici di Finchk (1978), evidenziano che questo spessore potrebbe aumentare fino a 1300 m.

Se si dovessero assumere profondità simili nell'entroterra morenico sarebbe difficile trovare una spiegazione sul termalismo di queste acque. Con ogni probabilità si è in presenza di un approfondimento a canyon che si origina in corrispondenza della sponda del lago mentre, spostandosi verso lo spartiacque del rilievo morenico, si dovrebbe avere una profondità del substrato di qualche centinaio di metri (Fig.12).

Quindi, nei pressi di Colà, il substrato non dovrebbe essere particolarmente profondo così da permettere ai fluidi termali risalenti di immergersi direttamente nei depositi sovrastanti.

Non esistono dati che possono confermare ciò, per cui questa dovrebbe essere l'ipotesi più probabile per giustificare il campo termale di Lazise.

Dall'ulteriore analisi dei dati relativi al pozzo "La Quercia" (Fig.6) si possono osservare altri particolari. Come già detto, dall'andamento del log termico, è auspicabile, per il primo picco, una termalizzazione proveniente dall'entroterra morenico, come schematizzato (Fig.12).

Questa interpretazione fa presupporre portate di risalita del fluido importanti visto che, la distanza tra il pozzo "La Quercia" e i pozzi di Colà di Lazise è di circa 2 km.

L'anomala inversione della temperatura con l'aumentare della profondità seguita da un riacutizzarsi del picco termico, fa ipotizzare, allo stato attuale delle conoscenze, una espansione laterale delle acque calde dal substrato (Fig.12) il cui grado idrotermale verrebbe attutito da un'influenza del lago. Infatti, visti i dati dei sondaggi sismici che presuppongono profondità elevate del substrato, non si possono ipotizzare venute dirette verticali in corrispondenza del pozzo "La Quercia".

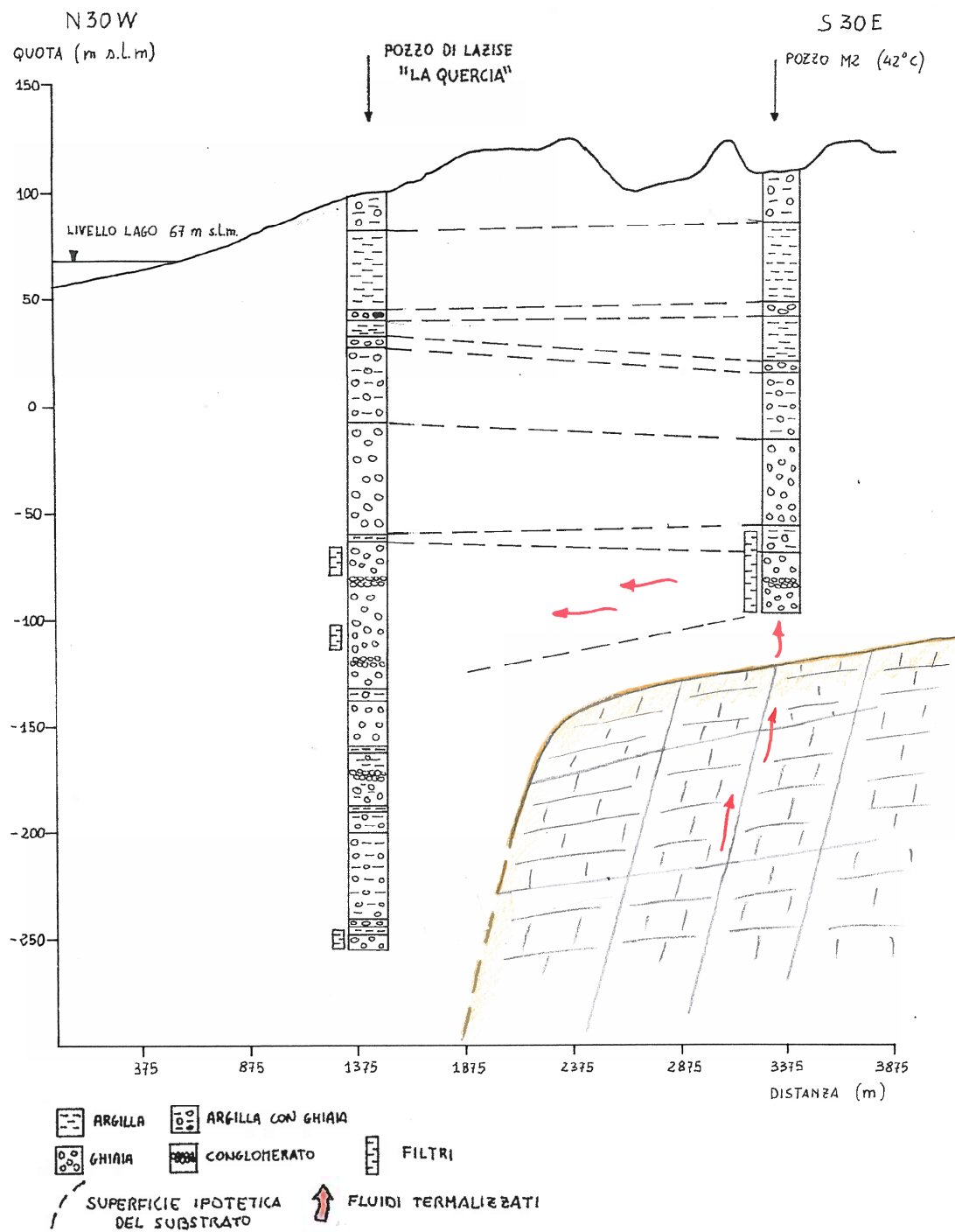


Fig. 12. Ipotesi sulla morfologia del substrato e sul termalismo dell'area di Lazise.

9.2. DATI CHIMICI

Come detto in precedenza, sono stati effettuati 9 campionamenti nell'area di pianura e 4 campionamenti nell'area del morenico. Ai dati ricavati sono stati associati quelli relativi ad altri pozzi dell'area in cui vengono effettuati campionamenti periodici dall'U.L.S.S. di Bussolengo. Le modalità e gli strumenti per il campionamento, le tecnologie di analisi sono già stati esposti (Parag.6.1.3).

Si è ritenuto opportuno, visto che questo non è mai stato fatto, di tentare una correlazione ed un inquadramento delle acque di ricerca. Con l'ausilio dei dati per le acque provenienti da altre ricerche e studi idrotermali effettuati ad Abano, Sirmione, Caldiero e Vicenza si è tentato un inquadramento delle acque termali Venete.

I dati chimici sono stati organizzati prima in diagrammi classificativi di Piper, per caratterizzare le acque, poi in diagrammi di correlazione che considerano i rapporti tra ioni e, tra ioni e temperatura. Tali diagrammi sono serviti allo scopo di analizzare il comportamento più o meno omogeneo nel chimismo dei fluidi termali.

In alcuni casi, il chimismo ha consentito un commento in altri casi non ha permesso interpretazioni chiare ed esaurienti.

Con l'interpretazione di queste analisi e di quelle del gas Radon, si è cercato di arrivare ad una origine comune delle acque oltre ad una ad una correlazione tra le aree di ricerca stesse.

9.2.1. Diagrammi di Piper

E' uno dei diagrammi di comparazione più utilizzati per la rappresentazione grafica delle analisi chimiche delle acque (Fig.13). Si dice che il diagramma è di comparazione perché il risultato ottenuto indica la composizione relativa dell'acqua in termini di accoppiamento cationi-anioni fornendo così il "carattere" e non il contenuto salino dell'acqua. Viene perciò utilizzato per paragonare e correlare tra loro acque diverse (CELICO, 1986).

Il diagramma di Piper è formato da due diagrammi triangolari e da uno rombico riassuntivo: nel campo triangolare di sinistra si riportano i valori in percentuali di calcio, magnesio e sodio più potassio che sono rappresentati da un unico punto secondo le coordinate triangolari. Analogamente, nel diagramma triangolare di destra, ogni punto risulta rappresentativo delle percentuali di cloro, solfati e bicarbonati. La proiezione di

questi punti, parallelamente al lato esterno dei triangoli, permette di individuare il punto di intersezione nella figura romboidale.

Si ottiene così una classificazione complessiva in base ai cationi ed agli anioni per ogni singolo campione di acqua analizzato.

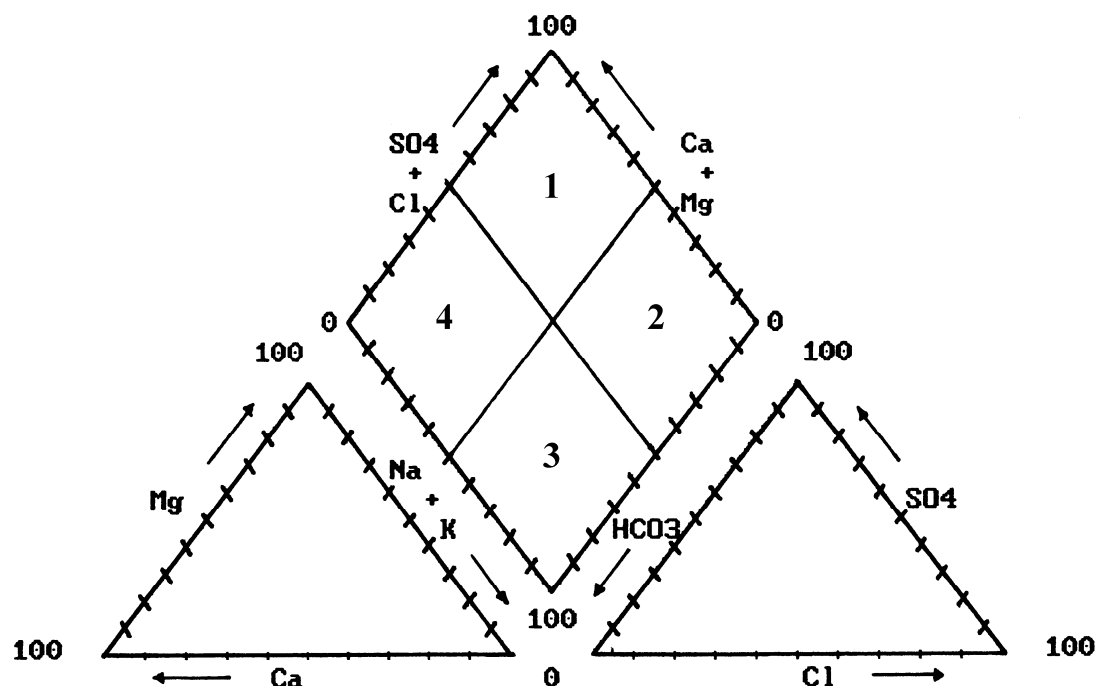


Fig.13. Classificazione delle acque secondo il diagramma di Piper. Tipi di acque: 1 - solfato-clorurato-alcantino-terrose; 2 - solfato-clorurato-alcantine; 3 - bicarbonato-alcantine; 4 - bicarbonato-alcantino-terrose.

Classificazione delle acque con i diagrammi di Piper

Osservando il diagramma di Piper relativo ai punti freddi e termalizzati della pianura ed ai campioni prelevati nell'arco morenico, si riescono a distinguere le acque relativamente tra loro (Fig.14).

Partendo dall'analisi del triangolo dei cationi, si nota immediatamente come la gran parte dei campioni si collochi nell'area in basso a sinistra ovvero nel campo delle acque calciche. Le percentuali di calcio e magnesio variano in modo diverso: infatti, mentre la concentrazione del magnesio varia entro una fascia facilmente individuabile e limitata, il calcio varia ampiamente da destra a sinistra all'interno della zona stessa. In questa zona si collocano tutti i campioni con temperature comprese tra i 19 ed i 30°C, i campioni freddi di Fumane (F 60, F61) e di S.Ambrogio di Valpolicella (SA 50, SA 51, SA 52, SA 53).

I pozzi di pianura e dell'arco morenico, con temperature comprese tra i 31 ed i 40°C, si posizionano nell'area riservata alle acque con una quantità minore di calcio ma con concentrazioni maggiori di alcali.

Nell'angolo destro del triangolo dei cationi si trovano invece le acque ricche di alcali tra le quali si identificano quelle più calde di Colà (M2) e Domegliara (11, 18).

Osservando ora il triangolo relativo agli anioni si vede che la quasi totalità dei campioni si colloca all'interno dell'angolo in basso a sinistra, nel settore caratteristico delle acque bicarbonatiche. Queste acque sono quelle con temperature comprese tra i 19 e i 30°C, le acque fredde di Domegliara e Fumane.

Diversa è invece la collocazione per le acque più calde sia di provenienza morenica che

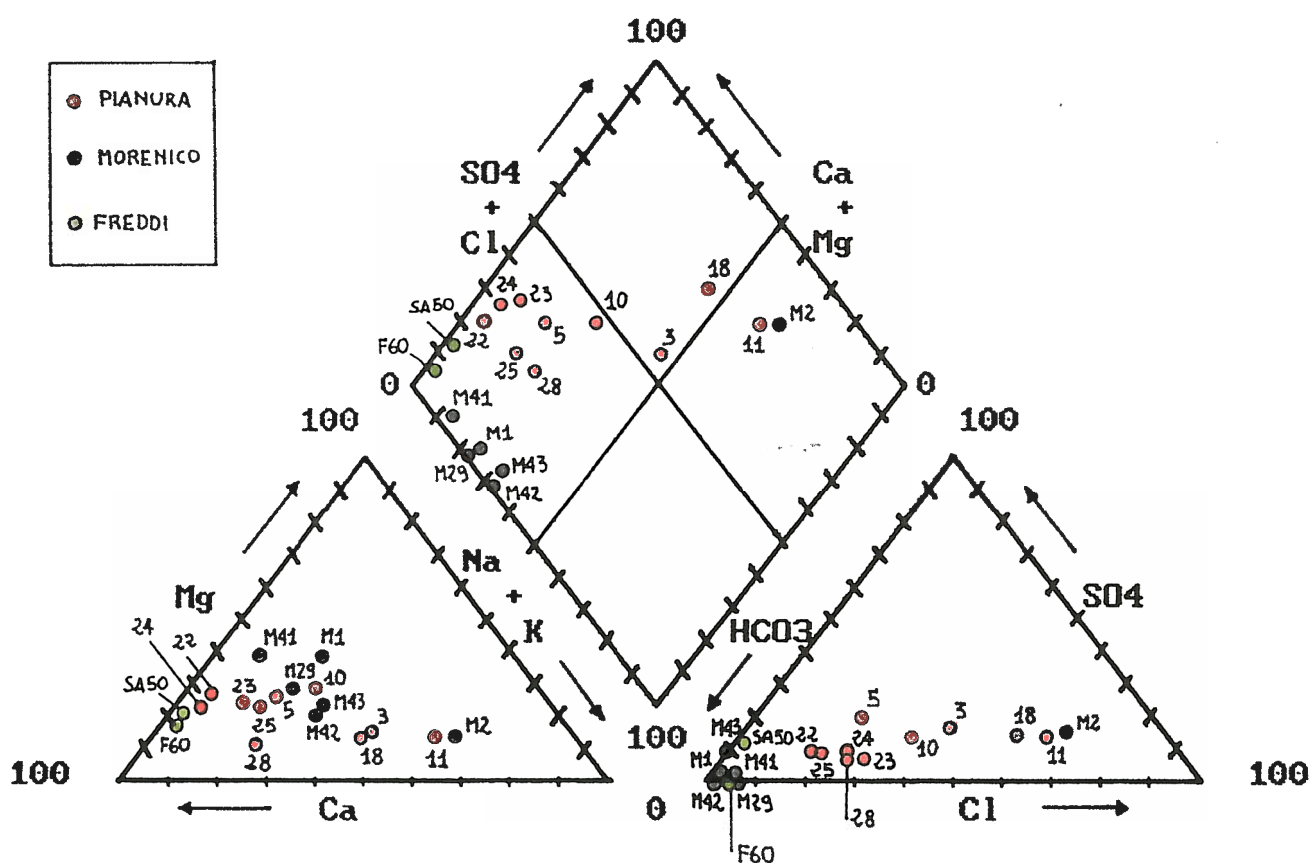


Fig.14. Diagramma di Piper relativo ai pozzi campionati.

di pianura inserite nella zona riservata alle acque clorurate, le quali si uniscono, come vedremo più avanti, ai campioni di Sirmione ed Abano Terme.

Attraverso la proiezione nel diagramma centrale a rombo dei punti definiti nei due triangoli, si riesce a stabilire il carattere chimico di ogni acqua, che, in questo caso, evidenzia la presenza di tre tipologie di acque:

- la famiglia delle bicarbonato – alcalino – terrose cui appartengono le acque con temperature comprese tra i 19 ed i 37°C; appartengono a questa famiglia anche i campioni freddi di Domegliara e Fumane.
- la famiglia delle solfato – clorurato – alcaline rappresentata dalle acque a più alto termalismo di Lazise (M2) e di Domegliara (11).
- la famiglia delle solfato – clorurato – alcalino – terrose in cui si collocano, anche se caratterialmente vicine alle precedenti, le acque dei campioni 3 e 18 rispettivamente con temperature di 31 e 40°C. Questo è dovuto a due cause differenti: il punto 3 pur trovandosi vicino ai pozzi più termalizzati ha una profondità minore e risente in parte dell'influenza delle acque più profonde. Il punto 18, invece, è stato filtrato in più punti per cui assistiamo ad una influenza delle acque di falda. La sua profondità, comunque, attenua questa influenza.

Si è voluto sviluppare anche un diagramma classificativo di Piper (Fig.15) in cui sono stati inseriti alcuni campioni rappresentativi dell'idrotermalismo veneto ed, ancora, alcuni punti rappresentativi delle aree di ricerca stesse.

L'analisi di questo grafico ha permesso di fare alcune considerazioni di carattere generale che però sono indicative del fenomeno.

Si riescono comunque a distinguere due famiglie ben distinte:

da un lato la famiglia delle bicarbonato-alcalino- terrose in cui si collocano i campioni di Caldiero Terme, dei pozzi profondi di Vicenza e Villaverla oltre ai campioni delle aree di ricerca. Si noti come all'interno di quest'area si trovino tutti i campioni con temperature inferiori ai 40°C tranne per i pozzi Vi1 e Vill1 per i quali si ipotizza una genesi diversa;

dall'altro lato, nella famiglia delle solfato-clorurato-alcaline si collocano i pozzi di Abano, di Sirmione oltre a quelli più caldi dell'area esaminata in cui posso inserire tranquillamente anche il campione 18 viste le cause della sua debole variazione. All'interno di quest'area troviamo dunque i campioni veneti con temperature superiori ai 40°C.

Una prima ipotesi che può suggerire l'analisi di Piper è quella di accomunare tutte le acque termali venete. Infatti una miscelazione più o meno accentuata delle acque di derivazione profonda con le acque più superficiali determina la diversa classificazione delle stesse. E' interessante far notare che questa divisione si verifica ad una temperatura ben distinta, 40°C.

Un approfondimento dal punto di vista geochimico su questa osservazione aiuterebbe a chiarire il ruolo di questo possibile marker di classificazione.

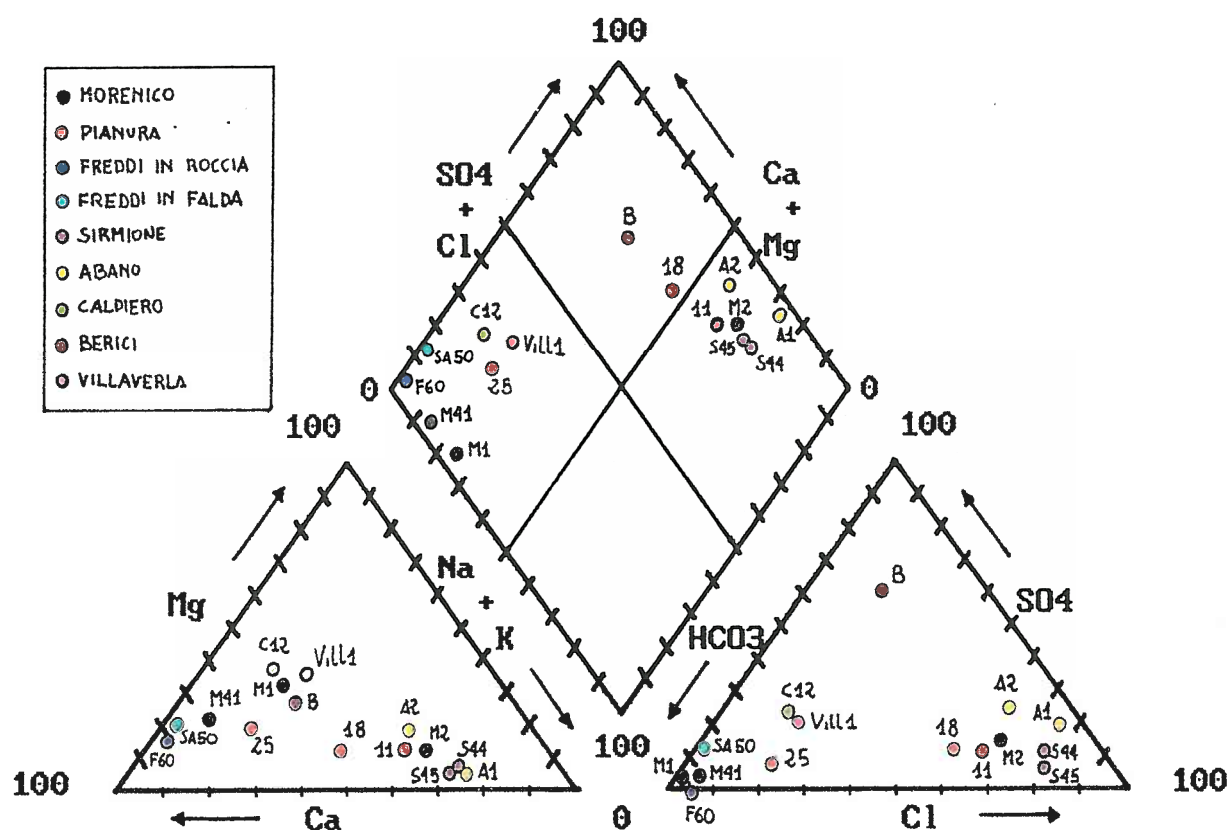


Fig.15. Diagramma di Piper relativo ad un inquadramento generale del termalismo veneto.

9.2.2. Grafici di correlazione.

Le correlazioni grafiche tra i diversi parametri chimici delle acque consentono di seguirne la loro evoluzione, di individuarne i mescolamenti e di isolare famiglie di acque aventi caratteristiche identiche. Sono diagrammi di confronto tra gli ioni e la temperatura o tra gli ioni stessi che permettono di verificare anomalie esistenti negli equilibri, consentendo così una separazione dei fluidi a caratteristiche diverse.

L'elaborazione di questi diagrammi è stata effettuata con lo scopo di confrontarli con quelli realizzati in studi precedenti per altre località termalizzate.

Infatti, ai rapporti esistenti tra le acque campionate durante lo svolgimento della ricerca si sono aggiunti i valori ricavati da lavori precedenti (REGIONE VENETO, UNIVERSITÀ DI PADOVA, 1994) per quanto riguarda i pozzi di Abano Terme, i pozzi di ricerca dell'AGIP di Vicenza e Villaverla, i pozzi di Sirmione, dei Berici e di Caldiero.

Si sono inoltre utilizzate le analisi chimiche dei pozzi freddi situati nei dintorni delle aree esaminate (MAROCCHIO, tesi di laurea inedita, 1997).

Nella descrizione dei diagrammi vengono esplicitati i valori relativi a tutti i pozzi presi in considerazione. (Tab.15)

Si ricorda che, mentre per i pozzi di Abano e Sirmione si hanno valori di termalismo assai poco influenzati da acque di altra origine, quelli campionati per la presente ricerca sono caratterizzati da un notevole miscelamento con le falde superficiali.

Salinità totale – Temperatura.

La salinità totale è funzione della temperatura, della profondità del serbatoio, del tipo di roccia e del tempo di permanenza del serbatoio stesso. Il valore della salinità totale misurato varia dai 276 ai 4900 mg/l con temperature comprese tra i 14 e i 75° C.

Nel diagramma, come ci si aspetta, si evidenzia un andamento della salinità discretamente proporzionale alla temperatura (Fig.16).

E' perfetta la correlazione che si osserva tra le acque di Abano, dei Berici e quelle di Sirmione, mentre le altre si distribuiscono in modo dispersivo probabilmente a causa di miscele con acque di altra origine.

In posizione nettamente anomala rispetto alla tendenza generale, da acque meno saline ad acque più saline e calde quindi "mature", si pongono i pozzi profondi di Vicenza e Villaverla. Queste acque sembrano decisamente somigliare dal punto di vista chimico

alle acque meno termali e fredde campionate in questa ricerca. Questo fatto è indicatore di un diverso processo di termalizzazione.

Silice – Temperatura.

Nel diagramma sono riportati in ascissa i valori della silice in mg/l ed in ordinata le temperature. Essi variano tra i 6.5 e i 65.02 mg/l in un intervallo di temperatura che comprende valori tra i 19 e i 75 ° C. Il grafico riportato è importante per studiare il comportamento della silice nelle acque analizzate, in funzione della temperatura (Fig.17). E' importante in particolar modo, per vedere come i campioni si dispongono rispetto alle curve di solubilità della silice nelle sue varie forme (quarzo, calcedonio, silice amorfa).

Dall'analisi del diagramma si vede come le acque campionate definiscano una certa proporzionalità tra i parametri considerati con un andamento prossimo alla curva di solubilità del quarzo così da permettere, per queste acque, l'uso della silice come geotermometro (Par.9.2.3). Si nota anche una divisione rispetto alla curva di solubilità del quarzo tra le acque del morenico (M) e quelle della pianura di S. Ambrogio, rispettivamente sovrassaturi e sottosaturi in silice.

Il morenico è sovrassaturo in silice probabilmente perché le acque di quest'area vengono a contatto con litologie vulcaniche contenute nei depositi attraversati.

Bisogna evidenziare anche il comportamento anomalo dei pozzi AGIP in netta sottosaturazione della silice.

I dati relativi al pozzo A1 di Abano ed ai pozzi S44, S45 di Sirmione non sono stati considerati in quanto la silice assume valori esterni all'area del grafico. Mancano anche i dati relativi al pozzo Vi1 in cui non è stata misurata la concentrazione di silice.

Calcio – Magnesio.

L'esame del diagramma di correlazione, non porta a considerazioni particolari sul chimismo delle acque termali. Permette però di formulare delle ipotesi sul tipo di roccia attraversata dall'acqua.

Valutando il rapporto tra i due ioni, si riesce a stabilire la litologia attraversata: infatti, se il rapporto risulta essere compreso tra 1 e 2, le acque dovrebbero circolare in rocce prevalentemente dolomitico - calcaree.

Per i rapporti maggiori di 3 le rocce attraversate dovrebbero essere prevalentemente calcareo come accade per la maggior parte dei campioni.

Da un calcolo dei rapporti Ca/Mg si vede infatti che 10 campioni (M1, M2, C12, 25, 3, M29, M41, M42, M43, Vi1) hanno un valore del rapporto Ca/Mg vicino a 2 mentre tutti i restanti pozzi analizzati, quelli di Sirmione ed Abano hanno valori maggiori di 3 (Fig.18).

Solfato – Salinità.

In un intervallo di temperatura compreso tra i 19 e i 75°C i valori di ione solfato rilevati sono tra i 0.4 ed i 405 mg/l.

Da questo grafico si nota una certa proporzionalità tra le due grandezze (Fig.19). E' evidenziato anche il fatto che nei pozzi a maggiore termalismo la concentrazione dei solfati condiziona la salinità totale, come ad esempio accade in maniera più evidente per Sirmione ed Abano ed in minor modo nell'area di ricerca per i campioni M2 , 11, 18. Da questi si discosta il pozzo caldo meno profondo di Colà (M1) che segue il comportamento dei pozzi morenici meno termalizzati in cui il contenuto di solfati è minimo (pozzi M). Lo stesso si verifica nei campioni dei pozzi più freddi denominati F e SA.

Il pozzo di Caldiero, invece, si discosta leggermente dal trend caratteristico.

Per l'analisi del solfato, sono stati elaborati anche un diagramma Solfati-Temperatura e Solfato-Calcio. Questi grafici hanno permesso di evidenziare l'aumento del contenuto di solfati all'aumentare della temperatura anche se questo non è il caso della nostra area, in cui acque con diverse temperature denotano valori di solfato uguali.

Nell'area morenica si assiste ad un abbattimento di questo ione fino a valori prossimi allo zero, anche in campioni con temperature elevate (36°C). Questo fatto può essere attribuito alla circolazione delle acque in un ambiente favorevole alla riduzione dei solfati.

Dal confronto di questo anione con il calcio si rileva come il rapporto tra le due grandezze sia a vantaggio del secondo; non sembrano evidenti disequilibri a favore del solfato legati alla presenza di rocce solfatiche.

E' interessante far notare come, in tutti e tre i diagrammi, il pozzo M2 si discosti dagli altri della stessa area inserendosi in una posizione consona con le caratteristiche proprie dei pozzi con quella temperatura. Probabilmente l'ambiente interessato da queste acque

non è sfavorevole alla riduzione dei solfati come accade invece nelle altre falde del morenico.

Diagrammi del cloro

Il cloro, nei campioni di acqua considerati, è presente in quantità variabili da 1,9 a 634 mg/l.

Questo ione è utilizzato in numerosi diagrammi di correlazione in quanto permette di risalire orientativamente alle possibili litologie attraversate.

Innanzitutto, si nota come in un intervallo di temperatura compresa tra i 12 ed i 75 °C, il cloro aumenta in modo discretamente proporzionale con la temperatura stessa (Fig.20).

Si discostano nettamente da tale andamento i campioni prelevati dai pozzi Vi1 e Vill1 che riportano una concentrazione di cloruri inferiore al trend generale a maggior dimostrazione di un particolare processo di termalizzazione per queste acque.

Interessante è anche notare un abbattimento del cloro nel morenico, fenomeno che si proverà a chiarire coi diagrammi seguenti. Ancor più interessante è notare come un pozzo del morenico, il più caldo (M2), si colloca in buona posizione di proporzionalità.

Dall'analisi del diagramma cloro-salinità (Fig.21) è evidente come il contenuto salino sia influenzato, all'aumentare della temperatura, dalla concentrazione in cloruri.

Questo fatto si può ricondurre alla minor miscelazione delle acque termali con acque fredde più o meno superficiali contenenti bassi tenori di cloro.

Anche in questo diagramma si evidenzia lo scarso contenuto salino per i pozzi di Vicenza e Villaverla e l'anomalo comportamento del pozzo M2 rispetto agli altri pozzi del morenico.

Per ultimo, si è analizzato il grafico cloro-sodio (Fig.22) il quale evidenzia come la maggior parte dei campioni denotano una buona proporzionalità. Si comporta in modo anomalo M2 che si allontana dai campioni morenici collocandosi in una posizione adatta alla sua temperatura.

Dal confronto con altri lavori sul termalismo (UNIVERSITÀ DI PADOVA-REGIONE VENETO, 1994) si nota che la perfetta linearità Na-Cl potrebbe essere un carattere peculiare del chimismo idrotermale.

Questo dato potrebbe indicare una origine comune delle acque termali venete tra le quali non si possono inserire i campioni di Vicenza e Villaverla che, come già detto, hanno probabilmente subito un processo di termalizzazione differente.

L'abbattimento dei cloruri nei campioni dell'arco morenico orientale del Garda è probabilmente da attribuire alla complessità dei depositi glaciali. I frequenti livelli argillosi alternati a livelli acquiferi ghiaiosi, possono aver svolto da filtri fisico-chimici tra le varie falde (BIANUCCI et al., 1985). Si noti, a questo proposito, la differenza esistente tra il chimismo dell'acqua del campione M1 ed M2. Questi due pozzi estraggono l'acqua da due falde diverse, divise tra loro da un livello argilloso: la falda sovrastante, con una temperatura di 36.2 °C, ha un basso contenuto salino ed una concentrazione di solfati e cloruri vicina allo zero. La falda sottostante, M2, con una temperatura di 42 °C ha un alta concentrazione salina e si colloca, in tutti i diagrammi, in correlazione con le acque caratterizzate da quella temperatura.

Fig. 16

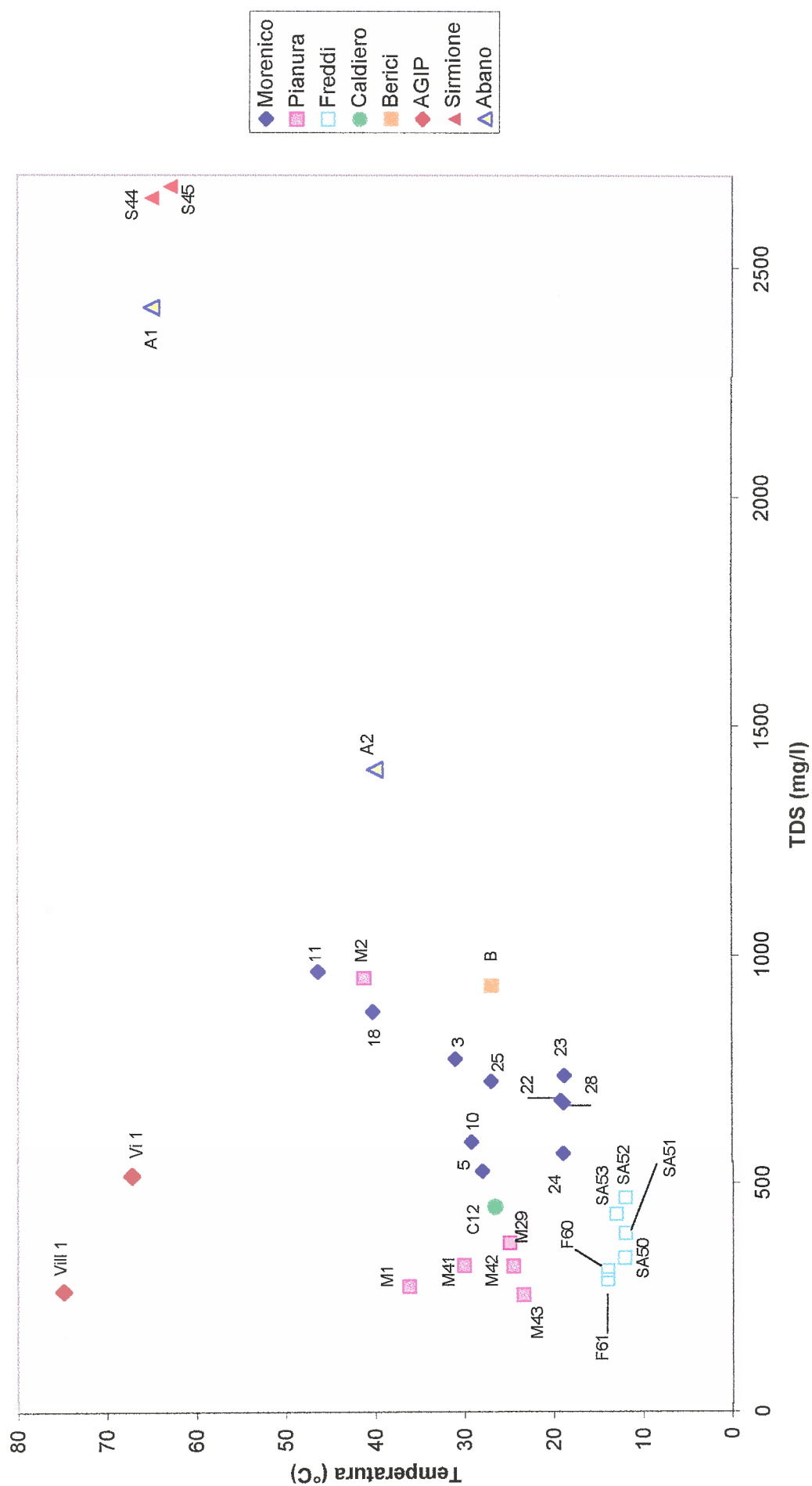


Fig. 17

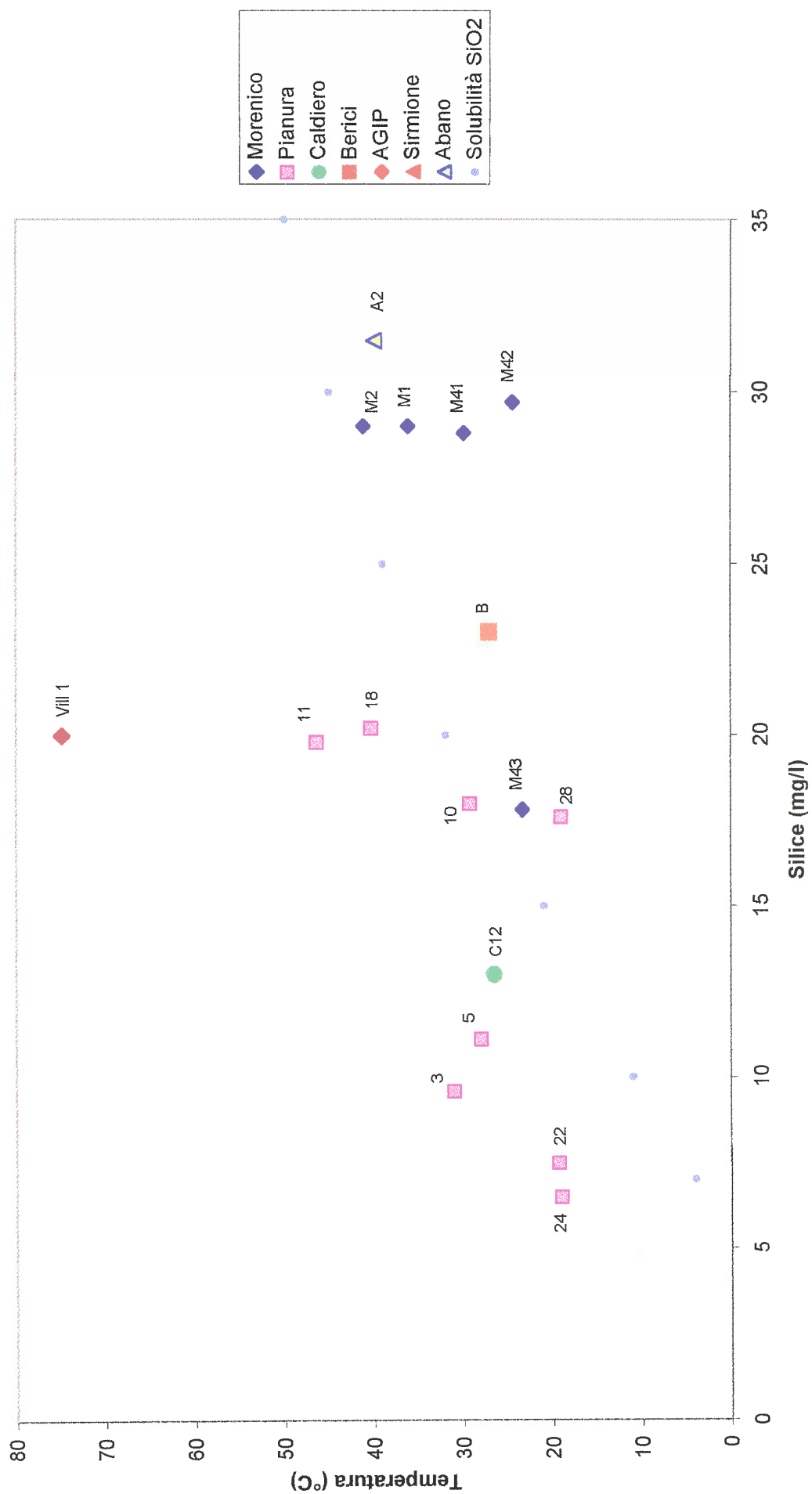


Fig. 18

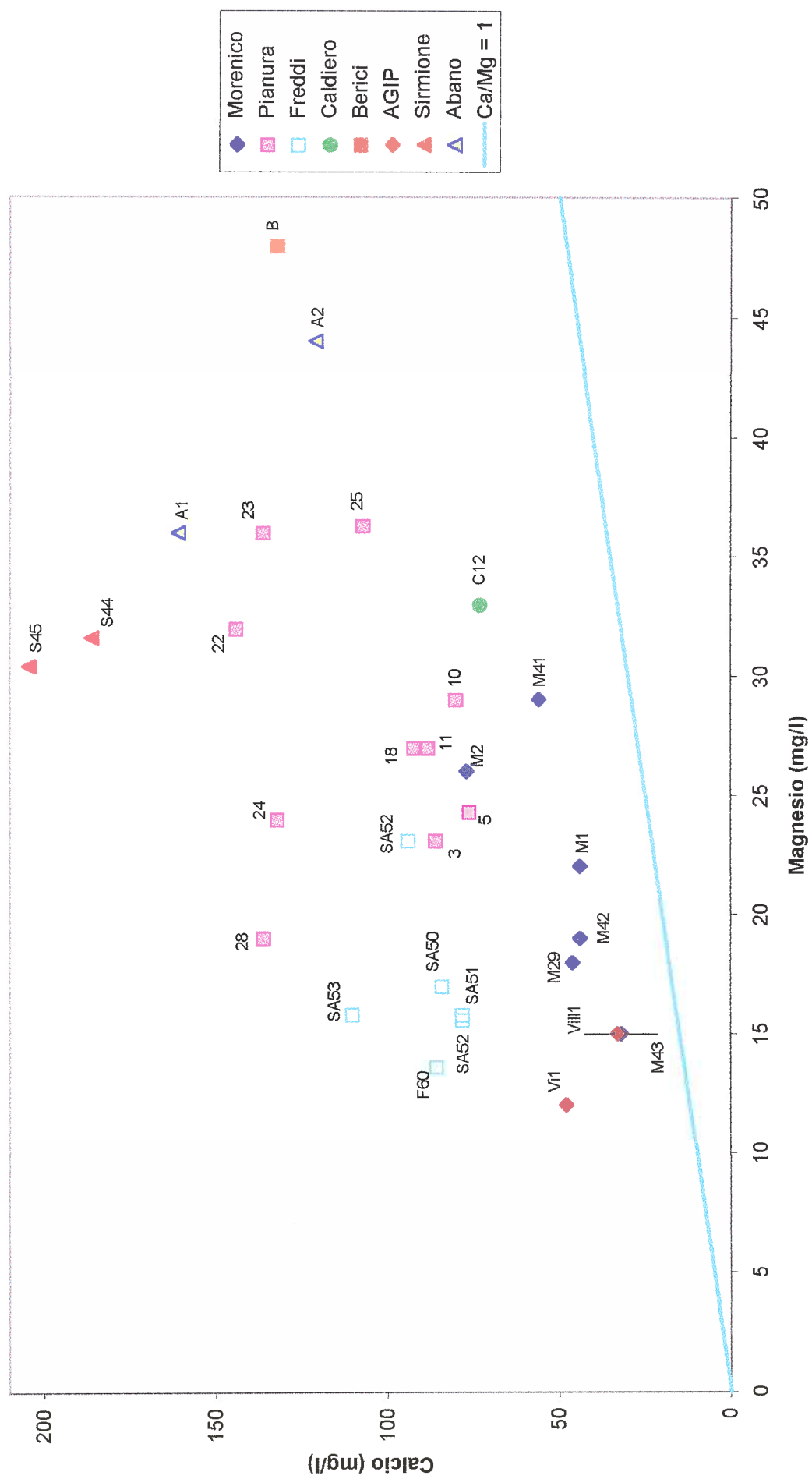


Fig. 19

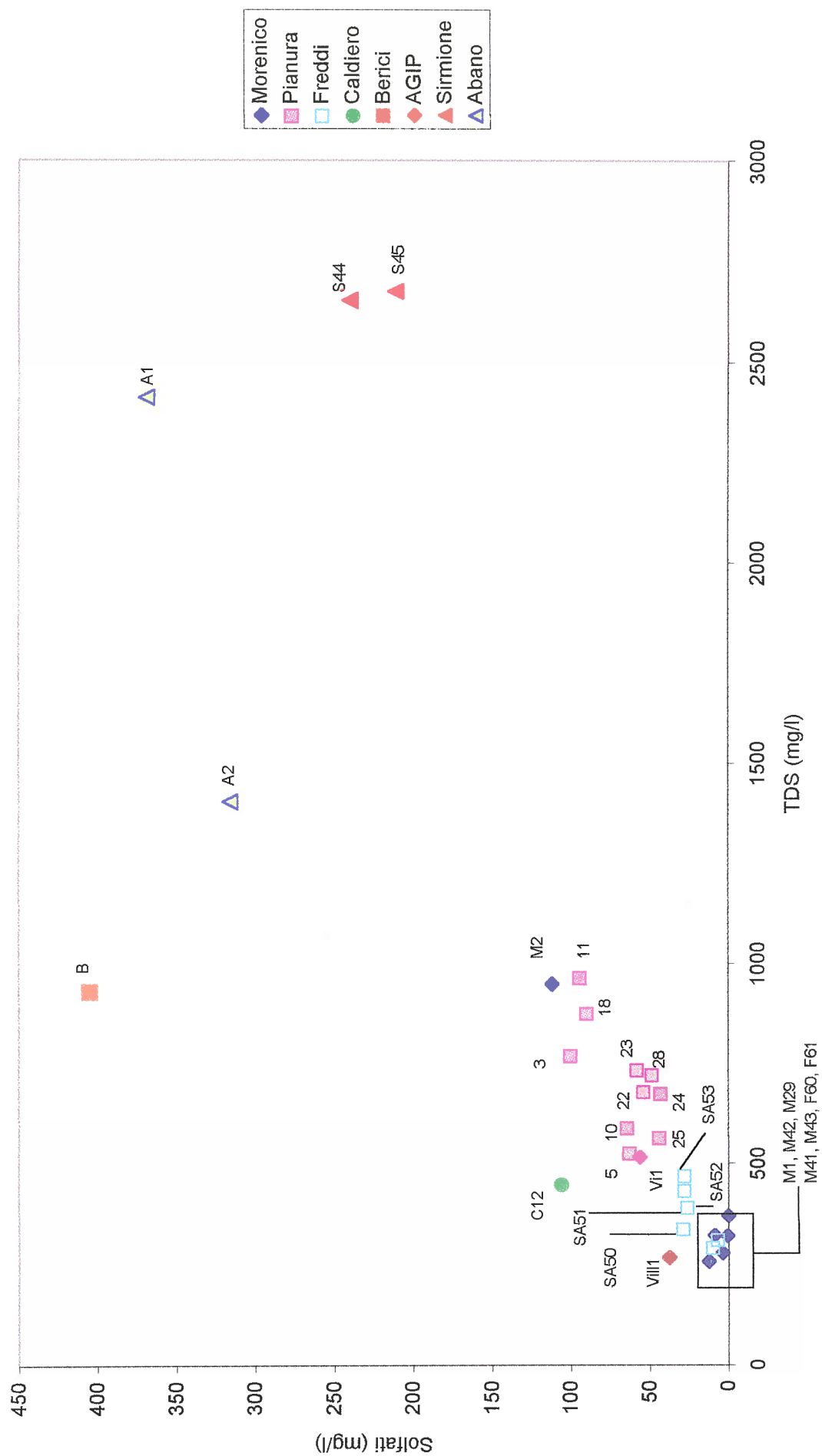
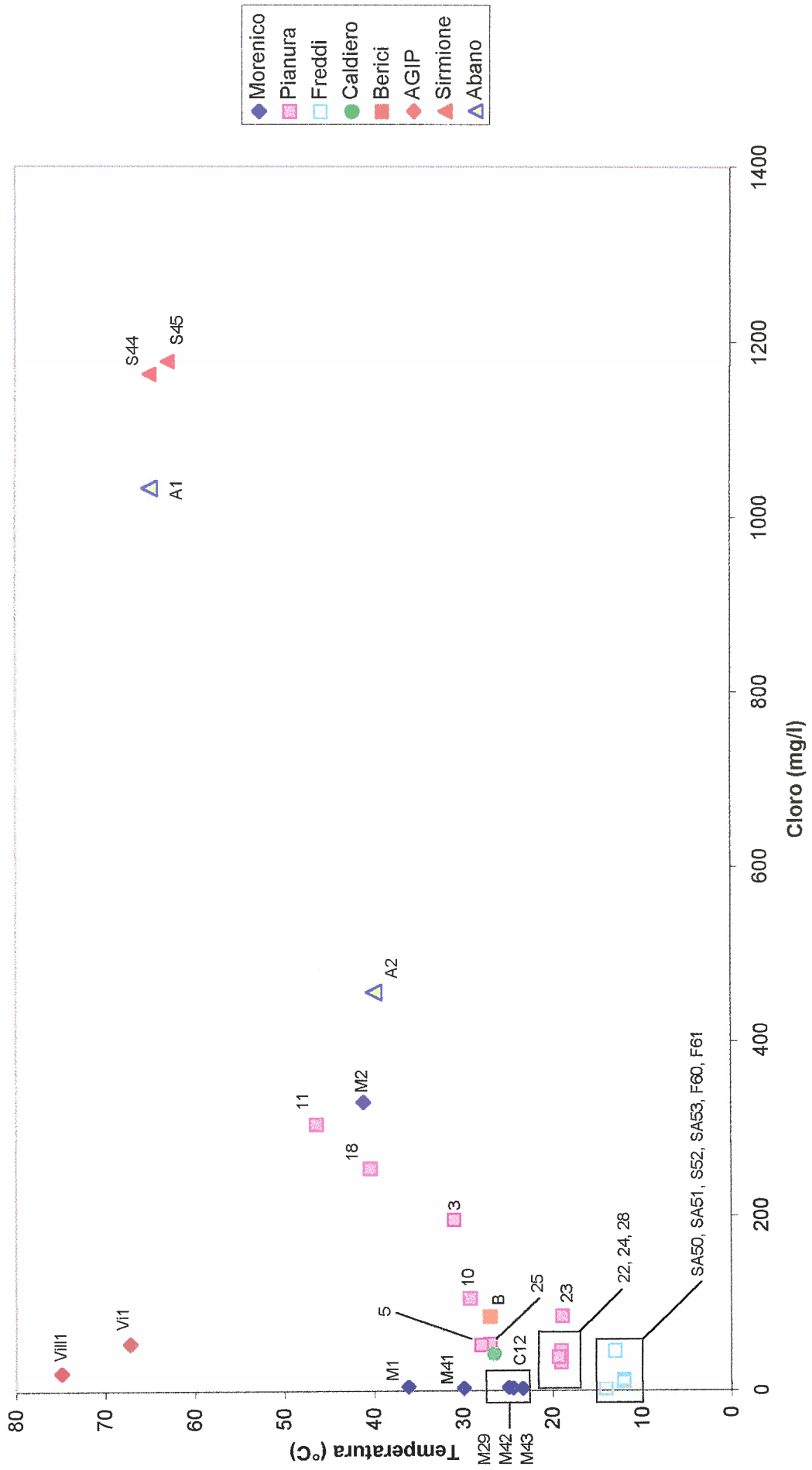


Fig.20



9.2.3. Geotermometro a concentrazione di silice

Il geotermometro della silice disciolta è basato sulle variazioni della solubilità del quarzo nell'acqua in funzione della temperatura e delle pressioni nel serbatoio. Se detta temperatura è compresa tra 20 e 110 °C, la quantità di silice disciolta è regolata dalla solubilità del calcedonio mentre per valori superiori a 110 °C entra in gioco la curva di solubilità del quarzo.

Con questo metodo analitico si cerca di valutare la temperatura del serbatoio da cui provengono le acque delle manifestazioni termali analizzate.

Si ritiene che, alle alte temperature degli acquiferi profondi, esista un equilibrio tra la silice disciolta ed i minerali del quarzo: l'applicabilità del geotermometro della silice deriva dal presupporre che, in assenza di fenomeni di diluizione o di precipitazione conseguenti a raffreddamento, la concentrazione della silice nelle acque rimanga in equilibrio fino all'emergenza.

Siccome tali condizioni sono difficili da soddisfare, le temperature valutate risultano sottostimate. Esse si riferiscono infatti all'equilibrio finale della soluzione, nel tratto terminale del tronco idrotermale.

In profondità possono quindi essere più elevate di quelle calcolate.

La formula proposta è la seguente (VERMA e SANTOYO, 1993):

$$T = - 44.119 + 0.24469 \times S - 1.7414 \times 10^{-4} \times S^2 + 79.305 \times \log S$$

dove S è il valore espresso in ppm della silice e T la temperatura in °C.

L'utilizzo di questa formula, la più usata nel campo dell'esplorazione geotermica, è applicabile per temperature comprese tra i 20 ed i 310 °C con un errore che varia tra i 0.5 ed i 4 °C. Il suo utilizzo associato ad altri geotermometri permette di verificare eventuali discrepanze tra i vari metodi che possono risultare di aiuto per la definizione della distribuzione della temperatura in un area esplorata.

In questa ricerca, la discreta proporzionalità rilevata tra silice e temperatura (Fig.17) ha permesso di adottare il geotermometro della silice pur sapendo che alcune acque possono avere subito miscelamenti con falde più superficiali.

Di conseguenza, i risultati ottenuti vanno considerati come ordini di grandezza.

Il calcolo della temperatura profonda è stato eseguito anche per i pozzi di Sirmione, Abano e Caldiero.

Dallo sviluppo della formula si è potuta elaborare la seguente tabella dei risultati:

POZZO	SiO₂ (ppm)	T (°C)	T serbatoio (°C)
M1	29	36.2	78.81
M2	29	41.2	78.81
11	19.8	44	63.49
18	20.2	40.3	64.27
C12	13	26.6	47.37
S44	65.2	65	114.97
S45	60.6	63	111.43
A1	43	65	95.63
A2	31.5	40	82.23
A	59	84	110.15

Tab.11. Temperature misurate col metodo del geotermometro della silice secondo Verma e Santoyo, 1993.

Dall'analisi dei risultati si vede come le acque a maggior temperatura, ovvero quelle che si suppone essere meno miscelate, hanno un valore del serbatoio molto vicino tra loro (S44, S45, A1, A).

Si nota come, considerando i campioni di 40 °C, le temperature del serbatoio calcolate si avvicinano similmente tra loro (A2, M1, M2). Da queste si discostano i pozzi 11 e 18 che sono certamente miscelati con acque più superficiali.

Per Caldiero (C12) la bassa temperatura dell'acqua associata ad un elevato miscelamento superficiale permette un calcolo della temperatura del serbatoio inferiore alle altre.

9.2.4. Dati sul Radon

Il Radon (^{222}Rn), come scritto in precedenza (Cap.6) è un gas che rappresenta un termine della serie di decadimento dell'uranio e deriva direttamente dal Radio. La sua importanza è dovuta al breve tempo di dimezzamento, di 3,824 giorni, che porta alla scomparsa delle eventuali anomalie nell'acqua dopo circa 20-30 giorni; è importante anche perché è gassoso e facilmente solubilizzabile.

Visto il suo tempo di dimezzamento necessita di una circolazione idrica sufficientemente veloce per essere rilevato, quindi, di una struttura geologica che permetta una veloce risalita del fluido contenente il radon disciolto. Viene perciò utilizzato per monitorare le faglie sede di circolazioni profonde, ed in particolar modo le faglie attive e sede di attività sismica. (FORNASERI, 1994).

Il suo rilevamento è quindi importante per stabilire le caratteristiche fisiche del serbatoio, le caratteristiche idrodinamiche del circuito e la sismicità del territorio.

Nell'area di ricerca si sono potute eseguire due campagne di rilevamento, entrambe con sistemi di laboratorio.

Nel mese di Marzo, grazie agli strumenti messi a disposizione dal Museo di Scienze di Verona, si è potuto rilevare il Radon col metodo del Beacker di Marinelli.

Nel mese di Aprile, con l'ausilio della strumentazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica, si sono eseguiti i campionamenti col metodo dei "canestri a carboni attivi".

La differenza di valori rilevati tra le due campionature è minima e rientra nel campo di tolleranza dei due metodi.

Bisogna segnalare la netta variazione riscontrata nel campione M41, probabilmente attribuibile alle difficoltà incontrate in questo pozzo per il prelievo dell'acqua col metodo del Beacker di Marinelli. Si deve ricordare che il campionamento del gas ^{222}Rn presenta difficoltà anche per la sua facilità di fuga.

I valori dell'attività rilevati, espressi in Bq/l, sono riportati di seguito (Tab.13).

Con BM si intende il metodo del Beacker di Marinelli, con CCA quello dei "canestri a carboni attivi".

POZZO	T (°C)	METODO BM			METODO CCA		
		Isotopo	Attività (Bq/l)	Incertezza	Isotopo	Attività (Bq/l)	Incertezza
10	29.2	²²² Rn	35.9	+/- 2.1	²²² Rn	n.r.	n.r.
11	44	²²² Rn	5.6	+/- 0.6	²²² Rn	8	+/- 1
18	40.3	²²² Rn	12.3	+/- 1.1	²²² Rn	12	+/- 1
22	19.3	²²² Rn	9.5	+/- 1.0	²²² Rn	n.r.	n.r.
24	19	²²² Rn	8.7	+/- 1.0	²²² Rn	n.r.	n.r.
25	27	²²² Rn	n.r.	n.r.	²²² Rn	9	+/- 1
28	19	²²² Rn	2.2	+/- 0.4	²²² Rn	n.r.	n.r.
M41	30	²²² Rn	5.4	+/- 0.9	²²² Rn	11	+/- 1
M42	24.5	²²² Rn	6.6	+/- 0.9	²²² Rn	n.r.	n.r.
M43	23.4	²²² Rn	11.7	+/- 1.0	²²² Rn	15	+/- 1
F60	14	²²² Rn	n.r.	n.r.	²²² Rn	0.1	+/- 1
F61	14	²²² Rn	n.r.	n.r.	²²² Rn	1.6	+/- 1

Tab.13. Valori misurati di ²²²Rn.

Per una corretta comprensione dei dati, si ricorda che i pozzi F60 ed F61, profondi rispettivamente 240 e 300 m, sono i pozzi freddi dei Lessini che si sviluppano completamente in roccia. I pozzi 11 e 18, ubicati nell'area della pianura di S.Ambrogio, intercettano il substrato roccioso alla profondità di 120 e 62 m e sono profondi rispettivamente 135 e 187 m. I pozzi contrassegnati dal prefisso M attraversano esclusivamente materiale sciolto del morenico ed i restanti si sviluppano nelle alluvioni dell'Adige (Atlante stratigrafico).

Dalla tabella si nota che i valori del Radon rilevati sono bassi e variabili tra 0.1 Bq/l del pozzo freddo lessineo, ai 35.9 Bq/l di un pozzo termale (30° C).

Per confronto, si segnala che a Caldiero (26 °C), l'attività di questo gas raggiunge valori di 100 Bq/l (UNIVERSITÀ DI PADOVA-REGIONE VENETO, 1994) e che ad Abano si arriva fino a 8000 Bq/l (UNIVERSITÀ DI PADOVA-REGIONE VENETO, 1994).

Con i dati ricavati si è potuta elaborare, nell'area della pianura, una carta ad isoconcentrazione del ²²²Rn in cui si propone una correlazione del dato con funzione indicative, allo scopo di visualizzare l'evidente localizzazione del fenomeno che risalta la puntualizzazione nella risalita dei fluidi (Fig.23)

Si noti come il tenore del gas attorno al pozzo 10 diminuisca con la distanza dallo stesso.

Il comportamento del campione 10 è particolare perché, come già detto, si sviluppa nelle alluvioni e si trova ad avere una concentrazione di Radon maggiore dei pozzi a più alta temperatura completati in roccia (11, 18). Questo fatto testimonia che il pozzo 10 può trovarsi in corrispondenza di una via di risalita dei fluidi.

Visti i valori per Caldiero e visto questo caso particolare, si può supporre che il Radon non è segnalatore di temperature più o meno elevate bensì è da associare ad una fratturazione più o meno intensa del substrato di cui ne evidenzia una via di risalita più diretta.

Si possono fare alcune considerazioni in merito alle diverse concentrazioni di Radon misurate.

I pozzi freddi lessinei (F60, F61) mostrano un bassissimo contenuto del gas (0.1-1.6 Bq/l): queste acque, bicarbonato - calciche, percorrono probabilmente un circuito veloce e superficiale che interesserebbe l'attraversamento di rocce calcaree o calcareo-marnose, povere di elementi radioattivi.

Nella zona di pianura, il valore più elevato del Rn dimostra un approfondimento del circuito idrodinamico. E' indubbio che un campionamento di tutti i punti avrebbe dato una maggior possibilità di interpretazione dei valori, specialmente nell'area immediatamente vicina al pozzo 10, dove non è stato possibile il campionamento delle acque.

I valori del Radon per l'area di S.Ambrogio, sia pur bassi, sono in buon accordo con l'elevata sismicità della zona (Fig.1).

Le aree considerate in questa ricerca si trovano in una regione ad alto rischio sismico in cui si sono verificati terremoti di intensità elevata sia nel periodo storico che nel periodo recente. (PANIZZA et al, 1981).

Lo stesso si può dire per le acque dell'area di Lazise, in cui si sono rilevate delle concentrazioni di Radon paragonabili a quelle della pianura di S.Ambrogio anche se inferiori all'attività del pozzo 10. Non è stato possibile elaborare una carta ad isoconcentrazione per l'area del morenico visto il numero esiguo di pozzi analizzati.

Un campionamento dei punti più caldi dell'area avrebbe permesso di ampliare le conoscenze in merito; questo non è stato possibile, come già detto, a causa dell'impedimento del proprietario dei pozzi.

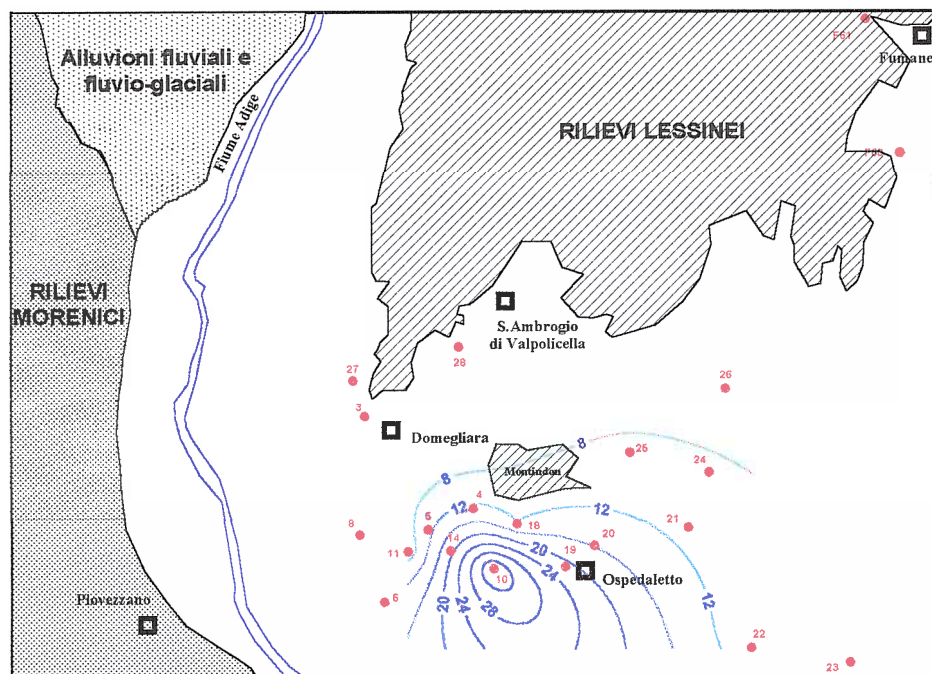


Fig. 23. Carta ad isoconcentrazione del Radon nell'area di S. Ambrogio.

9.2.5. Dati sull'inquinamento.

L'inquinamento dell'acqua di falda nell'area tra S.Ambrogio di Valpolicella e Pescantina è una situazione nota.

Per inquinamento si intende una variazione di concentrazione relativa ad uno o più elementi. L'elevata densità di industrie associata all'intensa attività agricola rappresentano i principali responsabili delle anomalie rilevate.

Nell'area esaminata l'inquinamento più preoccupante è costituito dalle elevate concentrazioni di nitrati presenti soprattutto nei pozzi 22, 23, 28 come indica la tabella sottostante.

Il DPR 236/88 che costituisce un importante punto di riferimento per i comuni e gli enti che sfruttano i pozzi per gli acquedotti, definisce i nitrati come "indesiderabili" ma tollerabili fino a 15 mg/l. Un'acqua con un valore di nitrati maggiore di 15 mg/l non è idonea per neonati, anziani e persone debilitate. Se la concentrazione di questi supera i 50 mg/l, l'acqua è considerata non potabile per tutta la popolazione. Il pozzo, in questo caso, viene abbandonato fino ad un successivo esito favorevole delle analisi.

Se oltre ai nitrati si riscontrano valori anomali di cloruri, nitriti e ammoniaca la causa è da ricercarsi negli insediamenti agricoli. Ciò non si è verificato nell'area in esame per cui si ipotizza una origine distale.

E' da notare il fatto che, in prossimità dei pozzi più caldi, si verifica un abbattimento dei nitrati quasi ad indicare la puntualità nella risalita di tali acque. Infatti, spostando via via l'attenzione sui pozzi meno caldi si denota l'aumento di questo elemento fino a correlarsi con i pozzi più freddi analizzati in altri studi. (MAROCCHIO, tesi di laurea inedita, 1997).

I TOCL (total - organoalogenati) costituiscono una categoria di sostanze di sintesi usate come solventi in numerosi tipi di industrie. La concentrazione dei TOCL si mantengono nell'ordine di qualche $\mu\text{g/l}$ rientrando nella norma come descrive il DPR 236/88 che pone un valore limite di 30 $\mu\text{g/l}$ ed un valore guida di 1 $\mu\text{g/l}$. Come accade per i nitrati, anche i TOCL tendono a diminuire dai pozzi meno caldi ai pozzi più caldi.

I valori rilevati nei pozzi 28 e SA53 sono probabilmente da attribuire ad errori di campionamento.

La presenza di elementi come Cu, Cr, Pb, Zn è stata rilevata sempre in piccolissime concentrazioni quindi non pericolose.

Pozzo	Nitrati (mg/l)	TOCL (µg/l)	Altro(µg/l)
3	9	n.r.	Cr=1.7
5	n.r.	n.r.	
10	22	0.5	
11	< 1	0.1	Cu=2
18	8	0.1	
22	61	1.8	
23	77	0.3	
24	32	0.3	Zn=50
25	11.5		Fe=9 Cu=3 Zn=200
28	90	23	Zn=1270 Pb=6
M1	< 1	< 0.5	Fe=310 Zn=60 NH ₃ =1000
M2	< 1	< 0.5	Fe=690 Zn=160 NH ₃ =230
M29	0.3		NH ₃ =2900 Fe=170 Zn=210 Pb=4.8 Cu=1.70
M41	1	< 0.1	
M42	< 1	< 0.1	Fe=800 NH ₃ =1500
M43	1	< 0.1	NH ₃ =300
F60	8	< 0.1	Zn=100 Cu=3
F61	8	< 0.1	Cu=1
SA50	15	0.1	Cu=1
SA51	15	0.6	
SA52	20	0.4	Cu=2
SA53	24	21.4	Cu=3

Tab.14. Concentrazione delle principali sostanze contaminanti presenti nelle aree di ricerca.

Nella zona dell'arco morenico del Garda le principali fonti di inquinamento potrebbero essere attribuite all'agricoltura. Nelle falde sotterranee, tali contributi non si riscontrano: infatti, le acque non presentano quantità rilevanti né di nitrati né quantomeno di TOCL o di altri elementi nocivi.

Nonostante questo, pur non mostrando contaminazioni provocate dall'uomo, non possono essere considerate potabili: infatti, dalle analisi effettuate, si rileva un notevole contenuto di ammoniaca e ferro che obbliga gli albergatori della zona a sostenere onerose spese di depurazione.

L'ammoniaca presente è probabilmente di origine endogena e, dai colloqui avuti con gli analisti dell'A.R.P.A.V., attribuibile ai depositi torbieri che si trovano numerosi nell'arco morenico e che sono visibili anche in una delle stratigrafie presentate in questa tesi (Atlante stratigrafico). D'altro canto, dall'analisi delle acque del pozzo "La

Quercia” di Lazise, l’acquifero situato nel livello ghiaioso a 353 m di profondità mostra contenuti in ammoniaca difficilmente imputabili a derivazioni superficiali.

10. UTILIZZO DELLE ACQUE MESOTERMALI

Le risorse geotermiche possono essere sfruttate in vario modo a seconda della loro temperatura e pressione. Si dividono convenzionalmente in tre gruppi:

- di alta entalpia (vapore secco con pressione superiore ai 2 bar o acque con temperature superiori a 210-220 °C), che consentono la generazione elettrica con uso diretto dei fluidi geotermici con o senza separazione delle acque.
- di media entalpia (vapori di bassa pressione e acque con temperature tra i 100 e i 210 °C), che consentono ancora la generazione elettrica a costi competitivi per mezzo di turbine a fluido binario (ciclo Rankine).
- di bassa entalpia (fluidi di temperatura inferiore a 100 °C), che consentono solo l'uso diretto.

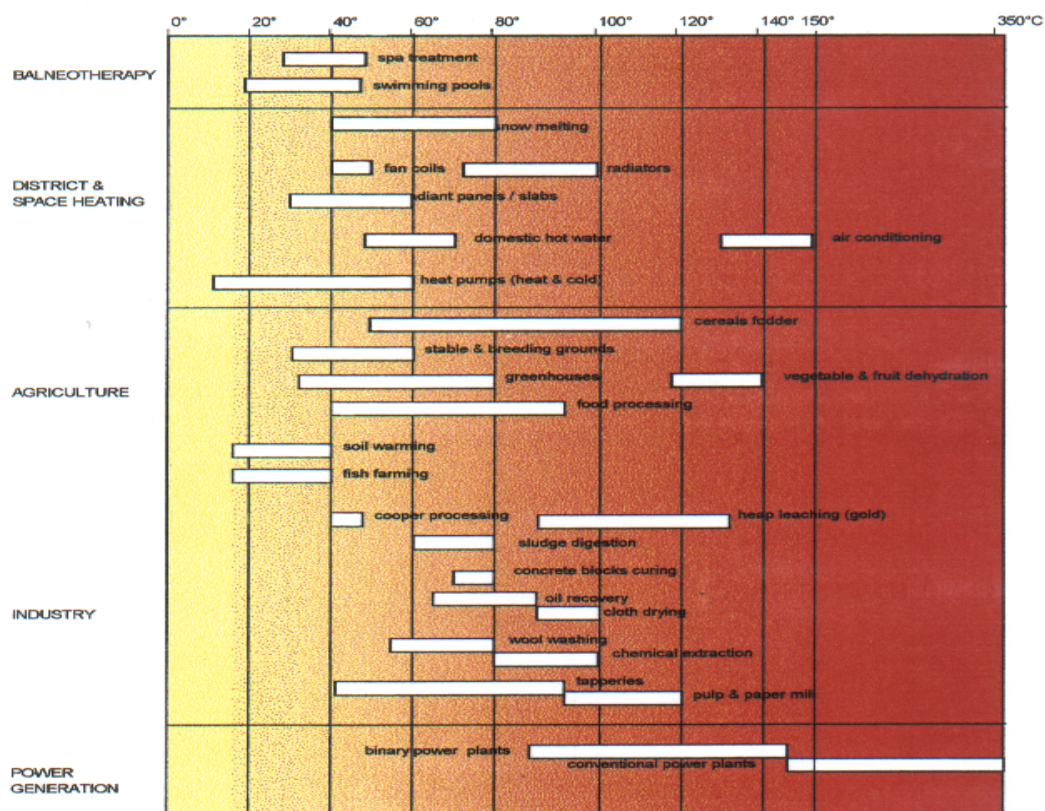


Fig.24. Campi di utilizzo della risorsa geotermica.

L'utilizzo diretto del calore delle acque geotermiche ha svariatissime applicazioni che vanno dal riscaldamento di ambienti, serre, piscine per gli impianti balneoterapici, allevamenti a processi industriali di essiccazione, pastorizzazione ed altro.

Le applicazioni con effetti economici più vistosi (in termini di rendimento economico per unità di calore prodotta) sono certamente quelle balneoterapiche: esse però hanno una applicazione limitata e difficilmente espandibile in quanto connesse ad un mercato piuttosto rigido.

Diverso è il caso del teleriscaldamento che, quando economicamente fattibile, non ha problemi di mercato ed ha immediati riflessi positivi sia sull'ambiente, per l'eliminazione delle emissioni connesse alla combustione, sia per la semplificazione dei sistemi di riscaldamento derivante dalla sostituzione di bruciatori e caldaie con semplici contatori, o al più con scambiatori di calore. I maggiori vantaggi che offre lo sfruttamento dell'energia geotermica rispetto alle altre forme di energia sono:

- è una risorsa locale che, se sfruttata, può sostituire parzialmente il petrolio diminuendone le spese di importazione;
- ha un impatto positivo sull'ambiente;
- è efficiente e competitiva con le forme di energia convenzionali;
- è una sicura ed attendibile forma di energia che non richiede stoccaggi e trasporto di sostanze infiammabili.

Il potenziale apporto della geotermia al bilancio energetico italiano è difficilmente quantificabile: i dati sono insufficienti e la metodologia di valutazione ampiamente soggettiva. Si tratta di alcune unità percentuali (meno del 10%) del consumo energetico per riscaldamento e attorno al tre per cento per quanto riguarda la generazione elettrica. Non si tratta quindi di una energia "alternativa" bensì di una energia "complementare" che però per il fatto di essere pulita, indigena e (se ben gestita) rinnovabile, merita di essere sviluppata.

La tecnologia geotermica è semplice, ben conosciuta ed affermata per quanto riguarda gli impianti: meno per quanto riguarda la ricerca, lo sfruttamento e la gestione della risorsa.

Infatti, fino ad oggi gli insuccessi nello sviluppo dell'energia geotermica si devono attribuire o ad una stima tecnica sbagliata del giacimento e della sua gestione, oppure ad una errata valutazione economica dei progetti, sempre connessa ad una scarsa conoscenza delle caratteristiche del giacimento geotermico e dei modi più adatti al suo sfruttamento.

I criteri di valutazione tecnica della risorsa e della economia dei progetti sono quindi critici: ne consegue che la definizione di una politica di sviluppo geotermico richiede una conoscenza preliminare di una serie di dati sull'esistenza delle risorse e sulle loro caratteristiche.

Solo la conoscenza di questi dati rende possibile valutare in via preventiva quei parametri (volume dell'acquifero, profondità, processi di ricarica, temperatura, permeabilità) che consentono, con metodologie adeguate, una valutazione tecnico-economica preliminare dei progetti, anche senza arrivare ad un vero e proprio studio di fattibilità.

Possibili usi delle risorse individuate.

Per una valutazione corretta del potenziale delle risorse geotermiche individuate allo sbocco della Val Lagarina, sarebbe necessaria una serie di prove di portata ed un controllo nel tempo dell'andamento delle temperature: prove queste che sono al di fuori delle possibilità e dello scopo di questa ricerca.

Le considerazioni che seguono sono pertanto basate su una stima del tutto approssimata (anche se non arbitraria) delle caratteristiche della risorsa.

Tutti i pozzi individuati, non sono stati perforati a scopo termale. Probabilmente, se perforati a maggior profondità, e adeguatamente isolati da falde superficiali, si potrebbero ottenere temperature prossime o superiori alla massima misurata, 46 °C.

Questa temperatura è inferiore a quella utile per l'uso diretto per teleriscaldamento (>60°C), ma largamente sufficiente per riscaldamento mediante pompe di calore, per usi balneoterapici oltre che per svariate applicazioni agricole o industriali.

Come si è accennato prima, l'uso balneoterapico è quello di maggiore interesse economico in rapporto all'energia contenuta nei fluidi. Ne sono esempio le zone termali adiacenti, da quelle tradizionali di Sirmione a quella recentissima di Colà di Lazise, per non parlare delle Terme Euganee.

Per tali sviluppi è però fondamentale non solo l'esistenza della risorsa endogena, ma quella ambientale. Purtroppo la zona della pianura è un'area di tale densità di insediamenti industriali che ben difficilmente potrà permettere lo sviluppo di una zona termale come quelle indicate.

Applicazioni dirette per uso industriale o agricolo richiedono tecnologie elementari per cui la possibilità di tali usi dipendono solo da fattori economici o di mercato.

Esaminiamo in seguito alcuni dei criteri di valutazione economica approssimata di questi impianti.

Teleriscaldamento.

Come si è detto la temperatura delle risorse della bassa Val d'Adige non ne consente il loro uso diretto: non è possibile cioè immettere le acque calde estratte dal sottosuolo in un circuito di riscaldamento, perché la temperatura è insufficiente al funzionamento del sistema ($T > 60\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Esiste comunque una tecnologia affermata, e molto diffusa all'estero, e cioè l'uso delle pompe di calore. Questa metodologia consente di estrarre energia termica da una sorgente a bassa temperatura e trasferirla per ottenere temperature più alte.

Il principio è quello di un normale frigorifero, che tramite un compressore, comprimendo e lasciando espandere un gas, estrae temperatura dall'interno per trasferirla ad una serpentina esterna che lo disperde. Se al posto dell'interno del frigorifero si pone l'acqua geotermica, un opportuno compressore trasferisce l'energia termica ad altro fluido portandolo alla temperatura necessaria all'ottimale funzionamento del sistema di riscaldamento (tra 60 e 80°C°).

I componenti necessari per il raggiungimento di tale scopo sono i seguenti (Fig.25):

- **Evaporatore:** nell'evaporatore, l'acqua calda trasmette il suo calore al “fluido circolante” portandolo al punto di ebollizione a bassa pressione, causandone l'evaporazione.
- **Compressore a turbina:** un motore elettrico aziona un compressore incrementando la pressione e quindi la temperatura del gas. Differenti caratteristiche delle pompe di calore possono essere stabilite con una adeguata combinazione “potenza del compressore-tipo di fluido circolante”.
- **Condensatore:** nel condensatore, il fluido circolante riscaldato (ora gas), trasferisce il suo calore nel circuito dell'acqua riscaldata e ritorna alla fase liquida.
- **Valvola di pressione:** dopo la condensazione, la pressione del “fluido circolante” è diminuita passando attraverso una valvola di pressione permettendo al fluido stesso di tornare all'evaporatore rimettendosi in ciclo.

Un ulteriore vantaggio del sistema è che, invertendo il ciclo, si può usare la pompa di calore per il raffreddamento estivo.

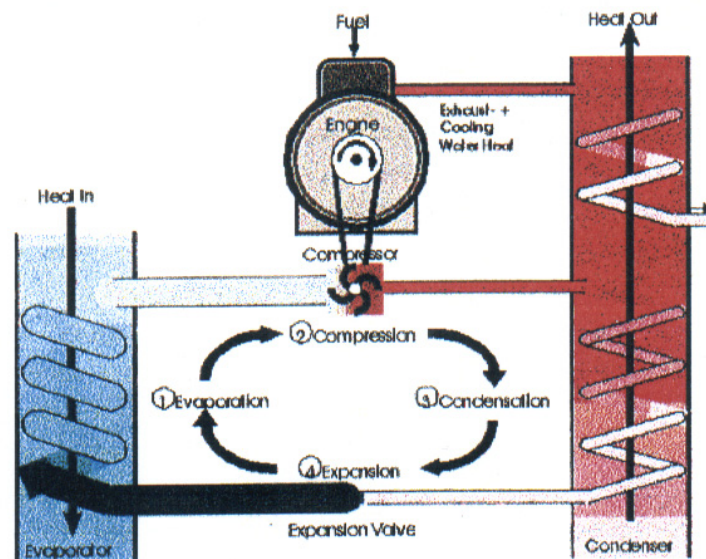


Fig.25. Principio di funzionamento della pompa di calore.

Il rendimento energetico è eccellente: secondo la letteratura e l'esperienza di vari costruttori, il consumo di energia elettrica del compressore per raffreddare l'acqua geotermica da 40 a 30 C°, e trasferire il calore ad un sistema di riscaldamento che richieda 60 C°, è il 20% dell'energia termica prodotta cioè 5 volte inferiore.

Questo risultato è definito C.O.P. (Coefficient of performance) e rappresenta l'efficienza della pompa di calore. Si calcola dal rapporto tra l'energia prodotta e quella usata per il compressore ed è molto importante per la valutazione sull'utilizzo del metodo.

Le prestazioni delle pompe di calore sono:

- Sfruttamento della risorsa geotermica con temperature tra i 18 ed i 65° C fino a portate di produzione di acqua termale di 80 l/s;
- Riscaldamento dell'acqua tra i 50 ed i 90° C;
- Potenza calorica da 0,5 a 30 MW (1 W = 1 J/s).

Considerazioni economiche.

Dalla letteratura (EUROPEAN COMMISSION – Directorate General for Energy, 1998) risulta che la valutazione economica dell'energia geotermica è piuttosto complessa e talora controversa. Ciò dipende dal fatto che le diverse condizioni, sia geologiche (profondità, portata e temperature), sia di mercato (richiesta di energia, dimensioni e complessità degli impianti), sono talmente differenti da luogo a luogo che nessuna generalizzazione è possibile. Non solo, la convenienza e la sostenibilità dell'uso della geotermia è condizionata dal confronto con la fonte di energia tradizionale: il petrolio. Le oscillazioni del prezzo del petrolio, e del metano ad esso connesso, sono quindi determinanti per la possibilità di sfruttamento economico dell'energia geotermica. (GIRELLI M., 1991).

Una prima valutazione del valore del fluido geotermico può essere fatta calcolando il costo del combustibile che sarebbe necessario per portare l'acqua dalla temperatura ambiente a quella del fluido prodotto.

Immaginiamo un pozzo che produca $Q=10$ l/s di acqua a $50\text{ }^{\circ}\text{C}$. Se dovessimo riscaldare la stessa quantità di acqua alla T iniziale di $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ e quindi $\Delta T = 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ con un combustibile tradizionale, considerando un rendimento della caldaia $R=80\%$, e considerando di bruciare gasolio con potere calorifico $H=10000$ kcal/kg, il consumo orario sarebbe:

$$Q \times 3600 \times \Delta T / H \times R = 93.75 \text{ kg/h}$$

Con un prezzo indicativo del gasolio 1600 L./l ed una densità di 0.9 (1780 L./Kg), il risultato corrisponderebbe ad un valore di oltre 160 mila lire/ora di rendimento teorico del pozzo.

Se anziché il prezzo di vendita del gasolio, consideriamo il suo costo industriale, attorno alle 550 L./kg, resta sempre un valore della produzione di oltre 50 mila L./h e quindi di 1.2 milioni al giorno. Valore che ammortizzerebbe in pochissimo tempo il costo di una perforazione come quelle esistenti o possibili nell'area in esame (Atlante stratigrafico). Certamente per un confronto realistico si deve tener conto del costo degli impianti di produzione e delle tubazioni per il trasporto dei fluidi, ma già da questa prima valutazione si ottiene la dimostrazione della convenienza economica della risorsa geotermica.

Oltre a tale tipo di sfruttamento non sono da dimenticare gli svariati utilizzi a scopo agricolo ed industriale che necessitano di impianti semplici: ad esempio (Fig. 24), si possono ricordare gli impianti termali, le serre e l'orticoltura in genere, processi alimentari di pastorizzazione, il riscaldamento e la sterilizzazione dei suoli, il lavaggio della lana, l'itticoltura.

Bisogna ricordare anche il metodo d'utilizzo visto nell'area esaminata di S.Ambrogio di Valpolicella dove l'acqua calda estratta viene immessa in una rete di distribuzione ed atomizzata con lo scopo di combattere le gelate primaverili che danneggerebbero irrimediabilmente il raccolto. In questo caso, la spesa più onerosa è quella per



Fig.26. Pozzo per l'irrigazione a Domegliara. (46 °C).

l'esecuzione del pozzo in quanto viene utilizzato, per la distribuzione, il normale impianto di irrigazione.

Visto il possibile utilizzo delle acque alle diverse temperature si può pensare ad uno sfruttamento in serie della risorsa. Infatti l'acqua che viene scaricata dagli impianti di riscaldamento può essere riutilizzata direttamente per quelle applicazioni che richiedono un'energia calorica minore come, ad esempio, le serre, le vasche per l'itticoltura ed i sistemi antibrina. Potrebbe essere utilizzata ancora in impianti di riscaldamento con pompe di calore vista l'ampia gamma di temperatura sfruttabile con questa tecnologia.

Nell'area morenica del Garda, la risorsa geotermica ha già trovato da svariati anni il suo sbocco redditizio. Le piscine dei campeggi del litorale sono alimentati da acque con temperature di circa 20-25 °C. Nei pressi di Colà di Lazise, nel "Parco termale del Garda", sono già attivi 2 pozzi con temperature tra i 36 ed i 42 °C ed una portata

complessiva di circa 40 l/s. Le acque emunte vengono sfruttate per la balneoterapia, quelle a 42°C, e per l'idropinoterapia, quelle a temperatura di 36 °C. Le proprietà terapeutiche di quest'acqua sono riconosciute dal Ministero della Sanità con Decreto in data 07.11.96.

In questa ricerca, si è avuta la possibilità di indagare una parte dei punti. Si ricorda che, in alcuni casi, ci è stato impedito l'accesso ai pozzi.

Rimane da effettuare una valutazione complessiva delle risorse, soprattutto perché i pozzi sono stati perforati, nella maggior parte dei casi, a scopo irriguo e non per lo sfruttamento di acque termali.

La potenzialità è, quindi, ancora tutta da valutare.

Bisognerebbe a tal scopo effettuare delle indagini mirate per una corretta e più completa valutazione della risorsa, coinvolgendo in queste ricerche anche gli enti pubblici onde evitare una dispersione ed uno sfruttamento non equilibrato dei fluidi endogeni.

Queste prospettive sarebbero interessanti qualora vi fosse un ente amministrativo (Regione, Ufficio acque minerali e termali) che si facesse promotore di una ricerca organica adeguatamente sviluppata dell'area, viste le difficoltà incontrate, sia in pianura che nel morenico, senza il supporto degli enti.

11.CONCLUSIONI

Lo studio ha avuto lo scopo di raccogliere ed interpretare in modo organico tutte le segnalazioni sulle manifestazioni termali dell'alta pianura veronese e di una porzione dell'area morenica, cercando di mettere a confronto le conoscenze acquisite, con quelle relative agli altri principali campi idrotermali del Veneto.

Le due aree di ricerca esaminate si estendono prevalentemente tra i comuni di S.Ambrogio di Valpolicella e Pescantina l'una, e nel territorio di Lazise l'altra (Fig.A).

Sono state trascurate altre segnalazioni importanti da considerare, come nell'area di Rivoli veronese con temperature tra i 20 ed i 25 °C e tra San Bonifacio e Lavagno con temperature tra i 18 ed i 30 °C.

Le ricerche in queste aree potrebbero essere approfondite nel tempo.

La geologia dell'area di pianura è caratterizzata dalle grandi conoidi fluviali più o meno terrazzate dell'Adige. I più antichi di questi terrazzamenti si trovano a ridosso dei Monti Lessini occidentali. I litotipi affioranti in quest'area sono le calcareniti giallastre ed i calcari dell'Eocene, poggianti sulla Scaglia Rossa. Immediatamente fuori dall'area esaminata affiorano le litologie cretache del Biancone, quelle giurassiche del Rosso Ammonitico e dei Calcari oolitici di S.Vigilio.

L'area esaminata nei dintorni di Lazise è prevalentemente caratterizzata da depositi glaciali e fluvioglaciali legati all'anfiteatro morenico del Garda.

Per quanto riguarda la tettonica, le aree sono caratterizzate da strutture di direzione giudicariense (NNE-SSW) intersecate da linee trasversali che intercettano sia la struttura del Baldo, sia quella pedemontana, quest'ultima ipotizzabile solo nei dintorni di Pescantina.

Dal punto di vista idrogeologico l'area di S.Ambrogio è caratterizzata dalla presenza di un acquifero libero di grande produttività e continuità, che si sviluppa in un orizzonte ghiaioso di spessore variabile e poggiante su un substrato roccioso rilevato solo in poche perforazioni.

In questa zona, come evidenziato da ricerche precedenti, è stato segnalato un Paleoalveo dell'Adige che si correla bene con quello derivato dall'anfiteatro di Rivoli Veronese.

In particolare, l'approfondimento del substrato evidenziato da alcune nuove stratigrafie, ha permesso di evidenziare una possibile ramificazione del Paleoalveo dell'Adige (Fig.9). Il nuovo percorso, compreso tra le propaggini lessinee ed il Montindon si correla discretamente col Paleoadige già rilevato (Fig.8).

Nell'altra zona esaminata, tra la sponda orientale del Lago di Garda e Colà, immediatamente a Sud di Lazise, sono presenti acquiferi tutti con un certo grado di termalismo. Sono falde, di tipo confinato o semiconfinato, alloggiate in Depositi fluvio-glaciali a granulometria più o meno grossolana alternata a letti argilloso-limosi spesso di notevole potenza.

Lo studio si è articolato come segue:

- dapprima si è fatta un'indagine bibliografica ma, vista la scarsità di informazioni raccolte, si è dovuta fare una ricerca "porta a porta" dei pozzi delle aree interessate. Il risultato è stato un censimento di 18 pozzi nell'area di pianura, con temperature comprese tra i 19 ed i 46 °C, e di 14 pozzi in quella morenica, con temperature tra i 20 ed i 42 °C. Si fa presente che, di questo fenomeno termale, al di fuori della vecchia nota del Nicolis e di qualche tesi inedita non sono mai stati eseguiti studi sistematici.
- Per quanto è stato consentito dai vari proprietari, si è eseguito un prelievo per l'analisi chimica e del gas Radon, nonché i consueti rilievi piezometrici e di temperatura.

Si è inoltre avuta l'occasione di seguire la terebrazione di un pozzo profondo per la ricerca di acque termalizzate in un campeggio di Lazise.

Le piezometrie della pianura mettono in evidenza un equilibrio delle falde termali con quelle fredde per cui si dispongono secondo il normale deflusso delle acque.

Nel rilievo morenico tali misure non hanno fornito indicazioni significative in quanto le piezometrie dei punti misurati, si dispongono su uno stesso livello. Il completamento di questi pozzi, multifiltro, non ha permesso una certa omogeneità nell'elaborazione dei dati.

La carta ad isoterme mette in evidenza la risalita localizzata dei fluidi dal substrato.

Sembrerebbe inoltre risaltare come l'allineamento giudicariense delle discontinuità tettoniche (NE-SW) sia in discreta corrispondenza con l'allineamento dei punti di maggior grado idrotermale della pianura.

Lo stesso si può dire per l'area di Lazise, i cui pozzi si troverebbero sulla prosecuzione meridionale di una linea, con andamento NE-SW, che collega i punti di bassa termalità segnalati nei pressi di Rivoli Veronese.

Anche la faglia di Sirmione, alla cui sommità meridionale si sviluppano le note terme, ha una direzione di questo tipo.

Le manifestazioni termali affioranti lungo la fascia pedemontana veronese, come Caldiero ed altre, con temperature tra i 18 ed i 30 °C, tra S.Bonifacio e Lavagno sono da attribuire probabilmente a dislocazioni tettoniche con direzioni diverse dalle precedenti. La risalita localizzata dei fluidi, almeno per la pianura, è resa visibile, inoltre, nella carta ad isoconcentrazione del gas Radon e dal verificarsi di un abbattimento dei nitrati e di altri inquinanti in corrispondenza dei punti più caldi.

Di conseguenza questa termalizzazione non può altro che essere attribuita ad una provenienza di fluidi profondi che dal substrato risalgono verso le falde alluvionali sovrastanti, miscelandosi con le acque fredde.

Nel caso della pianura questo meccanismo è ampiamente dimostrato dal fatto che nei pozzi più termalizzati è stato intercettato il substrato (Atlante stratigrafico).

Si ricordi che anche il Nicolis si riferisce ad un pozzo scavato in roccia.

Nel caso del morenico i processi di termalizzazione delle falde più superficiali sono meno interpretabili in quanto, in questo settore, è del tutto sconosciuta la profondità del substrato.

Ad esempio, nell'analisi del pozzo profondo terebrato, si sono attraversate 350 m di sequenze fluvio-glaciali e dalla letteratura, si deve supporre che nelle vicinanze della sponda del lago vi sia un approfondimento a canyon del substrato di circa 1300 m (Fig.12). Di conseguenza, si è necessitati a presupporre, almeno coi dati a disposizione, che nella zona morenica più interna, questo substrato sia meno profondo così da permettere ai fluidi termali risalenti di immettersi nei depositi sovrastanti.

Questa possibilità sembrerebbe accordarsi coi dati ricavati dal log termico eseguito nel pozzo sovramenzionato che riporta un andamento particolare della temperatura della

falda. Non resta che pensare anche ad una possibile espansione laterale delle acque termalizzate dal substrato, vista l'alternanza dei valori nel log.

Se questo è il meccanismo di alimentazione, sia per quanto riguarda la pianura che il morenico, le acque subiscono miscelamenti con le acque più superficiali.

Sulla base delle analisi chimiche delle acque, si sono elaborati alcuni diagrammi di Piper che hanno rivelato che le acque con temperature inferiori ai 40 °C si classificano tra quelle bicarbonato-alcalino-terrose, mentre quelle a temperature superiori si possono classificare tra le acque solfato-clorurato-alcaline (Fig.14).

Nel secondo diagramma (Fig.15) dove sono state inserite le acque esaminate con le acque provenienti dagli altri campi termali veneti come Abano, Sirmione, Caldiero e Villaverla si vede come queste si dispongano in sintonia con le acque veronesi e cioè quelle a minor temperatura tra le bicarbonato-alcalino-terrose e quelle a maggior temperatura tra le solfato-clorurato-alcaline.

Si potrebbe così ipotizzare una origine comune per le acque termali venete.

Si distaccherebbero i pozzi di Vicenza e Villaverla, caratterizzati da un chimismo anomalo per le acque con quelle temperature (65 – 75 °C). Tali campioni possono essere collegati ai campioni freddi o di miscelamento.

Per queste acque è chiara una termalizzazione legata ad un approfondimento di acque di infiltrazione e riscaldamento per semplice gradiente geotermico, quindi in assenza di un circuito profondo con spiazzamento di acque più fredde e risalita di acque calde.

L'origine comune delle acque termali venete è supportata anche da alcuni diagrammi di correlazione come il TDS – T°C (Fig. 16) ed il Na-Cl (Fig.22); particolarmente in quest'ultimo in cui si nota una perfetta linearità tra le acque analizzate e quelle dei restanti bacini termali considerati.

L'elevata correlabilità tra cloro e sodio, associata ai valori del Radon è indicativa di un approfondimento relativo del circuito che probabilmente arriva ad interessare il basamento cristallino.

I valori del Radon (Tab.13), sostanzialmente bassi, assumono valori maggiori nei pozzi prossimi al substrato.

Ricordando che il Radon è facilmente solubilizzabile ed ha un tempo di dimezzamento di 3,824 giorni, la bassa concentrazione misurata è probabilmente da attribuire alle possibilità di miscelamento ed a circuiti di percorrenza lunghi.

Il calcolo delle temperature del serbatoio col geotermometro della silice supporta la teoria dell'unicità del bacino termale. Il miscelamento delle acque nell'area di ricerca ha impedito una stima esatta della temperatura, però l'utilizzo della formula per le acque meno miscelate di Abano e Sirmione ha indicato una temperatura profonda di circa 110 °C (Tab.11).

Una breve analisi economica sull'utilizzo delle acque termali ha evidenziato alcune possibilità di sfruttamento dei fluidi esaminati.

Nell'area del Garda, la bellezza dei luoghi turistici tra il lago e le colline moreniche suggerisce di sfruttare i fluidi termali per scopi balnoterapeutici e/o idropinici nel caso di potabilità delle acque. Tali applicazioni, già in via di sviluppo, hanno gli effetti economici più vistosi ed immediati.

Nell'area di pianura, la diversa collocazione geografica unita all'elevata antropizzazione della zona rende difficile l'utilizzo balneoterapico.

D'altro canto, la presenza di innumerevoli aziende agricole farebbe pensare ad un possibile sfruttamento della risorsa idrica termale per il riscaldamento di serre, per un eventuale sviluppo dell'itticoltura o, come già viene fatto, per combattere le gelate primaverili attraverso l'installazione di sistemi antibrina.

Non è da escludere l'utilizzo di tecnologie particolari per il riscaldamento singolo o municipalizzato. A questo scopo si potrebbero adottare impianti di pompe di calore che oltre ad un risparmio energetico, contribuirebbero sicuramente alla diminuzione del tasso d'inquinamento della zona (Fig.25).

Bisognerebbe, a tal scopo, effettuare delle indagini mirate per una corretta e più completa valutazione della risorsa, coinvolgendo in queste ricerche anche gli enti pubblici onde evitare una dispersione ed uno sfruttamento non equilibrato dei fluidi endogeni.

Sarebbe necessaria una serie di prove di portata ed un controllo nel tempo dell'andamento delle temperature: queste prove sono al di fuori delle possibilità e dello scopo di questa ricerca.

12. BIBLIOGRAFIA

- **AA.VV.**, 1995. Proceedings of the World geothermal congress. Firenze.
- **ANTONELLI et al.**, 1991. The springs of Montorio and the Karst aquifer of the central-western Lessini Mountains (Verona-venetian pre alps). Quad. del Dip. Di geografia, n. 13, Univ. di Padova.
- **ANTONELLI R. e STEFANINI S.**, 1982. Nuovi contributi idrogeologici ed idrochimici sugli acquiferi dell'alta pianura veronese. Mem.Sc.Geologiche, vol. XXV, Padova.
- **ANTONELLI et al.**, 1994. Una ricerca integrata tra l'alta pianura veronese e l'anfiteatro morenico del Garda per il ricnoscimento di risorse idriche alternative e della loro vulnerabilità. Primi risultati e prospettive di sviluppo. Quad. di geologia applicata (2-1994). Pitagora Ed. Bologna.
- **BAZZOLI G.** Tesi di laurea inedita, 1983. Indagini litostratigrafiche ed idrogeologiche nell'anfiteatro morenico frontale del lago di Garda, nel tratto compreso tra i fiumi Chiese e Mincio (Bs-Mn-Vr).
- **BIANUCCI et al.**, 1985. La chimica delle acque sotterranee, Ed. Hoepli.
- **CASTELLACCIO**, 1995-1998. Relazioni idrogeologiche inedite relative alle concessioni minerarie di Colà di Lazise, Verona.
- **CASTIGLIONI**, 1991. Geomorfologia. Seconda edizione, ed. UTET, Torino.
- **CAZZOLA A.** Tesi di laurea inedita, 1982. Studio idrogeologico ed idrochimico delle aree termali di Sirmione (Bs), Caldiero e Domegliara (Vr), Comano (Tn).
- **CELICO P.**, 1986. Prospezioni idrogeologiche, vol I e II. Ed. Liguori, Napoli.
- **CURI E.**, 1993. La sorgente termominerale di Domegliara: Pennet scopre l'acqua calda. Centro di Doc. Storica Valpolicella, Verona.

- **DAL PRÀ et al.**, 1991. Il regime delle acque sotterranee nell'alta pianura veronese. Mem. Sc. Geologiche, vol. XLIII, Padova.
- **DAL PRÀ e ANTONELLI**, 1977. Ricerche idrogeologiche e litostratigrafiche nell'alta pianura alluvionale del fiume Adige. Quad. Ist. Ric. Sulle acque, vol. 34, Roma.
- **EUROPEAN COMMISSION** – Directorate General for Energy. “Blue Book on Geothermal Resources”, 1998.
- **FORNASERI**, 1994. Lezioni di geochimica. Libreria Eredi di Virgilio Veschi.
- **FINCKH**, 1978. Are southern alpine lakes former messinian canyons?-Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. Marine geology, vol.27.
- **GIRELLI M.**, 1991. “Convenienza economica della generazione geotermica in relazione al costo di perforazione ed al prezzo del petrolio”. Seminario Internazionale sull'Energia Geotermica in Centro America e nei Caraibi, San Salvador, (C.A.) (in spagnolo).
- **MANCINI et al.**, 2000. ^{222}Rn study throughout different seismotectonical areas: comparison between different techniques for discrete monitoring. Annali di geofisica, vol.43, 1.
- **NEGRI C., NICOLIS E.**, 1891. Note preliminari analitiche e geologiche sulla fonte termo-minerale sulfureo-salina di Sirmione. Mem.Acc.Agr.Sc. Verona, vol LXVI, serie III, Verona.
- **NICOLIS E.**, 1890. Note preliminari analitiche e geologiche sulla fonte termo-minerale sulfureo salina di Sirmione, Mem.Acc.Agr.Sc. Verona, Verona.

- **NICOLIS E.**, 1898. Circolazione interna e scaturigini delle acque nel rilievo sedimentario- vulcanico della regione veronese e finitima. Mem.Acc.Agr.Sc. Verona, Verona.
- **NICOLIS E.**, 1908. Intorno alle ricerche intraprese dal comune di Verona dal 1901 al 1906 sulle sorgenti termo-minerali di Caldiero. Gior.Geol.Prat., Bologna.
- **PANIZZA et al.**, 1981. Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa. Rend. Soc. Geol., 4.
- **PICCOLI G. et al.**, 1976. Il sistema idrotermale euganeo-berico e la geologia dei Colli Euganei. Mem.Ist.Geol.Miner.Univ.Padova, vol.30, Padova.
- **PIERI M., GROPPi G.**, 1981. Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. Pubbl. n. 414 P.F.G.-C.N.R., Bologna.
- **REGIONE DEL VENETO – UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**, 1994. Piano di utilizzazione della risorsa termale, ricerca inedita, Padova.
- **SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, REGIONE VENETO, UNIVERSITÀ DI PADOVA**, 1988. Carta geologica del Veneto Scala 1:250000. S.E.L.C.A. Firenze.
- **SIGHINOLFI G., GORGONI C., MARTINELLI G., SORBINI L.**, 1982. Indagine geochimica preliminare sulle acque del sistema termale veronese. P.F.E.-C.N.R.-S.P.E.G.-3, Roma.
- **VENZO S.**, 1961. Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte II: tratto orientale Garda-Adige e anfiteatro atesino di Rivoli. Mem. Soc. It. Sc. Nat. Vol. XIII, fasc. 1, Milano.
- **VENZO S.**, 1965. Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige. Mem. Soc. It. Sc. Nat., vol.XIV, 1.