GRUPPO DI RICERCA SUL TERMALISMO E LA GEOLOGIA DEI COLLI EUGANEI

G. PICCOLI, R. BELLATI, C. BINOTTI, E. DI LALLO, R. SEDEA, A. DAL PRA', R. CATALDI, G.O. GATTO, G. GHEZZI, M. MARCHETTI, G. BULGARELLI, G. SCHIESARO, C. PANICHI, E. TONGIORGI, P. BALDI, G.C. FERRARA, F. MASSARI, F. MEDIZZA, V. ILICETO, A. NORINELLI, Gp. DE VECCHI, A. GREGNANIN, E.M. PICCIRILLO, G. SBETTEGA

(gli autori sono elencati in ordine di successione dei rispettivi capitoli)

IL SISTEMA IDROTERMALE EUGANEO-BERICO E LA GEOLOGIA DEI COLLI EUGANEI

(con 97 figure nel testo, 14 tavole fuori testo, 1 tavola di profili geologici e 1 carta geologica alla scala 1 : 25.000)

PADOVA

SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA

1976

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova

Vol. XXX

PRESENTAZIONE

Il piccolo gruppo eruttivo dei Colli Euganei, a sud-ovest di Padova, ha attirato fin dall'antichità l'attenzione degli uomini, non soltanto per le sue straordinarie bellezze naturali, ma anche per le ben note ed apprezzate proprietà fisiologico - terapeutiche delle acque termominerali che sgorgano vicino al piede delle sue propaggini orientali.

Mentre gli studi geologici sugli Euganei e sul loro idrotermalismo risalgono ad oltre due secoli fa e si sono fortemente intensificati durante questi ultimi decenni, si può dire che finora mancava un'opera moderna a carattere generale che illustrasse questo interessante gruppo collinare sotto i molteplici aspetti della geologia e delle altre scienze della terra. Si sentiva pure la mancanza di una carta geologica a grande scala, che potesse vantaggiosamente sostituire quelle sinora pubblicate, pur sempre pregevoli ma ormai superate dal continuo e rapido progresso scientifico.

Fu in seguito ad una felice iniziativa del prof. Giuliano Piccoli che nel 1970 si potè dare inizio ad un vasto programma pluriennale di nuove ricerche in campagna e in laboratorio sul sistema idrotermale Euganeo - Berico, concordato e svolto in feconda collaborazione fra l' Istituto di Geologia dell' Università di Padova e l' Ente Nazionale per l' Energia Elettrica - Enel (Direzione degli Studi e Ricerche).

A questo programma, che andava sempre più sviluppandosi col progredire delle indagini, parteciparono attivamente studiosi e tecnici anche degli Istituti di Mineralogia e di Fisica terrestre dell' Ateneo patavino, del C.N.R. (Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche di Pisa) e delle Gestioni del bacino idrotermale euganeo. Nel programma stesso confluirono inoltre gli studi della società Petrogeo di Pisa, svolti nel frattempo per conto della Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Abano Terme e Teolo.

Frutto di questa larga e benintesa collaborazione è l'opera fondamentale che il sottoscritto ha qui l'onore di presentare, corredata da una grande carta geologica alla scala 1 : 25.000 dei Colli Euganei e della circostante pianura veneta, interessata, sul lato orientale, dalle aree di emungimento delle acque termali mediante pozzi perforati.

La stampa della carta geologica è stata resa possibile da un contributo straordinario del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Ai 24 valenti autori, rappresentanti delle più diverse competenze e specializzazioni nel campo delle scienze geologiche e della tecnica idrotermale, nonchè a tutti coloro che in vario modo contribuirono validamente alla felice riuscita dell'opera, vada il vivo e grato apprezzamento delle « Memorie ».

Nella monografia si prospetta un'interpretazione nuova del fenomeno idrotermale (già anticipata in pubblicazioni preliminari), si danno suggerimenti per la migliore utilizzazione del campo idrotermale e si aggiornano, completandole, le conoscenze sulla geologia, la petrografia e la geofisica dei Colli Euganei.

L'esecuzione delle ricerche e la pubblicazione dell'opera furono rese possibili grazie ai sostanziali contributi finanziari concessi dagli Enti pubblici e privati che qui di seguito ricordiamo: Ente Nazionale per l'Energia Elettrica, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Università degli Studi di Padova, Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Abano Terme e Teolo, Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Montegrotto Terme, Consorzio per la Valorizzazione dei Colli Euganei, Cassa di Risparmio di Padova e Rovigo. A questi benemeriti Enti la Direzione delle « Memorie » porge l'espressione della sua profonda gratitudine.

Padova, giugno 1976

GIAMBATTISTA DAL PIAZ

I - PREMESSA

(G. Piccoli)

La zona idrotermale euganea è indubbiamente una tra le più famose d'Italia e delle più note in Europa. L'utilizzazione delle acque calde per bagni terapeutici risale alla remota antichità preromana. Nella zona termale di Abano, Montegrotto, Battaglia e Galzignano si sono sviluppati imponenti complessi alberghieri per le cure con i fanghi e con le acque calde e la clientela internazionale che li frequenta apporta un notevole ammontare di valuta estera; ad esempio nel 1967 si ebbe un totale di 1.672.022 presenze, delle quali 722.621 di stranieri; i posti letto erano oltre 11 mila (L. Gorlato, 1969); nel 1973 le presenze negli alberghi sono state di 2.176.209, delle quali circa metà di stranieri, con un introito totale di sessanta miliardi di lire; sono salite a 2.549.677 nel 1974 e a 2.460.828 nel 1975 di cui rispettivamente 1.272.799 e 1.234.899 stranieri.

Nel corso della storia delle ricerche scientifiche, una volta riconosciuta l'origine eruttiva dei Colli Euganei e supposta una loro età geologica relativamente giovane, apparve logico attribuire al vulcanismo in via di esaurimento l'origine delle acque termali o almeno del calore, dei gas, dei vapori e di una parte delle acque stesse.

I nuovi studi, di cui vengono pubblicati in questa sede i risultati più significativi, hanno portato ad escludere un legame diretto fra il fenomeno idrotermale e le eruzioni euganee, che hanno potuto essere ricondotte (1969) all'Oligocene inferiore e risultano pertanto troppo antiche e ormai estinte da molto tempo. I nuovi risultati sono stati resi possibili anche dai recenti progressi delle metodologie scientifiche, come quelle relative allo studio degli isotopi radioattivi naturali e degli isotopi non radioattivi.

Le ricerche sono state eseguite separatamente da due gruppi di studio; da un lato un'indagine conoscitiva sull'intero sistema idrotermale euganeo-berico venne programmata e condotta a termine dall'Istituto di Geologia dell'Università degli Studi di Padova e dall'Ente Nazionale per l'Energia Elettrica (ENEL) - Direzione degli Studi e Ricerche, tramite una convenzione e un contratto di ricerca stipulati fra l'ENEL e l'Università di Padova; dall'altra parte lo studio geologico professionale Petrogeo di Pisa venne incaricato dalla Gestione Unica del bacino idrotermale di Abano Terme e Teolo di studiare in dettaglio la zona di Abano, per programmare una migliore utilizzazione delle acque calde del locale sottosuolo. Entrambi i gruppi di studio ricorsero, per le ricerche sugli isotopi, all'Istituto Internazionale per le Ri-

cerche Geotermiche del CNR con sede in Pisa. In tale occasione fu constatato come i risultati degli studi, impostati dai due gruppi con moderne metodologie, venissero praticamente a coincidere per la zona di comune indagine (Abano).

Terminate le ricerche e consegnati i rapporti conclusivi da ciascuno dei due gruppi di studio, si addivenne al proposito di riunire in una sola pubblicazione quanto i due gruppi avevano potuto riconoscere; la zona di Abano, studiata con maggiore dettaglio dalla PETROGEO, viene così inquadrata nell'intero sistema idrotermale euganeo-berico, oggetto delle indagini dei geologi dell'Università di Padova e dell'ENEL.

Hanno partecipato alle ricerche per l'Istituto di Geologia padovano i Proff. GIULIANO PICCOLI, allora Direttore, ANTONIO DAL PRA', FRANCESCO MASSARI, ROBERTO SEDEA, i Dott.ri FABIO MEDIZZA, EDUARDO DI LALLO e RAFFAELLO BELLATI e gli allora laureandi GABRIELE SBETTEGA e ROBERTO NANTI, nonchè il Dott. GIUSEPPE O. GATTO, attualmente ricercatore del CNR presso il Centro di Studio per la Geologia e la Petrologia delle Formazioni Cristalline, con sede nell'Istituto universitario di Mineralogia e Petrologia padovano; hanno contribuito inoltre agli studi i Proff. GIAMPAOLO DE VECCHI, ARRIGO GREGNANIN ed ENZO M. PICCIRILLO dell'Istituto ora citato; i Proff. ARMANDO NORINELLI e VITTORIO ILICETO dell'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Padova; da parte ENEL hanno collaborato i Dott.ri RAFFAELLO CATALDI, PLINIO BALDI e GIANCARLO FERRARA del Centro di Ricerca Geotermica di quell'Ente; della « Petrogeo » hanno preso parte alla pubblicazione i Dott.ri MARCO MARCHETTI, GIUSEPPE GHEZZI e CLAUDIO BINOTTI; gli studi isotopici sono stati svolti dal Prof. EZIO TONGIORGI e dal Dott. COSTANZO PANICHI dell'Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche del CNR; hanno partecipato inoltre gli Ingg. GIUSEPPE SCHIESARO della Gestione Unica del Bacino idrotermale di Abano Terme e Teolo e GIOVANNI BULGARELLI, della Gestione Unica del Bacino idrotermale di Montegrotto Terme, già Capo del Distretto Minerario di Padova.

La partecipazione di un così notevole numero di studiosi, con le loro diverse specializzazioni e la possibilità dell'uso di metodi di indagine differenziati, anche tramite strumenti complessi e di tecnologia progredita, uniti alla lunga conoscenza geologica regionale, hanno consentito il raggiungimento di risultati che non si potevano altrimenti ottenere e che sarebbero stati di incerta affermazione fino a pochi anni addietro. La disponibilità di tutti e la costante coordinazione hanno contribuito al buon esito dell'opera intrapresa e ora compiuta.

La pubblicazione è stata resa possibile grazie ai finanziamenti concessi dalla Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Abano Terme e Teolo, dalla Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Montegrotto Terme, dall'Università degli Studi di Padova, dal Consorzio per la Valorizzazione dei Colli Euganei, dalla Cassa di Risparmio di Padova e Rovigo, dalla Direzione delle Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova e dal Consiglio Nazionale delle Ricerche (anche tramite il Centro di Studio per la Geologia e la Petrologia delle Formazioni cristalline, con sede in Padova); a tutti gli enti finanziatori si porge l'espressione della più viva riconoscenza; un ringraziamento particolare va al Prof. GIAMBATTISTA DAL PIAZ, Direttore dell'Istituto di Geologia quando ebbero inizio gli studi sul termalismo euganeo.

II - IL SISTEMA IDROTERMALE EUGANEO - BERICO

Viene qui esposto il frutto delle ricerche di tutti gli autori che hanno collaborato agli studi, con i risultati raggiunti in cinque anni di indagini sia sul terreno che in laboratorio.

INTRODUZIONE STORICA

(G. Piccoli)

L'attenzione degli osservatori e dei curiosi venne rivolta al fenomeno idrotermale euganeo fin da tempi remoti, come fanno fede i ritrovamenti ottenuti con gli scavi archeologici nella zona di Abano e di Montegrotto; nell'ultima località è stato messo in luce un complesso termale attribuito all'epoca imperiale romana di Augusto, mentre il dio *Aponus* era venerato già in età preromana e gli antichi Veneti, ai quali la regione apparteneva dopo che si erano sovrapposti agli anteriori Euganei, collegavano il culto di *Aponus* con i benefici terapeutici arrecati dal ricorso alle acque termali.

Le terme euganee sono ricordate da filosofi dell'antichità greca (Aristofane, Aristotele) e poi da molti scrittori latini e fra essi si possono citare: Lucrezio, Tito Livio, che era originario della zona, Plinio il Vecchio, Plutarco, Svetonio e, più tardi, Cassiodoro. Gli impianti termali vennero distrutti dai Longobardi di Agilulfo nel 602.

Agli inizi del 1200 le terme di Montegrotto appaiono nuovamente in funzione; ne parla Pietro D'Abano, medico-filosofo. Successivamente, sotto la signoria dei Carraresi, la gestione delle terme venne affidata alla famiglia Dondi Dall'Orologio; in questo periodo le frequentò Francesco Petrarca.

Con il passaggio del territorio alla Repubblica di Venezia, all'inizio del Quattrocento, le terme vennero ingrandite e riattivate e verso la fine del Settecento tutta l'area termale era in pieno sviluppo, che è continuato fino ad oggi; il centro principale si spostò da Montegrotto (S. Pietro Montagnon) ad Abano. Anche gli Absburgo promossero il potenziamento degli impianti e in particolare di quelli di Battaglia.

A partire dalla fine del secolo scorso si sviluppò un imponente complesso alberghiero, ad iniziativa di singoli cittadini, e la zona divenne meta di un importante flusso di ospiti italiani e stranieri, come si è già detto nella premessa.

Rifacendosi agli studi sul fenomeno idrotermale, potrebbero del pari citarsi opere antiche; potremo tuttavia iniziare la nostra rassegna ricordando gli studi di Giovanni Dondi Dall'Orologio, professore dell'Università di Padova, che scrisse nel 1338 « *De fontibus calidis Agri Patavini* »; da menzionare le considerazioni di

J. BAUHIN
~~Ludovico Pasini~~ (1548), il trattato *De balneis* (1553) di vari autori e l'opera *De thermalibus aquis* di G. Falloppio (1556). Successivamente D. Vandelli trattò in più pubblicazioni (*De Aponis thermis*, 1758; *Tractatus de Thermis Agri Patavini*, 1761) la composizione delle acque termali.

Fig. 1 - Pianta antica dei Bagni di Abano, da Domenico Vandelli, 1761 (per gentile concessione del Museo Civico di Padova).

A cavallo dei secoli XVII e XVIII S. Mandruzzato, professore di chimica farmaceutica a Padova, diede alle stampe il *Trattato dei bagni di Abano* (1798-1815), seguito da F. Regazzini con varie pubblicazioni (1834-1844). A partire da tale periodo si moltiplicano gli studi ed i metodi analitici si fanno sempre più precisi. Fra gli altri studiosi si possono ricordare, per le analisi chimiche, A. De Giovanni (1889-1907) e R. Nasini (1894-1912), il quale si occupò anche della radioattività delle acque e dei gas, al pari di G. Vicentini (1903-1934).

I risultati delle ricerche chimiche e fisiche sulle acque termali euganee sono stati recentemente raccolti ed esposti, anche con una panoramica storica, nella memoria di E. Mameli e U. Carretta: *Due secoli di indagini fisiche e chimiche sulle acque minerali ipertermali, sui fanghi e sui gas euganei* (1954). Per la letteratura anteriore si rinvia all'elenco bibliografico critico contenuto in detta memoria.

Per quanto riguarda l'origine delle acque termali stesse le opinioni sono state a lungo controverse.

Tralasciando le supposizioni più antiche, le quali collegavano l'origine della termalità alla combustione naturale di presunti giacimenti sotterranei di zolfo o di carbone, si può ricordare come fin dal 1300 sorge l'idea di una provenienza del calore dalle profondità del sottosuolo, anche se continuano a sussistere a lungo opinioni diverse e infondate.

Riconosciuta l'origine eruttiva dei Colli Euganei (G. Arduino, A. Fortis, G. Strange e poi N. Da Rio, 1836, T. A. Catullo, 1828 e segg.), appariva naturale collegare il fenomeno idrotermale a quello vulcanico, ritenuto almeno in parte recente, anche se ormai in via di esaurimento o praticamente esausto. E. Suess (1875) considerava gli Euganei come resti di un grande vulcano, tipo Etna, che avrebbe avuto il suo centro nel Venda, mentre E. Reyer (1877) riteneva che le eruzioni si fossero continuate, in più riprese, dal Giurese al Terziario, in seguito ai rapporti di intercalazione fra lave e rocce sedimentarie di diversa età; G. A. Pirona (1870) ne restringeva l'età al Cenozoico, con molte fasi ripetute in quell'era.

Fig. 2 - Visione dei Colli Euganei di Gerolamo Franchini, 1776 (per gentile concessione del Museo Civico di Padova).

La costituzione geologica dei Colli Euganei fu trattata da A. De Zigno (1861) e più tardi da Giorgio Dal Piaz (a partire dal 1896 fino al lavoro postumo del 1971) e da M. Stark (1906-1952), che riconobbero l'importanza del fenomeno laccolitico e quindi l'età delle eruzioni posteriore alle rocce sedimentarie più recenti conservate, che vengono attraversate e metamorfosate dai corpi eruttivi. L. De Marchi (1905-1927) pensava che buona parte dell'acqua fosse di origine vadosa, pluviale e solo il calore ed i gas, e forse una piccola porzione delle acque stesse provenissero dai magmi del sottosuolo, ormai in via di definitivo raffreddamento. Anche G. Dal Piaz collegava il termalismo a fumarole sepolte, mentre S. Morgante (1951, 1957) accennava ad acque fossili di antiche lagune perieuganee e propendeva per un'origine mista.

Con gli studi approfonditi di A. Riedel (1950) e in particolare di G. Schiavinato (1941-1950) la conoscenza geologica e petrografica dei Colli Euganei fecero grandi progressi, mentre le recenti ricerche micropaleontologiche di F. Ferasin, F. Proto Decima, I. Dieni, F. Medizza, R. Sedea ed altri portarono ad una suddivisione stratigrafica dei termini sedimentari sempre più precisa, all'individuazione di lacune di sedimentazione nella Scaglia rossa, che si spinge fino all'Eocene, e al riconoscimento dell'età oligocenica inferiore di una parte delle marne terziarie; il sottosuolo della regione circostante ai Colli Euganei venne conosciuto attraverso un sondaggio profondo spinto fino a 1814 m dal piano di campagna presso Arquà Petrarca e tramite le indagini geofisiche di C. Morelli (1950), A. Norinelli (1955-1964) ed altri (E. Beneo, 1963) e le recentissime prospezioni di G. Amadei, A. Maino, A. Motta e G. Tribalto (1973).

Un problema aperto rimaneva quello dell'età delle eruzioni: un tentativo di risoluzione per via paleomagnetica (J. De Boer e J. A. Schouten, 1965) non condusse a risultati convincenti, finchè le ricerche isotopiche svolte da S. Borsi e G. Ferrara (1969) portarono ad attribuire un'età oligocenica inferiore all'intero ciclo eruttivo differenziato euganeo, con esclusione cioè dei più antichi basalti, eocenici; l'età geologica riconosciuta attraverso gli studi radiometrici venne confermata poco dopo per via paleontologica da I. Dieni e F. Proto Decima (1970).

Una ricerca fotogeologica di C. Conedera, I. Dieni, G. Piccoli e P. Saccardi (1969) consentiva frattanto di progredire nell'interpretazione dell'assetto strutturale dei Colli.

Problemi anche pratici relativi allo sfruttamento delle acque termali vennero affrontati da E. Beneo (1963) e da G. Schiesaro (1970, 1971) e, per la zona berica, da F. Calvino e P. Costantini (1970).

Questo era lo stato delle ricerche nel periodo in cui ebbero inizio gli studi sul sistema idrotermale euganeo-berico, dei quali si espongono i risultati nella presente memoria. Una comunicazione preliminare sui medesimi risultati, conseguiti dal gruppo di studiosi facenti capo all'E.N.E.L. e all'Istituto di Geologia dell'Università di Padova, è contenuta nelle Memorie dell'Accademia Nazionale dei Lincei (1973) sotto il titolo: *Contributo alla conoscenza del sistema idrotermale Euganeo-Berico*, a cura di G. Piccoli, A. Dal Pra', R. Sedea, R. Bellati, E. Di Lallo, R. Cataldi, P. Baldi, G. C. Ferrara, con la collaborazione di F. Massari, F. Medizza e G. O. Gatto.

SITUAZIONE GEOLOGICA

(R. Bellati, C. Binotti, E. Di Lallo, G. Piccoli, R. Sedea)

Agli studi relativi a questo capitolo hanno partecipato per i Colli Euganei tutti gli autori, per i Colli Berici e la pianura veneta R. Bellati e G. Piccoli.

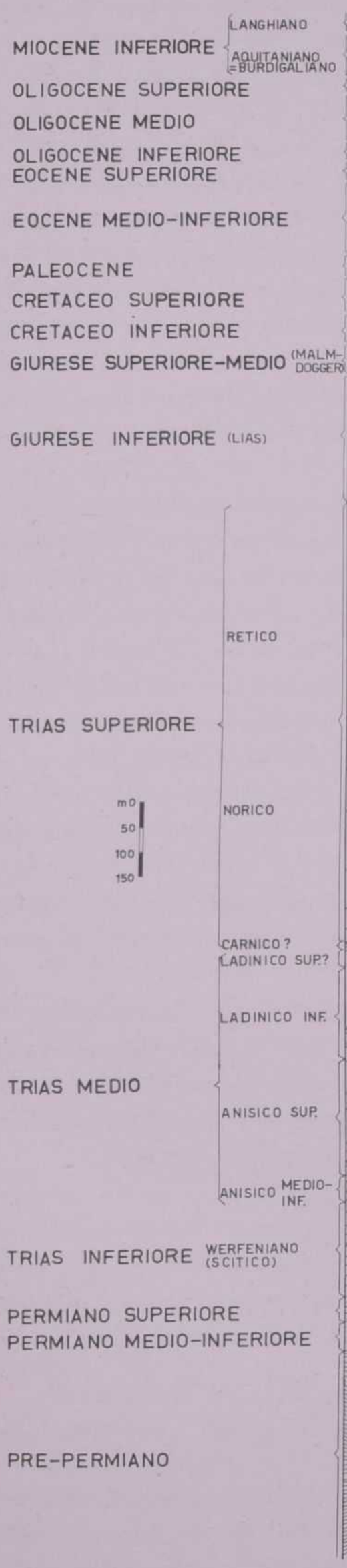
Situazione geologica regionale

La serie dei terreni

La serie stratigrafica della regione considerata comprende inferiormente gli scisti cristallini del basamento sudalpino, rappresentati in prevalenza da filladi quarzifere. Questi litotipi affiorano limitatamente alla conca di Recoaro e, più a Nord, in Valsugana.

Seguono verso l'alto le formazioni clastiche del Permo-Werfeniano (Arenarie di Val Gardena, arenarie werfeniane), con intercalazioni calcaree ed evaporitiche, fra cui principale è quella del Calcare a *Bellerophon* del Permiano superiore. La loro potenza complessiva si aggira sui 300-400 m.

Su queste rocce poggia la serie carbonatica calcareo-dolomitica del Mesozoico, rappresentata da formazioni di diversa compattezza e di vario spessore; massima per



	LITOLOGIA	PERMEABILITA'
MIOCENE INFERIORE (LANGHIANO)	— Molasse grigie, friabili	Modesta, per porosità
MIOCENE INFERIORE (AQUITANIANO =BURDIGALIANO)	— Arenaria di S. Urbano	Modesta, per porosità
OLIGOCENE SUPERIORE	— Calcare di Lonedo	Buona, per fessurazione
OLIGOCENE MEDIO	— Calcarenite di Castelgomberto	Buona, per fessurazione
OLIGOCENE INFERIORE	— Arenaria di Sangonini	— Per porosità
EOCENE SUPERIORE	— Marna di Priabona	— Bassa
EOCENE MEDIO-INFERIORE	— Vulcaniti basaltiche	— Discreta, per fessurazione
	— Calcari nummulitici	— Buona, per fessurazione
PALEOCENE	— Tufi e ialoclastiti basici	— Bassa
CRETACEO SUPERIORE	— Scaglia rossa	Elevata, per fessurazione e carsismo
CRETACEO INFERIORE	— Biancone	Elevata, per fessurazione e carsismo
GIURESE SUPERIORE-MEDIO (MALM-DOGGER)	— Rosso ammonitico veronese	Elevata, per fessurazione e carsismo
GIURESE INFERIORE (LIAS)	— Calcare grigio di Noriglio con eteropie dolomitiche	Elevata, per fessurazione e carsismo
TRIAS SUPERIORE (RETICO, NORICO)	— Dolomia principale	— Elevata, per fessurazione e in parte per carsismo
TRIAS SUPERIORE (CARNICO? LADINICO SUP.?)	— Vulcaniti riolitiche, dacitiche e latitiche	— Buona, per fessurazione; localmente modesta
TRIAS SUPERIORE (LADINICO INF.)	— Calcare di M. Spitz e calcari nodulari e marne	— Buona, per fessurazione e carsismo
TRIAS MEDIO (ANISICO SUP.)	— Formazione a trinodosus	— Buona, per fessurazione e carsismo
TRIAS MEDIO (ANISICO MEDIO-INF.)	— Calcare di Recoaro	— Buona, per fessurazione e carsismo
TRIAS INFERIORE (WERFENIANO (SCITICO))	— Formazione di Werfen	— Variabile
PERMIANO SUPERIORE	— Calcare a Bellerophon	— Buona, per carsismo
PERMIANO MEDIO-INFERIORE	— Arenaria di Val Gardena	— Media, per porosità e fessurazione
PRE-PERMIANO	— Scisti cristallini, in prevalenza filladi quarzifere	— Modesta, per fessurazione, decrescente verso il basso, fino ad annullarsi

Fig. 3 - Serie stratigrafica del Veneto occidentale.

potenza la Dolomia principale neotriassica, che arriva al migliaio di metri, ma importanti anche i calcari e le dolomie del Trias medio; notevoli i Calcari grigi o di Noriglio, del Giurese inferiore o Lias, che possono raggiungere 500 m di spessore; le formazioni sottostanti al Lias, comprese le intercalazioni eruttive del Ladinico (« porfiriti » Auct.), possono attingere gli 800 m di potenza, dove le vulcaniti sono più abbondanti. Verso l'alto l'Oolite di S. Vigilio (0-100 m), il Rosso ammonitico veronese (15-60 m), il Biancone (100-200 m) e la Scaglia rossa (100 m circa) chiudono la serie mesozoica. Le due ultime formazioni hanno frequentemente un comportamento più plastico delle rocce sottostanti, data la loro più fitta stratificazione.

Il Terziario inferiore è caratterizzato da vaste espansioni laviche di composizione basaltica e da vulcanoclastiti associate: l'età del vulcanismo cenozoico si estende dal Paleocene superiore al Miocene basale. Nei soli Colli Euganei un complesso di apparati eruttivi, spesso subvulcanici, è formato da lave acide ed intermedie (rioliti, trachiti, latiti), di età oligocenica inferiore. La potenza delle vulcaniti stratoidi arriva a 400 m, nei Lessini orientali.

Le rocce sedimentarie cenozoiche sono rappresentate dai calcari nummulitici dell'Eocene (sui 100 m di spessore) e da quelli nummulitico-nulliporici dell'Oligocene (200 m circa); la facies nulliporica si continua nel Miocene basale, per altri 10-20 m. Seguono le marne ed arenarie del Miocene medio-superiore, con spessori massimi sui 50 m.

Si discostano dalla serie tipo qui delineata i Colli Euganei, dove il Terziario (Eocene inferiore - Oligocene basale) è tutto in facies marnoso-argillosa per un totale di oltre 100 m di potenza, comprese le intercalazioni di vulcaniti basiche, ed il Marosticano, dove l'Eocene-Oligocene inferiore è in facies marnoso-arenacea anzichè calcarea. Anche nei Colli Berici e nei Lessini orientali esiste un orizzonte marnoso, di pochi m di spessore, alla base dell'Eocene.

Il solo Eocene superiore può presentarsi in facies marnosa anzichè marnoso-calcarea, come nei dintorni di Priabona, dove possiede uno spessore massimo di 90 m.

Il comportamento meccanico dei termini rocciosi considerati è ovviamente diverso per il grande complesso carbonatico mesozoico (2.100 m di spessore totale massimo), soggetto a fratturazione più o meno intensa, e rispettivamente per la serie sottostante, scistoso-cristallina e arenaceo-marnoso-evaporitica, assai più plastica. Comportamento rigido offrono ovviamente anche i calcari e le lave terziarie.

Dal punto di vista idrogeologico la piastra carbonatica appare molto permeabile per fessurazione ed eventualmente anche per carsismo; possono essere permeabili per porosità le arenarie permiane; rappresentano livelli impermeabili di un certo significato le intercalazioni marnose del Terziario; risulta infine prevalentemente impermeabile il basamento scistoso-cristallino, tranne nella sua porzione superiore, dov'è fittamente fessurato.

Lineamenti di tettonica

La direttrice tettonica fondamentale sudalpina, che si individua soprattutto nella Linea della Valsugana, trova la sua espressione entro l'area considerata nella piega a ginocchio diretta ENE-WSW, spesso complicata per faglia, che limita a Sud il Monte Grappa e l'Altipiano dei Sette Comuni (o di Asiago) e che si continua

verso occidente fino quasi alla Val d'Adige, risultando dislocata in più tronconi da faglie trasversali successive.

Le faglie or nominate appartengono al sistema della Linea Schio-Vicenza, con direzione NNW-SSE; la frattura principale separa la dorsale formata dai Lessini-Berici-Euganei dalle formazioni rocciose sepolte sotto la pianura veneta.

Tutto un complesso di faglie con vario rigetto mostra un andamento parallelo; la linea di Castelvero in particolare, un pò divergente, separa il complesso vulcanico terziario ad Est dalle rocce mesozoiche ad Ovest ed appare come faglia diretta.

Presentano andamento trasversale alla direttrice testè considerata la Linea della Riviera dei Berici, che separa questi colli dal gruppo euganeo, e le deboli pieghe che le si affiancano. I Colli Euganei rappresentano una zona di alto strutturale nello sperone euganeo-berico-lessineo.

Verso Ovest il sistema della faglia Schio-Vicenza cede progressivamente il posto ad un'altra direzione tettonica fondamentale, quella detta delle Giudicarie, con direzione NNE-SSW.

La zona compresa fra le faglie principali, ossia la regione dei Lessini, è caratterizzata da fratture con direzione che varia via via dall'una all'altra direttrice tettonica, in modo tale che nella parte mediana le faglie possiedono direzione N-S; in basso, dove i terreni sono più rigidi, si forma invece un reticolo di faglie a disposizione rombica, secondo le direzioni fondamentali.

Faglie dirette N-S si trovano nei Lessini orientali (oltre che nell'Altipiano dei Sette Comuni) e, a quanto risulta dalle indagini geofisiche, anche nella zona situata al margine orientale dei Colli Euganei. In quest'ultima zona, al sistema N-S ed E-W si sovrappone un complesso di fratture con direzione NNE-SSW e NNW-SSE, che appare sviluppato soprattutto a profondità maggiori dell'altro, interessando l'acquifero principale, ossia il complesso Biancone-Rosso ammonitico e le formazioni che lo sovrastano.

La situazione delineata finora è rappresentata nella Tavola V.

Nell'area termale di cui stiamo parlando la tettonizzazione dovrebbe essere stata particolarmente intensa ed il suo sviluppo rappresenterebbe una delle condizioni che hanno consentito l'instaurarsi del fenomeno idrotermale, cui è dedicata la presente ricerca.

Geologia della regione euganeo-berica

Colli Berici

Introduzione

Il gruppo dei Colli Berici si estende a sud della città di Vicenza su un'area di circa 170 km.^{2}

Il rilievo è in gran parte costituito da un altopiano ondulato inciso da alcune valli profonde; lungo il margine esso scende in generale con pendii piuttosto ripidi.

La morfologia rispecchia fedelmente le condizioni tettoniche. Infatti le rocce sedimentarie di natura prevalentemente calcarea che formano il rilievo berico sono disposte in modo da costituire nel complesso un'ampia volta a leggera curvatura e sono interessate da numerose faglie a rigetto non elevato ma talora di notevole lunghezza.

Una certa importanza assumono nell'area considerata le manifestazioni del vulcanismo di età eocenica ed oligocenica, che hanno dato origine a prodotti basici come tufi e tufiti, lave e brecce basaltiche, soprattutto nella zona più occidentale dei Berici.

I nuovi rilevamenti hanno affrontato i problemi litostratigrafici e tettonici del margine sud-orientale dei Colli Berici, da Alonte a Longare, che rappresenta una sezione naturale attraverso la struttura berica, probabilmente dovuta all'azione dell'antico mare Adriatico su una scarpata di faglia.

Tra i numerosi autori che hanno studiato in passato la regione ricorderemo qui G. Arduino, F. Molon, G. Dal Piaz, R. Fabiani, G. Schiavinato, e più recentemente P. Leonardi, R. Malaroda, D. Rossi, E. Semenza, A. Bosellini, C. Broglio Loriga, S. Ungaro, C. Accorsi Benini, F. Cati, F. Frascari, C. Rizzo Robiglio e G. Piccoli ([1]).

Stratigrafia dei Colli Berici

La serie dei terreni sedimentari affioranti nella zona considerata comprende termini che vanno dal Cretaceo superiore all'Oligocene superiore, raggiungendo il Miocene in altre parti dei Berici.

Le rocce più antiche affioranti sono rappresentate dalla Scaglia rossa, costituita da calcari di colore per lo più roseo passante localmente a rosso mattone, fittamente stratificati, la cui potenza visibile si aggira sugli 80 metri. Essa costituisce soprattutto le estremità meridionali dei rilievi che si allungano nella pianura in direzione SE e le colline di Albettone e Monticello.

A questa formazione seguono in concordanza le marne argillose, ascrivibili al Paleocene-Eocene inferiore (Spilecciano di Fabiani), o, secondo le ultime ricerche, all'Eocene medio.

Quando sono fresche le marne risultano grigie e regolarmente stratificate in strati spessi 10-30 cm, ma per la facile degradabilità appaiono per lo più ricoperte da una coltre di alterazione per cui il loro riconoscimento viene di sovente effettuato per osservazione del terreno agrario superficiale. Degne di nota le frequenti intercalazioni, al limite Scaglia rossa-marne, di prodotti tufacei basici appartenenti alla prima fase (terziaria) del vulcanismo berico, che verranno considerati nell'apposito capitolo. La potenza totale delle marne, che affiorano soprattutto in corrispondenza delle basse propaggini collinari, si aggira sui 60 metri.

Fanno seguito i calcari nummulitici massicci bruno-giallastri in grosse bancate, spesso a stratificazione poco distinta e fittamente fratturati, sovrapposti in concordanza alle marne; essi sono ascrivibili verosimilmente tutti all'Eocene medio (Lutezia-

---

([1]) Per i fini delle nostre ricerche si vedano in particolare per i Colli Berici: Albertini R., 1952 - *Cenni geomorfologici sui Colli Berici*. Riv. Geogr. Ital., vol. 59, pagg. 93-116, 8 figg., Firenze; Calvino F. e Costantini P., 1970 - *Osservazioni idrogeologiche sulle sorgenti subtermali e ipotermali della Riviera dei Berici (Vicenza)*. Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat., vol. 82, pagg. 163-186, 6 figg., 1 tav., Padova; Fabiani R., 1911 - *Sulle rocce eruttive e piroclastiche dei Colli Berici*. Mem. Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istriana, III serie, vol. 4, pagg. 3-54, 5 figg., 2 tavv., Padova; Fabiani R., 1911 - *La regione dei Berici*. Uff. Idrogr. Mag. Acque, vol. 28/29, 86 pagg., 7 figg., 7 tavv., Ferrari, Venezia; Fabiani R., 1930 - *Le risorse del sottosuolo della provincia di Vicenza*. 155 pagg., 44 figg., 1 tav., Peronato, Vicenza; Rossi D. e Semenza E., 1958 - *Le scogliere oligoceniche dei Colli Berici*. Ann. Univ. Ferrara, IX sez., vol. 3, pagg. 49-70, 8 figg., 5 tavv., Ferrara.

no); contengono abbondanti resti fossili, tra cui spiccano soprattutto grandi nummuliti, ed affiorano con continuità nella parte più bassa del ripido pendio che forma il margine sudorientale dell'altipiano berico. La loro potenza si aggira sui 110 m, dando luogo ad una tipica morfologia caratterizzata da improvvisi salti e piccole pareti subverticali.

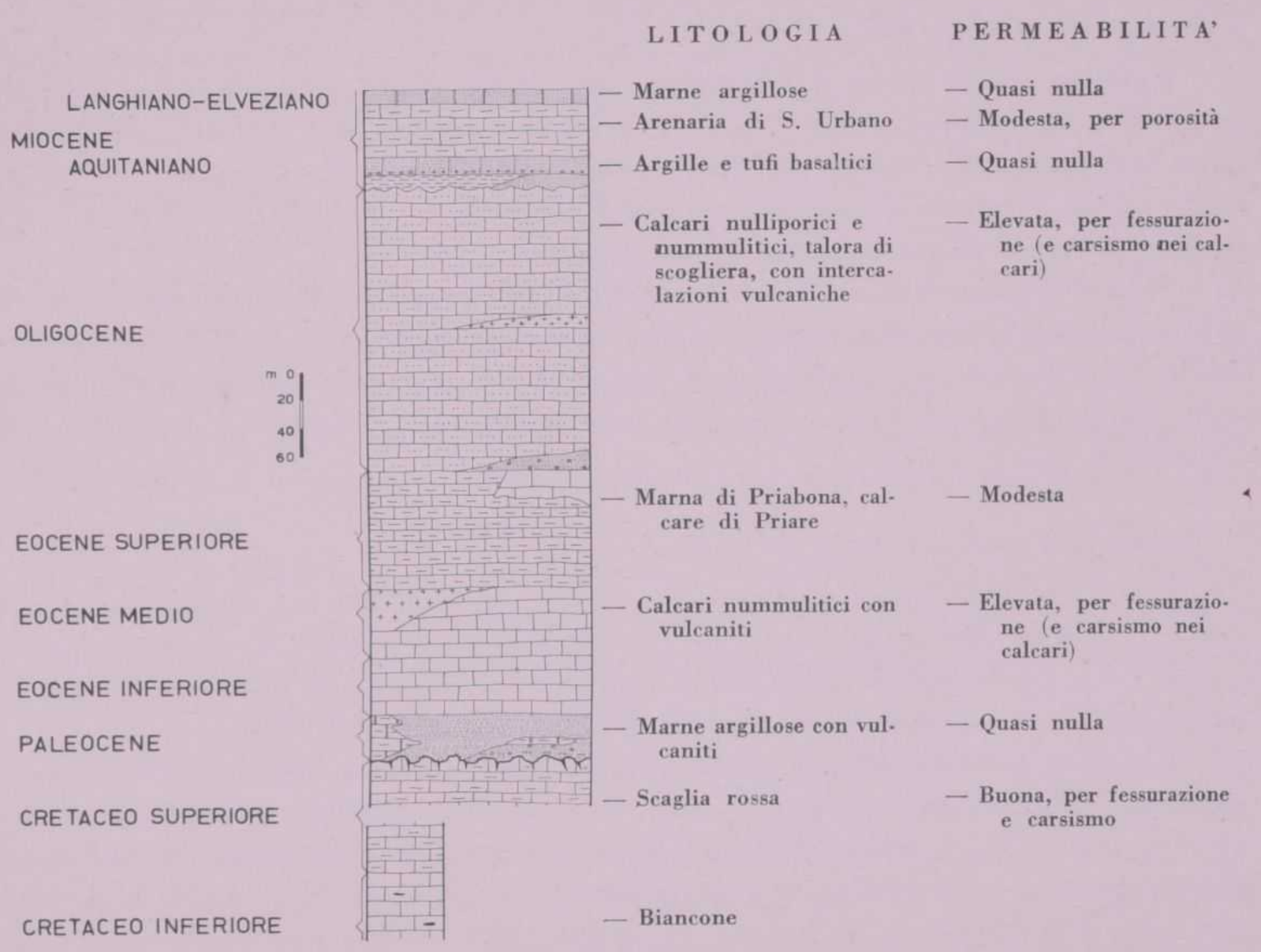


Fig. 4 - Serie stratigrafica dei Colli Berici.

Ai calcari massicci luteziani fanno seguito rocce molto variabili, sia verticalmente che orizzontalmente, costituite da alternanze di calcari pressochè puri, calcari marnosi e marne, con una potenza complessiva che si aggira dai 100 ai 150 m, ascrivibili all'Eocene superiore (Priaboniano). A questa formazione appartengono nell'area considerata calcari molto marnosi giallastri, fittamente stratificati, con numerose discocicline, seguiti da banchi calcarei massicci in alternanza con calcari nodulari bianchi regolarmente stratificati, ed infine da calcari marnosi in strati sottili, talvolta intercalati a calcari massicci, spesso in eteropia di facies.

In perfetta concordanza e con limite piuttosto netto al di sopra dei calcari marnosi del Priaboniano giacciono calcari massicci compatti di colore giallino, con nullipore e coralli, ascrivibili all'Oligocene. Tali rocce si presentano talora in facies di scogliera con pareti verticali e netto risalto morfologico lungo il pendio sud-orientale berico da S. Donato (Villaga) fino ad oltre Lumignano per una lunghezza complessiva di circa 8 km, e sono interessate nella loro parte inferiore da numerose grotte e da svariati tipi di fenomeni carsici.

In eteropia di facies con la scogliera sono i calcari grossolani nulliporici omogenei di colore giallo chiaro, talvolta farinosi, che rappresentano la quasi totalità delle rocce affioranti nell'altipiano berico e nelle colline di Montegalda.

La potenza complessiva dei sedimenti oligocenici nella zona rilevata si aggira sui 140-150 metri.

Formazioni eruttive beriche orientali

I prodotti delle prime manifestazioni vulcaniche, di età terziaria, sono costituiti da tufi e tufiti basici di colore per lo più bruno violaceo, ma talvolta giallo arancione, interposti nelle formazioni dell' Eocene. All' Eocene medio sono ascrivibili inoltre alcuni condotti di esplosione (es. Spolverare, C. Noseo presso Villaga) contenenti brecce in stadio avanzato di alterazione.

Dopo un periodo di quiete (Eocene superiore) nel corso dell'Oligocene si è avuta una ripresa dell'attività eruttiva, i cui prodotti sono rappresentati soprattutto da brecce basaltiche costituenti il riempimento di numerosi diatremi, che attraversano l'intera serie sedimentaria e affiorano nella parte più elevata dell'altipiano e nei rilievi di Montegalda.

Tettonica della zona dei Berici orientali

Lo studio tettonico del margine sud-orientale dei Colli Berici, effettuato sia mediante i consueti metodi di campagna che attraverso lo studio fotogeologico delle riprese aeree, ha messo in rilievo come nell'area considerata le dislocazioni per ripiegamento siano nettamente subordinate rispetto a quelle per faglia.

Le rigide bancate calcaree hanno reagito infatti alle sollecitazioni tettoniche soprattutto fratturandosi e coinvolgendo i più plastici sedimenti marnosi sottostanti (o interposti). Tale fenomeno è chiaramente osservabile in corrispondenza della scogliera oligocenica che, costituendo probabilmente all'origine un'unica bastionata continua, appare ora interrotta in blocchi da solchi vallivi spesso impostati lungo linee di disturbo tettonico (linee Bocca d'Orno-Bocca d'Ansiesa e Barbarano-Val di Gazzo).

Tali blocchi a loro volta appaiono smembrati in zolle da piccole faglie di distensione a modesto rigetto, che interessano spesso l'intera serie sedimentaria sottostante, risultando particolarmente evidenti in corrispondenza delle bancate calcaree cuisiano-luteziane.

Da sottolineare infine la presenza dell'importante linea di disturbo, detta « Linea della Riviera dei Berici », che al disotto delle alluvioni della pianura costeggia l'orlo sud-orientale dei colli con direzione NE-SW. La sua presenza è rivelata dai fenomeni di intensa fratturazione che interessano la Scaglia rossa presso le estreme propaggini meridionali dei rilievi al limite della pianura (S. Pancrazio, Case Oche, ecc.) ed è confermata da studi geofisici.

Colli Euganei

Introduzione

Il gruppo dei Colli Euganei, che si estende a SW di Padova su una superficie di circa 100 km^2, costituisce un complesso in prevalenza eruttivo emergente dalle alluvioni della pianura, quanto mai interessante per la varietà e la complessità degli apparati vulcanici e subvulcanici.

Il caratteristico risalto morfologico, i dirupati profili e la relativa altitudine in rapporto ai gruppi montuosi limitrofi (Berici-Lessini) pongono tale complesso in una situazione piuttosto singolare rispetto ad essi.

I nuovi rilevamenti hanno affrontato i problemi della stratigrafia, petrografia e tettonica della regione, già considerati in passato da numerosi Autori tra cui ricorderemo G. Arduino, N. Da Rio, L. Pirona, A. De Zigno, G. Dal Piaz, L. Maddalena, M. Stark e più recentemente da G. Schiavinato, A. Riedel, G. Piccoli, I. Dieni e F. Proto Decima fra gli altri.

Le rocce sedimentarie dei Colli Euganei

La serie stratigrafica affiorante nei Colli inizia con il Rosso ammonitico del Giurese superiore, visibile per breve tratto nella valle di Fontanafredda. Solo con perforazioni sono stati raggiunti anche termini sottostanti e più antichi, fino ad un probabile Trias medio-inferiore (sondaggio di Arquà Petrarca).

Il Rosso ammonitico è ricoperto in concordanza dalla formazione del Biancone, calcare a grana finissima e frattura concoide, che inizia nell'ultima parte del Giurese e si sviluppa soprattutto nel Cretaceo inferiore.

Segue la Scaglia rossa, spesso attraverso un livello argilloso-carbonioso della potenza massima di qualche metro, del Cenomaniano. La Scaglia rossa, talora di colore roseo o bianco, si estende a tutto il Cretaceo superiore e, nella parte meridionale dei Colli, anche all'Eocene inferiore.

La serie è chiusa dalle marne argillose, con qualche banco di calcari nummulitici; l'età delle marne euganee si estende dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore, come dimostrano le ricche faune di foraminiferi contenute in esse.

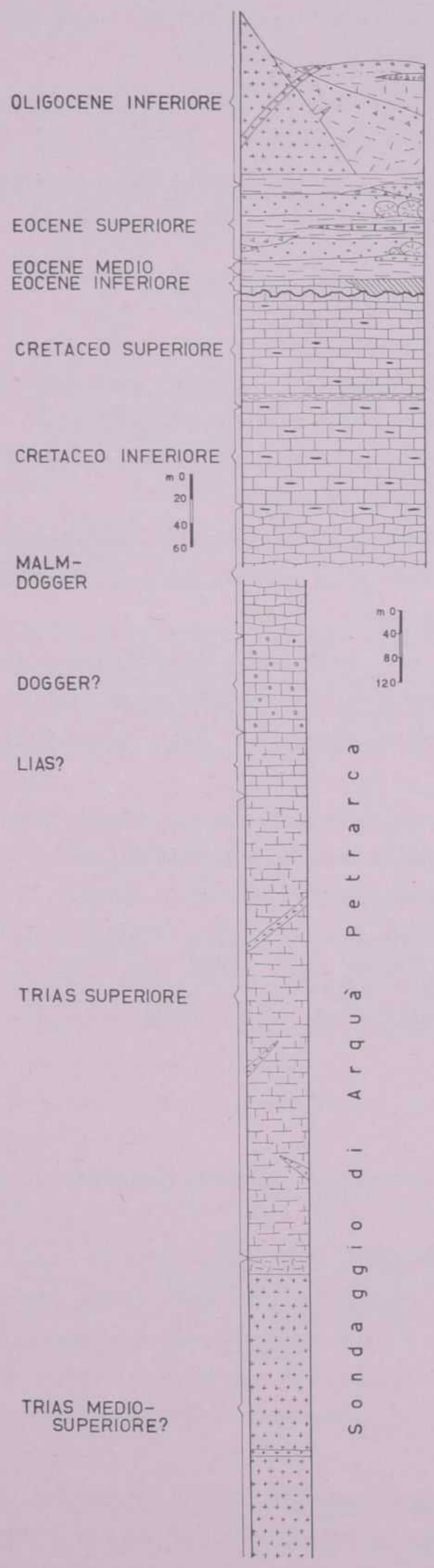
Lo spessore del Biancone è pari a circa 100 m, quello della Scaglia rossa da un'ottantina a 130 m dov'è massimo (Euganei meridionali), quello delle marne non supera di molto i 200 m, ivi comprese le intercalazioni di rocce eruttive eoceniche di cui diremo tra poco.

Formazioni eruttive euganee

Nell'attività eruttiva euganea si possono distinguere due fasi principali, quasi in prosecuzione una dell'altra.

La più antica, con lave femiche ed ultrafemiche, è di età eocenica ed è solo in parte ricollegabile alle analoghe manifestazioni vulcaniche che nello stesso periodo interessarono altre zone del Veneto occidentale (ciclo euganeo-berico-lessineo) e del Trentino meridionale; tuttavia negli Euganei si riconoscono soprattutto eruzioni dell'Eocene superiore, che è un periodo di pausa del vulcanismo nelle altre parti del Veneto.

I prodotti dell'attività eruttiva sono costituiti essenzialmente da ialoclastiti, tufi e lave. Le vulcaniti basiche, come precedentemente accennato, si alternano con le marne eoceniche e sono particolarmente diffuse nella zona settentrionale e centrale dei Colli Euganei, dove possono presentare spessori di oltre 150 metri.



LITOLOGIA	PERMEABILITA'
— Vulcaniti differenziate euganee	— Buona, per fessurazione
— Marne argillose con intercalazioni di vulcaniti basaltiche	— Quasi nulla
— Scaglia rossa	— Buona, per fessurazione e carsismo
— Intercalazione marnosa	— Quasi nulla
— Biancone	— Buona, per fessurazione e carsismo
— Rosso ammonitico veneto	— Buona, per fessurazione e carsismo
— Rosso ammonitico veneto	
— Oolite di S. Vigilio?	— Buona, per fessurazione
— Calcare dolomitico	— Buona, per fessurazione e carsismo
— Dolomia cristallina	— Buona, per fessurazione
— Anidriti con dolomie	— Buona, per carsismo
— Vulcaniti basiche	— Discreta, per fessurazione

Fig. 5 - Serie stratigrafica dei Colli Euganei.

Alla fase più recente (ciclo euganeo *s.s.*) sono riferibili magmi molto vari, a carattere essenzialmente acido e subordinatamente mesosilicico e femico.

L'età di questa seconda fase eruttiva è stata discussa in alcuni recenti lavori, nei quali sono stati impiegati diversi metodi di ricerca (radiometrici e paleontologici) che ne hanno riconosciuto l'appartenenza all'Oligocene inferiore.

A tale fase eruttiva appartengono rioliti, trachiti, latiti (e basalti perloppiù filoniani). Problema di non semplice soluzione è quello di stabilire il succedersi dei vari tipi di magmi, anche se si può in linea di massima affermare, in base alle giaciture ed ai rapporti reciproci, che le rioliti sono i primi prodotti venuti a giorno, seguiti da trachiti, latiti e infine basalti.

Questi tipi petrografici hanno dato origine a corpi eruttivi quanto mai vari per meccanismo di formazione, struttura e dimensione. Infatti, accanto a corpi sicuramente effusivi (complesso Venda-Vendevolo, M. Brecale, M. Ceva, ecc.) ed a corpi prevalentemente intrusivi di tipo laccolitico ed affini (M. Rusta, M. della Madonna, M. Grande, M. Cero, M. Rua, M. Cecilia, M. Lovertino, M. Lozzo, ecc.) si riscontrano apparati eruttivi di tipo misto (M. Ricco, M. Gemola, M. Ventolone, ecc.).

La forma e le dimensioni sono dovute principalmente al tipo di apparato eruttivo, mentre non sembrano essere strettamente dipendenti dalla composizione delle lave. A causa dell'estesa copertura detritica e vegetale solo in alcuni casi sono osservabili direttamente i rapporti tra rocce magmatiche e rocce incassanti, di grande significato per l'interpretazione del tipo dei corpi eruttivi.

Tuttavia le nostre ricerche consentono di escludere per molti di questi apparati un meccanismo di eruzione di tipo laccolitico classico, come supposto in precedenza, trovandosi spesso rapporti di discordanza tra roccia magmatica e roccia sedimentaria.

Tettonica degli Euganei

I Colli Euganei presentano dei limiti morfologici molto netti e lineari sia sul margine orientale che su quello occidentale, con direzione rispettivamente NNW-SSE e N-S.

Al di là di questi limiti si estendono tuttavia rilievi isolati nella pianura come i monti Lozzo e Lovertino sul lato occidentale ed il gruppo del M. Ceva e M. Lonzina sul lato orientale. Non si deve dimenticare a questo riguardo come la parte periferica dei Colli sia sommersa in larga misura dalle alluvioni quaternarie.

Le principali direttrici tettoniche che interessano il complesso euganeo sono orientate NNW-SSE (direzione della Linea Schio-Vicenza) e NE-SW (direzione della Linea della Riviera dei Berici).

Sono altresì riconoscibili orientamenti che riflettono condizioni tettoniche in atto al tempo dei fenomeni magmatici quali N-S, NW-SE e E-W.

L'individuazione delle direttrici tettoniche è stata effettuata, oltre che con i consueti metodi di campagna, anche mediante lo studio fotogeologico delle riprese aeree.

Infatti le dislocazioni indotte nel corso della presa di posizione dei singoli corpi eruttivi hanno condizionato in modo determinante la tettonica delle rocce sedimen-

tarie, subordinate per estensione rispetto a quelle magmatiche, rendendo quanto mai difficile e complesso sia il collegamento fra le osservazioni di campagna effettuate nelle diverse zone che la esatta determinazione dell'entità delle dislocazioni stesse.

In linea di massima il margine orientale appare maggiormente interessato da sistemi di fratture incrociate che ne hanno determinato l'abbassamento a gradini fino alla scomparsa dei rilievi rocciosi al disotto delle alluvioni della pianura.

Tale situazione tettonica trova la sua conferma nella grande varietà sia litologica che strutturale dei numerosi apparati eruttivi appartenenti a questa fascia dei Colli.

A tale complessità tettonica, che appare esaltata rispetto alle aree contermini, va probabilmente attribuito il concentrarsi delle manifestazioni termali nella zona di Abano, Montegrotto, Galzignano e Battaglia Terme.

Geologia della pianura veneta centrale

La pianura che si estende ad oriente della dorsale berico-euganea è rappresentata in superficie dai prodotti dell'alluvionamento attuale e recente, che poggiano in continuità sui depositi costieri pleistocenici sottostanti ([1]).

Nella parte situata presso l'immediato pedemonte le alluvioni risultano grossolane, ghiaiose; passano poi gradualmente a termini più fini, con intercalazioni ghiaiose e poi sabbiose di sempre minor spessore allontanandosi dai rilievi; arrivano infine a termini sabbiosi minuti fino ad argillosi a maggior distanza dalla zona montana.

Da alcuni sondaggi profondi si sa oggi come la serie quaternaria, di potenza sempre maggiore procedendo verso il mare, poggi su termini sabbiosi e argillosi del Pliocene; anche questi depositi vanno ispessendosi verso l'Adriatico e mancano nella zona prossima ai Colli Euganei, dove la base del Quaternario è costituita dalle rocce paleogeniche; non si rinvengono qui infatti neppure i potenti depositi conglomeratici e clastici più minuti del Miocene medio-superiore, esistenti altrove.

Un termine nuovo sembra assuma grande significato nella serie stratigrafica sottostante: si tratta del potente complesso del flysch paleogenico, che poggia sui calcari nummulitici dell'Eocene più basso; al di sotto di questi la serie stratigrafica ricalca quella descritta nel delineare la situazione geologica regionale.

La costituzione geologica della pianura veneta centrale, dei rilievi prealpini che la contornano e della contigua regione alpina è delineata nei suoi tratti essenziali nella figura 6; in essa le indicazioni tettoniche sono limitate agli accidenti più significativi o direttamente interessanti la zona idrotermale euganeo-berica.

L'alto strutturale del gruppo euganeo-berico-lessineo appare come un elemento di particolare significato nell'ambito delle ricerche di cui si espongono qui i risultati.

([1]) Si vedano: Dal Piaz G., 1971 - *Rapporto sulla costituzione geologica e sul funzionamento idrografico del sottosuolo della bassa pianura veneta*. Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat., vol. 83, pagg. 121-134, 1 fig., Padova; Leonardi P., Morelli C., Norinelli A., Tribalto G., 1973 - *Sintesi geologica e geofisica riguardante l'area veneziana e zone limitrofe*. Mem. Descr. Carta Geol. Italia, vol. 34, 24 pagg., 14 tavv., Roma; Martinis B., 1959 - *Bibliografia geologica ragionata del sottosuolo della pianura padana e veneta*. Atti del Convegno Giacim. Gassif. Europa Occ., Acc. Naz. Lincei e E.N.I., vol. 2, pagg. 653-724, Roma; Agip Mineraria, 1959 - *Relazione geologica e mineraria sulla pianura padana*. Ibid., pagg. 63-92, 7 figg., Roma; Dal Piaz Gb., 1959 - *Il bacino quaternario polesano-ferrarese e i suoi giacimenti gassiferi*. Ibid., pagg. 433-474, Roma.

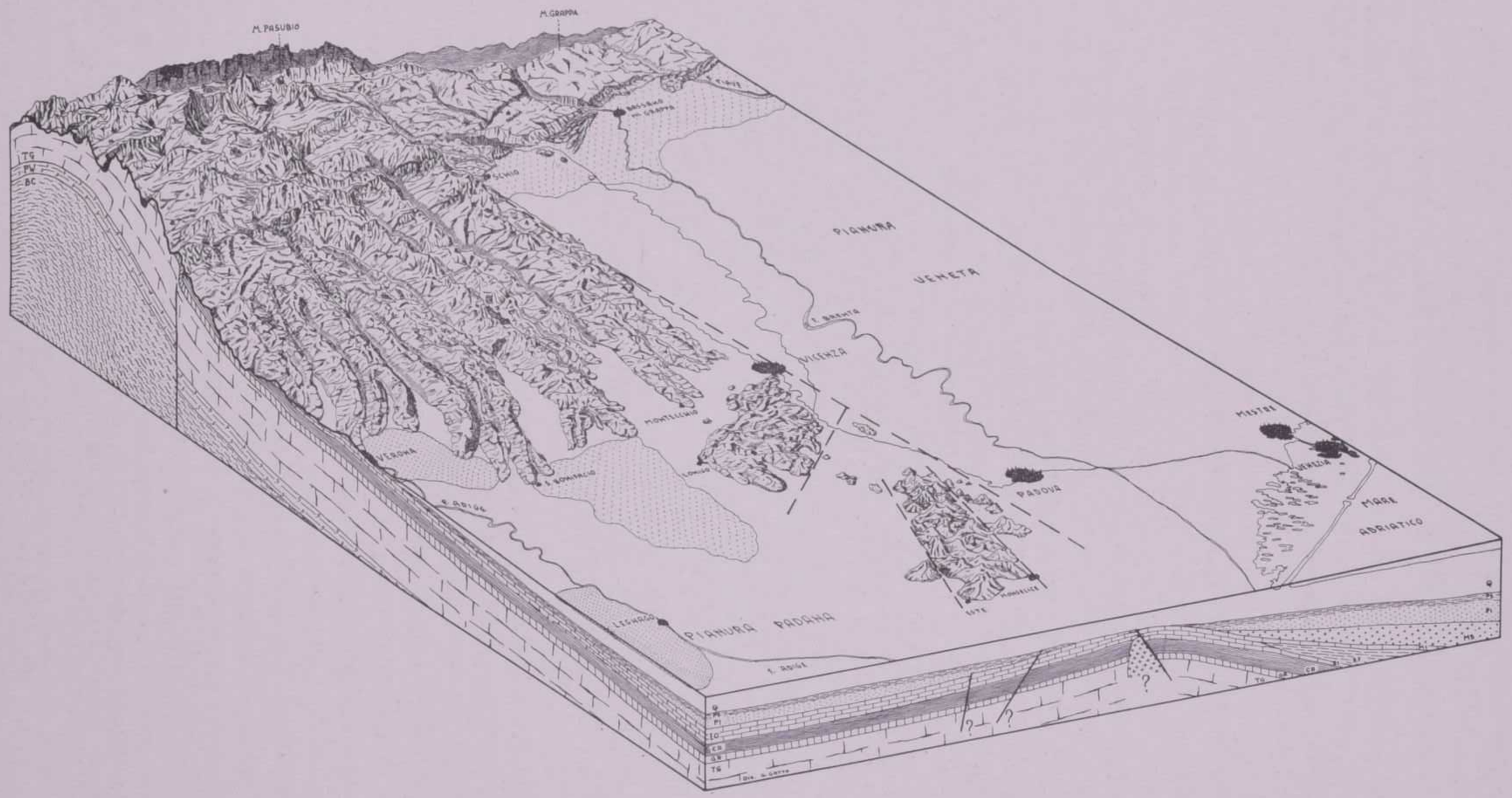


FIG. 6 - Stereogramma geologico del Veneto occidentale, con le zone di alimentazione e di affioramento del circuito idrotermale. Significato delle sigle: BC = basamento cristallino; PW = Permowerfeniano (arenarie, calcari, dolomie, gessi); TG = Trias e Giurese (calcari e dolomie); CR = Cretaceo (calcari del Biancone e della Scaglia rossa); EO = Eocene e Oligocene (calcari nummulitici); EI = Eocene inferiore in facies calcarea (ove distinto); EF = Eocene inferiore e medio in facies di flysch; MI = Miocene inferiore (calcari e marne); MS = Miocene medio-superiore (facies clastiche); PI = Pliocene inferiore (sabbie); PS = Pliocene superiore (sabbie e argille); Q = Quaternario (depositi marini costieri e alluvioni); crocette: corpi eruttivi; linee grosse: faglie principali.

SITUAZIONE IDROGEOLOGICA

Nel presente paragrafo sono esposti i risultati delle ricerche sulla idrogeologia delle aree termali, sulla produzione di acqua calda dal sottosuolo e sulle condizioni generali in cui la zona termale euganeo-berico si inquadra.

Lineamenti idrogeologici della pianura alluvionale

(A. Dal Prà)

Al fine di poter meglio valutare le caratteristiche della situazione idrogeologica esistente nel sottosuolo delle aree termali considerate, si è ritenuto necessario svolgere una serie di indagini anche a livello regionale.

I rilievi che formano i due gruppi collinari degli Euganei e dei Berici sorgono isolati nella pianura: appare quindi utile conoscere, almeno a grandi linee, i caratteri dei materiali costituenti il materasso quaternario che circonda i rilievi stessi; ciò soprattutto in ordine ad eventuali, possibili, rapporti tra acque termali di origine profonda ed acque di falde alloggiate negli acquiferi alluvionali della pianura.

Il potente materasso quaternario della pianura veneta risulta formato da materiali di origine fluviale, depositati in epoche diverse dai principali corsi d'acqua della regione (Piave, Brenta, Astico, Leogra, Adige), tra i quali si intercalano depositi marini collegati alle trasgressioni e regressioni che si sono succedute nel tempo.

Lungo una ristretta fascia situata nell'alta pianura veneta, a ridosso dei primi rilievi delle Prealpi, dove i corsi d'acqua sboccano sul piano dopo il loro percorso entro le valli montane, si estende generalmente un complesso granulometricamente omogeneo, per almeno 150 m di spessore, costituito quasi interamente da alluvioni ghiaiose grossolane: è la tipica zona dei grandi conoidi alluvionali, tra loro addentellati e parzialmente sovrapposti.

In corrispondenza a questa fascia, il cui limite meridionale si presenta irregolare in relazione alla complessità delle vicende idrologiche che hanno interessato nel Quaternario i fiumi veneti e che hanno determinato nei corsi d'acqua frequenti divagazioni e mutamenti talora radicali del loro percorso, esiste di regola un'unica falda idrica: si tratta di una falda libera, normalmente assai ricca, la cui alimentazione dipende soprattutto dalle abbondanti dispersioni che si verificano lungo gli alvei ghiaiosi dei fiumi al loro sbocco in pianura.

A valle della fascia descritta, di larghezza media valutabile attorno agli 8-10 km, si può individuare e delineare a grandi linee una seconda fascia, che caratterizza la media pianura, con aspetti idrogeologici differenti: il materasso quaternario non si presenta indifferenziato dal punto di vista granulometrico, ma alle ghiaie si intercalano ora frequenti e spessi orizzonti limosi e argillosi impermeabili, che individuano quindi acquiferi diversi, con caratteri idraulici individuali. Una simile struttura permette l'esistenza di ricche falde in pressione, che traggono la loro alimentazione dall'unico acquifero ghiaioso esistente nella fascia settentrionale e dal quale si differenziano progressivamente: è questa la zona degli estesi campi acquiferi artesiani del Trevigiano e del Vicentino.

In una terza fascia, che dal limite meridionale della precedente si spinge fino alle coste adriatiche, il materasso quaternario è rappresentato in grande prevalenza da materiali fini e molto fini (sabbie fini spesso limose, limi sabbiosi, limi e argille); le ghiaie dei conoidi si sono ormai esaurite, mentre possono essere presenti modesti livelli sabbiosi, sede di falde idriche di piccola portata. Queste ultime caratterizzano la pianura in sinistra Adige, ad occidente dei Colli Euganei.

Il modello strutturale schematicamente descritto, con variazioni granulometriche dei materiali sciolti che determinano situazioni idrogeologiche ben differenti da zona a zona, può considerarsi valido per valutazioni complessive e approssimative della regione. Volendo scendere in dettaglio le condizioni stratigrafiche, e quindi idrogeologiche, risultano spesso tutt'altro che semplici e lineari. Ciò discende da fattori diversi: le frequenti divagazioni e variazioni di percorso che i fiumi veneti hanno subito durante il Quaternario e quindi le diverse giaciture dei grandi conoidi ghiaiosi depositati in epoche differenti dallo stesso corso d'acqua; le anastomizzazioni e le parziali sovrapposizioni delle strutture alluvionali, che sono derivate dalle vicende idrologiche cui si è accennato sopra; la presenza di dorsali rocciose sepolte, che sembrano continuare in profondità le attuali dorsali dei rilievi collinari e che possono costituire nel sottosuolo della pianura spartiacque precisi tra gli acquiferi, in funzione per esempio della ricarica per dispersione dagli alvei; la differente estensione verso valle dei conoidi ghiaiosi di età diversa (i più antichi sembrano essere anche i più estesi verso sud), anche in rapporto con le variazioni climatiche.

Nell'ambito di questa complessa situazione stratigrafica, ciò che ci interessa più da vicino rimane una serie di aspetti particolari: i rilievi Berici, lungo il versante orientale dove sono ubicate le manifestazioni termo-minerali, e l'intero gruppo degli Euganei sono ammantati dai materiali sciolti, prevalentemente fini e molto fini, che sono tipici della terza fascia descritta; nel sottosuolo la permeabilità verticale assume dimensioni piccolissime a causa dei forti spessori dei livelli limosi e argillosi; nelle aree interessate dalle manifestazioni termo-minerali (riviera berica e contorno degli Euganei) gli acquiferi sabbiosi di un certo interesse sono praticamente assenti; lo zoccolo roccioso dal quale provengono le manifestazioni idriche termo-minerali non viene interessato, almeno in maniera apprezzabile, da circolazione d'acqua legata alle ricche falde esistenti entro il materasso alluvionale delle aree situate a settentrione (zona dei conoidi del Piave, Brenta, Astico e Leogra) e ad occidente (zona dei conoidi dell'Adige) ([1]).

([1]) Per la stesura del capitolo si sono utilizzati, oltre a dati inediti in nostro possesso, anche i risultati delle ricerche esposte nei seguenti lavori: Alberotanza L., Favero V., Gatto P., Masutti M., Mozzi G., Pianetti F., Serandrei R., 1973 - *Catasto Pozzi*. Rapp. Tecnico 3, Lab. Studio Dinam. Grandi Masse, C.N.R. Venezia; Calvino F., 1966 - *Idrogeologia delle falde artesiane a nord di Vicenza*. Atti Convegno: Attualità e nuovi orizzonti nel reperimento e nell'uso di acque nelle Venezie. Venezia; C.N.R., 1971 - *Sondaggi profondi per lo studio della subsidenza. Relazioni sul pozzo Venezia 1. Operazioni di cantiere e analisi delle carote*. Rapp. Tecnico 14-21, Lab. Dinam. Grandi Masse, C.N.R. Venezia; Dal Prà A., 1971 - *Risultati preliminari di ricerche idrogeologiche nella pianura alluvionale tra Astico e Brenta*. Tecnica Italiana, 36, Trieste; Dal Prà A., Bellati R., Costacurta R., Sbettega G., 1975 - *Distribuzione delle ghiaie nel sottosuolo della pianura alluvionale veneta*. In corso di stampa su I.R.S.A., Quaderno 28, Indagini sulle falde acquifere profonde della Pianura Padana, Roma; Dal Prà A. e Veronese F., 1972 - *Caratteristiche degli acquiferi nell'alta pianura alluvionale del Brenta e loro rapporti con il corso d'acqua*. Rapporto Ist. Veneto S.L.A., 5, Venezia; E.N.I., 1972 - *Acque dolci sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia*, Milano; Sacco F., 1912-1924 - *Geoidrologia dei pozzi profondi della Valle Padana*. Serv. Idrogr. Uff. Idrogr. del Po, Min. LL. PP., 3 voll., Parma.

Lineamenti idrogeologici dei rilievi montuosi estesi tra Adige e Piave

(A. Dal Prà)

Per poter inquadrare, o per lo meno per poter svolgere considerazioni valide in via orientativa sulle possibili zone di alimentazione del circuito idrotermale che determina le note emergenze di acque calde nel distretto euganeo-berico, si sono considerati a grandi linee anche i caratteri idrogeologici dei rilievi esistenti nella regione: in particolare sono stati valutati i gruppi montuosi prospicienti la pianura tra Adige e Piave. La situazione evidenziata si può così schematizzare.

I massicci situati ad oriente della valle Astico-Posina fino al Piave, che comprendono gli altipiani di Tonezza, dei Sette Comuni e del Grappa, sono costituiti pressochè interamente da rocce calcaree, calcareo-dolomitiche e dolomitiche; le masse rocciose risultano interessate da fitti sistemi di fessurazioni carsiche, assai diffuse e profonde, tali da impedire l'esistenza di una circolazione idrica superficiale e da permettere al contrario una attiva e talora imponente circolazione sotterranea. Ciò che più interessa è il fatto che dalle conoscenze acquisite si può praticamente escludere che il deflusso carsico possa alimentare l'eventuale circuito idrotermale profondo riaffiorante nella zona euganeo-berica: infatti la circolazione carsica si scarica pressochè interamente all'esterno delle masse rocciose attraverso sorgenti, le più cospicue delle quali sono ubicate al piede immediato dei rilievi stessi, presso i corsi d'acqua che determinano il livello di base del fenomeno carsico.

In particolare, l'altipiano dei Sette Comuni, che si estende per circa 500 km^2, pressapoco tra 1000 e 2000 m di quota, risulta interessato nel suo complesso da un unico grande sistema carsico, che consente un deflusso sotterraneo di dimensioni notevoli, valutabili a circa 15 m^3/sec come media annua, e la cui alimentazione investe quasi interamente la superficie dell'altipiano. Lo scarico idraulico del sistema carsico avviene pressochè completamente attraverso quattro grosse sorgenti di fessura ubicate su un'area molto ristretta, ai piedi del massiccio roccioso, lungo il Brenta, ad una decina di chilometri a monte di Bassano del Grappa nei pressi di Valstagna. La portata complessiva annua delle sorgenti citate ammonta a 2/3 del volume totale delle precipitazioni sull'intera superficie dell'altipiano: se si considerano le detrazioni per evapotraspirazione e un minimo di ruscellamento superficiale in occasione di afflussi intensi, si comprende come il volume d'acqua erogato alle sorgenti rappresenti pressapoco l'intero volume delle precipitazioni che possono infiltrarsi nel sottosuolo (nel 1967, con precipitazioni pari a circa 750×10^6 m^3 si misurò una portata complessiva di 460×10^6 m^3) ([1]).

Il massiccio del monte Grappa (280 km^2 di superficie con quote pressapoco tra i 1000 e 1600 m), pur presentando strutture carsiche diverse in relazione alla presenza di tipi litologici non soggetti a carsismo su circa il 40% della superficie (che tra l'altro favoriscono un certo ruscellamento durante gli afflussi meteorici), ha un comportamento abbastanza simile dal punto di vista idrogeologico: l'acqua di

---

([1]) Dal Prà A., Stevàn L., 1969 - *Ricerche idrogeologiche sulle sorgenti carsiche nella zona di Valstagna, in destra Brenta, ai piedi dell'Altipiano dei Sette Comuni.* Tecnica Italiana, 34.

infiltrazione ritorna a giorno pressochè interamente attraverso sorgenti carsiche. Da ricerche in atto, un bilancio annuo molto approssimativo, svolto sulla base di valutazioni degli afflussi meteorici, dei deflussi alle sorgenti (le principali sono una ventina, distribuite su un'area ampia) e delle temperature dell'aria, ha dato i seguenti risultati, a carattere puramente indicativo: precipitazioni = 400×10^6 m^3; evaporazione = 150×10^6 m^3; ruscellamento superficiale = 140×10^6 m^3; deflusso alle sorgenti = 110×10^6 m^3 ([1]).

Analoghi risultati si sono ottenuti da ricerche in corso di svolgimento sull'altipiano di Tonezza e Fiorentini (150 km^2 con quote tra 900 e 1600 m circa). Su 200×10^6 m^3 di afflussi meteorici medi annui, vengono a giorno attraverso un centinaio di sorgenti esaminate poco meno di 80×10^6 m^3 d'acqua; l'evapotraspirazione è valutabile pressapoco a 70×10^6 m^3 e il ruscellamento superficiale a circa 50×10^6 m^3 ([2]).

Le dorsali dei Lessini orientali, tra la valle del Leogra e la valle dell'Alpone (con quote massime sui 700-800 m) sono costituite in grande prevalenza da vulcaniti clastiche, praticamente impermeabili, soprattutto per la loro alterazione in senso argilloso; i rari e poco estesi orizzonti calcarei permeabili per fessurazione si trovano intercalati, con giaciture suborizzontali, alle formazioni eruttive poc'anzi descritte. Una situazione simile impedisce ovviamente una infiltrazione idrica profonda.

Le dorsali dei Lessini centrali ed occidentali, fino alla valle dell'Adige, risultano formate da litotipi discretamente permeabili per fratturazione. Se si considerano tuttavia le direttrici tettoniche, orientate prevalentemente da nord-est a sud-ovest e da nord a sud (direzioni non convergenti verso il distretto idrotermale euganeo-berico), la forte inclinazione dei versanti, la capillarità del reticolo idrografico superficiale e la presenza di numerose incisioni vallive a disposizione fitta, che favoriscono il ruscellamento superficiale, appare poco probabile (indipendentemente da altri fattori di cui si dirà in seguito) che questi rilievi possano contribuire in maniera apprezzabile alla ricarica del circuito idrotermale profondo.

Dalla rassegna esposta sembra che sulla base di dati geologici ed idrogeologici si possa escludere un rapporto diretto sensibile tra i rilievi prospicienti la pianura veneta e il processo di alimentazione del sistema idrotermale profondo.

Appare invece conveniente rivolgere l'attenzione a zone montuose più interne alle Prealpi. Un'area che suscita interesse dal punto di vista della ricarica del circuito idrotermale sembra quella occupata dai massicci calcarei e dolomitici delle Piccole Dolomiti (gruppo del Pasubio, Carega, Obante, ecc.), prospicienti a nord la valle dell'Adige e a sud la regione lessinea, e che si elevano con quote piuttosto alte, tra i 1000 e i 2000 m circa.

I motivi che possono giustificare l'interesse accennato sono l'intensa fratturazione tettonica che colpisce le masse rocciose e che determina un alto grado di permeabilità fino a profondità elevate; l'ampia estensione di affioramento delle forma-

---

([1]) Dal Prà A., Radicchio E., 1973 - *Ricerche idrogeologiche sui fenomeni carsici del massiccio del Grappa*. Inedito.

([2]) Dal Prà A., Nori F., 1973 - *Studio idrogeologico sul massiccio carsico dell'Altipiano di Tonezza e Fiorentini nelle Prealpi Venete*. Inedito.

zioni fratturate; la direzione delle principali linee tettoniche (linea Adige-Schio-Vicenza) che potrebbe permettere abbondanti infiltrazioni profonde e convogliare la circolazione verso il distretto euganeo-berico.

Fig 7 - Visione invernale panoramica della dorsale Lessini-Berici-Euganei da Recoaro Mille; la possibile zona di ricarica del circuito idrotermale euganeo-berico si trova in primo piano, l'area di emergenza sullo sfondo, a circa 60 km di distanza.

Lineamenti idrogeologici dei colli Berici ed Euganei

(R. Bellati, A. Dal Prà, E. Di Lallo, R. Sedea)

I caratteri idrogeologici dei rilievi berici ed euganei sono stati valutati sulla base dell'esame della permeabilità delle varie formazioni rocciose affioranti, dedotta da considerazioni di campagna, e sulla base dei rapporti stratigrafici e della struttura tettonica dei due complessi collinari, oltre che sullo studio delle sorgenti fredde dei Colli Euganei, oggetto di un successivo capitolo, nonchè dei Colli Berici.

Come è noto, la serie stratigrafica affiorante che caratterizza i Colli Berici inizia con i calcari della Scaglia rossa e prosegue con l'esiguo orizzonte marnoso dell'Eocene inferiore e medio, cui seguono i calcari medio-eocenici; al di sopra la serie continua con alternanze di calcari e marne (Eocene superiore); al tetto si estendono i calcari, spesso massicci, dell'Oligocene. Tra i termini litologici descritti, soprattutto nell'Eocene medio, si intercalano corpi lentiformi di vulcaniti basaltiche (lave e prodotti vulcanoclastici). I pochi lembi di arenarie mioceniche non rientrano nell'area presa in considerazione per lo studio dei fenomeni idrotermali berici.

Si tratta quindi, dal punto di vista idrogeologico, di una alternanza di litotipi permeabili e impermeabili.

Tale situazione stratigrafica, assieme ad una struttura tettonica caratterizzata da giaciture suborizzontali, limita in modo determinante l'infiltrazione profonda dell'acqua di apporto meteorico, mentre provoca l'esistenza di orizzonti sorgentiferi impo-

stati alla base dei livelli rocciosi fessurati. Per esempio, la circolazione idrica entro i calcari oligocenici sommitali, intensamente carsificati e interessati da un ampio bacino di afflusso meteorico, viene interamente a giorno al contatto con le marne priaboniane, che rappresentano il livello di base del fenomeno carsico.

Un altro orizzonte sorgentifero è individuabile alla base dei calcari dell'Eocene medio, affioranti essenzialmente sui versanti orientali dei Colli Berici e poggianti sopra i sedimenti marnosi dell'Eocene inferiore e medio. Esso è più povero d'acqua, data la minore area scoperta delle rocce in parola.

Nei Colli Euganei la situazione idrogeologica si presenta ben diversa, soprattutto in relazione alla differente struttura geologica, dovuta all'esistenza di numerosi apparati eruttivi costituiti da rocce prevalentemente riolitiche e trachitiche fessurate, che attraversano l'intera serie sedimentaria, con forme e giaciture assai variabili.

Le formazioni sedimentarie sono costituite da calcari in strati sottili (Biancone e Scaglia rossa) e da marne (terziarie) più o meno argillose. Associate a queste ultime sono presenti lave e rocce vulcanoclastiche (tufi e ialoclastiti per lo più alterati) di natura basaltica.

La possibilità di una eventuale infiltrazione idrica profonda risulta collegata essenzialmente ai corpi vulcanici e subvulcanici, molti dei quali, formati da rocce discretamente fratturate e permeabili, sembrano spingersi a forti profondità (per esempio il M. Grande, il M. della Madonna, il M. Lozzo, il M. Rua, il M. Cero, ecc.).

La coltre sedimentaria probabilmente non assume importanza ai fini di una penetrazione idrica profonda. Infatti marne e vulcaniti basaltiche terziarie, generalmente ricoperte da una spessa coltre di alterazione argillosa, si comportano come termini impermeabili. Inoltre i calcari della Scaglia rossa, permeabili per fessurazione e ampiamente affioranti nel rilievo euganeo, giacciono sopra il livello argilloso impermeabile del Cenomaniano, che impedisce un approfondimento della circolazione idrica ad eccezione dei casi, peraltro non rari, in cui la Scaglia rossa viene a contatto diretto con corpi di rocce eruttive.

Occorre inoltre tener presente che in vaste aree anche le rocce eruttive riolitiche e trachitiche sono interessate da fenomeni di alterazione che hanno prodotto coperture di materiali argillosi, talora di alcuni metri di spessore.

Comunque, anche se esiste la possibilità di una infiltrazione idrica profonda attraverso i corpi eruttivi, sembra accertato che dal punto di vista quantitativo essa sia da valutare di entità piuttosto modesta. Lo testimoniano la limitata estensione areale delle zone di affioramento delle rocce vulcaniche permeabili per fessurazione, la morfologia particolarmente accidentata e la notevole pendenza dei versanti collinari che favoriscono il ruscellamento superficiale, il fatto che gli apparati eruttivi, eventualmente efficaci ai fini della penetrazione, formino generalmente le parti sommitali del rilievo e non zone di raccolta del drenaggio superficiale e infine le caratteristiche riscontrate nello studio delle sorgenti fredde. Tale studio, come sarà illustrato in seguito, ha messo in risalto l'esistenza di numerosissime piccole sorgenti, collegate a bacini sotterranei di assai debole profondità e di dimensioni areali molto ridotte, con portate individuali sempre di entità molto modesta.

Aspetti meteorologici del distretto euganeo-berico e della regione circostante

(A. Dal Prà)

La conoscenza dei caratteri degli afflussi meteorici della zona in esame interessa sia dal punto di vista dell'alimentazione degli acquiferi termo-minerali profondi e sia per ciò che riguarda eventuali influenze locali sul regime termico, idraulico e chimico delle sorgenti calde.

L'esame della temperatura esterna permette invece valutazioni relative al termalismo delle acque.

Lo studio è stato svolto sulla base dei dati raccolti e forniti cortesemente dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia.

Precipitazioni

La carta delle isoiete medie annue (Tav. VI), costruita con i valori del trentennio 1921-1950 e sulla quale è riportata l'ubicazione delle numerose stazioni di misura, offre un quadro sufficientemente dettagliato per valutare l'entità delle precipitazioni.

I valori medi annui sono compresi tra un minimo di poco più di 600 mm ed un massimo di oltre 2.200 mm.

Le precipitazioni di entità minore sono localizzate lungo l'estrema fascia meridionale, in destra Adige nella zona di Rovigo - Ostiglia, con piovosità inferiori ai 700 mm. Procedendo verso nord le precipitazioni aumentano progressivamente fino al piede dei rilievi montuosi (Prealpi Venete), dove si riscontrano valori attorno ai 1.200 - 1.300 mm.

Le aree montuose (Altipiani Vicentini, Piccole Dolomiti, M. Lessini) sono caratterizzate da precipitazioni abbondanti, che culminano in due zone, dove si verificano valori molto elevati: una è localizzata tra i Lessini e le Piccole Dolomiti (alte valli dell'Agno, del Chiampo e del Leogra), dove si superano anche i 2.200 mm; l'altra si trova lungo il margine meridionale dell'Altipiano dei Sette Comuni (zona di Campomezzavia, a nord-ovest di Bassano), con valori attorno ai 1.800 mm.

Per valutare la distribuzione delle precipitazioni nell'anno si sono esaminati dettagliatamente i dati relativi ad alcune stazioni, ubicate a Recoaro (nell'alta valle dell'Agno ai piedi delle Piccole Dolomiti), a Longare (M. Berici) e nell'area degli Euganei.

La stazione di Recoaro è stata scelta sulla base degli interessi offerti da questa zona nel problema riguardante la possibile area di alimentazione degli acquiferi termali.

E' qui il caso di ricordare che il territorio delle Piccole Dolomiti, nel quale è inserita la località pocanzi citata, viene considerato interessante dal punto di vista della ricarica naturale del circuito idrotermale poichè esso rappresenta la zona più vicina dotata dei requisiti necessari, individuati dalle ricerche, in termini di struttura geologica e di quota media della superficie del suolo, come verrà illustrato in seguito. Ciò non esclude che in realtà l'area di alimentazione possa essere localizzata, con indagini future, in aree più lontane.

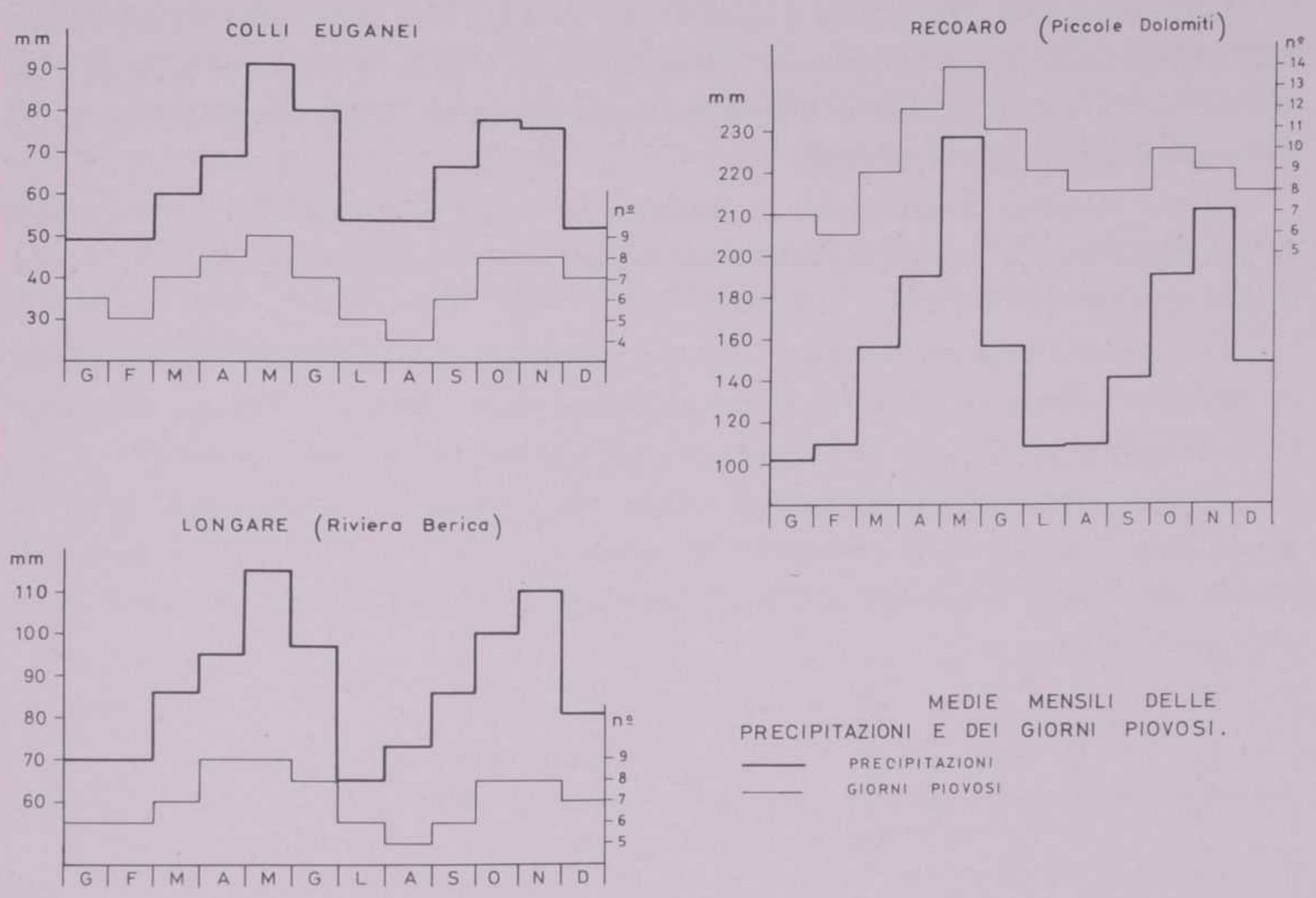


Fig. 8

A Recoaro la media annua, valutata nel trentennio 1921-1950, è di 1.856 mm, con 111 giorni piovosi. I valori estremi delle precipitazioni sono 2.511 mm nell'anno 1926 e 855 mm nell'anno 1921; i valori estremi dei giorni piovosi sono 154 nel 1937 e 71 nel 1945.

Nella Tab. I sono schematizzati i valori mensili delle precipitazioni e dei giorni piovosi, per lo stesso trentennio. Con gli stessi valori è stato costruito il diagramma della Fig. 8.

Tab. I - Valori mensili delle precipitazioni e dei giorni piovosi a Recoaro (trentennio 1921-1950)

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
PRECIPITAZIONI												
medie mensili	102	109	156	189	237	156	108	109	141	190	211	148
max mensili	319	405	434	406	530	338	297	265	305	583	487	486
	1927	1931	1937	1928	1926	1940	1932	1934	1947	1944	1931	1922
min mensili	6	0	0	21	54	60	8	26	10	0	4	2
	1923	1949	1938	1943	1922	1950	1928	1932	1929	1921	1921	1940
GIORNI PIOVOSI												
media mensile	7	6	9	12	14	11	9	8	8	10	9	8
max mensile	17	16	19	18	27	18	15	17	17	21	19	18
	1936	1947	1937	1950	1939	1940	1926	1934	1928	1940	1933	1950
min mensile	1	0	0	4	7	6	2	3	3	0	2	1
	1922	1946	1938	1927	1945	1921	1950	1922	1946	1921	1922	1940

Dall'esame della Tab. I e del diagramma di Fig. 8 si riscontra che il regime delle precipitazioni è caratterizzato da due massimi (maggio e novembre) e da due minimi (luglio-agosto e gennaio-febbraio). Un andamento simile caratterizza anche la distribuzione dei giorni piovosi.

L'area dei Colli Euganei, che ci interessa in modo particolare, è caratterizzata da precipitazioni di valore relativamente basso: risulta infatti compresa tra le isoiete medie annue 700 e 900.

Le altezze pluviometriche sono registrate in cinque stazioni di misura, delle quali quattro sono ubicate al piede del rilievo collinare (Este, Battaglia Terme, Monselice, Lozzo Atestino) ed una sul Monte Venda, nella parte più elevata dei Colli.

I valori annui delle precipitazioni relativi al trentennio (1921-1950) sono riportati nella Tab. II. Le precipitazioni relativamente più elevate si riscontrano alla stazione del Monte Venda, che dovrebbe riflettere i caratteri della maggior parte della zona collinare.

Tab. II - Precipitazioni annue sui Colli Euganei nel trentennio 1921-1950

	M. VENDA	ESTE	BATTAGLIA	MONSELICE	LOZZO
media annua	869	721	828	717	758
max annuo	1422 1937	1169 1941	1251 1937	1162 1925	1200 1941
min annuo	608 1945	455 1945	545 1942	473 1943	544 1950

La distribuzione delle precipitazioni nell'anno è valutabile dai valori riportati nella Tab. III che schematizza la media mensile alle cinque stazioni nel trentennio 1921 - 1950. Da essa si può osservare come i valori massimi si registrino in maggio, la cui media mensile è di 91 mm (per le cinque stazioni) su una media mensile globale di 65 mm. I valori minimi si riscontrano generalmente in gennaio o febbraio, con una media di 49 mm.

Tab. III - Precipitazioni medie mensili nel trentennio 1921-1950

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
Colle Venda	52	47	73	85	103	85	58	59	74	92	86	55
Lozzo	53	51	55	68	90	76	49	51	64	73	71	57
Este	46	47	53	61	83	79	57	48	63	69	66	49
Battaglia	52	54	62	67	94	84	54	59	72	88	88	53
Monselice	41	45	56	66	86	77	51	53	62	69	69	45
media	49	49	60	69	91	80	54	54	67	78	76	52

L'andamento delle precipitazioni è illustrato nel diagramma di Fig. 8, costruito con la media dei valori medi mensili delle cinque stazioni. Il regime è caratterizzato da due periodi di piovosità relativamente alta, localizzati nel mese di maggio e in ottobre-novembre, e da due periodi di scarse precipitazioni, nel periodo luglio-agosto e dicembre-gennaio-febbraio.

La media dei giorni piovosi nell'anno si aggira attorno ad 80, abbastanza ben distribuiti, come risulta dalla Tab. IV che riporta i valori medi mensili e annui per il solito trentennio.

Tab. IV - Distribuzione dei giorni piovosi sui Colli Euganei (1921-1950)

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Media annua
Colle Venda	7	6	7	9	10	8	6	5	6	8	9	7	88
Lozzo	6	5	6	8	9	7	5	4	6	7	8	7	78
Este	7	5	7	8	9	8	5	4	6	8	8	7	82
Battaglia	6	5	6	8	9	7	5	5	6	8	8	6	79
Monselice	6	6	7	9	9	7	5	4	6	7	8	6	80

Il numero più elevato dei giorni piovosi (9-10) si verifica in maggio; i valori minimi si registrano in agosto (4-5).

Lungo la fascia dei Colli Berici, dove sono ubicate le manifestazioni sorgentifere termali, non esistono stazioni pluviometriche. Dalla carta delle isoiete si può tuttavia valutare in circa 900 mm la piovosità media annua locale.

Per la distribuzione delle precipitazioni si sono analizzati i dati relativi alla stazione di Longare (vedi Tab. V), ubicata a qualche chilometro a nord-est e caratterizzata da una media annua di 1.048, con un valore massimo di 1.474 nell'anno 1973 e un valore minimo di 598 nell'anno 1921 (valori del trentennio 1921-1950).

Tab. V - Precipitazioni medie mensili e giorni piovosi a Longare (Colli Berici) (1921-1950)

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Media annua
precipitazioni medie mensili	70	70	86	95	115	97	65	73	86	100	110	81	1048
giorni piovosi	6	6	7	9	9	8	6	5	6	8	8	7	85

Dalla Tab. V e dal diagramma di Fig. 8 si constata che il regime risulta caratterizzato da due periodi con valori elevati (maggio e novembre) e due periodi con valori bassi (luglio-agosto e gennaio-febbraio) di precipitazione. Un andamento simile si riscontra anche nella distribuzione dei giorni piovosi.

A conclusione dell'esame sulle precipitazioni può interessare un'analisi delle variazioni dei valori annui. Per questo si sono considerati i dati relativi ad oltre 40 anni a partire dal 1921, registrati alle stazioni di Recoaro e di Colle Venda. Essi sono schematizzati nelle Tabb. VI e VII e nel diagramma di Fig. 9.

Tab. VI - Valori annui delle precipitazioni a Recoaro, dal 1921 al 1970

anno	mm	anno	mm	anno	mm	anno	mm	anno	mm
1921	885	1931	2051	1941	2331	1951	2818	1961	1571
1922	2225	1932	1603	1942	1539	1952	1582	1962	1641
1923	1680	1933	1645	1943	1054	1953	2189	1963	2459
1924	1774	1934	2495	1944	1655	1954	1865	1964	2073
1925	1955	1935	2325	1945	1340	1955	1437	1965	1799
1926	2511	1936	1940	1946	1611	1956	1879	1966	2005
1927	2113	1937	2499	1947	2041	1957	2167	1967	1731
1928	2374	1938	1482	1948	1777	1958	2269	1968	2192
1929	1339	1939	1923	1949	1551	1959	2814	1969	1728
1930	1908	1940	2120	1950	1874	1960	2700	1970	1914

Tab. VII - Valori annui delle precipitazioni a Colle Venda (Euganei) dal 1921 al 1962

anno	mm	anno	mm	anno	mm	anno	mm	anno	mm
1921	668	1931	708	1941	1056	1951	937	1961	739
1922	864	1932	938	1942	703	1952	621	1962	745
1923	1102	1933	736	1943	620	1953	845		
1924	1074	1934	1009	1944	794	1954	846		
1925	939	1935	801	1945	608	1955	935		
1926	922	1936	1189	1946	697	1956	940		
1927	900	1937	1422	1947	987	1957	918		
1928	929	1938	682	1948	1064	1958	877		
1929	752	1939	771	1949	770	1959	929		
1930	872	1940	799	1950	690	1960	1110		

Sono state costruite anche le medie mobili per gruppi di tre valori annui, dalle quali si è ricavato il diagramma di Fig. 9.

L'esame di tale diagramma permette di definire periodi di precipitazioni superiori od inferiori alla media annua, che potrebbero avere sensibilmente influenzato il regime degli acquiferi termali.

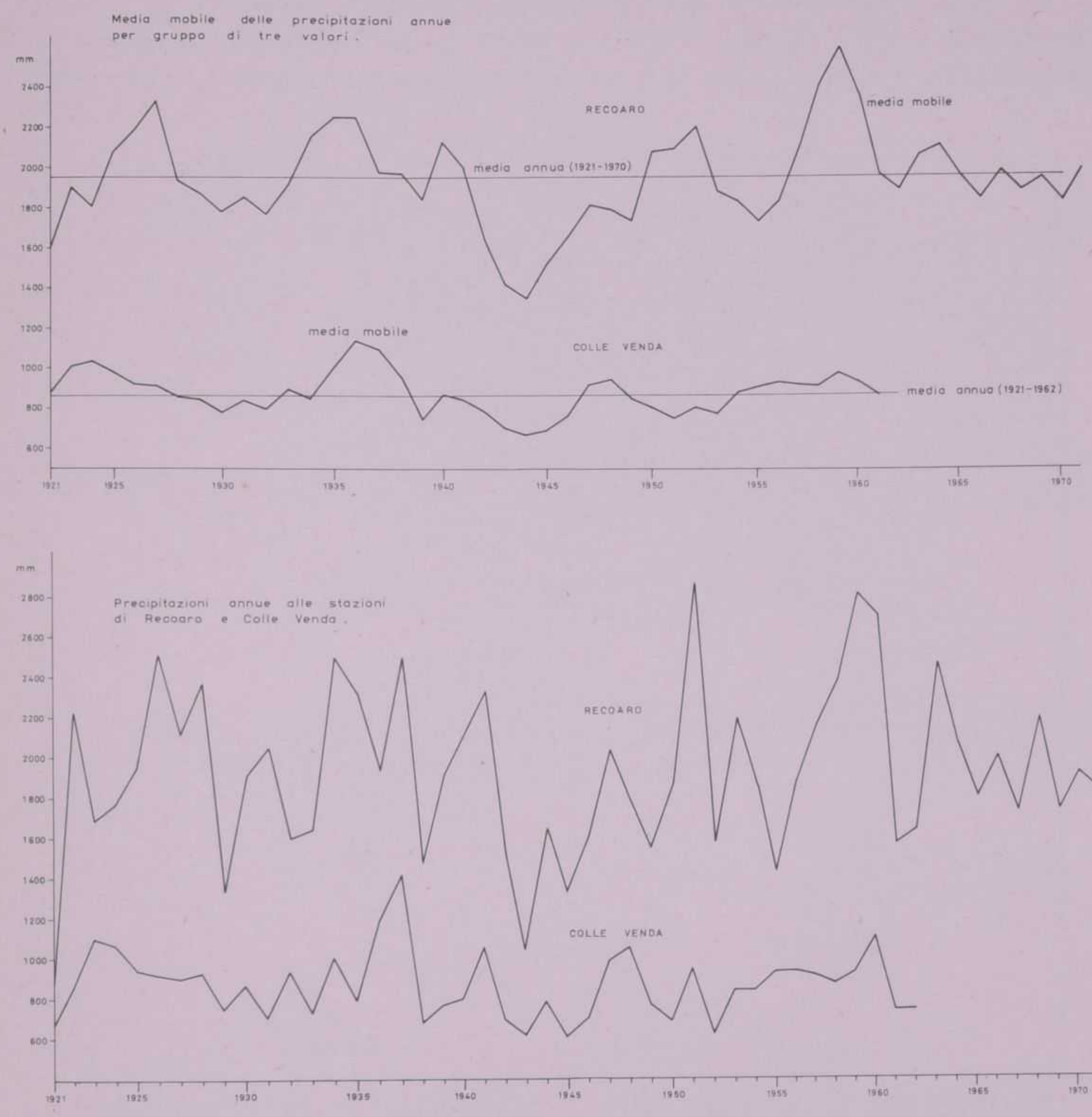


FIG. 9

Temperature esterne

Sulla base dei dati raccolti dal Magistrato alla Acque di Venezia nel trentennio 1926 - 1955 è stata costruita una carta della distribuzione areale delle temperature medie annue vere nel trentennio 1926 - 1955 (vedi Fig. 10).

Per quanto ci interessa, occorre rilevare che nelle zone delle manifestazioni sorgentifere termali, situate ai piedi dei Colli Euganei e dei Colli Berici, si riscontrano temperature medie annue vere tra i 13° e i 14° C, mentre sui Colli stessi i valori sono compresi tra 13° e 11° C.

Scendendo in dettaglio si sono esaminati i valori registrati nelle stazioni termometriche di Colle Venda e di Monselice per l'area euganea, e di Vicenza per l'area Berica.

Sul Colle Venda la media delle temperature massime giornaliere è di 13.9°; la media delle minime giornaliere 8.3°; la media tra le temperature massime e minime giornaliere risulta di 11.1°. I valori si riferiscono al trentennio 1926 - 1955.

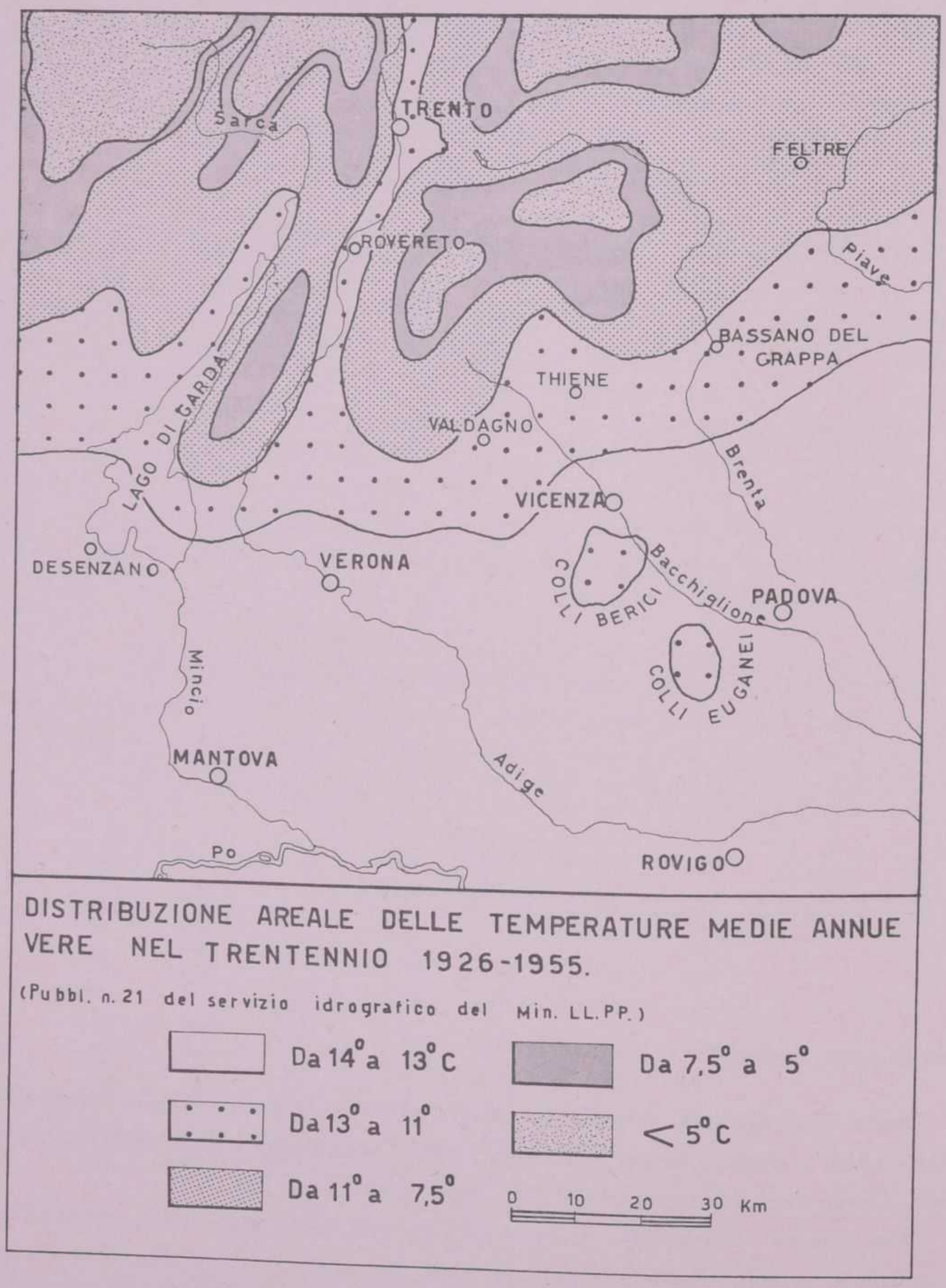
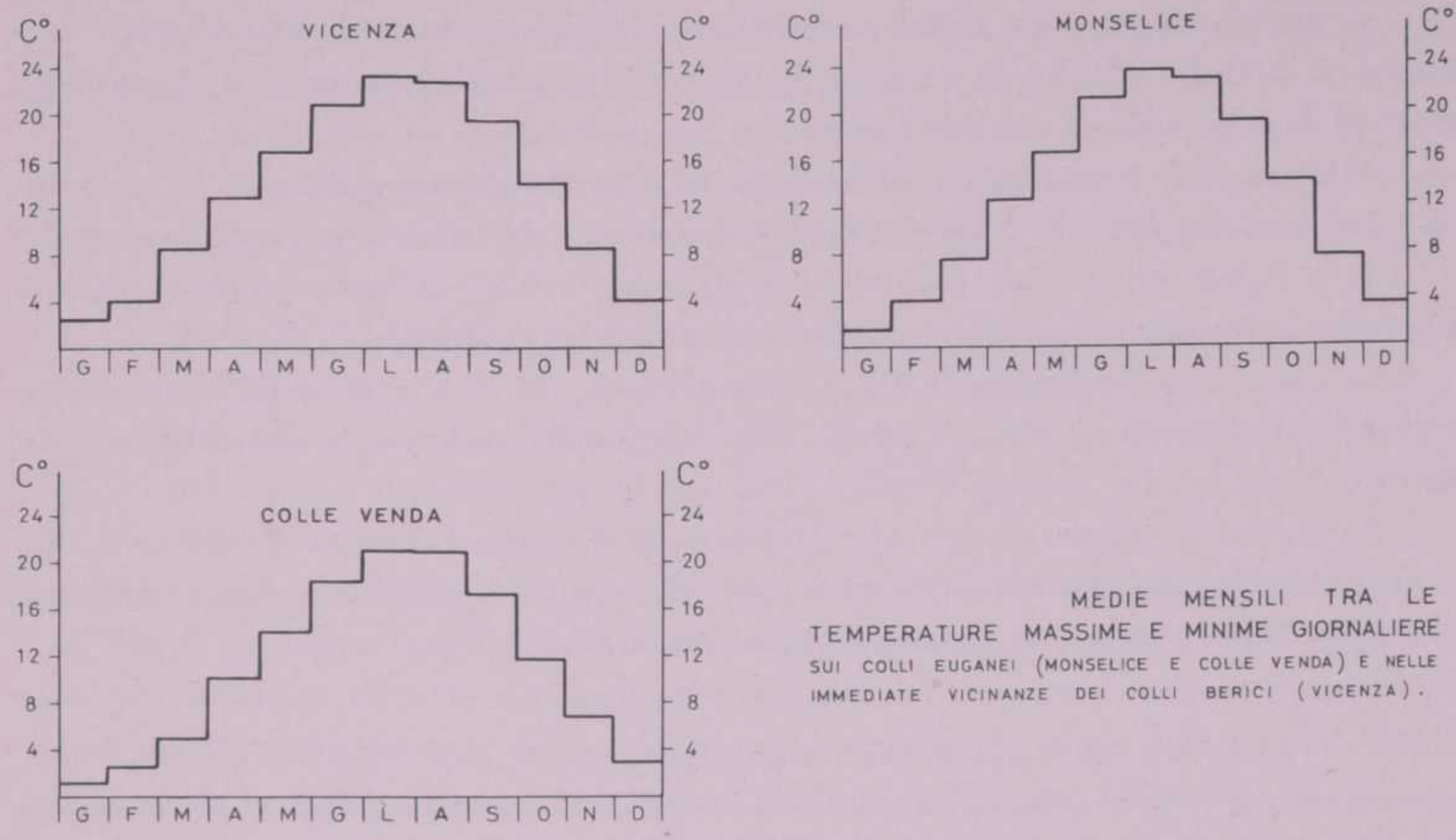


Fig. 10

A Monselice, dal 1935 - 1955, la media rispettivamente delle temperature massime e delle temperature minime giornaliere è di 17.6° e di 8.4°. Ne risulta una media generale di 13°.



MEDIE MENSILI TRA LE TEMPERATURE MASSIME E MINIME GIORNALIERE SUI COLLI EUGANEI (MONSELICE E COLLE VENDA) E NELLE IMMEDIATE VICINANZE DEI COLLI BERICI (VICENZA).

FIG. 11

La distribuzione delle temperature alle due stazioni euganee è schematizzata nelle Tabb. VIII ed IX e nel diagramma di Fig. 11.

TAB. VIII - Medie mensili della temperatura esterna a Colle Venda (1926-1955) in °C

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
media mensile temp. max giorn.	3.3	4.7	8.6	13.5	17.3	22.1	24.7	24.5	20.6	14.2	8.8	4.7
media mensile temp. min giorn.	—0.5	0.3	3.3	7.1	10.9	14.8	17.2	17.2	14.4	9.4	4.8	1.1
media mensile temp. max e min giorn.	1.4	2.5	5.9	10 3	14.1	18.4	20.9	20.8	17.5	11.8	6.8	2.9

TAB. IX - Medie mensili della temperatura esterna a Monselice (1935-1955) in °C

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
media mensile temp. max giorn.	5.1	8.2	12.2	17.5	21.7	27.2	29.5	29.0	24.6	18.3	11.4	6.6
media mensile temp. min giorn.	—1.7	0.1	3.4	7.7	11.7	15.6	18.1	17.0	14.0	9.8	4.2	0.5
media mensile temp. max e min giorn.	1.7	4.1	7.8	12.6	16.7	21.4	23.8	23.0	19.3	14.0	7.8	3.5

I valori massimi nelle medie mensili si verificano nei mesi di luglio-agosto (poco più di 20° al Colle Venda e 23-24° a Monselice); i valori minimi, di poco superiori ad 1°, nei mesi di dicembre-gennaio.

Alla stazione termometrica di Vicenza, situata nei pressi dell'area termale berica, nel periodo 1926-1955 si è valutata una media dei massimi giornalieri pari a 17.3°; la media dei minimi giornalieri è risultata di 9.3°. Il valore della media tra i massimi e i minimi giornalieri, sempre nel periodo considerato, è di 13.3°.

La Tab. X e il diagramma di Fig. 11 illustrano la distribuzione della temperatura nell'anno, riportando i valori mensili della media dei massimi e dei minimi giornalieri.

In pratica il regime termico alla stazione di Vicenza è molto simile a quello registrato nelle due stazioni precedenti: valori massimi in luglio e agosto (attorno ai 23°) e valori minimi in dicembre-gennaio-febbraio (2-4°).

Tab. X - Valori mensili della temperatura esterna a Vicenza in °C

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
media mensile temp. max giorn.	5.2	7.7	12.5	17.3	21.4	26.3	28.7	28.0	24.1	17.7	11.6	6.7
media mensile temp. min. giorn.	—0.3	0.7	4.6	8.6	12.6	16.4	18.6	18.0	15.1	10.1	5.5	1.5
media mensile tra temp. max e min giorn.	2.4	4.2	8.5	12.9	17.0	21.3	23.6	23.0	19.6	13.9	8.5	4.1

Regime termico delle sorgenti termominerali euganeo-beriche

(A. Dal Prà)

La conoscenza del regime termico delle sorgenti calde tuttora esistenti nel territorio studiato assume importanza ai fini di una migliore valutazione generale dell'idrotermalismo, soprattutto per ciò che riguarda gli eventuali rapporti esistenti tra gli afflussi locali (piogge e acque superficiali) e le acque termo-minerali di provenienza profonda.

La natura di tali rapporti viene ulteriormente analizzata dall'esame dei valori delle portate, misurate in alcune sorgenti durante fasi diverse del regime pluviometrico locale.

Infatti nello studio idrogeologico di manifestazioni sorgentifere di questo tipo i parametri che normalmente vengono considerati, oltre alle caratteristiche chimiche, sono la temperatura e la portata e, naturalmente, le loro variazioni in rapporto all'andamento delle precipitazioni nel territorio.

La variabilità considerata si riferisce al periodo delle ricerche, ossia in particolare ad un anno o poco più, con riferimenti ad un lasso di tempo di qualche anno. Tale situazione riflette l'arco di tempo degli studi di dettaglio, mentre per pe-

riodi più lunghi i dati disponibili sono troppo generici per essere utilizzati in modo significativo. Ad esempio si sa per certo dell'esistenza di sorgenti termali spontanee nella zona di Abano e di Montegrotto, estinte negli ultimi decenni; il caso più noto si riferisce alla sorgente del Montirone, una delle più conosciute dell'area aponense, attorno alla quale si sono formati depositi di travertino e che attualmente non sgorga più spontanea in superficie.

Nella carta geologica pubblicata nel 1975 il rilievo di travertino del Montirone (o Monte Irone) è riportato con un simbolo particolare, date le sue dimensioni e le sue caratteristiche, ma anche altrove vi sono tracce, documentazioni, dell'esistenza di altre sorgenti termali non più attive. Estinzioni più recenti, anche negli ultimi anni, sono avvenute a Montegrotto.

Per analizzare il regime termico delle sorgenti calde e valutare i possibili fattori che lo regolano sono state prese in considerazione 32 sorgenti, che rappresentano praticamente tutte le manifestazioni naturali del termalismo idrico esistenti attualmente nel distretto euganeo-berico. Di queste sorgenti 14 appartengono alla regione berica e 18 a quella euganea. La loro ubicazione è riportata nella Fig. 12.

Di ogni sorgente è stata misurata la temperatura ad intervalli settimanali per l'arco di 1 anno, il 1971, usando termometri al decimo di grado.

Su 21 sorgenti si è anche valutata la portata in 4 occasioni riflettenti condizioni diverse di regime (marzo, giugno, agosto e dicembre).

Infine sono stati esaminati i valori delle precipitazioni alle stazioni di misura di Este e Battaglia Terme nei colli Euganei.

Risultati delle ricerche sul regime termico delle sorgenti termali

I singoli valori termici misurati alle sorgenti sono riportati nelle Tab. XI e XII e nei diagrammi delle Tav. VIII e IX.

Durante la campagna di misurazioni si sono riscontrate temperature variabili da un massimo di 63.2°C (sorg. n. 27 a) fino a minimi appena superiori alla temperatura media annua dell'aria, che si aggira attorno ai 13 - 14°. E' quindi talora difficile distinguere le sorgenti ipotermali da quelle normali fredde.

Anche i valori della temperatura media sono risultati assai variabili tra una sorgente e l'altra (vedi Tab. XII): si passa infatti da valori superiori ai 50°C (sorg. n. 27 a, 27 b, 30 a e 30 b) fino a temperature inferiori ai 20°C.

La maggior parte delle sorgenti mostra una temperatura media inferiore ai 30°C (22 su 32). In 7 di esse si sono osservati valori termici medi superiori ai 40° e solo 4 offrono temperature medie maggiori di 50°C.

E' il caso di ricordare che questi valori sono nettamente inferiori a quelli che si misurano normalmente nelle acque termominerali erogate dai pozzi: nelle zone classiche di Abano e Montegrotto si estraggono dal sottosuolo acque con temperature che generalmente vanno da 70° ad oltre 80°; sono anche frequenti, soprattutto nella prima località, i pozzi che forniscono acque con valori termici attorno agli 85°C.

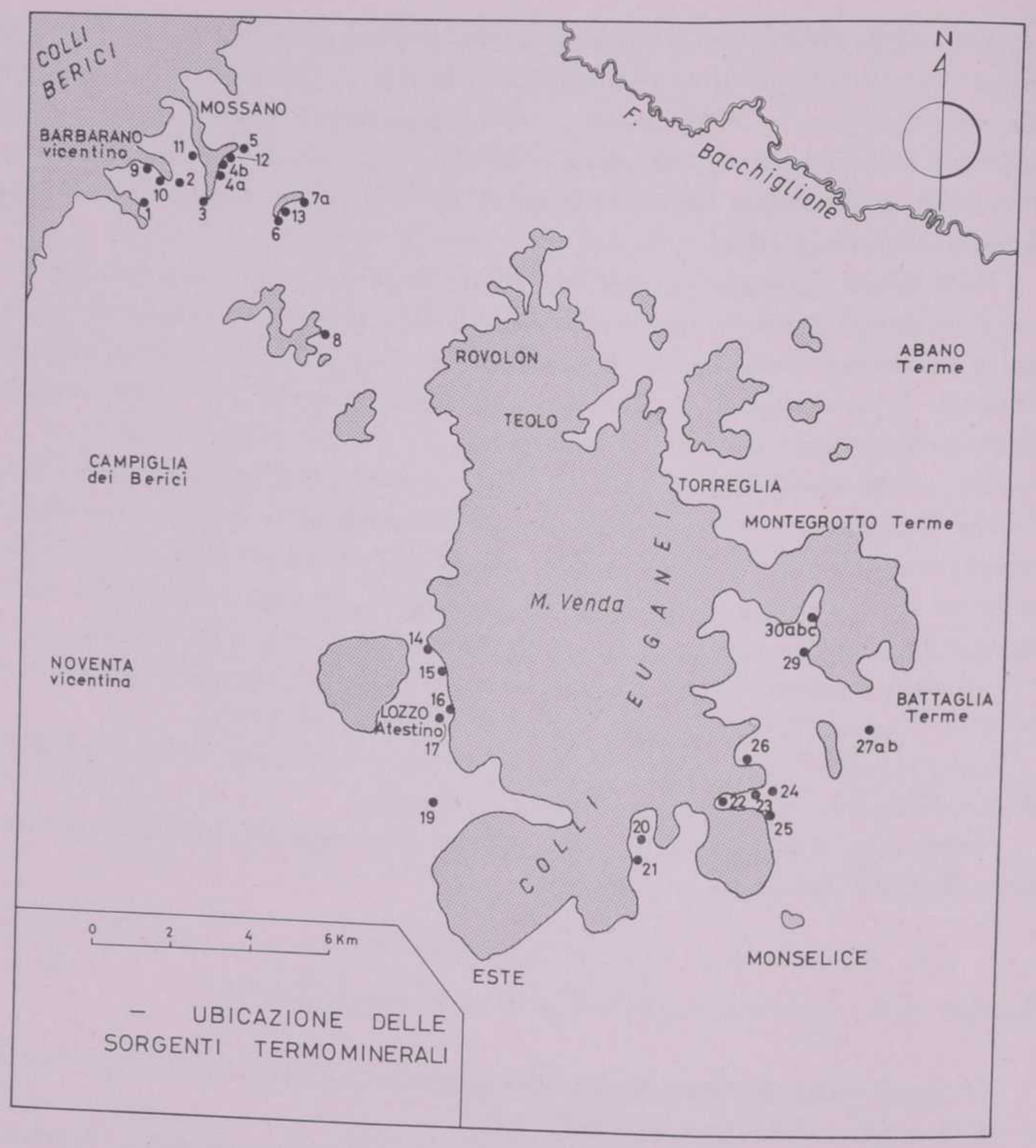


Fig. 12

Alle singole sorgenti i valori termici dell'acqua variano nel tempo talora in modo assai accentuato e talora in modo appena percettibile. La sorgente che ha registrato la maggiore oscillazione è il Fontanone di Monticello (sorg. n. 6) situata ai piedi dei Berici, con una temperatura massima di 24° e una minima di 14°.2, con rapporto tra i due valori pari a 1.69.

La sorgente più costante dal punto di vista termico si è manifestata la Bombeghe (sorg. n. 23), nel distretto euganeo, con valori estremi di 43°.3 e di 43° e un rapporto pari a 1.007.

Non si è riscontrata una relazione precisa tra valori delle oscillazioni termiche e valore della temperatura media alle singole sorgenti: infatti variazioni notevoli nel tempo si sono verificate sia in sorgenti con una temperatura media elevata (ai Bagni di S. Bartolomeo nella sorg. n. 30 b si sono misurati valori estremi di 52°.2 e di 43°.5 con un rapporto pari a 1.2; differenze notevoli si sono avute anche alla sorgente

n. 29, con temperatura media di 46°.9 ed estremi di 41°.4 e di 50°.2 e quindi un rapporto di 1.21) e sia in sorgenti con temperatura media relativamente bassa (il Fontanone nord di Monticello, la sorg. n. 13, su un valore medio di 16°.8 ha dato estremi di 19°.2 e di 14°.7 con un rapporto di 1.31).

Si può tuttavia osservare che le sorgenti ad oscillazioni maggiori risultano con temperature medie piuttosto basse (vedi Tab. XII, sorg. n. 4 a, 6, 13, 15 e 26).

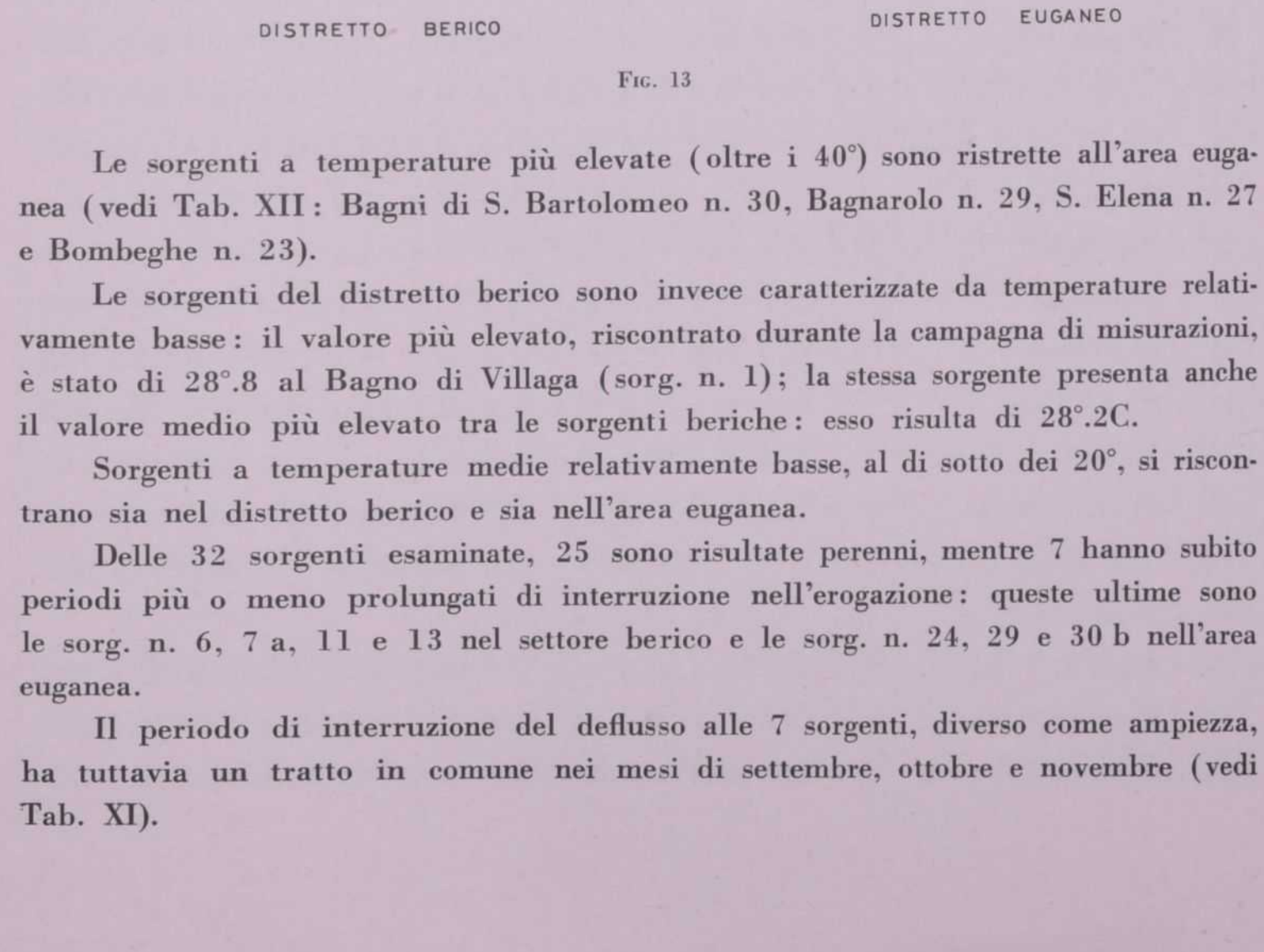


Fig. 13

Le sorgenti a temperature più elevate (oltre i 40°) sono ristrette all'area euganea (vedi Tab. XII: Bagni di S. Bartolomeo n. 30, Bagnarolo n. 29, S. Elena n. 27 e Bombeghe n. 23).

Le sorgenti del distretto berico sono invece caratterizzate da temperature relativamente basse: il valore più elevato, riscontrato durante la campagna di misurazioni, è stato di 28°.8 al Bagno di Villaga (sorg. n. 1); la stessa sorgente presenta anche il valore medio più elevato tra le sorgenti beriche: esso risulta di 28°.2C.

Sorgenti a temperature medie relativamente basse, al di sotto dei 20°, si riscontrano sia nel distretto berico e sia nell'area euganea.

Delle 32 sorgenti esaminate, 25 sono risultate perenni, mentre 7 hanno subito periodi più o meno prolungati di interruzione nell'erogazione: queste ultime sono le sorg. n. 6, 7 a, 11 e 13 nel settore berico e le sorg. n. 24, 29 e 30 b nell'area euganea.

Il periodo di interruzione del deflusso alle 7 sorgenti, diverso come ampiezza, ha tuttavia un tratto in comune nei mesi di settembre, ottobre e novembre (vedi Tab. XI).

TAB. XI - Valori di temperatura misurati alle sorgenti durante l'anno 1971

SORGENTI	18/1	26/1	28/1	4/2	11/2	18/2	22/2	1/3	8/3	15/3	22/3	29/3
1 - Bagno di Villaga	28.2	28.3	28.3	28.4	28.3	28.4	28.3	28.3	28.2	28.2	28.3	28.3
2 - Bagno di Barbarano	27.6	27.4	27.6	27.6	27.6	27.1	27.6	27.5	27.5	27.7	27.8	28.0
3 - Bogoni	25.8	25.8	25.8	25.6	25.9	25.8	25.8	25.5	25.7	25.8	25.7	25.7
4a - Franceschetto	27.4	27.9	27.8	27.8	27.4	28.0	27.8	27.7	27.3	27.8	27.8	27.5
4b - Franceschetto nord												
5 - Ponte di Mossano	23.6	23.2	23.2	23.2	23.2	23.2	22.8	24.6	24.4	24.5	24.2	24.4
6 - Fontanone di Montic.	24.8	24.9	24.6	24.8	24.8	24.7	24.6	24.6	24.4	24.5	24.4	24.4
7a - Pozzo casa Ghiotto	24.8	24.9	24.6	24.8	24.8	24.7	24.6	24.6	24.4	24.5	25.4	24.4
8 - La Boja	22.9	21.4	20.8	21.5	22.4	19.8	21.5	22.4	22.9	23.1	22.9	23.0
9 - Fontana delle Pelli	16.6	13.4	12.8	13.5	15.0	13.8	13.7	14.7	15.2	15.5	14.4	15.2
10 - Baldisserotto	20.1	19.6	19.6	19.8	19.8	19.5	19.6	19.4	19.8	19.7	19.9	19.8
11 - Pozza	18.0	17.9		17.0	17.0	17.0	17.5	17.0	17.0	17.0	17.0	17.0
12 - Pierantoni	27.0	26.7		26.2	26.0	25.6	25.9	25.9	26.0	26.1	26.3	26.4
13 - Fontanon. di M. nord	15.8	17.0	17.0	16.8	16.5	16.8	16.6	16.4	15.5	15.7	16.1	16.2
14 - Cavalcaressa nord	17.4	17.0	17.0	17.0	17.0	17.0	16.8	17.0	17.0	17.2	17.4	17.3
15 - Cavalcaressa sud	16.6	15.4	15.4	15.2	15.1	15.0	14.6	14.4	14.4	15.3	15.9	16.3
16 - Crosara nord	34.0	34.2	34.0	34.0	34.1	34.2	34.2	34.3	34.1	34.2	34.3	34.3
17 - Crosara sud	29.7	29.6	29.6	29.6	29.6	28.0	28.8	29.1	29.3	29.4	29.6	29.6
19 - T. di Val Calaona	34.5	33.8	33.8	34.4	34.8	33.8	34.9	34.4	34.3	35.2	35.2	34.8
20 - Sita (Valli di Arquà)			15.0	14.6	14.8	14.9	14.8	14.7	14.7	14.8	15.0	15.0
21 - Brusalesega				17.0	17.0	17.0	16.9	17.0	16.9	17.0	16.9	17.0
22 - Casa Spica	17.0	17.1	17.0	17.0	17.0	17.0	17.0	17.0	17.1	17.1	17.1	17.1
23 - Bombeghe		43.2	43.1	43.2	43.2	43.1	43.2	43.1	43.2	43.2	43.0	43.2
24 - Raineriana	A	17.7	17.6	17.5	17.4	17.3	17.4	17.3	17.3	17.2	17.0	16.9
25 - Monte Ricco		30.2	30.5	31.0	31.2	30.7	31.2	32.0	31.3	31.5	31.3	31.3
26 - Trieste		25.6	25.2	25.2	25.6	26.0	26.0	25.9	25.8	26.8	27.0	27.1
27a - Grotta S. Elena	57.9	57.2	58.4	57.8	59.6	59.0	59.0	58.4	58.2	58.1	58.2	58.0
27b - Sala Bibite S. Elena	50.5			51.4		52.7	53.0	51.9		49.8	50.6	50.4
29 - Bagnarolo	A	A	A	A	A	A	A					
30a - Bagni di S. Bartol.	49.0	48.2	48.2	48.2	48.2	47.9	48.7	50.8	51.0	52.4	51.7	52.3
30b - Bagni di S. Bartol.	A	49.6	48.2	A	A	50.8	50.1	43.5	45.4	48.2	50.4	49.7
30c - Bagni di S. Bartol.	48.8	48.6	48.5	48.5	48.5	48.3	48.4	48.2	48.1	48.2	48.2	48.1

segue TABELLA XI

SORGENTI	8/4	19/4	26/4	4/5	10/5	17/5	24/5	31/5	8/6	14/6	21/6	30/6
1 - Bagno di Villaga	28.4	28.4	28.5	28.5	28.8	28.8	28.8	28.5	28.6	28.6	28.6	28.6
2 - Bagno di Barbarano	28.1	28.2	28.2	28.0	28.6	28.5	28.2	27.0	28.1	28.2	28.3	27.7
3 - Bogoni	25.7	25.7	26.0	25.7	25.9	25.9	25.9	25.6	25.7	25.8	25.8	25.8
4a - Franceschetto	27.5	27.7	27.7	27.9	27.9	27.9	27.8	27.3	27.4	27.3	27.3	27.3
4b - Franceschetto nord												
5 - Ponte di Mossano	24.0	25.5	25.1	23.5	24.4	24.8	23.6	24.5	24.8	24.4	25.2	24.5
6 - Fontanone di Montic.	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
7a - Pozzo casa Ghiotto	24.2	24.5	24.4	24.4	24.3	24.5	24.4	24.3	24.3	24.5	24.6	24.2
8 - La Boja	22.3	23.3	23.0	21.2	22.1	22.8	23.1	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
9 - Fontana delle Pelli	15.4	15.6	15.2	14.6	15.3	15.7	15.6	15.6	15.7	15.9	16.0	16.0
10 - Baldisserotto	19.7	19.8	19.9	19.6	19.9	19.0		19.7	19.7	19.8	19.9	19.7
11 - Pozza	16.8	16.9	16.9	16.8	16.8	16.8	16.7	16.5	16.8	16.8	16.5	16.6
12 - Pierantoni	26.5	26.5	26.5	26.3	26.7	26.9	26.8	26.5	26.6	26.8	26.8	26.8
13 - Fontanon. di M. nord	17.0	16.2	16.3	17.1	17.1	17.2	17.0	16.6	17.4	17.0	17.1	17.4
14 - Cavalcaressa nord	17.8	17.6	18.0	17.4	17.2	17.6	17.5	17.1	17.4	17.5	17.5	17.3
15 - Cavalcaressa sud	15.6	16.3	15.7	15.0	14.6	14.6	15.0	15.5	15.8	15.7	16.0	17.0
16 - Crosara nord	34.1	34.2	34.3	34.2	34.3	34.3	34.5	34.3	34.4	34.4	34.5	34.1
17 - Crosara sud	29.7	29.7	29.8	28.9	28.9	29.3	29.5	29.2	29.4	29.2	29.3	29.5
19 - T. di Val Calaona	35.1	36.4	36.0	35.6	36.8	36.7	36.9	36.3	37.1	37.0	36.2	36.4
20 - Sita (Valli di Arquà)	15.0	15.4	15.0	15.0	15.1	15.1	14.9	15.0	14.7	14.8	15.0	14.9
21 - Brusalesega	17.0	17.1	17.0	17.0	17.0	17.2	17.1	16.9	17.0	17.0	17.0	17.0
22 - Casa Spica	17.2	17.3	17.2	17.2	17.3	17.3	17.2	17.1	17.2	17.2	17.2	17.0
23 - Bombeghe	43.1	43.3	43.3	43.3	43.3	43.3	43.3	43.2	43.1	43.2	43.2	43.2
24 - Raineriana	16.8	16.7	16.7	16.8	17.0	17.1	17.1	17.0	17.2	17.5	17.5	17.4
25 - Monte Ricco	31.6	31.4	31.4	31.3	31.7	32.0	32.0	31.2	31.7	31.6	31.8	31.6
26 - Trieste	27.0	27.2	27.7	27.7	28.4	28.4	28.2	27.2	28.6	28.6	28.7	27.2
27a - Grotta S. Elena	57.5	58.9	58.8	59.0	59.2	59.2	58.3		57.8	59.2	58.9	58.5
27b - Sala Bibite S. Elena	50.8		50.2	50.6	50.6	51.2	50.2	50.4	51.2	50.8		50.8
29 - Bagnarolo									42.4	41.4	44.0	44.6
30a - Bagni di S. Bartol.	53.0	54.0	52.4	53.7	53.8	54.3	54.6	54.0	53.6	54.1	54.4	54.4
30b - Bagni di S. Bartol.	50.3	51.2	51.6	52.0	52.2	52.2	52.4	52.1	52.0	52.3	52.2	52.0
30c - Bagni di S. Bartol.	48.2	48.4	48.4	48.3	48.3	48.5	48.5	48.3	48.3	48.2	48.2	48.1

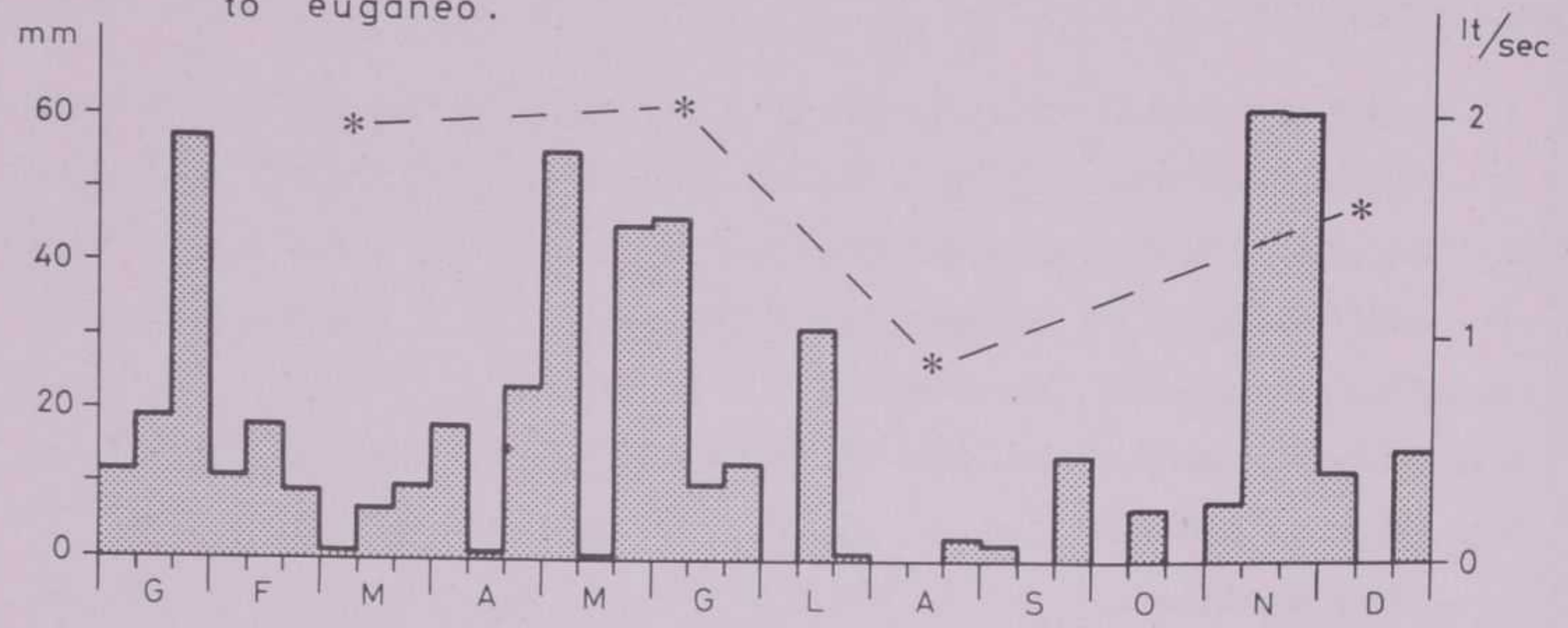
segue TABELLA XI

SORGENTI	7/7	16/7	23/7	31/7	7/8	14/8	21/8	28/8	4/9	11/9	18/9	21/9
1 - Bagno di Villaga	28.7	28.7	28.7	28.8	28.8	28.8	28.5	28.3	28.5	28.2	28.0	
2 - Bagno di Barbarano	28.5	28.3	27.7	28.0	28.0	28.4	27.9	27.8	27.7	27.8	27.8	
3 - Bogoni	25.9	25.8	25.9	26.0	26.0	26.0	25.9	25.9	26.0	25.8	25.6	
4a - Franceschetto	27.3	27.4	27.8	27.7	26.9	26.4	24.4	23.4	25.0	23.1	23.6	
4b - Franceschetto nord	18.5	18.7		18.7	19.0	19.0	19.1	19.1	19.0	19.0	18.4	
5 - Ponte di Mossano	25.4	25.4	24.9	25.2	25.2	25.0	25.2	25.7	25.6	25.6	25.6	25.6
6 - Fontanone di Montic.	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
7a - Pozzo casa Ghiotto	24.3	A	24.4	24.4	24.4	A	A	A	A	A	A	A
8 - La Boja	23.1	23.1	22.0	23.5	22.2	23.4	23.0	23.2	23.2	22.9	22.7	22.8
9 - Fontana delle Pelli	16.5	16.7	15.4	16.1	16.3	16.5	16.5	16.4	16.8	16.4	16.1	16.3
10 - Baldisserotto	19.8	19.8	19.7	19.8	20.0	19.9	19.7	19.8	19.9	19.7	19.6	
11 - Pozza	16.3	17.0	17.0	16.9	A	15.8	A	17.3	16.3	A	A	A
12 - Pierantoni	27.1	27.2	26.9	27.0	27.0	27.0	26.8	26.9	27.0	27.0	27.0	
13 - Fontanon. di M. nord	18.5	A	16.8	19.2	A	A	A	A	A	A	A	A
14 - Cavalcaressa nord	18.0	18.4	18.2	18.6	18.6	18.9	18.7	18.7	18.2	17.9	18.0	
15 - Cavalcaressa sud	17.9	18.7	18.5	19.2	19.9	20.2	20.2	20.5	20.6	20.5	20.3	
16 - Crosara nord	34.4	34.4	34.6	34.5	34.6	34.6	34.3	34.2	34.2	34.0	33.8	
17 - Crosara sud	29.6	29.6	29.8	29.7	29.7	29.7	29.4	29.4	29.4	29.3	29.2	
19 - T. di Val Calaona	36.2	37.4	37.0	37.0	36.7	36.9	36.4	36.2	35.6	34.8	34.0	
20 - Sita (Valli di Arquà)	14.9	14.9	14.9	15.1	15.2	15.1	14.9	14.9	14.8	14.8	14.8	14.9
21 - Brusalesega	17.1	17.1	17.1	17.0	17.1	17.0	16.8	16.9	16.8	16.8	16.8	
22 - Casa Spica	17.1	17.2	17.0	17.3	17.2	17.2	17.1	17.0	16.8	16.9	16.8	16.9
23 - Bombeghe	43.2	43.2	43.1	43.2	43.2	43.2	43.2	43.2	43.2	43.2	43.1	43.0
24 - Raineriana	17.5	17.8	17.9	18.3	18.8	A	19.4	19.3	A	A	A	A
25 - Monte Ricco	31.9	32.0	31.7	31.8	31.8	31.8	31.5	31.3	31.3	31.2	31.1	31.4
26 - Trieste	30.0	30.4	29.6	30.3	29.7	29.8	29.6	29.0	27.0	28.3	27.4	27.7
27a - Grotta S. Elena	59.6	59.7	61.6	62.6	62.7	63.2	61.8	59.9	59.7	58.2	61.2	60.0
27b - Sala Bibite S. Elena	50.8	52.0	52.0	52.0	51.6	50.4	52.0	51.9	51.9	51.1	49.5	48.9
29 - Bagnarolo	45.7	48.1	47.0	49.2	50.0	50.1	48.8	47.5	50.2			
30a - Bagni di S. Bartol.	54.8	54.8	54.6	55.0	55.0	55.0	55.0	54.6	54.2	53.7	54.2	53.2
30b - Bagni di S. Bartol.	51.9	52.3		A	A	A	A	A	A	A	A	A
30c - Bagni di S. Bartol.	48.6	48.7	48.9	49.2	49.4	49.3	49.4	49.3	49.2	49.2	49.2	49.2

segue TABELLA XI

SORGENTI	30/9	7/10	17/10	26/10	2/11	11/11	18/11	25/11	1/12	9/12	17/12	24/12
1 - Bagno di Villaga	28.0	28.0	27.9	27.9	26.8	26.8	25.9	27.2	27.5	27.0	26.8	27.0
2 - Bagno di Barbarano	27.9	28.0	27.8	27.4	27.3	27.0	27.2	27.2	26.8	27.0	26.6	26.8
3 - Bogoni	25.7	25.7	25.6	25.6	25.5	25.6	25.5	25.6	25.6	25.6	25.6	25.5
4a - Franceschetto	24.6	23.0	22.0	21.8	20.8	21.8	22.6	25.4	26.3	25.6	24.7	25.4
4b - Franceschetto nord	18.3	18.0	17.5	17.3	16.8	17.2	17.2		17.2		16.8	16.6
5 - Ponte di Mossano	25.6	25.9	25.5	25.6	25.5	25.2	25.2	25.0	23.1	24.3	24.4	24.8
6 - Fontanone di Montic.	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
7a - Pozzo casa Ghiotto	A	A	A	A	A	A	A	A	23.9	A	A	A
8 - La Boja	22.9	22.8	22.6	22.5	22.4	22.6	22.4	22.2	20.2	22.0	22.0	22.1
9 - Fontana delle Pelli	16.5	16.6	16.5	16.4	16.5	16.4	16.2	15.5	15.4	15.4	15.6	15.7
10 - Baldisserotto	19.9	19.8	19.8	19.6	19.6	19.6	19.6	19.6	19.5	19.6	19.5	19.5
11 - Pozza	A	A	A	A	A	A	A	16.0	16.8	17.0	17.0	16.7
12 - Pierantoni	27.2	27.2	27.1	27.1	27.0	27.0	27.0	26.9	26.6	26.6	26.4	26.3
13 - Fontanon. di M. nord	A	A	A	A	A	A	A	A	16.8	14.7	A	A
14 - Cavalcaressa nord	18.0	17.9	17.9	17.5	17.4	17.2	17.3	17.2	17.0	16.8	16.7	16.9
15 - Cavalcaressa sud	20.9	20.5	20.6	20.8	20.8	20.8	20.7	17.9	17.4	17.1	17.1	17.9
16 - Crosara nord	33.7	33.6	33.5	33.5	33.2	33.4	33.4	33.0	33.8	33.4	33.1	32.9
17 - Crosara sud	29.3	29.3	29.2	29.2	29.1	29.1	29.1	29.0	29.1	29.1	29.0	29.2
19 - T. di Val Calaona	34.6	34.0	33.7	33.8	33.7		33.4	31.8	30.8	30.6	32.3	32.7
20 - Sita (Valli di Arquà)	14.9	14.9	14.9	14.9	14.9	14.9	14.9	14.8	14.7	14.8	14.8	14.8
21 - Brusalesega	16.8	16.8	16.8	16.7	16.7	16.7	16.7		16.7	16.7	16.7	16.7
22 - Casa Spica	16.8	16.8	16.7	16.6	16.6	16.6	16.6	16.6	16.6	16.5	16.4	16.5
23 - Bombeghe	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0	43.0
24 - Raineriana	A	A	A	A	A	A	A	19.2	18.9	18.4	18.2	18.0
25 - Monte Ricco	31.3	31.2	31.0	31.0	31.2	30.6	30.6	30.5	29.6	30.3	30.4	30.6
26 - Trieste	28.0	27.2	26.6	26.5	26.0	25.4	25.0	25.0	25.0	23.3	24.3	24.8
27a - Grotta S. Elena	58.7	58.5	58.1	58.6	56.2	58.3	56.3		57.9			
27b - Sala Bibite S. Elena	49.4	48.6	47.6	48.2	47.2	48.6	46.9		44.4			
29 - Bagnarolo	48.4											
30a - Bagni di S. Bartol.	54.2	53.7	53.3	54.0	53.9	54.0	53.4	51.2	49.4	51.5	50.8	52.3
30b - Bagni di S. Bartol.	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
30c - Bagni di S. Bartol.	49.4	49.3	49.1	49.0	48.9	48.9	48.9	49.0	48.4	48.1	48.1	48.1

Valori decadici delle precipitazioni alle stazioni di Este e Battaglia Terme (1971) e valore medio delle portate alle sorgenti termo-minerali del distretto euganeo.



Valori mensili delle precipitazioni alle stazioni di Este e Battaglia Terme (1971) e valore medio della portata alle sorgenti termo-minerali del distretto euganeo.

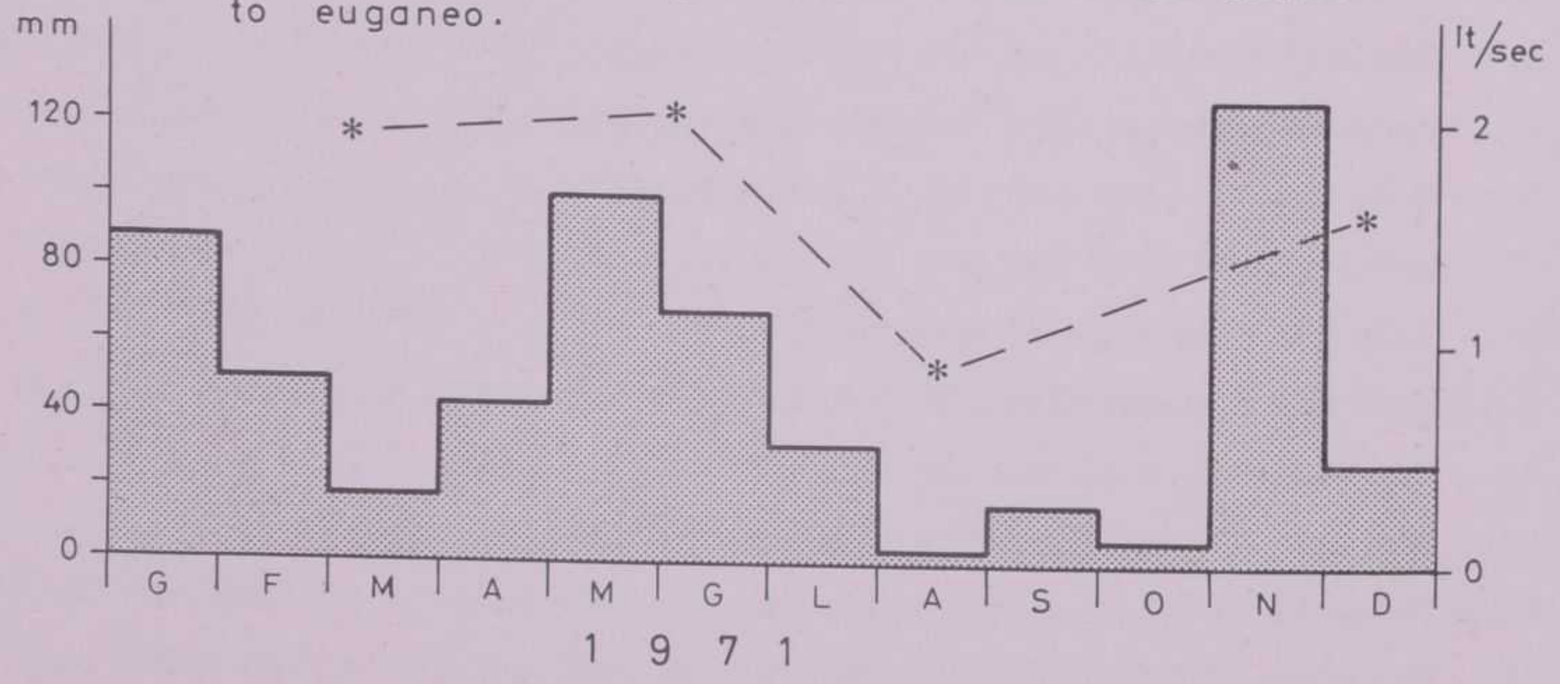


Fig. 14

Sia dalle misurazioni e sia dalle osservazioni effettuate nel corso dell'anno si è constatato che la portata assume valori medi molto modesti e, salvo rari casi, risulta assai variabile (vedi Tab. XIII).

Le sorgenti mostrano regimi idraulici simili: in quelle temporanee il periodo di non erogazione offre un tratto centrale in comune; in quelle perenni le variazioni di portata assumono un andamento pressochè uguale (vedi Fig. 13). Il regime è stato caratterizzato da valori molto bassi o nulli di portata nella misurazione svolta alla fine di agosto.

TAB. XII - Valori di temperatura alle sorgenti durante l'anno 1971 in °C

Sorgente n.	Temperatura massima	Temperatura minima	Temperatura media	Rapporto tra temp. max e min	Differenza tra temp. max e min
1	28.8	25.9	28.2	1.11	2.9
2	28.6	26.6	27.7	1.07	2.0
3	26.0	25.5	25.7	1.02	0.5
4 a	28.0	20.8	26.1	1.35	7.2
4 b	19.1	16.6	18.1	1.15	2.5
5	25.9	22.8	24.7	1.14	3.1
6	24.0	14.2	19.7	1.69	9.8
7 a	24.9	23.9	24.5	1.04	1.0
8	23.5	19.8	22.5	1.19	3.7
9	16.8	14.4	15.9	1.17	2.4
10	20.1	17.0	19.7	1.18	3.1
11	18.0	15.8	16.9	1.14	2.2
12	27.2	25.6	26.7	1.06	1.6
13	19.2	14.7	16.8	1.31	4.5
14	18.9	16.7	17.5	1.13	2.2
15	20.9	14.4	17.4	1.45	6.5
16	34.6	32.9	34.0	1.05	1.7
17	29.8	28.0	29.3	1.06	1.8
19	37.4	30.6	35.0	1.22	6.8
20	15.4	14.6	14.9	1.05	0.8
21	17.2	16.7	16.9	1.03	0.5
22	17.3	16.4	17.0	1.05	0.9
23	43.3	43.0	43.1	1.00	0.3
24	19.4	16.7	17.6	1.16	2.7
25	32.0	29.6	31.2	1.08	2.4
26	30.4	23.3	27.1	1.30	7.1
27 a	63.2	56.2	58.9	1.12	7.0
27 b	53.0	44.4	50.3	1.19	8.6
29	50.2	41.4	46.9	1.21	8.8
30 a	55.0	47.9	52.6	1.15	7.1
30 b	52.4	43.5	50.5	1.20	8.9
30 c	49.4	48.1	48.6	1.03	1.3

Non si è in grado, sulla base dei dati raccolti, di stabilire l'esatta relazione tra il regime termico e il regime idraulico delle sorgenti. Tuttavia sia dalle poche misure effettuate e sia dalle osservazioni qualitative svolte settimanalmente si può affermare che generalmente ad una diminuzione della portata corrisponde un aumento della temperatura dell'acqua.

Infatti, in linea generale, le temperature più elevate si sono riscontrate nei mesi di luglio, agosto, settembre e ottobre, quando le sorgenti temporanee avevano interrotto l'erogazione e quelle perenni assumevano valori di portata relativamente bassi (vedi Tab. XI, Tav. VIII e IX e Fig. 13).

Per valutare i rapporti eventualmente esistenti tra portata e temperatura delle sorgenti da una parte, e precipitazioni locali dall'altra, si sono analizzati i valori delle piogge alle stazioni di Este e Battaglia Terme, in termini di medie decadiche. I dati relativi sono riportati nella Tab. XIV e nei diagrammi di Fig. 14.

TAB. XIII - Valori di portata alle sorgenti in l/s

Sorgente n.	3	4 a	4 b	5	8	12	13	14	15	16	17	21	22	23	24	26	30 a	30 b	30 c
8-3-1971	15	4	A	3	8	4	0.03	2.5	3	1	0.5	1	2.5	3	0.3	1	1	0.03	0.7
8-6-1971	14	2	A	2.5	9	2.5	A	2.5	3	1	0.5	0.7	2.6	4	0.7	2	1	0.06	0.6
21-8-1971	9	0.2	A	1.5	8	2.3	A	0.6	0.6	0.7	0.4	0.4	1.5	2	0.03	1	0.7	A	0.6
8-12-1971	13	1	0.5	1.2	8	3.5	A	1.5	2	1	0.5	0.8	2.5	3	0.2	1.5	1	A	0.7
media	12.7	1.8	0.2	2	8	3	0.01	1.8	2.1	0.9	0.5	0.7	2.2	3	0.3	1.4	0.9	0.02	0.65

TAB. XIV - Valori decadici delle piogge ad Este e Battaglia Terme nel 1971

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1 decade	11.70	11.35	0.9	18.15	55.25	45.95	0	0.5	2.45	0	8.3	12.1
2 decade	19.35	18.35	7.2	1.1	0.40	9.8	31.4	0	0.6	6.8	59.7	0.2
3 decade	57.20	9.60	9.6	23.45	45.20	13.0	0.75	2.65	14.15	0	59.25	15.3
mensile	88.25	39.30	17.70	42.70	100.85	68.75	32.15	3.15	17.2	6.8	127.25	27.6

Si può osservare come l'annata sia stata caratterizzata da un lungo periodo di siccità, localizzato nei mesi di luglio, agosto, settembre e ottobre.

A tale intervallo di tempo corrisponde pressapoco il periodo di interruzione delle sorgenti temporanee e quello di basse portate nelle sorgenti perenni. Ad esso corrisponde pure, come già si è notato, un periodo di alte temperature.

Durante fasi piovose, come all'inizio dell'anno, in maggio-giugno e a fine d'anno, si sono riscontrati invece valori di portata elevati e generalmente anche temperature dell'acqua relativamente basse.

Infine è il caso di evidenziare due caratteristiche peculiari, comuni a tutte le sorgenti, sia del distretto euganeo e sia dell'area berica: dal punto di vista topografico le sorgenti sono sempre ubicate immediatamente a ridosso delle colline, al limite esatto tra rilievo montuoso e pianura; dal punto di vista geologico le sorgenti non sgorgano da roccia in posto ma dal detrito di falda che riveste il piede dei rilievi collinari, separando la massa rocciosa dai terreni alluvionali fini.

Evidentemente questa particolare situazione non è casuale, ma riveste un significato idrogeologico, probabilmente in relazione con il sistema di risalita dell'acqua termale dal sottosuolo profondo, almeno nell'ultimo tratto del suo percorso sotterraneo.

In un solo caso l'acqua sorgiva sgorga da fessure in roccia: si tratta di una delle sorgenti delle Terme di S. Elena a Battaglia Terme, che si trova impostata in trachite, tuttavia su un piccolissimo dosso che s'innalza solo qualche metro sopra il livello della circostante pianura.

Conclusioni sul regime termico delle sorgenti termominerali euganeo-beriche

Nell'ambito dello studio generale sul termalismo euganeo-berico l'indagine svolta sul regime termico delle sorgenti naturali e sui fattori ad esso legati ha permesso di ricavare dei risultati interessanti, che riguardano soprattutto i rapporti esistenti tra acque termo-minerali di provenienza profonda ed acque superficiali (piogge e circolazione superficiale).

Infatti la notevole diversità dei valori della temperatura media annua alle sorgenti, la variabilità spesso notevole della temperatura nel tempo riscontrata nella maggior parte dei casi, i rapporti reciproci rilevati nel corso delle indagini tra temperatura delle acque termali, portata delle sorgenti e precipitazioni piovose locali hanno evidenziato che, salvo qualche caso, le acque termo-minerali di provenienza profonda hanno la possibilità di venire a mescolarsi con acque superficiali che ne possono modificare il regime termico, il regime idraulico e quindi anche il chimismo originale.

Tale possibilità è avvalorata anche dalla particolare ubicazione delle sorgenti sia in termini geografici che geologici, descritta nel capitolo precedente.

Si rammenta infatti come esse siano ubicate di preferenza al piede di rilievi formati da rocce permeabili (spesso Scaglia rossa) e risentano, dal punto di vista delle variazioni di temperatura e di portata, dell'andamento stagionale delle precipitazioni.

Situazione geologica e idrogeologica dell'area termale euganea

(C. Binotti, R. Cataldi, E. Di Lallo, G. O. Gatto, G. Ghezzi, M. Marchetti, R. Sedea)

Per la ricostruzione ideale della profondità e della natura del substrato roccioso su cui poggiano le alluvioni quaternarie nell'area idrotermale euganea ci si è potuti avvalere dei risultati ottenuti dai numerosissimi pozzi terebrati per l'emunzione delle acque calde e delle indicazioni indirette desumibili dalle indagini geofisiche di tipo geoelettrico, gravimetrico e geomagnetico.

Dei pozzi terebrati non sempre si possono utilizzare le indicazioni stratigrafiche fornite dai sondatori, per la frequente incompletezza e più spesso per l'approssimazione o per la genericità delle indicazioni litologiche, che non consentono di riconoscere il tipo roccioso attraversato dai sondaggi. Particolarmente frequenti sono infatti i termini come « calcari », « roccia eruttiva », « roccia dura », « roccia tenera ». Le descrizioni troppo approssimative dei campioni e la loro attribuzione non alle singole progressive del sondaggio, ma ad ampi intervalli di perforazione, spesso non consentono, appunto, l'uso delle relazioni dei perforatori. Per molti pozzi tuttavia, oltre che delle indicazioni sufficienti, si dispone anche della campionatura raccolta durante lo scavo e i dati desumibili hanno un buon grado di attendibilità o sono addirittura sicuri.

I risultati delle indagini geofisiche consentono di estendere la ricostruzione delle profondità del basamento roccioso anche in zone intermedie alle perforazioni e permettono inoltre di orientare la ricostruzione di contatti per faglia, quando formazioni di proprietà diverse vengono riconosciute dalle loro caratteristiche elettriche o magnetiche differenti.

Morfologia dei rilievi sepolti

(C. Binotti, G. Ghezzi e M. Marchetti)

Sulla base dei dati disponibili è stata costruita la carta delle isopache del Quaternario e cioè della profondità del substrato roccioso: essa equivale ad una rappresentazione del rilievo prequaternario. Le profondità del substrato roccioso sono i dati più attendibili che si possiedono per ogni pozzo e per i quali le indicazioni stratigrafiche del perforatore possono essere utilizzate con notevole grado di attendibilità. La forte variazione della velocità di avanzamento che si registra durante la perforazione al passaggio fra terreni argilloso-sabbiosi, molto teneri e incoerenti, e il duro substrato calcareo o eruttivo non può infatti passare inosservata durante le operazioni di scavo dei pozzi.

Nella regione di Abano la situazione dei rilievi sepolti appare la più complessa, per lo spezzettarsi della topografia del substrato roccioso in un gran numero di piccoli rilievi separati tra loro da avallamenti ramificati e profondi, che ricordano del resto da vicino la situazione dell'attigua area collinare affiorante. Si deve ricordare infatti come nella zona attorno a Abano molti piccoli colli isolati elevantisi dalla pianura annuncino lo spezzettamento della topografia in tanti rilievi ravvicinati e distinti. Questa caratteristica è comune a tutta l'area eruttiva euganea, ma appare anche

più pronunciata in questa parte. Peraltro si deve invocare forse anche l'effetto del maggior dettaglio delle conoscenze, collegato al grande numero di pozzi perforati con stratigrafia nota (Fig. 15).

Nell'area di Montegrotto la situazione appare caratterizzata dalla presenza di una dorsale rocciosa che si prolunga ad Est del M. Castello e la cui prosecuzione più o meno frastagliata si spinge fin oltre l'abitato.

Nell'area di Battaglia infine la topografia sepolta sembra continuare quella attigua del M. Ceva, con la sola eccezione di due rilievi sepolti minori situati ad Est del M. Lispida. Qui peraltro il substrato roccioso sembra approfondirsi in maniera più ripida verso la conca di Galzignano che non nell'area di Battaglia.

In definitiva i rilievi sepolti rispecchiano la situazione topografica delle zone più vicine, spingendosi a maggior distanza dal margine attuale dei Colli nell'area di Montegrotto (Fig. 16).

La situazione morfologica va ricondotta a processi erosivi analoghi a quelli che modellano tuttora il gruppo euganeo, riferiti ad un tempo in cui il livello della pianura alluvionale era più basso di quello odierno per almeno 300 metri, od anche più.

Natura geologica del substrato roccioso prequaternario

(C. Binotti, R. Cataldi, E. Di Lallo, G. O. Gatto, G. Ghezzi, M. Marchetti, R. Sedea)

La conoscenza della natura dei livelli più elevati del substrato roccioso (ossia la carta geologica che si otterrebbe se si asportassero le alluvioni) mostra un diverso dettaglio nelle varie aree termali, collegato anche questa volta al numero di pozzi con stratigrafia nota. La situazione risulta interpretabile in maniera ragionevole se si suppone l'esistenza di un certo numero di faglie, la cui presenza pare confermata dall'interpretazione delle prospezioni geofisiche e dal confronto con la situazione geologica dei vicini Colli. Come vedremo, non basta infatti l'effetto delle intrusioni eruttive a giustificare certi bruschi contatti tra formazioni geologiche diverse e gli improvvisi salti di quota delle stesse formazioni in zone fra loro vicine, anche in direzioni differenti.

Nella costruzione della carta geologica del substrato prequaternario e dei relativi profili, sono state considerate solo le faglie principali; si può dare tuttavia per scontato che nell'area presa in esame sia presente anche un buon numero di faglie minori. Pur tenendo conto delle incertezze dei dati utilizzati, prima esposte, si può ritenere tuttavia che la carta geologica e i profili nelle linee generali esprimano in maniera sufficientemente attendibile la distribuzione dei terreni e lo stile geologico del substrato prequaternario (Tav. X).

Le formazioni rocciose riconosciute nel sottosuolo della zona termale sono le stesse che affiorano nell'area dei Colli Euganei; il sondaggio spinto ad oltre 1800 m dal piano campagna nella zona di Arquà Petrarca ha raggiunto termini più antichi e situati a maggiore profondità. Non va dimenticato inoltre che nel territorio euganeo dovrebbero essersi verificati ripetuti fenomeni di frane, ora sepolte dalle alluvioni e che hanno coinvolto le parti alte dei terreni cretacei e terziari, dato che si rinvengono spesso termini più antichi entro le serie normali più recenti (F. Proto Decima, 1966).

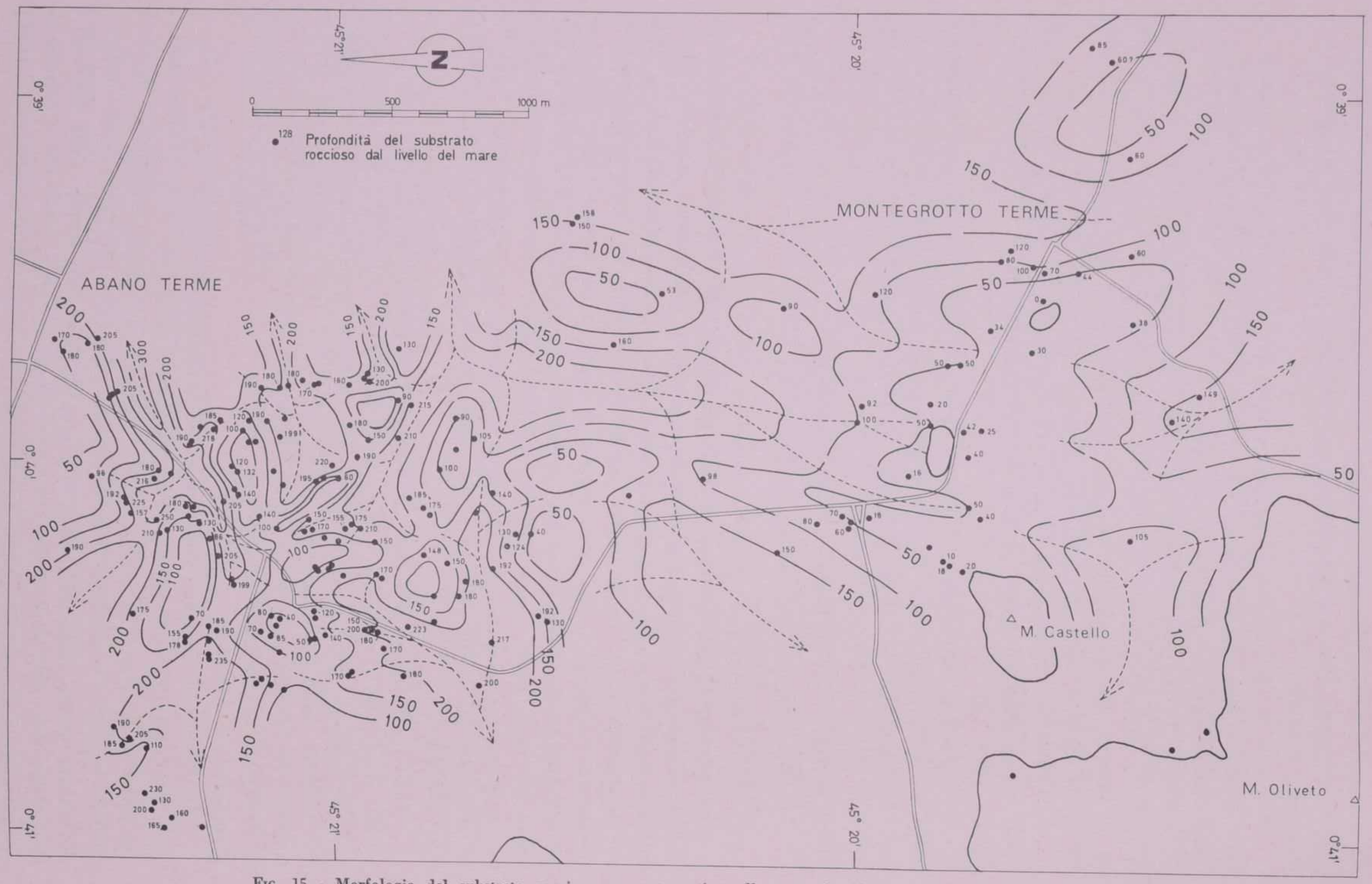


FIG. 15 - Morfologia del substrato roccioso prequaternario nella zona di Abano e di Montegrotto Terme.

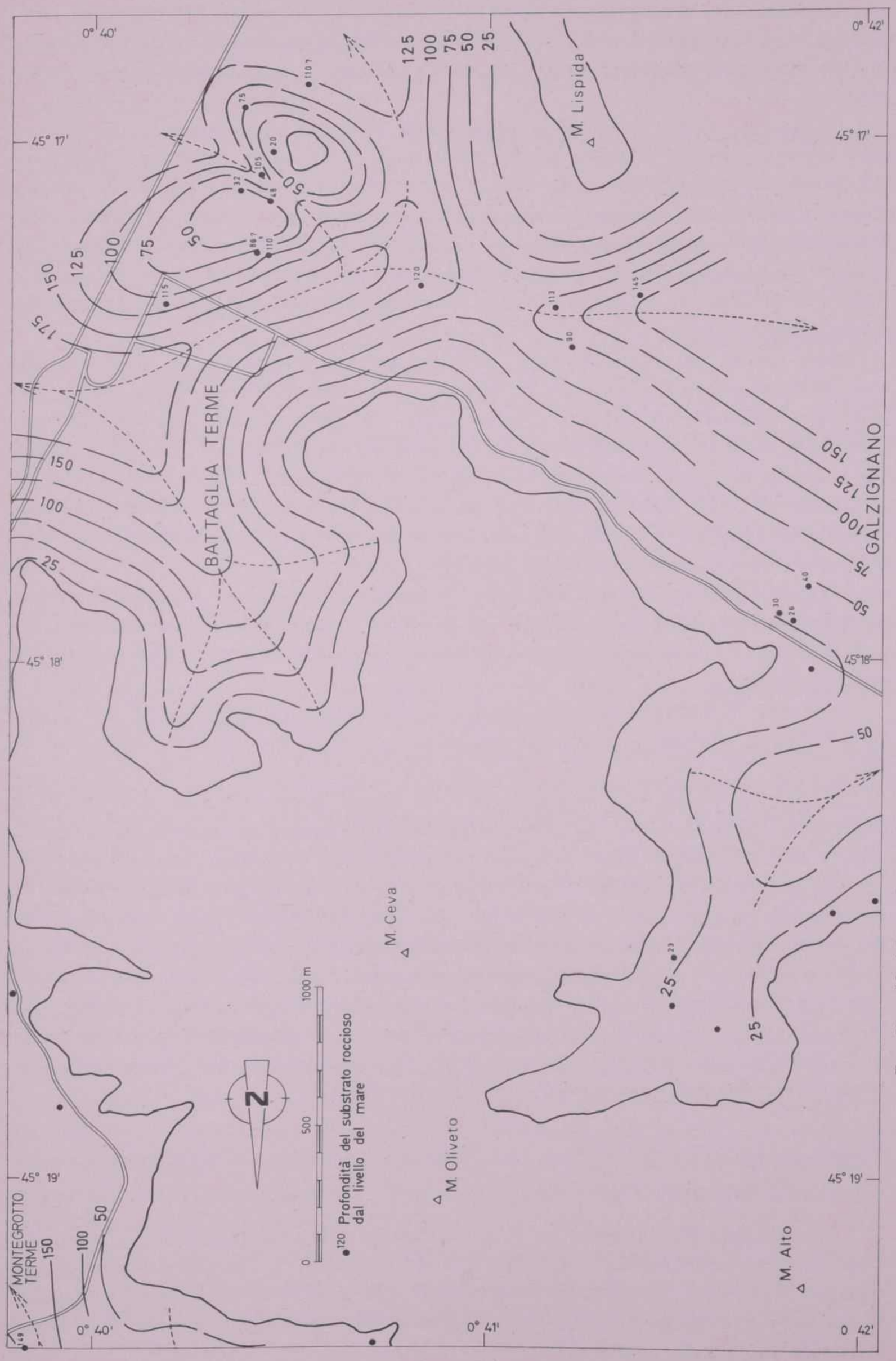


Fig. 16 - Morfologia del substrato roccioso prequaternario nella zona di Battaglia e di Galzignano.

Al di là della diretta prosecuzione dei rilievi eruttivi, al piede delle zone affioranti, si riconosce subito l'ampia diffusione della Scaglia rossa, che si estende attorno ai rilievi stessi; la situazione appare pertanto analoga a quella dell'intero gruppo collinare.

Il Biancone forma il substrato diretto delle alluvioni in alcune zone più o meno estese attorno ai rilievi vulcanici sepolti nella zona di Abano e costituisce negli altri casi il regolare imbasamento della Scaglia rossa. Tale formazione appare in diversa situazione tettonica in una parte centrale dell'area geotermale aponense e in una grande porzione dell'area di Montegrotto. In queste due zone il Biancone è infatti compreso in strette fasce limitate da faglie, fasce tra loro parallele ed orientate secondo NNE-SSW nell'area di Montegrotto, con direzione NNW-SSE nella parte centrale del campo termale di Abano.

Aree minori nel substrato delle alluvioni spettano alle marne terziarie, sia nella zona di Montegrotto, sia in quella di Abano, dove ammantano il rilievo eruttivo sepolto più orientale tra quelli ivi riconosciuti. La maggior parte del substrato roccioso della zona di Battaglia spetta invece proprio alle marne del Terziario, assieme alle vulcaniti acide che congiungono fra l'altro nel sottosuolo il rilievo del M. Lispida con quello di Villa Emo. Internandosi nella conca di Galzignano prevale di nuovo nella parte superiore del substrato roccioso la Scaglia rossa, la quale forma del resto il piccolo rilievo montuoso del M. Scaiaro.

Le faglie più importanti nella zona di Abano e Montegrotto hanno orientazioni prevalenti secondo NNE-SSW, NW-SE e ENE-WSW; quest'ultimo orientamento appare limitato alla zona aponense; una grande faglia nella zona di Montegrotto ha direzione E-W.

Nell'area di Battaglia le faglie maggiori sono orientate secondo NE-SW fino a ENE-WSW, in analogia a quelle riscontrate in superficie nel vicino gruppo del M. Ceva.

Si può concludere affermando come i tre campi geotermali in discorso ed in particolare quello di Abano presentino una situazione geologica complessa, caratterizzata da blocchi rocciosi isolati, compresi fra un reticolo di faglie. Considerando non soltanto le formazioni rocciose che costituiscono la base immediata delle alluvioni, ma anche quelle più profonde, si può tentare la ricostruzione dei rigetti delle faglie cui si è fatto cenno. Essi possono raggiungere valori rilevanti, anche sull'ordine di 250 m. A queste faglie, che complicano la situazione geologica abbassando fra l'altro a gradoni le formazioni rocciose che affiorano sui vicini Colli Euganei fino al di sotto del livello di pianura, si devono aggiungere le complicanze derivate dall'attività intrusiva subvulcanica delle rioliti, trachiti e latiti euganee. Anch'essa rispecchia ovviamente la conformazione riconoscibile nei rilievi collinari.

Inquadramento degli acquiferi euganei e berici nella situazione idrogeologica regionale

(G. Ghezzi e M. Marchetti)

Gli acquiferi del sottosuolo della zona euganea e berica, tanto per le acque termali che per quelle fredde, sono stati indicati nel testo che precede il presente paragrafo. Si ritiene comunque utile inquadrarli nella situazione idrogeologica regionale, per dare una visione più ampia e completa delle condizioni in cui si sviluppa il circuito idrotermale euganeo-berico.

Il grado di permeabilità delle diverse unità litostratigrafiche esistenti nella regione è stato indicato nei primi paragrafi del capitolo. La distribuzione areale dei vari termini si può ricavare dalla carta geologica schematica della Tav. V (si confrontino le Figg. 3, 4 e 5).

La successione degli acquiferi e acquicludi, dall'alto verso il basso, risulta essere la seguente in un ambito regionale:

a) Acquiferi quaternari. I depositi quaternari sono costituiti da alternanze di acquiferi (sabbie) e acquicludi (argille). La geometria degli acquiferi, costituiti da lenti e strati di sabbia più o meno potenti, non è conosciuta ma è sicuramente molto diversa da zona a zona.

L'alimentazione è generalmente locale, ma con apporti laterali o verticali dalle rocce serbatoio sulle quali la copertura quaternaria si appoggia.

Data la potenza e l'estensione laterale degli intervalli argillosi questo complesso può, nel suo insieme, essere considerato una formazione di copertura capace di dare origine a falde in pressione nelle rocce permeabili sulle quali si appoggia.

b) Acquiferi pliocenici. Essi sono poco noti sia dal punto di vista stratigrafico, sia da quello idrogeologico, in quanto i soli dati di cui si dispone provengono da pozzi ubicati oltre il limite dell'area in esame, sia verso Sud che verso Ovest ed Est. Le acque che si trovano negli intervalli permeabili di questi pozzi sono generalmente salate (acque di strato, più o meno mescolate con acque dolci provenienti dagli strati della soprastante serie quaternaria trasgressiva).

Gli acquiferi pliocenici non hanno alcun peso nel quadro idrogeologico della regione studiata e mancano nella zona euganeo-berica.

c) Acquifero miocenico. I terreni miocenici, noti solo nella fascia pedemontana a oriente della dorsale Lessini-Berici-Euganei, costituiscono un acquifero limitato, che non si estende fino alla zona Berici-Euganei. Strati basali, più o meno discontinui, di argille bentonitiche lo separano solo localmente dal sottostante acquifero oligocenico, con il quale è da ritenersi ampiamente comunicante, tanto da poterlo riunire in uno stesso acquifero mio-oligocenico.

L'alimentazione avviene sia per infiltrazione diretta, sia per apporti laterali degli acquiferi calcarei sui quali il Miocene si appoggia.

d) Acquifero oligocenico. La quasi totalità dei depositi oligocenici, di natura calcarenitica, costituisce un acquifero molto permeabile, la cui continuità verticale è solo localmente interrotta da qualche intercalazione marnosa.

La falda nelle aree collinari è generalmente a pelo libero, con locali zone in pressione in corrispondenza delle intercalazioni marnose più potenti ed estese. Localmente essa si estende al sottostante Eocene, dove questo è in facies calcarenitica, e, per grandi tratti, al soprastante Miocene, dove le argille bentonitiche della base di quest'ultimo vengono a mancare.

L'alimentazione avviene principalmente per infiltrazione locale. La discarica ha luogo in parte da sorgenti al contatto fra le calcareniti e le sottostanti marne, e in parte per alimentazione dei livelli sabbiosi del Quaternario nella pianura, dove quest'ultimo si appoggia sulle calcareniti oligoceniche.

L'aquifero oligocenico è limitato ai Lessini orientali ed ai Berici, per la zona collinare, e contiene una falda sospesa. Per le zone vicine di pianura può rappresentare a volte la base diretta dell'acquifero quaternario. Manca completamente nella zona euganea, dove l'Oligocene è rappresentato dalla parte sommitale della formazione marnoso-argillosa paleogenica.

e) Acquiclude dell'Eocene superiore (e medio *p. p.*). Le marne dell'Eocene superiore rappresentano l'acquiclude più importante della regione esaminata. Esso è costituito dalle « Marne di Priabona » e dai termini marnosi equivalenti dei Berici e degli Euganei; verso il basso questo tetto impermeabile poggia sui calcari dell'Eocene medio; nei Colli Euganei forma un tutto continuo con le marne dell'Eocene medio-inferiore e localmente anche con la parte sommitale, marnosa, della Scaglia rossa.

Questo acquiclude dà origine alla falda in pressione della sottostante serie carbonatica.

f) Acquifero dell'Eocene medio e inferiore. Le formazioni calcaree nummulitiche dell'Eocene medio e inferiore presentano grande analogia idrogeologica con quelle dell' Oligocene descritte poc'anzi.

Nei Berici tali calcari poggiano su un sottile banco di marne argillose, che sostiene un orizzonte sorgentifero. Negli Euganei tutto l' Eocene è invece in facies marnoso-argillosa (cronologicamente la formazione in parola arriva anzi a comprendere anche l' Oligocene basale).

g) Acquifero principale. La serie stratigrafica che comprende la Scaglia rossa, il Biancone e le formazioni giurassiche e triassiche sottostanti è costituita da rocce carbonatiche, tutte più o meno permeabili.

La permeabilità è generalmente secondaria, per fratturazione. Essa può considerarsi discreta nella « Scaglia », buona nel « Biancone » (escluse le facies eteropiche marnose) e nel Rosso ammonitico e variabile nel complesso del Dogger-Trias, dove si hanno anche alcuni orizzonti organogeni con una certa permeabilità primaria e qualche intercalazione marnosa scarsamente permeabile. La permeabilità diventa decisamente buona nella « Dolomia principale », per fratturazione, unita al carattere vacuolare della roccia, e per locali fenomeni di tipo carsico.

La continuità verticale della permeabilità di questa serie può essere interrotta, nella parte superiore, dalle intercalazioni marnose del Dogger-Trias. Si ritiene però che questi letti meno permeabili non siano mai così estesi e così potenti da non farci considerare regionalmente questo complesso come un solo acquifero, che viene qui denominato « Acquifero principale ».

L'alimentazione ha luogo per infiltrazione negli estesi affioramenti degli altipiani vicentino-trentini e dei Lessini e, in misura molto modesta, in quelli dei Berici e degli Euganei. In questi ultimi la ricarica può essere ostacolata dalla presenza di intercalazioni marnoso-argillose (Cenomaniano).

La discarica avviene in parte dalle sorgenti situate al piede dei Lessini, in parte da quelle del versante sud-orientale dei Berici e nella parte periferica degli Euganei (ivi compresi pozzi e sorgenti termali), in parte per alimentazione dei livelli per-

meabili del Quaternario lungo il margine sepolto di detti rilievi. Nelle aree di pianura, a partire dalle fasce pedemontane, la falda dell'acquifero principale — coperto da terreni impermeabili — è una falda in pressione.

Nell'insieme si può osservare che il sistema idrotermale euganeo-berico è legato esclusivamente al sopra descritto « Acquifero principale », mentre gli acquiferi dei terreni post-eocenici (tolto quello quaternario) o sono interamente mancanti (Euganei) o si presentano come acquiferi sospesi (acquifero oligocenico, nei Berici).

E' da osservare inoltre che gli acquiferi post-eocenici sono legati a rocce serbatoio a prevalente permeabilità primaria, mentre l' « acquifero principale » ha una roccia serbatoio a prevalente permeabilità secondaria (per fratturazione). Pertanto per una più esatta valutazione del grado di permeabilità della parte più elevata dell'Acquifero principale, dove essa risultava incerta e cioè per una più fondata comprensione del sistema idrogeologico termale ad esso legato, si è proceduto, a cura di P. Baldi, G. C. Ferrara, F. Massari, F. Medizza e R. Sedea ad uno studio delle permeabilità della formazione cretacea e in parte eocenica della « Scaglia rossa » nei Colli Berici ed Euganei. La scelta è caduta su una unità litostratigrafica che, per un suo contenuto marnoso, presenta caratteristiche meno favorevoli, allo scopo di potere disporre di una valutazione quantitativa per difetto rispetto alla presumibile permeabilità media dell'acquifero principale.

Per i risultati dello studio si rinvia alla parte terza della presente memoria, al paragrafo relativo. Si è potuto constatare, in definitiva, che la permeabilità della Scaglia rossa è generalmente abbastanza elevata.

Il bacino dell'acquifero principale è una grande unità idrogeologica regionale i cui limiti si estendono ben oltre quelli della zona presa in esame. Nei quadranti settentrionali il limite coincide con il contatto fra sedimentario e metamorfico, a NW del Lago di Garda, nei monti del Trentino e nella conca di Recoaro. Nei quadranti meridionali il limite rimane indefinito.

La suddivisione in bacini secondari non è praticamente possibile senza un esame ad ampio raggio che supera i limiti di questo studio. Per l'area che ci interessa si può osservare che questa suddivisione è molto evanescente, dato l' assetto strutturale tranquillo e assimilabile ad una monoclinale fagliata e più o meno debolmente ondulata. Il nucleo positivo, con affioramenti di terreni metamorfici, dell'area di Recoaro, rimane un caso isolato e non si vede ivi lo sviluppo di una dorsale che crei una separazione di una certa continuità.

Il solo motivo positivo regionale rimane quello della dorsale Lessini-Berici-Euganei e lo schema strutturale della Tav. V fa comprendere come, rispetto ad essa, le rocce del serbatoio principale si immergono verso Est ad oriente e verso Ovest ad occidente. Anche i dati gravimetrici e geofisici in generale suffragano quest'idea ; essi indicano una forte dorsale positiva, con asse diretto SE-NW, dagli Euganei ai Berici ed ai Lessini orientali.

Una debole insellatura in questa dorsale si nota in corrispondenza dei Berici.

Nella regione in cui s'inquadra l'area termale euganeo-berica si può pertanto considerare la suddivisione dell'Acquifero principale in due sub-bacini e precisamente il *Bacino Orientale*, che si estende nell'area situata ad Est della faglia Schio-Vicenza, e il *Bacino Occidentale*, esteso nell'area posta a Sud di Verona e a Ovest dei Berici e degli Euganei (Fig. 17).

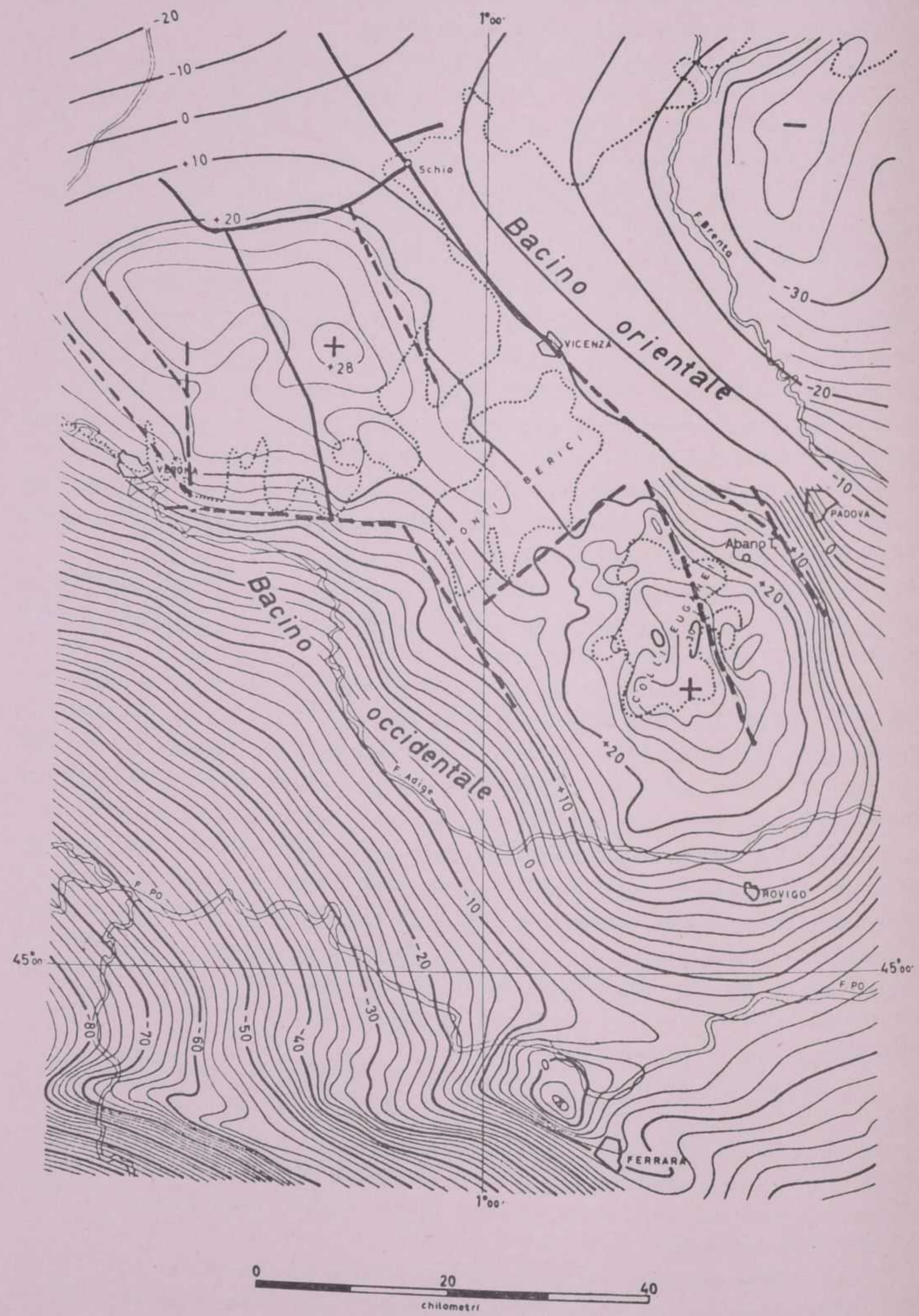


FIG. 17 - La dorsale montuosa Lessini-Berici-Euganei e la pianura circostante. Le curve sono isoanomale della gravità (in milligal) secondo AGIP MINERARIA, 1959, in Atti del Convegno sui Giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale, Acc. Naz. Lincei e E.N.I., vol. II, Roma.

Non è però facile stabilire in quale misura a questa suddivisione geometrica corrisponda anche una suddivisione idrogeologica; la cosa sarebbe possibile solo conoscendo la distribuzione delle pressioni dell' acquifero principale nella regione considerata. Si può soltanto ipotizzare che la dorsale Lessini-Berici-Euganei determini una certa separazione idrologica fra i due « bacini », sia per l'effetto delle grandi faglie NW-SE (e in particolare della faglia Schio-Vicenza) sia perchè gli affioramenti di rocce dell'acquifero principale (Scaglia rossa, Biancone e calcari sottostanti) rappresentano delle aree di ricarica e di innalzamento delle isopieze. Le possibilità di interscambi fra i due bacini rimangono comunque notevoli, specialmente in corrispondenza dell'area fra Berici e Lessini.

Nella zona euganea l' Acquifero principale si estende verso il basso fino alle arenarie permiane e al basamento cristallino, non raggiunti da perforazioni ma ipotizzabili, per motivi di geologia regionale, sui 2500-3000 m di profondità. La parte superiore dell'Acquifero principale può avere al tetto, come si disse, o le marne cenomaniane, o quelle terziarie o, per erosione, direttamente i depositi fini del Quaternario.

Considerazioni idrogeologiche sul sottosuolo della zona idrotermale euganea

(R. Cataldi, E. Di Lallo, G. O. Gatto, G. Ghezzi, M. Marchetti, R. Sedea)

Date queste premesse si può ben comprendere come la situazione idrogeologica del sottosuolo termale risulti complicata, stanti anche le complicazioni tettoniche oltre al diverso grado di permeabilità delle formazioni rocciose. Mentre infatti la Scaglia rossa, il Biancone e il Rosso ammonitico con le sottostanti formazioni calcaree giurassiche risultano permeabili in grado elevato per fessurazione e spesso per carsismo, va considerato invece altamente impermeabile il complesso delle marne terziarie. Comportamento analogo alle marne ha il modesto livello, con spessore variabile tra i 2 e i 10 metri, ma talora mancante, che separa il Biancone dalla soprastante Scaglia rossa: esso è costituito per lo più da argille, marne e talora da argilloscisti carboniosi e grafitici. A permeabilità varia risultano infine le formazioni eruttive, per lo più fittamente fessurate.

Dal punto di vista idrogeologico si può ritenere che le acque termominerali euganee raggiungano di preferenza il loro tetto nell'ambito di formazioni lapidee fortemente fessurate (come ad esempio il Biancone), o si ritrovino in seno ad importanti fratture del basamento roccioso, o infine in prossimità del contatto tra rocce litologicamente diverse.

Acque termali si possono inoltre rinvenire alla base della copertura quaternaria, al contatto con il substrato litoide, o in seno ad essa; quest'ultimo caso però, assai frequente alcuni decenni or sono, risulta attualmente molto raro e limitato a pochi vecchi pozzi in produzione. Infatti bisogna ricordare che fino al 1925 il bacino termale euganeo si presentava piuttosto ricco e le sue risorse idriche erano in generale localizzate a profondità limitate.

Lo sfruttamento intensificato soprattutto negli ultimi anni ha modificato l'idrodinamica del bacino, tanto che in questi ultimi tempi le ricerche di acque termali sono state necessariamente spinte spesso oltre i 500 metri di profondità dal piano di campagna. Le acque termalizzate, dato il loro accentuato potere ascensionale, si stabilizzano oggi nella zona termale euganea perloppiù tra 200 e 600 metri di profondità, a seconda della natura litologica e delle condizioni strutturali del sottosuolo.

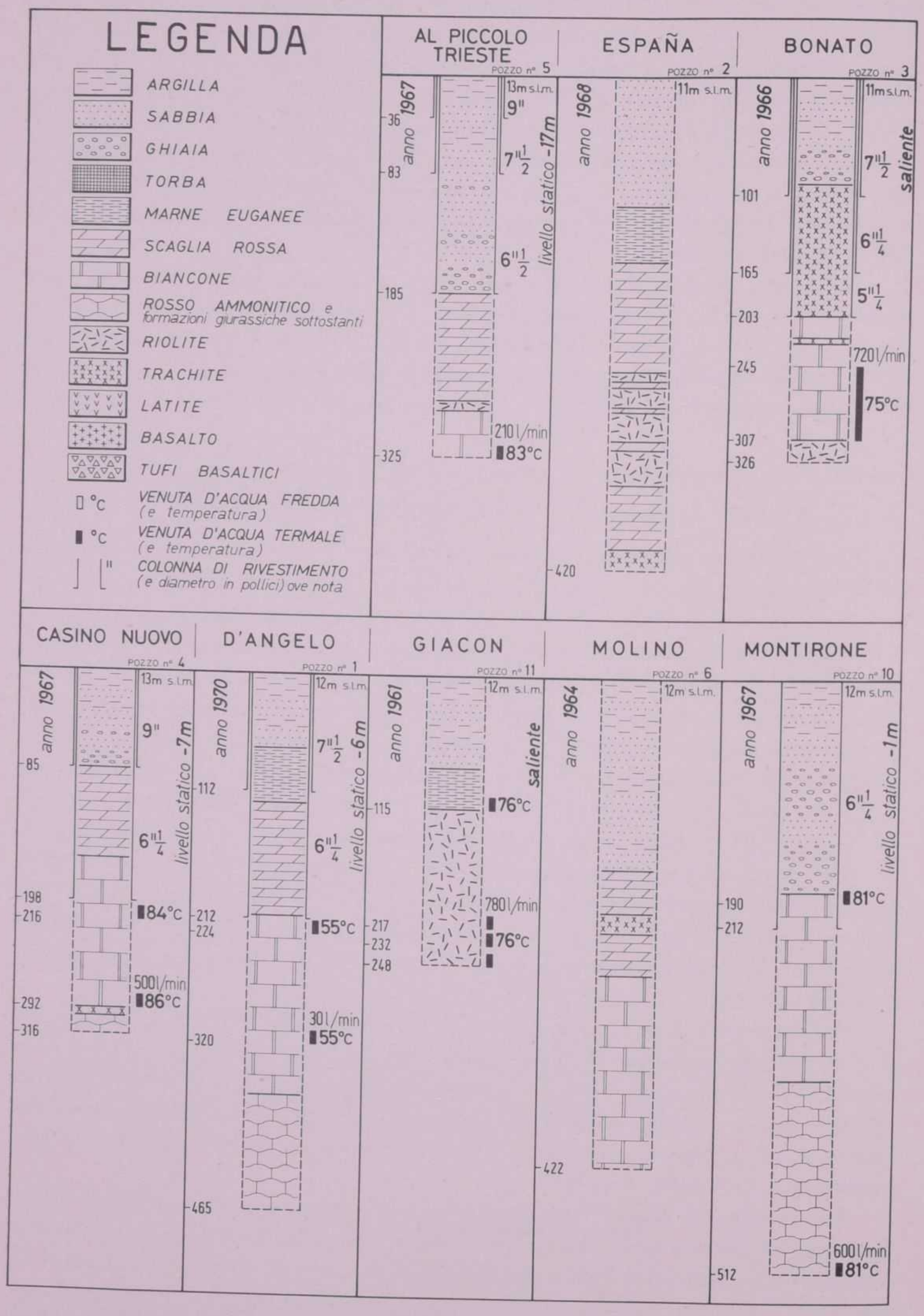


FIG. 18 - Stratigrafie di pozzi nella zona di Abano Terme.

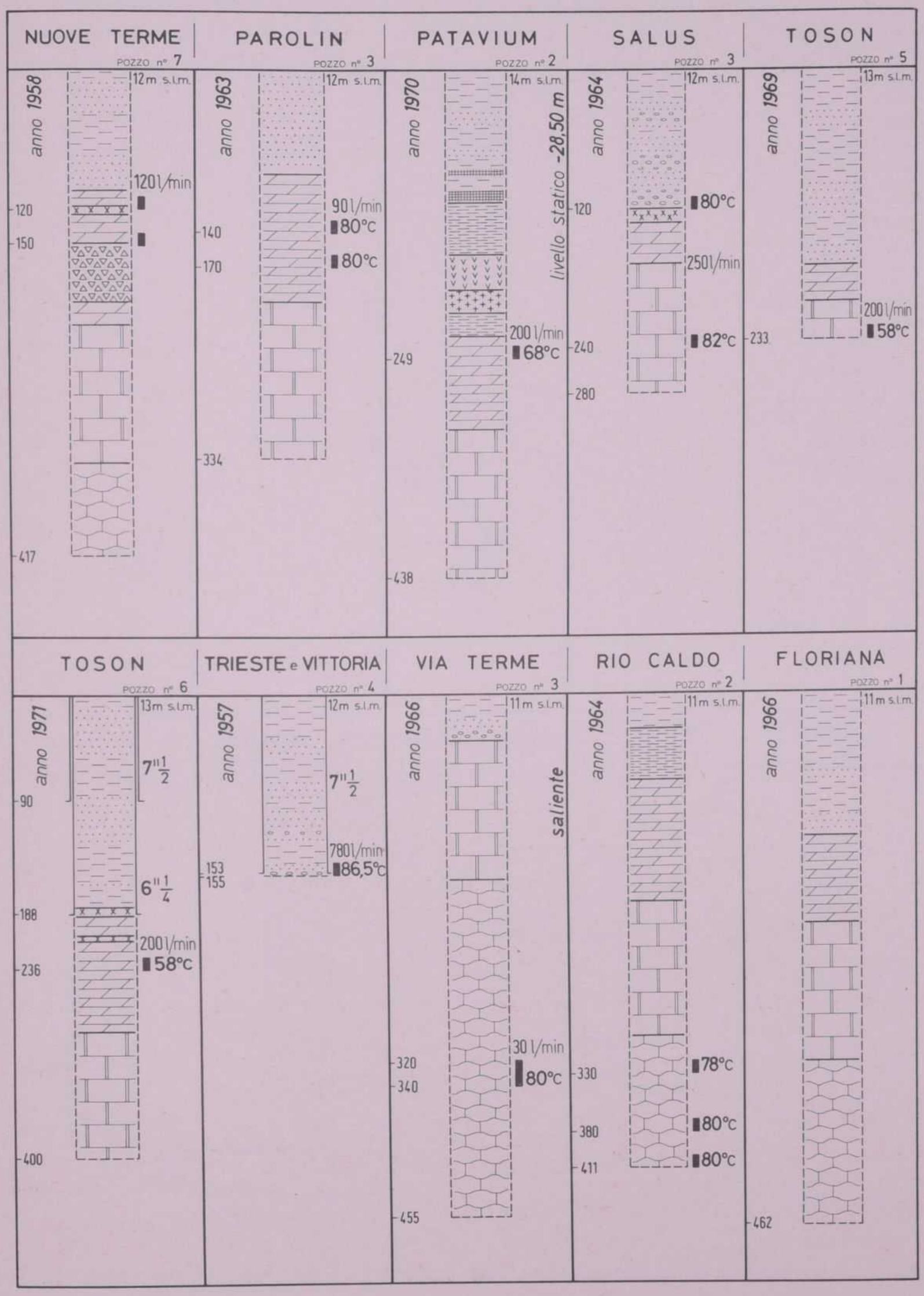


Fig. 19 - Stratigrafie di pozzi nelle zone di Abano e Montegrotto Terme.

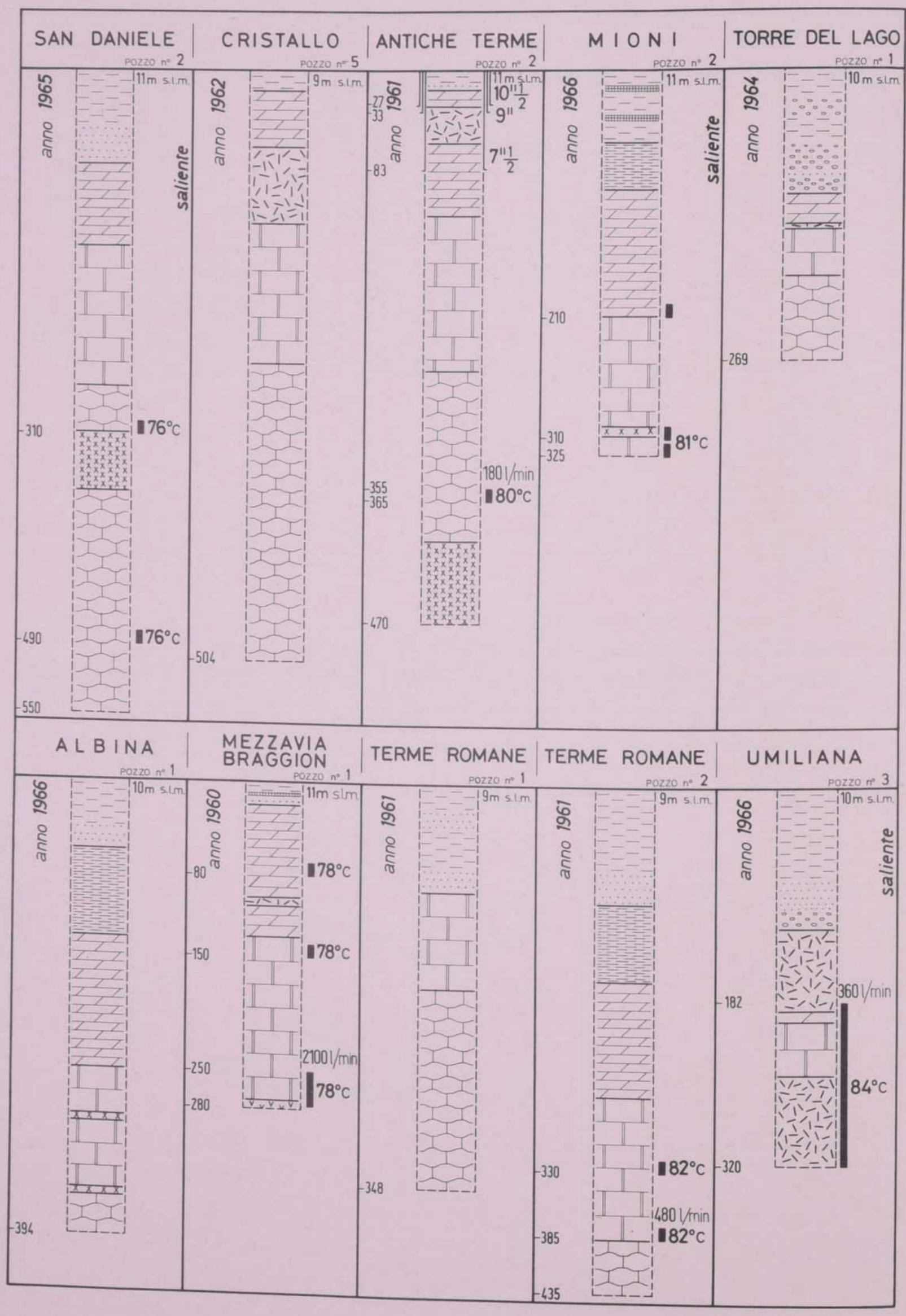


FIG. 20 - Stratigrafie di pozzi nella zona di Montegrotto Terme.

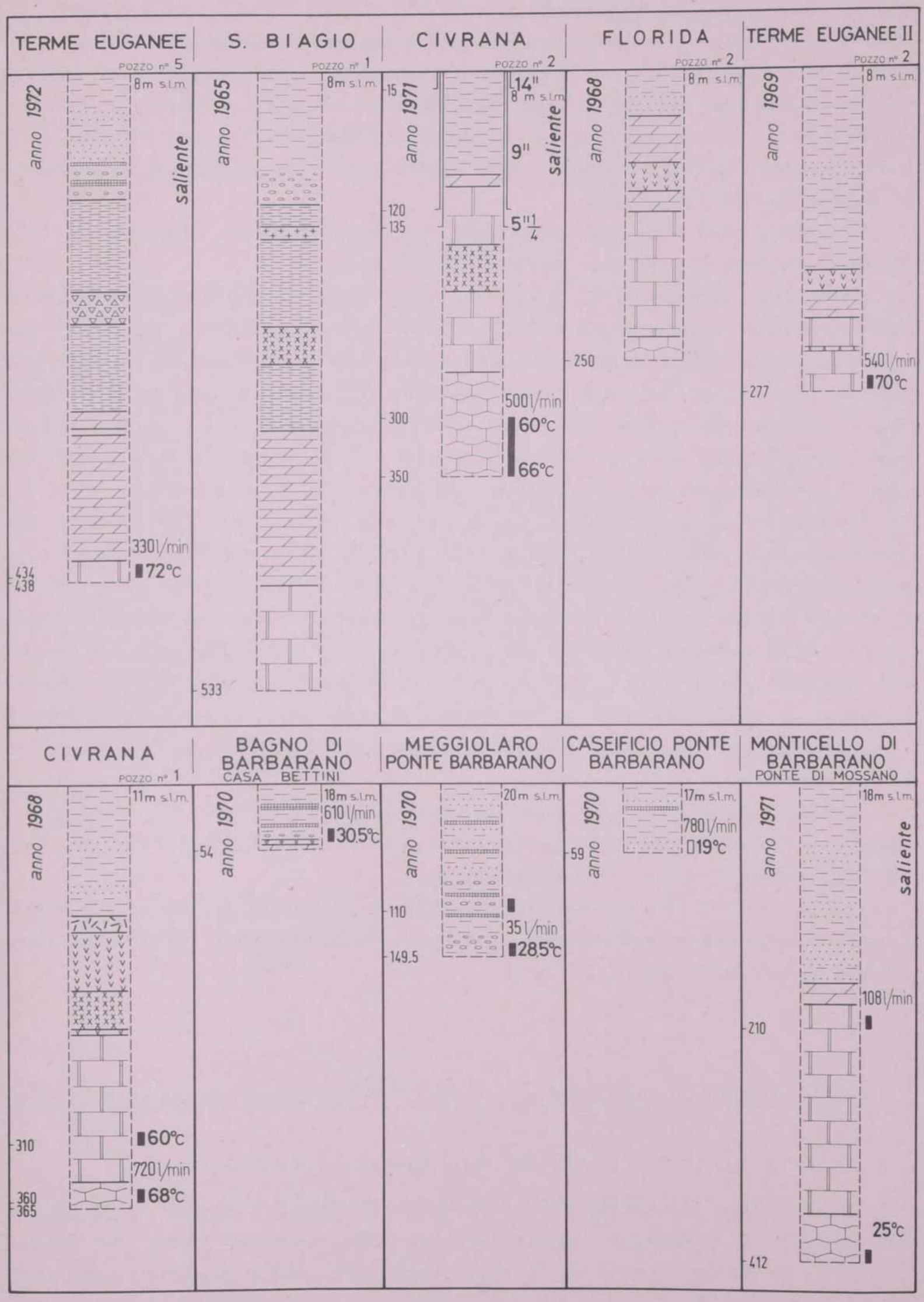


FIG. 21 - Stratigrafie di pozzi nella zona di Battaglia Terme-Galzignano e lungo la Riviera dei Berici.

La formazione del Biancone, per le sue caratteristiche fisiche (estremamente fessurato e talora incarsito), rappresenta in tutto il territorio euganeo un complesso roccioso da considerare come l'acquifero principale, limitato superiormente dalle argille e marne cenomaniane. Un altro acquifero è rappresentato dalla Scaglia rossa, quand'è separata dal Biancone mediante le argille cenomaniane e ricoperta dalle marne terziarie; altrimenti forma un solo acquifero con il sottostante Biancone. Più raro è il caso in cui il tetto impermeabile del Biancone o della Scaglia rossa è rappresentato direttamente da alluvioni fini del Quaternario.

Le acque termali si possono anche captare a volte al limite inferiore di rocce vulcaniche stratoidi che agiscano da tetto impermeabile.

Infine, per alcuni pozzi, la cattura di acque termali si è verificata con il casuale inserimento della sonda in grosse fratture beanti, aventi considerevoli capacità di trasmissione; non per nulla la maggioranza dei pozzi di elevata potenzialità sono proprio quelli che per un caso fortunato hanno incontrato tali ampie discontinuità. Si ricordano a tale proposito i pozzi delle concessioni « Menegolli » e « Giacon », attualmente in produzione, per i quali si hanno portate di pompaggio elevate (circa 800 l/min) e parallelamente un termalismo accentuato con punte di 86°-87° C.

Non si può quindi sostenere l'idea di una falda idrica continua ed unica nel substrato roccioso, come talora si sente dire, ma piuttosto quella di un complesso di orizzonti acquiferi più o meno separati tra loro, situati a quote diverse anche in zone vicine ed entro i quali la componente verticale della circolazione idrica è anche più significativa di quella orizzontale. Si deve cioè riconoscere come nei blocchi rocciosi limitati dalle faglie dei sistemi di cui si è detto e costituiti da formazioni permeabili si instauri un regime di circuiti convettivi, a termosifone, il quale è fra l'altro responsabile di un'omogeneizzazione delle temperature in senso verticale, ossia delle modeste variazioni del gradiente termico con la profondità.

Soltanto nelle alluvioni può avere sede una falda di tipo comune, a sviluppo e circolazione orizzontale; la scarsa permeabilità generale delle alluvioni rende più limitata l'importanza di questa falda idrica fredda.

Le Figg. 18, 19, 20 e 21 riportano alcune fra le stratigrafie più attendibili di pozzi terebrati nelle aree termali euganea e berica, servite anche per la ricostruzione della geologia del sottosuolo delle zone stesse.

LA ZONA TERMALE EUGANEA E LA SUA PRODUZIONE DI ACQUE CALDE

(G. Bulgarelli, G. Ghezzi, M. Marchetti, G. Schiesaro)

La produzione idrotermale della zona di Abano Terme è seguita ormai da vari anni dall' Ing. G. Schiesaro, direttore tecnico della Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Abano Terme e Teolo, ed è stata oggetto delle ricerche particolareggiate dallo studio Petrogeo di Pisa (G. Ghezzi e M. Marchetti). Essa è stata argomento anche degli studi dell' E.N.E.L. e dell' Istituto di Geologia dell' Università di Padova, assieme alla restante parte dell'area euganea ed alla zona berica.

FIG. 22 - Pozzi termali nella zona di Abano Terme-Monteortone e in una parte di quella di Montegrotto Terme.

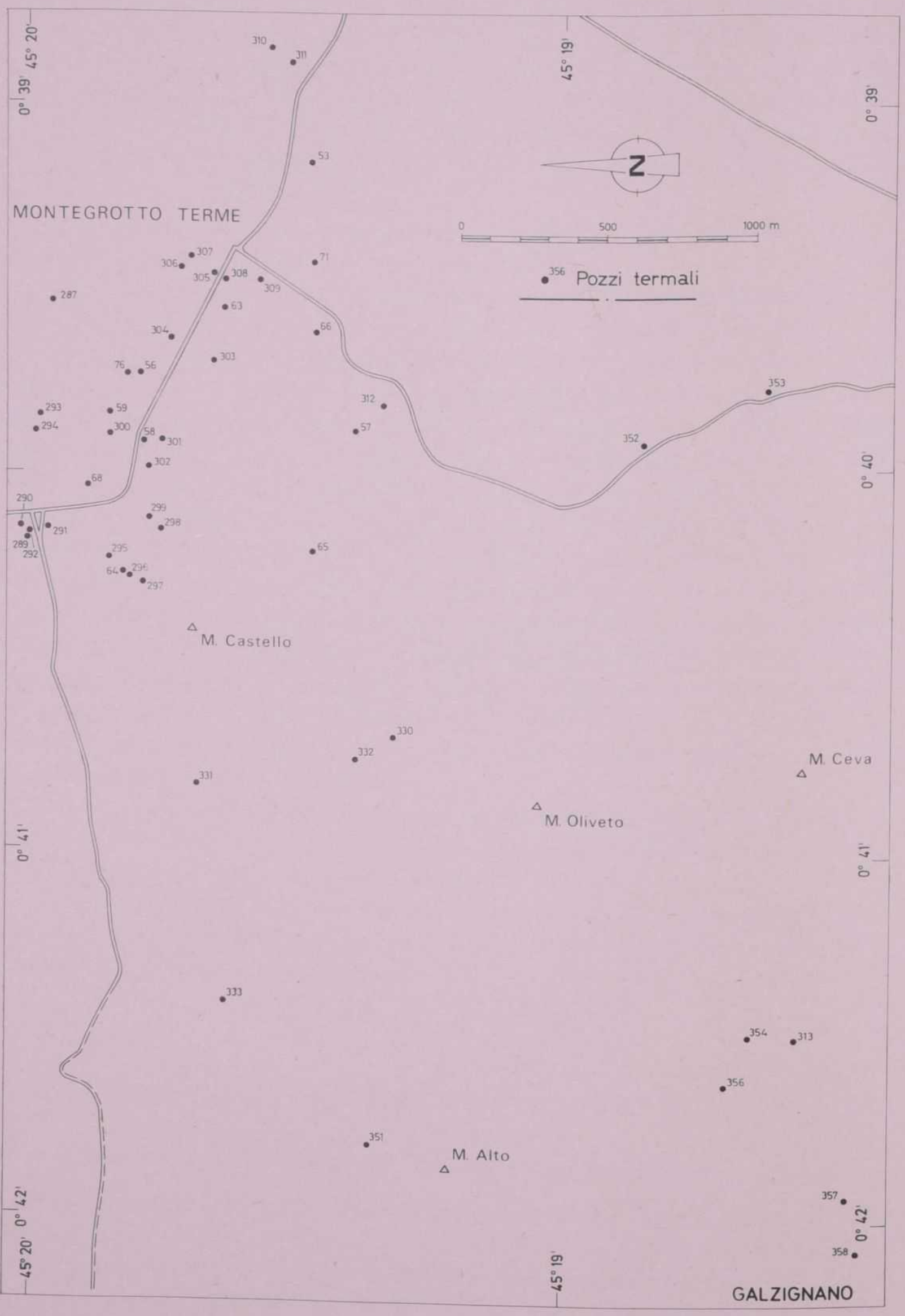


FIG. 23 - Pozzi termali nella zona di Montegrotto Terme e in una parte di quella di Galzignano.

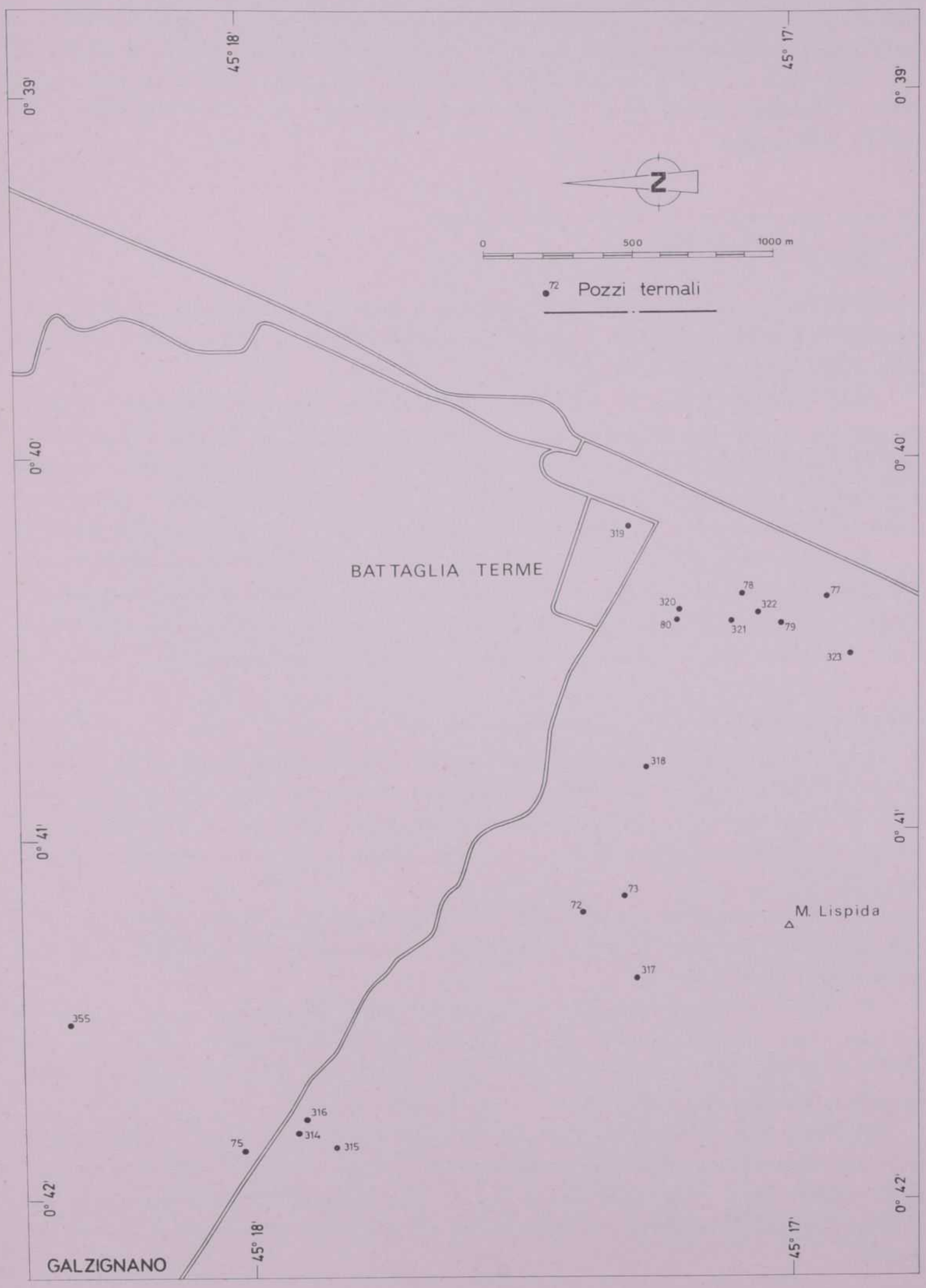


FIG. 24 - Pozzi termali nella zona di Battaglia Terme e di Galzignano.

L' Ing. G. Bulgarelli segue la produzione idrotermale per conto della Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Montegrotto Terme; egli ha illustrato anche le aree di Battaglia Terme - Galzignano e le altre zone euganee in cui si è tentata od avviata la produzione mineraria di acqua calda, nonchè le tecniche di perforazione.

Nelle Figg. 22, 23 e 24 è indicata l'ubicazione dei pozzi nell'area termale euganea; alla numerazione ivi contenuta fanno riferimento le analisi chimiche e isotopiche delle acque.

La zona termale di Abano Terme e Teolo

(G. Schiesaro)

Il bacino termale euganeo viene coltivato o sfruttando la sola sorgente di energia che presiede al termalismo attuale (pozzi zampillanti), o sollevando l'acqua termale mediante pompe sommerse.

Nella zona di Abano Terme e Teolo i pozzi sono tutti a produzione con pompa per cui si son dovuti approntare strumenti speciali per la determinazione di alcuni elementi base per la classificazione dei pozzi stessi ([1]), quali la portata specifica e la temperatura e per il tracciamento di diagrammi caratteristici come la curva di risalita delle pressioni e il diagramma termometrico lungo la colonna del pozzo.

Verranno qui presi in esame dapprima gli elementi caratteristici della produzione, ossia la portata specifica o indice di produttività medio, la temperatura dell'acqua termale e la risalita delle pressioni, per passare successivamente alla discussione sullo stato attuale del bacino e sulla sua coltivazione mineraria.

Portata specifica o « indice di produttività medio ».

Indice di produttività dei pozzi idrotermali. L'acqua termale. per arrivare alla bocca di un pozzo e in superfice, incontra resistenze, prima attraverso la roccia serbatoio e quindi lungo il pozzo; esse producono delle perdite di carico che indicheremo con P_r e P_p rispettivamente, con una resistenza totale: $R = P_r + P_p$.

Chiamando con Q la portata generica di un pozzo, essa potrà venire prodotta solo vincendo le resistenze attraverso la roccia, cioè creando alla base del pozzo una depressione uguale a P_r.

E' chiaro che la portata, presa soltanto in forma di emungimento istantaneo, può interessare solo dal punto di vista dell'acqua prodotta in quel momento, ma non può dare un'idea della potenzialità del bacino nella zona del pozzo se non viene legata alla corrispondente depressione creata a fondo pozzo.

Mediante la misurazione di due portate e dei due livelli dinamici corrispondenti, si può determinare un elemento caratteristico del pozzo che chiameremo « Indice di produttività » e che indicheremo con I_p. Esso rappresenta la portata, in litri al primo, capace di produrre una depressione a fondo pozzo di un metro di colonna d'acqua.

([1]) Nei pozzi zampillanti o artesiani tali strumenti vengono sostituiti da un manometro e da un termometro posti sulla testata della colonna di produzione.

Poichè, come abbiamo visto, la depressione a fondo pozzo rappresenta la P_r e poichè la P_p è normalmente assai piccola rispetto alla P_r, possiamo dire con sufficiente approssimazione che l'indice di produttività rappresenta la portata, in litri al primo, capace di produrre un abbassamento dell'acqua termale, nella colonna del pozzo, di un metro.

Esso è dato da:

$$I_p = \frac{\Delta Q}{\Delta H_d} = \frac{Q_1 - Q_2}{H_{d1} - H_{d2}} \ (l/min \cdot m)$$

Risulta chiaro che un pozzo ad alto indice di produttività è un pozzo che produce alti quantitativi di acqua termominerale esercitando piccole depressioni alla base del pozzo, mentre un pozzo a basso I_p esercita forti depressioni alla base del pozzo stesso e quindi forti sollecitazioni sul bacino, anche con piccole portate.

Supponiamo di avere due pozzi le cui caratteristiche emergono dagli elementi costruttivi, geologici e produttivi, e di indicare tali pozzi come prototipi « A » e « B » nel modo seguente:

— prototipo « A »: pozzo con colonna a grande diametro, completamente isolata e con ΔP tendente a zero; emungimento da fessurazioni nei calcari profondi, a diretto contatto con la zona di risalita; produzione d'acqua termale ad alta temperatura e ad alto indice di produttività;

— prototipo « B »: pozzo con colonna a piccolo diametro; emungimento da strati sabbiosi superficiali o da rocce a bassa permeabilità, lontane dalle fessurazioni di carattere primario o secondario; produzione di acqua termale a bassa temperatura, con basso indice di produttività.

Le resistenze incontrate dall'acqua termale per il prototipo « A », saranno, al limite, quelle relative alla dinamica generale del bacino, mentre per il prototipo « B » bisognerà aggiungere a queste quelle incontrate dall'acqua termale per portarsi dalle condizioni di « A », attraverso rocce più o meno permeabili, alla bocca del pozzo e quindi in superfice.

Consideriamo come esempio due pozzi assai caratteristici sotto questo aspetto:

— Il pozzo n. 11 della Concessione Menegolli ha dato un $I_p = 500$ l/min.m, risultante da un $\Delta Q = 460$ l/min e da un $\Delta H_d = 0{,}9$ m, cioè con una variazione di portata di 460 l/min si è ottenuto una variazione di livello dinamico dell'acqua nel pozzo di 0,9 metri.

— Il pozzo n. 3 della Concessione España ha dato un $I_p = 13$ l/min.m, risultante da un $\Delta Q = 240$ l/min e da un $\Delta H_d = 18$ m, cioè con una variazione di portata di 240 l/min si è ottenuto una variazione di livello dinamico di 18 metri.

Sono questi due esempi, come vedremo, assai significativi.

Nel pozzo n. 3 dell'España, con una produzione di soli 240 l/min, si esercita sul bacino una depressione di circa 18 m di colonna d'acqua (1,8 atm) con conseguenze ben prevedibili per la vita del bacino nei dintorni del pozzo. Tale pozzo infatti, durante la produzione, ha trascinato in superfice sabbie e argille pur avendo le tubazioni di rivestimento poggianti sul calcare a circa 200 metri di profondità. Esso sicuramente emunge acqua da zone molto lontane, forse dagli strati argillosi-sabbiosi più elevati provocando, assieme al movimento delle acque termali, movimento di materiali solidi (argille, sabbie, detriti sottili calcareo-marnosi) che possono compromettere la vita produttiva di altri pozzi e determinare forti abbassamenti dei livelli dell'acqua termale nella zona del pozzo.

Nel pozzo n. 11 della Concessione Menegolli si hanno invece, come già detto, condizioni opposte. Qui infatti con una produzione di 460 l/min si esercita una depressione di 0,9 m di colonna d'acqua, con una sollecitazione sul bacino pressochè insignificante.

Poichè un solo pozzo, rispetto ai 150-200 pozzi operanti sul bacino, ha una influenza generale minima, possiamo ritenere che il livello idrodinamico generale non risenta del funzionamento o meno di tale pozzo.

Pertanto, considerando per comodità il livello idrodinamico generale come livello statico in un determinato momento, cioè come livello a produzione zero, si potrà determinare, per ogni pozzo, un indice di produttività apparente, riferito a tale livello, con la misura di una sola portata:

$$I_{pa} = \frac{Q}{H_{di} - H_{do}}$$

L' I_p reale avrà un valore molto più piccolo di quello apparente, determinato nella forma suddetta. Molto spesso però ci interessa, più che l'indice di produttività effettivo, un raffronto fra gli indici di produttività dei vari pozzi, determinati in modo sufficientemente rapido da poter ritenere il raffronto avvenuto, praticamente, nello stesso istante della vita produttiva del bacino. Si deve tenere presente, infatti, che la causa principale della variabilità dei livelli, anche locali, è da attribuire alla interferenza quasi sempre molto forte, fra i coni di depressione dei vari pozzi, tendenti a mantenere il livello idrodinamico generale, nella zona del pozzo in prova, ai valori primitivi.

Temperatura e pressione dell'acqua.

Temperatura dell'acqua termale. Le temperature dell'acqua termale, rilevate in forma periodica e sistematica ai vari pozzi in produzione, mediante termometri di media precisione (tolleranza 0,5 ÷ 1 °C), hanno dato, come vedremo più dettagliatamente in seguito, un campo di variabilità da 86 ÷ 86,5 °C per le acque prodotte dalle zone profonde (nel Biancone o nella Scaglia rossa) a 65 ÷ 68 °C per le acque prodotte da strati superficiali o da zone molto lontane dalle acque madri.

Per il rilevamento delle temperature lungo l'asse dei pozzi è stata utilizzata una speciale sonda termica, la quale trasmette direttamente in superfice la temperatura dell'acqua termale alle varie profondità.

L'uso della sonda non solo ha potuto rivelare quanto in precedenza si poteva solo in certi casi intuire riguardo alla provenienza dell'acqua termale nei vari pozzi e alle eventuali infiltrazioni di acque locali, ma ha anche permesso di costruire dei diagrammi che hanno dato la possibilità di studiare il pozzo sotto molteplici aspetti, tra cui quello del gradiente, della stratigrafia del terreno attraversato, della profondità della scarpa della colonna di rivestimento, della riuscita delle cementazioni per isolare gli strati argilloso-sabbiosi superiori.

Riportiamo come esempio due diagrammi relativi a sondaggi termici effettuati rispettivamente nel pozzo n. 2 della Concessione Smeraldo (v. Fig. 25) e nel n. 4 della Concessione Via Pozzetto (v. Fig. 26).

Dal primo possiamo dedurre che:

— l'andamento del diagramma concorda quasi perfettamente con la stratigrafia rilevata durante la perforazione del pozzo;

— a quota – 50 m dal piano di campagna si nota una dispersione di calore (brusco raffreddamento dell'acqua termale nella colonna) alla quale corrisponde nella stratigrafia un livello sabbioso sicuramente impregnato d'acqua fredda;

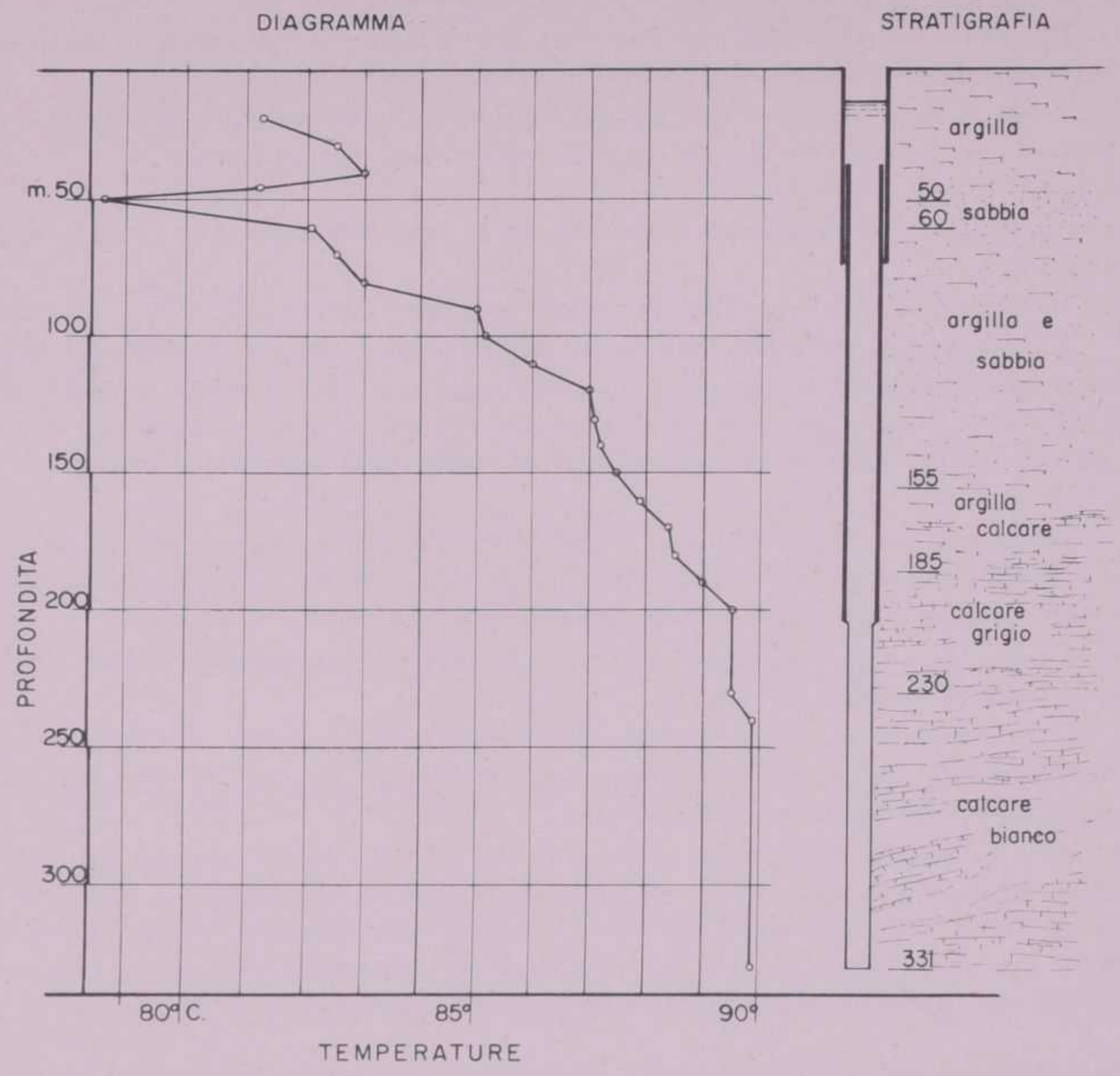


FIG. 25 - Sondaggio termico, Concessione Smeraldo; pozzo n. 2; inattivo da 1 ora; Hs =13,40 t°=86,5°C; data 14-2-70.

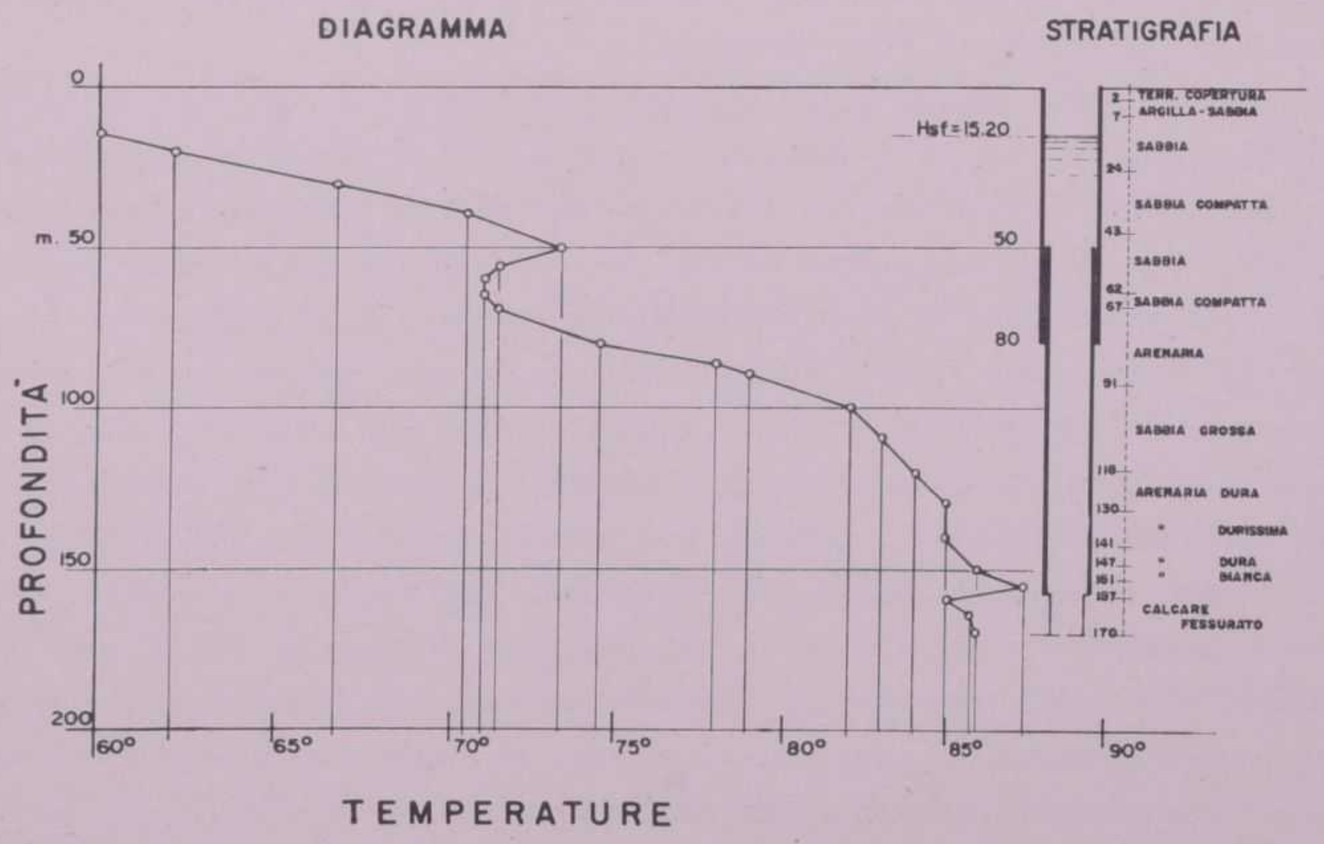


FIG. 26 - Sondaggio termico. Concessione Via Pozzetto; pozzo n. 4; inattivo da 48 ore; le « arenarie » del sondatore corrispondono a sabbie leggermente cementate; Hsf= 15,20; t°=86°; data 25-1-70.

— la colonna ∅ 6 1/4'' poggia sui calcari con scarpa a m 204;

— da quota – 240 m a – 330 m esiste una zona d'acqua in fessurazioni, probabilmente di tipo cavernoso dato l'alto indice di produttività del pozzo;

— le sabbie sono risultate ben isolate. L'altissima temperatura di produzione comprova che non vi sono infiltrazioni di acque locali nella colonna di produzione.

Dal secondo risulta che:

— l'andamento del diagramma concorda con la stratigrafia ottenuta durante la perforazione del pozzo;

— la colonna ∅ 6 1/4'' poggia sui calcari a quota – 158 metri;

— a quota – 50 m, in corrispondenza di sabbie franose, si ha una punta di temperatura che può essere attribuita al fatto che a quella quota esiste una vena d'acqua termale, alla temperatura di circa 74°C, la quale, in corrispondenza del taglio della colonna ∅ 6 1/4'' potrebbe entrare nella colonna di produzione denunciando una cattiva cementazione tra le colonne ∅ 6 1/4'' e ∅ 7 1/2'';

— andamento del diagramma più o meno regolare fino a quota – 150 m dal piano di campagna, ove la temperatura, con una punta ben netta, rivela uno strato acquifero, sia pure di breve spessore, con acqua ad alta temperatura;

— l'indice di produttività basso (I_p = 40 l/min.m) è presumibilmente dovuto alla poca potenzialità dello strato produttivo;

— l'alta temperatura, anche se l'acqua termale è solo a quota – 158 (si tratta della zona del Montirone), indica che l'acqua proviene da fratture non molto lontane dal pozzo, in diretto contatto con le fratture primarie.

Per quanto riguarda il gradiente termico si può rilevare che nei terreni del Quaternario esso assume valori elevati, con andamento pressochè regolare, disturbato a volte localmente da livelli di sabbie acquifere con acqua fredda, mentre nella Scaglia e ancor più nel Biancone assume valori bassi fino a ridursi, in certi casi, praticamente a zero. Nelle vulcaniti molto spesso si hanno gradienti paragonabili a quelli del Quaternario.

Risalita delle pressioni. Durante le prove per la determinazione degli indici di produttività si è potuto verificare, per molti pozzi fra i più significativi, la « risalita delle pressioni » la quale, assieme all'indice di produttività e alla temperatura dell'acqua termale prodotta, rappresenta una caratteristica del pozzo per la valutazione dal punto di vista energetico.

Il concetto della risalita delle pressioni si riferisce al movimento dell'acqua termale per portarsi, una volta fermata la pompa, dal livello dinamico H_d al livello statico (idrodinamico generale) H_s. E' chiaro che appena fermata la pompa l'acqua ha a disposizione una energia data da $H_s - H_d$, per effetto della quale continua a muoversi nella roccia e nel pozzo; contemporaneamente il livello dinamico H_d si sposta verso H_s, livello che verrà raggiunto solo quando sarà ridotta a zero la velocità di migrazione dell'acqua. Il fenomeno si svolge come in due vasi comunicanti, in uno dei quali venga mantenuto un livello H_s costante e tra questo e il secondo venga interposto un tratto riempito di materiale più o meno permeabile, che offra cioè una certa resistenza al passaggio dell'acqua. E' evidente che, anche se all'inizio della messa in comunicazione dei due vasi si ha un passaggio abbastanza veloce, nel tratto finale il livello H_s verrà raggiunto rapidamente soltanto se la resistenza è piccola cioè se esiste buona permeabilità; in caso contrario e al limite non riuscendo le pressioni residue a vincere le resistenze, l'acqua non raggiungerà il livello H_s se non in un tempo che potremo ritenere infinito. Il tempo di risalita darà pertanto un'idea sulle resistenze incontrate dal fluido nel suo cammino fino al pozzo.

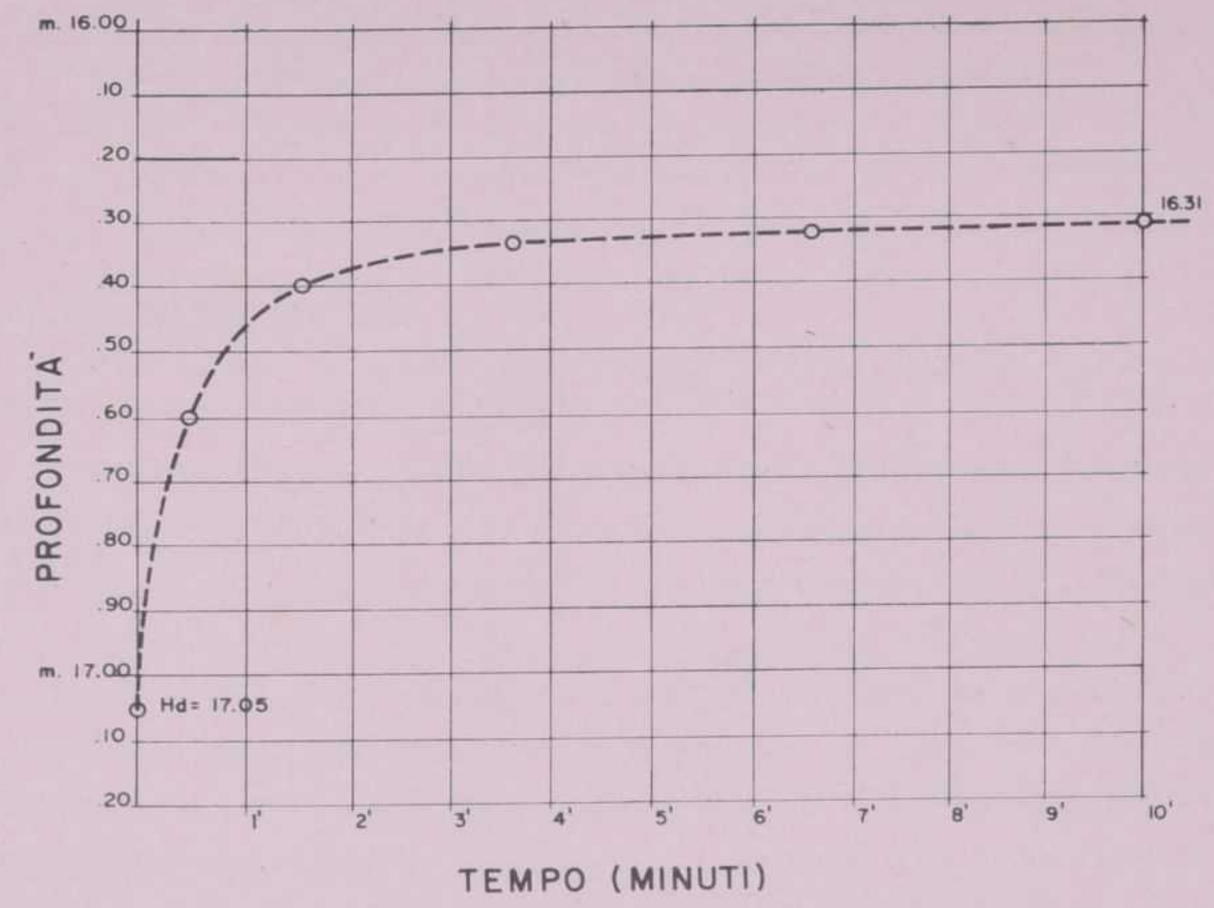


Fig. 27 - Risalita delle pressioni. Concessione Pezzato; pozzo n. 5; data 21-5-70; Hd=17,05; t°=85,5° Hsc_{10}=16,31; Ip=530 l/min-m.

La Fig. 27 rappresenta una curva tipica di « risalita » relativa al pozzo n. 5 della Concessione Pezzato I°.

Si tratta di un pozzo nel quale l'acqua termale passa dal livello H_d = 17,05 m al livello H_s = 16,30 m in 10'.

D'altra parte l'indice di produttività del pozzo (530 l/min.m) e la temperatura dell'acqua termale prodotta (85,5°C) erano un chiaro indice della validità del pozzo stesso.

Il quarto punto sulla curva di risalita rappresenta il « punto di stabilizzazione primaria » o di prima stabilizzazione, in questo caso raggiunto dopo soli 4'.

Tab. XV - Classificazione dei pozzi nella zona di Abano Terme

Categoria	n. pozzi	Potenzialità l/mn	ΔP			Ip medio	Pozzi a <12 m		Potenzialità reale		Pozzi ora inattivi		Possibile erogazione attuale	
			min.	max.	med.		n.	l/min	n.	l/min	n.	l/min	n.	l/min
«A» (t≥85°)	16	8.600	0.65	3.80	1.20	440	—	—	16	8.600	2	1.135	14	7.465
«B» (t≥85°)	6	2.186	6.00	17.70	7.80	47	2	746	4	1.440	—	—	6	2.186
«C» (t=80-85°)	27	11.435	1.04	3.00	2.20	194	4	2.150	22	8.900	3	1.625	24	9.810
«D» (t=80-85°)	20	5.250	3.80	8.45	6.20	43	4	1.130	16	4.120	1	300	19	4.950
«E» (t=70-80°)	12	2.788	4.55	15.20	7.00	33	2	810	10	1.978	1	53	11	2.735
«E_1» (t=70-80°)	6	2.995	1.30	3.00	2.62	190	—	—	6	2.995	1	300	5	2.695
«F» (>70°)	10	1.895	4.40	13.00	6.20	31	—	—	10	1.895	—	—	10	1.895
«G» (t<70°)	16	4.020	4.07	15.00	6.10	41	—	—	1	4.020	—	—	16	4.020
«H» inattivi compr. agonizz.	27	1.350	—	—	—	—	6	—	—	—	19	—	8	—
	140	40.519						4.836		33.948	27	3.413	113	35.756

TAB. XVI - Produzioni convenienti dai pozzi di Abano Terme

A) Possibili produzioni con $\Delta P \leq 2.2$ e con $Q \geq 400$ lt/1'					
Categoria	n. pozzi	t °C	Qt l/min	Qt l/min	Note
«A»	14	< 85°	10.760	770	Pozzi che con $\Delta P = 2.2$ m possono dare almeno Q=400 l/min.
«C»	19	< 80°	10.040	550	Vengono trascurati i pozzi tipo H.
«E_1»	4	< 75°	1.880	470	Le categorie «B», «D», «E», «F», «G» danno una media produttiva di 84 l/min, decisamente antieconomica.
	37		22.680	1.790	

Valutazioni sullo stato del bacino aponense.

Stato attuale del bacino aponense. I sondaggi termici, eseguiti su molti pozzi tra i più significativi della zona termale di Abano Terme e il rilevamento sistematico delle temperature di produzione e degli indici di produttività di tutti i pozzi, hanno dimostrato che temperature dell'acqua termale che vanno dagli 86,5 °C agli 85 °C sono caratteristiche di pozzi che emungono direttamente da falde d'acqua profonde, con alti e altissimi indici di produttività o indirettamente, attraverso stretti meati o piccole fratture, con bassi indici di produttività.

Più basse temperature dell'acqua termale, da 85 °C a 75 °C, sono caratteristiche di pozzi che pur essendo del tipo precedente, sono più lontani dalle falde acquifere profonde, emungendo pur sempre da dette falde, sia pure in forma più o meno indiretta.

Temperature al di sotto di 70 °C sono caratteristiche di pozzi che emungono da strati argilloso-sabbiosi o da calcari più o meno profondi ma sempre con comunicazioni molto indirette o assai lontane dalle vene acquifere profonde.

In considerazione di quanto sopra esposto, al fine di puntualizzare le disponibilità del bacino nella zona di Abano Terme e Teolo, nel 1970 sono stati classificati i pozzi proprio in funzione della temperatura dell'acqua termale prodotta, degli indici di produttività e delle sollecitazioni esercitate sul bacino, indicando per ciascun pozzo la quantità d'acqua producibile (potenzialità), la possibilità di erogazione con le apparecchiature installate, gli indici di produttività e le depressioni esercitate a fondo pozzo durante la produzione.

I limiti entro i quali ricadono dette depressioni definiscono, assieme alla temperatura dell'acqua prodotta, la categoria d'appartenenza dei singoli pozzi.

La potenzialità totale, per la zona termale, in essa compresi anche i pozzi non attrezzati o inattivi, è risultata di circa 40.000 l/min mentre la possibilità di erogazione è risultata in quel momento di circa 35.000 litri al primo.

Con i rilievi effettuati degli indici di produttività e delle temperature di produzione sui singoli pozzi e con la costruzione delle curve di risalita delle pressioni

e dei diagrammi termometrici per i pozzi più significativi, si è potuto individuare l'aspetto produttivo delle varie aree termali di Abano (Schiesaro, 1971).

Nella cartina mineraria allegata al lavoro citato — costruita nel 1971 ma perfettamente valida ancor oggi e rispondente a quanto rilevato, sia pure in forma deduttiva e non diretta, in studi più recenti — tali aree sono così suddivise:

1) - Aree fortemente indiziate e ben indiziate.

Esse appartengono alle zone con maggior numero di pozzi ad alta temperatura ($>$ 80 °C) e con alti indici di produttività.

Tali zone si trovano a cavallo della presunta faglia principale esistente nel sottosuolo ad Est di Abano, quasi sicuramente accompagnata da faglie laterali di carattere secondario, direttamente responsabili del rifornimento d'acqua termale ai pozzi. La faglia principale venne individuata per via geofisica (Beneo, 1963). Le zone in parola risultano di massimo affidamento, sempre nei limiti delle discontinuità che le suddette rotture secondarie presentano; tali rotture si potrebbero identificare in ramificazioni che, partendo dalla faglia principale, avvolgono il Montirone risalendolo in misura pressochè completa.

Le rotture di fondo, relative alla faglia principale interessano, in superfice, aree concessionate e aree bianche le quali si presentano molto più promettenti, dal punto di vista della distribuzione dei pozzi, delle stesse aree concessionate circostanti.

Ma purtroppo le zone fortemente indiziate di cui sopra, dalle quali si emunge il 75-80% dell'acqua termale necessaria agli Stabilimenti di Abano Terme, sono anche le zone di maggior densità edilizia e quindi di minor disponibilità di terreno utile per nuovi sondaggi.

2) - Aree meno indiziate.

Ai margini delle zone fortemente indiziate vi sono aree che, pur essendo state alquanto trascurate dalla ricerca, possono ritenersi sufficentemente indiziate per predisporre su di esse una certa protezione cautelativa.

Fra tali aree possiamo includere quella di Monteortone, che è stata fra le prime a manifestare, assieme alla zona centrale del Montirone, una certa potenzialità produttiva spontanea.

In tale zona dovrebbe trovarsi una faglia con andamento N-S, come la faglia principale, ma che, a differenza di quella, è stata poco interessata dai sondaggi di ricerca, i quali si sono sviluppati preferenzialmente intorno al centro di Monteortone, quasi certamente attirati dall'effetto originario di risalita che le acque calde possono aver determinato in quel punto.

Il fatto che nella Concessione Giacon esista ancora un pozzo (n. 11) a temperatura intorno agli 80 °C e che tra la faglia di Abano e quella di Monteortone esista una zona in cui, come vedremo subito, la temperatura non ha mai superato i 68 °C, lascia aperta la supposizione che le acque della zona del Monteortone trovino la loro via di risalita attraverso la faglia locale e attraverso le rotture secondarie laterali ad essa collegate.

La zona si presenta inoltre interessante perchè sufficientemente sgombra da edifici e strade e quindi adatta ad uno sforzo di ricerca anche intenso.

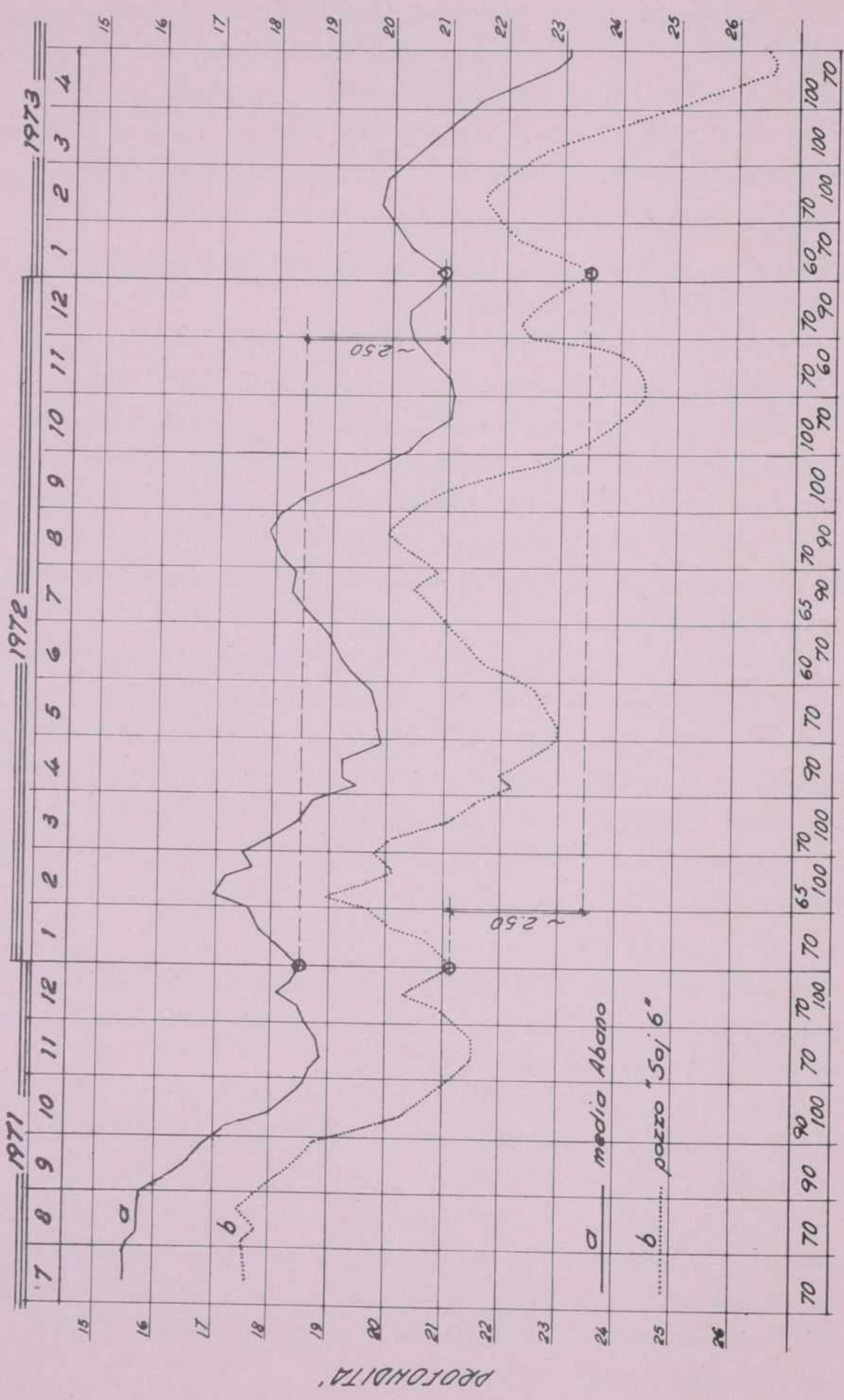


Fig. 28 - Livelli idrodinamici generali della zona di Abano Terme.

3) - Aree poco indiziate.

Esistono zone concessionate che emungono acqua unicamente da strati poco profondi o superficiali e a temperature relativamente basse (< 70 °C) perchè situate lontano dalle zone delle acque madri o ai margini del bacino.

Una zona poco indiziata e nella quale non si sono mai riscontrati alti indici di produttività o alte temperature è quella a sud di Abano, ai confini con Montegrotto (Concessioni: Ornella, Luciana, Al Massaggio, Vulcano).

FIG. 29 - Pozzi idrotermali campione presi in esame nella zona di Abano Terme.

Altra zona nella quale i sondaggi effettuati, anche profondi, hanno incontrato acqua termale solo in sabbie o calcari friabili superficiali, è quella compresa tra Abano e Monteortone, già citata (Concessioni: Patavium e Tosòn). E' sicuramente una zona marginale del bacino nella quale, attraverso livelli sabbiosi del Quaternario, viene attirata l'acqua collegata alle rotture di carattere secondario del Montirone.

La situazione testè delineata trova la sua espressione grafica nella Tav. XIII, Fig. 3.

Variazione dei livelli idrodinamici generali tra il 1970 e il 1973. Rilevamenti sistematici dei livelli idrodinamici generali, hanno permesso di tracciare un diagramma assai indicativo dell'andamento medio degli stessi (Fig. 28).

Il diagramma è stato costruito rilevando settimanalmente il livello idrodinamico generale in una ventina di pozzi non in produzione (pozzi campione) distribuiti su l'intera area termale di Abano (Fig. 29). Contemporaneamente su altri 35 pozzi in produzione, relativi ad una ventina di Concessioni, veniva determinata la erogazione, ottenendo l'emungimento in funzione di quello di punta, posto per comodità = 100, e che sappiamo aggirarsi, anche per i rilevamenti annui precedenti, intorno ai 500÷550 l/s.

Il diagramma b) della Fig. 28, relativo ad un pozzo particolare e cioè al pozzo Soj 6, situato sufficientemente lontano dalla zona di massima produzione e quindi da sensibili interferenze dirette, riproduce, sia pure a quote diverse, l'andamento del diagramma a), in modo così perfetto da consigliare tale pozzo — da un certo momento in poi — come pozzo tipo per gli ulteriori rilevamenti delle variazioni del livello idrodinamico generale nella zona di Abano Terme.

E' facile rilevare la perfetta rispondenza tra i consumi e i livelli idrodinamici generali raggiunti.

Altra caratteristica fondamentale del diagramma è quella della ripetizione dei cicli in forma quasi sovrapponibile, ma sempre a quote più basse, con una perdita di livello dell'acqua termale, e quindi di pressione, di circa 2,5 m annui.

Influenza delle precipitazioni locali sulla superficie piezometrica. Per quanto riguarda un'eventuale influenza delle precipitazioni locali sulla variabilità e sulla periodicità di variazione della superficie piezometrica, il confronto fra il diagramma della piovosità relativo alla Stazione di Padova (la più vicina ad Abano Terme) e quella dell'andamento della superficie piezometrica dell'acqua termale (Fig. 30), indica alcune concordanze che potrebbero far pensare ad un probabile effetto di pressione dovuto alla ricarica delle falde quaternarie, certamente in contatto, in forma più o meno diretta, con l'acquifero principale.

In realtà è possibile intravvedere una certa correlazione tra piovosità e curva piezometrica solo in corrispondenza dei massimi invernali (Febbraio) e, con sfasamento di circa due mesi, in corrispondenza dei minimi autunnali (Settembre per le precipitazioni, Novembre per la piezometrica), mentre rimane assai irregolare e difficilmente correlabile l'andamento dei due grafici nel rimanente arco dell'anno; a Novembre possiamo, come correlazione istantanea, incontrare addirittura una contrapposizione totale tra piovosità e posizione piezometrica.

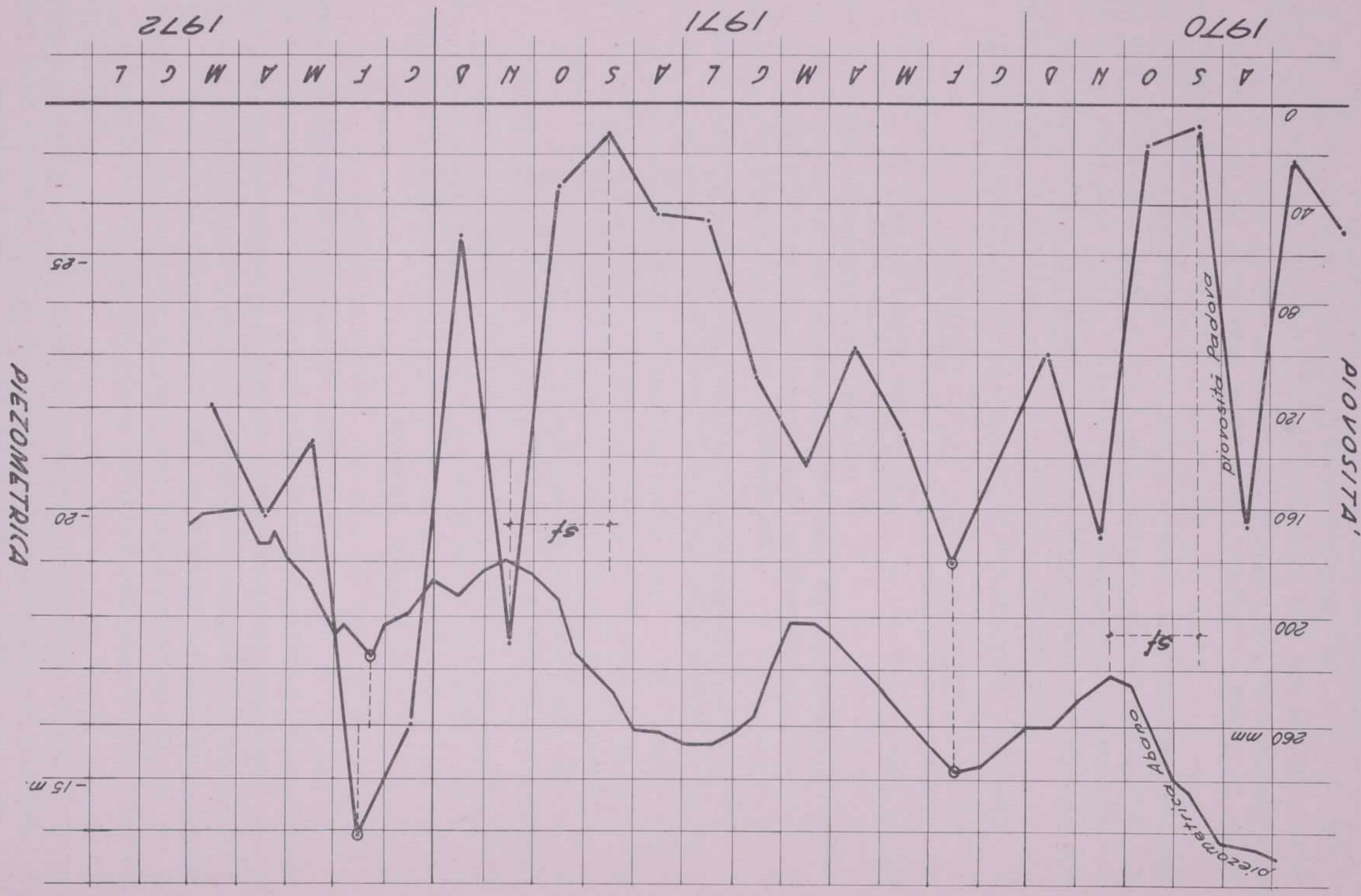


Fig. 30 - Correlazioni fra piovosità locale e posizione della superficie piezometrica dell'acqua lernale nella zona di Abano Terme.

L'impossibilità di ottenere elementi indicativi dei livelli statici dell'acquifero, in alcun punto del bacino, data la quasi certa sovrapposizione dei coni di depressione creati dall'emungimento nelle varie zone, impedisce di formulare ipotesi più spinte sull'argomento.

Decadimento dell'acquifero nella zona di Abano Terme. La perdita di 2 - 2.5 m annui di carico cioè l'abbassamento progressivo del livello dinamico generale dell'acqua nella zona di produzione, è un indice indiscutibile della irrazionale coltivazione del bacino, nel senso che, ferme restando le condizioni generali di emungimento, le quantità prodotte sono complessivamente superiori alla portata di sicurezza, non permettendo la produzione a cicli nei periodi di risalita una sufficiente ricarica del bacino.

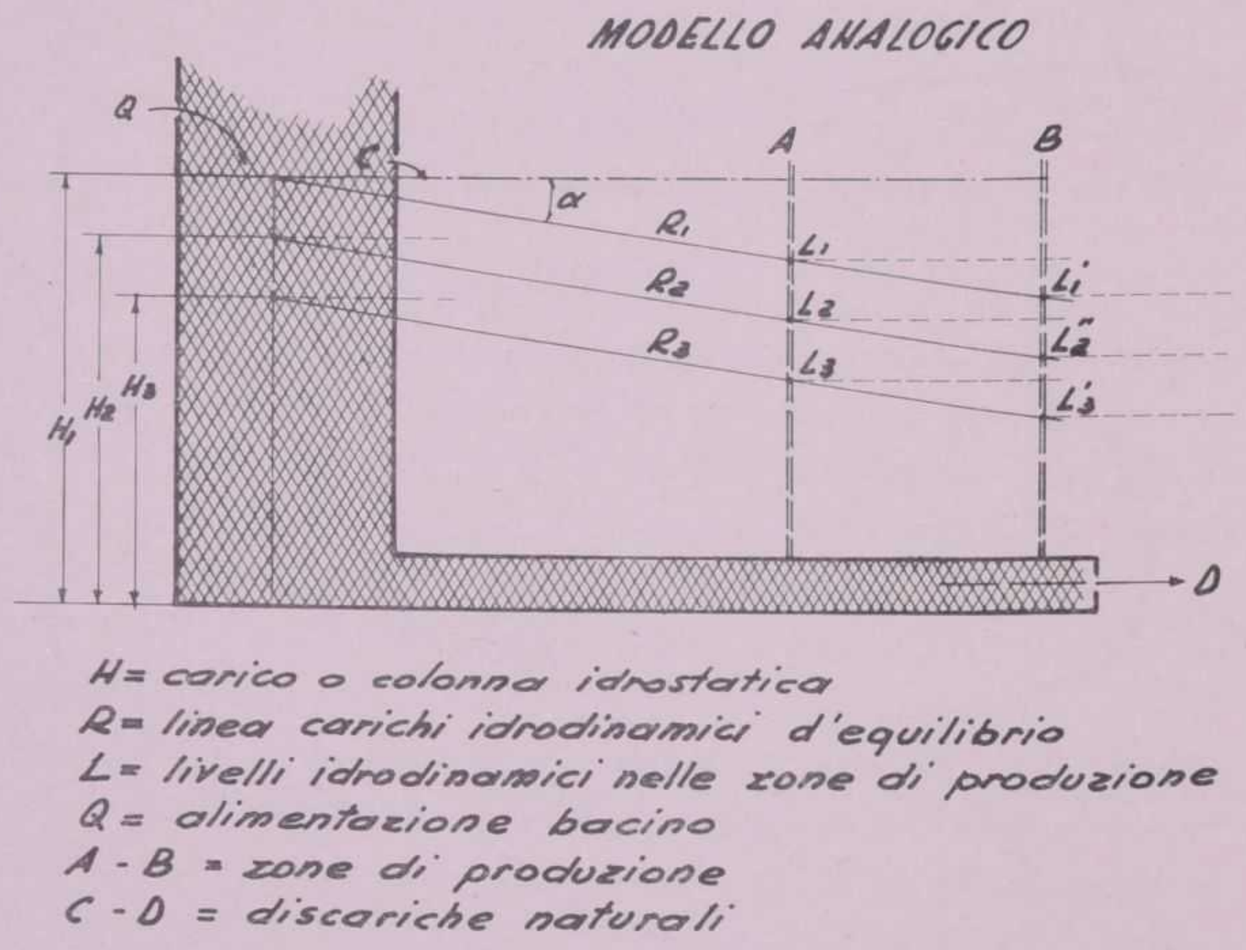


Fig. 31 - Modello analogico per l'area termale di Abano Terme.

Il modello analogico di Fig. 31 può dare un'idea immediata di quanto fino ad ora esposto, con riferimento alle varie condizioni d'emungimento.

Indicando con Q la potenzialità del bacino, corrispondente alla quantità d'acqua ch'esso riceve nella unità di tempo, e con Q' la somma delle portate rappresentate dagli emungimenti nelle varie zone e dalle discariche naturali, viste anch'esse come utenze, potremo rappresentare, in linea di massima, il bacino come un serbatoio in pressione.

Pertanto, con uno sfruttamento adeguato, cioè con portata globale di emungimento Q' minore di Q, la linea dei carichi idrodinamici (che, per comodità supponiamo retta) determina i livelli d'equilibrio nelle varie zone del bacino, mediante un certo angolo d'inclinazione α dipendente dalle perdite di carico incontrate dall'acqua termale per portarsi dal punto di ricarica alle zone di emungimento.

I livelli in tali zone rimangono, in questo caso, costanti (L in A; L' in B) finchè la portata Q' rimarrà quella indicata, minore di Q.

Se il bacino invece viene sfruttato oltre le sue possibilità, cioè con emungimenti superiori alla ricarica Q, si ha una sola possibilità di rifornire le quantità di acqua richieste: quella cioè di produrre acqua termale con saltuarie sospensioni o riduzioni di portata, cioè con emungimento a cicli, come viene fatto attualmente, onde consentire al bacino una certa ricarica.

Durante l'emungimento con portate $Q' > Q$, avviene infatti che il carico H_1 si sposta verso H_2 con movimento conseguente della retta dalla posizione R_1 alla posizione R_2, con α pressochè costante.

Procedendo per tempi lunghi in questo senso, la retta dei carichi idrodinamici continuerà a seguire l'andamento del carico iniziale H, portando i livelli d'equilibrio in posizioni sempre più basse.

Se ad un certo punto si fermano o si riducono gli emungimenti a portate minori di Q, il livello dei carichi comincerà a spostarsi dalla posizione raggiunta, ad esempio da H_2, alla posizione superiore H_1 raggiungendola solo se si concederà a tale operazione il tempo necessario, mentre i livelli idrodinamici generali — in A e B — risponderanno con innalzamenti corrispondenti.

Supponiamo ora che con una certa portata $Q' > Q$ si sia raggiunto il livello del carico H_3 con conseguente raggiungimento dei livelli L_3 ed L'_3 in A e B e supponiamo di ridurre, da un certo istante, la portata ad un valore minore di Q, tale da permettere la risalita delle pressioni con movimento della ricarica da H_3 verso H_1.

Supponiamo ancora di riprendere, dopo un certo tempo, la portata Q' iniziale, prima di aver raggiunto il carico H_1 e appena raggiunto il carico H_2; risulta chiaro che nelle zone d'emungimento i livelli idrodinamici generali riprenderanno il loro movimento discendente non più partendo da L_1 ma partendo da L_2 con un conseguente decadimento che, se ripetuto nel tempo, può fotografare la situazione produttiva di Abano e, in generale, di tutte le zone termali euganee.

Confermata così la dinamica della produzione a cicli non era ancora possibile determinare la profondità d'equilibrio con le varie portate.

Per una determinazione, sia pure empirica, di tale profondità, sarebbe stato infatti necessario portare a zero la produzione, ottenendo, per $Q = 0$, il livello statico e rilevare quindi, per una certa produzione, il livello dinamico o livello d'equilibrio.

Poichè tale esperimento non poteva essere effettuato, non solo sull'intero bacino ma nemmeno in una sola zona dello stesso, si è tentato di arrivare ad un risultato significativo, anche se meno certo, ponendo una ipotesi ragionevolmente accettabile. Tale ipotesi prevedeva la misurazione della produzione d'acqua termale nella zona di Abano Terme, in un preciso momento e con la massima precisione possibile e la riduzione successiva di tale portata ad un valore molto basso, mantenendolo per un certo tempo in modo che il livello raggiunto potesse considerarsi un livello d'equilibrio o, al limite, un livello vicino alla stabilizzazione primaria, con possibilità di riscontrare un eventuale recupero del livello dinamico generale.

L'esperimento, iniziato alla fine di novembre del 1974 e ultimato alla fine di Febbraio 1975 ha dato, a fine ciclo, un risultato superiore alle aspettattive con una stabilizzazione pressochè completa del livello idrodinamico generale (cfr. Tav. XIV).

La coltivazione del bacino idrotermale di Abano Terme e Teolo.

Dopo quanto esposto si possono fare le seguenti considerazioni sulla attuale situazione del bacino nella zona di Abano Terme e Teolo.

I valori della temperattura dell'acqua termale a bocca pozzo si sono mantenuti, in linea di massima, pressochè costanti nel tempo; più costanti si sono mantenuti quelli a fondo pozzo, ove l'influenza dell'abbassamento dei livelli e del richiamo delle acque laterali diventa meno sensibile o nullo.

I valori di temperatura che presentano una costanza più accentuata sono quelli relativi agli emungimenti effettuati lungo le fasce calde, orientate NO-SE (come le presunte faglie principali), con massimi nelle aree nelle quali il Biancone, più o meno interessato dalle fratture locali, rappresenta in prevalenza il substrato pre-quaternario. In tali zone, ad aumenti di portata specifica (I_p) corrispondono, di norma, aumenti di temperatura, la quale raggiunge gli 85 ÷ 86 °C a bocca pozzo.

Le zone interessate da certe variazioni delle temperature dell'acqua termale sono quelle nelle quali si emunge dalle formazioni del Quaternario o che si trovano ai margini estremi del bacino (cioè assai lontane dalle acque madri) e nelle quali la cattiva cementazione delle colonne di produzione e il deterioramento delle stesse possono presentare occasione di miscelazione tra le acque termali e le acque locali. In tali zone la temperatura non supera, di norma, i 70 °C.

In linea generale si può affermare che l'andamento della temperatura nelle varie zone del bacino, nell'area termale di Abano Terme, è ancora quello indicato nella cartina mineraria del 1971 (Schiesaro, 1971) se di essa si prendono in considerazione tutti quei pozzi che decisamente si scostano dal prototipo « B »; questo fatto è assai indicativo sulla costanza della termalità del bacino con conseguenze favorevoli sulla sua potenzialità.

Nell'attuale situazione produttiva che è ancora, in linea generale, quella rappresentata da un emungimento effettuato mediante pozzi di diverse caratteristiche, sarà possibile produrre in modo continuo solo con piccole portate, perchè solo così gli abbassamenti e quindi i livelli d'equilibrio si manterrebbero entro valori accettabili.

Non sarà invece possibile produrre in modo continuo con le portate attuali, specialmente quelle relative ai periodi d'alta stagione, perchè gli abbassamenti dei livelli idrodinamici da esse provocati renderebbero impossibile l'emungimento, risultando tali livelli d'equilibrio al di fuori delle normali possibilità di funzionamento della maggior parte dei pozzi.

La produzione a cicli, pertanto, nelle condizioni attuali di sfruttamento, rimane l'unica possibile: si può dire anzi che solo grazie a questo tipo di produzione si è potuto arrivare a portate dell'ordine di 500 ÷ 600 l/s, con possibilità di alimentare tutti gli stabilimenti di Abano Terme (circa 10.000 posti letto), anche se col sacrificio di un progressivo abbassamento medio annuo del livello idrodinamico generale, di circa 2,5 metri.

Ogni Concessionario, nell'ambito della sua concessione, produce acqua termale mediante uno o più pozzi, spesso assai lontani dalle acque madri o che emungono attraverso rocce a bassa permeabilità (prototipo « B »).

In questi casi, come si è già visto, l'acqua incontra resistenze d'attrito assai forti che necessitano di notevoli depressioni per essere vinte. Viene così a determinarsi, nella dinamica produttiva, un forte abbassamento dei livelli con indici di produttività ridotti a volte a pochi litri d'acqua termale al primo per metro d'abbassamento.

Un metodo razionale di coltivazione, mediante un numero limitato di pozzi profondi, ben isolati, ad alto indice di produttività e ad alta temperatura, è stato studiato tenendo presenti la particolare « entità mineraria » rappresentata dal bacino idrotermale euganeo, alla quale non possono essere facilmente applicabili sistemi tradizionali di coltivazione in uso in altri giacimenti di minerale fluido, sia esso acqua o idrocarburi.

Il metodo di coltivazione che consta di « Centri di produzione » formati da 2 o 3 pozzi ciascuno aventi caratteristiche molto vicine al prototipo « A » teorico, permette la riduzione della depressione esercitata sul bacino a valori molto bassi, anche con elevate portate entro i limiti della portata di sicurezza con conseguente minor abbassamento dei livelli, minor richiamo delle acque laterali, buon isolamento delle falde del Quaternario e controllo semplice e rapido dell'andamento dei pozzi stessi e quindi del bacino mediante l'inserimento di apposite apparecchiature automatiche.

Conclusioni: Da tutto quanto esposto, rimanendo in ogni caso immutabile la conformazione del bacino e quindi la dinamica dello stesso, possiamo trarre le seguenti conclusioni:

a) - A parità di condizioni estrattive, producendo in forma costante, i livelli generali dipendono unicamente dalla portata.

b) - A parità di portata, i livelli idrodinamici generali dipendono quasi esclusivamente dalle condizioni estrattive — in modo speciale dalla conformazione e dalla dislocazione dei pozzi — nel senso che, passando da una produzione con pozzi del prototipo « B » ad una con pozzi del prototipo « A », si riduce fortemente la depressione esercitata sul bacino col conseguente mantenimento dei livelli a valori accettabili anche con produzioni elevate.

c) - Con produzione a portata variabile o col sistema attuale di produzione « a cicli », una risalita delle pressioni sino alla stabilizzazione (primaria) dei livelli idrodinamici generali, può realizzarsi in parte con una riduzione della produzione media ma, più efficacemente, permettendo una rapida ricarica del bacino mediante drastiche riduzioni della produzione durante particolari periodi dell'anno.

Esperimenti in tal senso, intrapresi nel 1974-'75, come si è già detto, e in via di ripetizione per il 1975-'76, lasciano prevedere risultati sorprendenti e tali da alimentare la speranza di una possibile taratura di un modello matematico già approntato con gli elementi della produzione risultanti dalle prove effettuate dal 1969 in poi sui vari pozzi produttivi.

Caratteristiche idrotermali del campo di Abano Terme.

(G. Ghezzi e M. Marchetti)

L'area idrotermale di Abano Terme - Montegrotto si inserisce nel quadro idrogeologico regionale descritto nei precedenti capitoli come una delle aree in cui la rapida risalita di acque profonde permette ad esse di mantenere un'alta temperatura.

Riferendosi ai centri di sfruttamento delle acque termo-minerali per scopi terapeutici quest'area idrotermale viene generalmente divisa in due campi: quello di Abano Terme e quello di Montegrotto. Tale suddivisione, però, è solo convenzionale e scientificamente non valida in quanto tutti i dati disponibili portano a considerare una sola area idrotermale. Una suddivisione dell'area Abano Terme - Montegrotto è certamente possibile (ad esempio, sulla base della temperatura e del chimismo delle acque) giungendo però alla definizione di diversi settori (almeno tre nel « campo » di Abano) e non certamente di due sole aree più o meno nettamente separate.

I dati in nostro possesso derivano da rilevamenti sistematici di alcuni parametri (temperatura, livello, portate) compiuti da oltre tre anni su tutti i pozzi in esercizio a cura dell'Ing. G. Schiesaro, direttore tecnico della Gestione Unica, al quale dobbiamo gran parte dei dati analizzati e discussi in questo capitolo.

Difficoltà obbiettive, quali ad esempio la cattiva sistemazione di molti pozzi, le imperfette cementazioni, l'impossibilità di eseguire nei pozzi in esercizio le prove volute al momento voluto, etc., riducono notevolmente il valore di questi dati. Nel loro insieme però, essi sono sufficienti a darci un quadro attendibile per l'area di Abano Terme le cui caratteristiche sono discusse nei paragrafi seguenti.

Distribuzione areale delle caratteristiche delle acque calde.

Distribuzione delle portate specifiche. I dati sulle portate specifiche (litri/secondo per metro di abbassamento), fornitici dall'Ing. G. Schiesaro, sono presentati nella Tav. XIII, Fig. 2, che è chiara di per se stessa.

Essa mostra che le portate maggiori si hanno nelle aree strutturalmente positive (vedi Tav. X) dove i calcari del Biancone costituiscono il substrato pre-quaternario. L'area più produttiva, con nuclei a portate specifiche superiori a 10 l/s (fino a 14 l/s), occupa la parte centro-meridionale di Abano Terme e sembra legarsi a Sud con Montegrotto. Un'area ugualmente ampia ma con portate mediamente minori (fra 5 e 10 l/s, con un solo pozzo che superi 10 l/s) si trova nella parte settentrionale dell'area di sfruttamento, in corrispondenza di sub-affioramenti di Biancone separati dai primi da un marcato graben. Una terza area, con portate superiori a 5 l/s, è quella delle concessioni Salvagnini e Menegolli (portate superiori a 5 l/s) che sembra estendersi verso Nord. In quest'ultima il substrato è formato da Scaglia rossa alla quale segue in basso, dopo pochi metri, il Biancone dal quale i pozzi producono.

Le maggiori portate sono evidentemente legate al Biancone le cui caratteristiche idrologiche sono decisamente migliori di quelle della Scaglia rossa. L'andamento delle curve di ugual portata specifica ricalcano pertanto, nelle grandi linee, il quadro paleogeologico e strutturale.

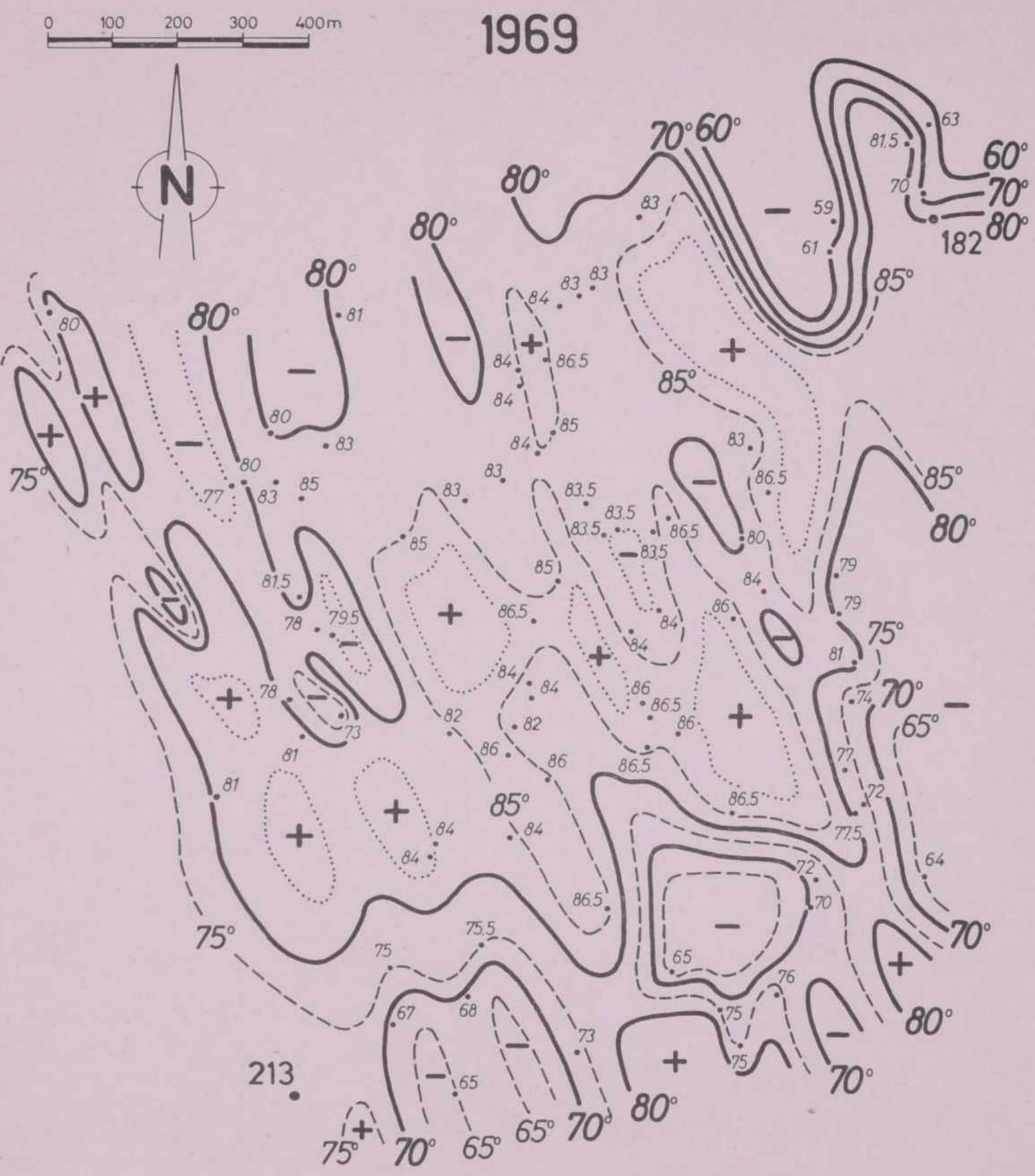


Fig. 32 - Distribuzione delle temperature a bocca pozzo nell'area termale di Abano nel 1969. I pozzi di orientamento sono: n. 182 Concessione Salvagnini e n. 213 Concessione Luciana.

Distribuzione del termalismo. I dati relativi alla temperatura delle acque termali sono i più numerosi di cui si disponga. Essi sono costituiti da sondaggi termometrici eseguiti in 31 pozzi fra il 1969 e il 1972 e da valori di temperatura a bocca pozzo misurati a partire dal 1969, in tutti i pozzi in produzione.

I valori delle temperature a bocca pozzo sono riportati nelle carte isoterme della Tav. XIII, Fig. 1 e delle Figg. 32, 33, 34, 35 e 36 che si riferiscono rispettivamente alle temperature all' inizio della produzione nel 1969, 1970, Gennaio 1971 e Dicembre 1971 (valido per il 1972) e nel 1973.

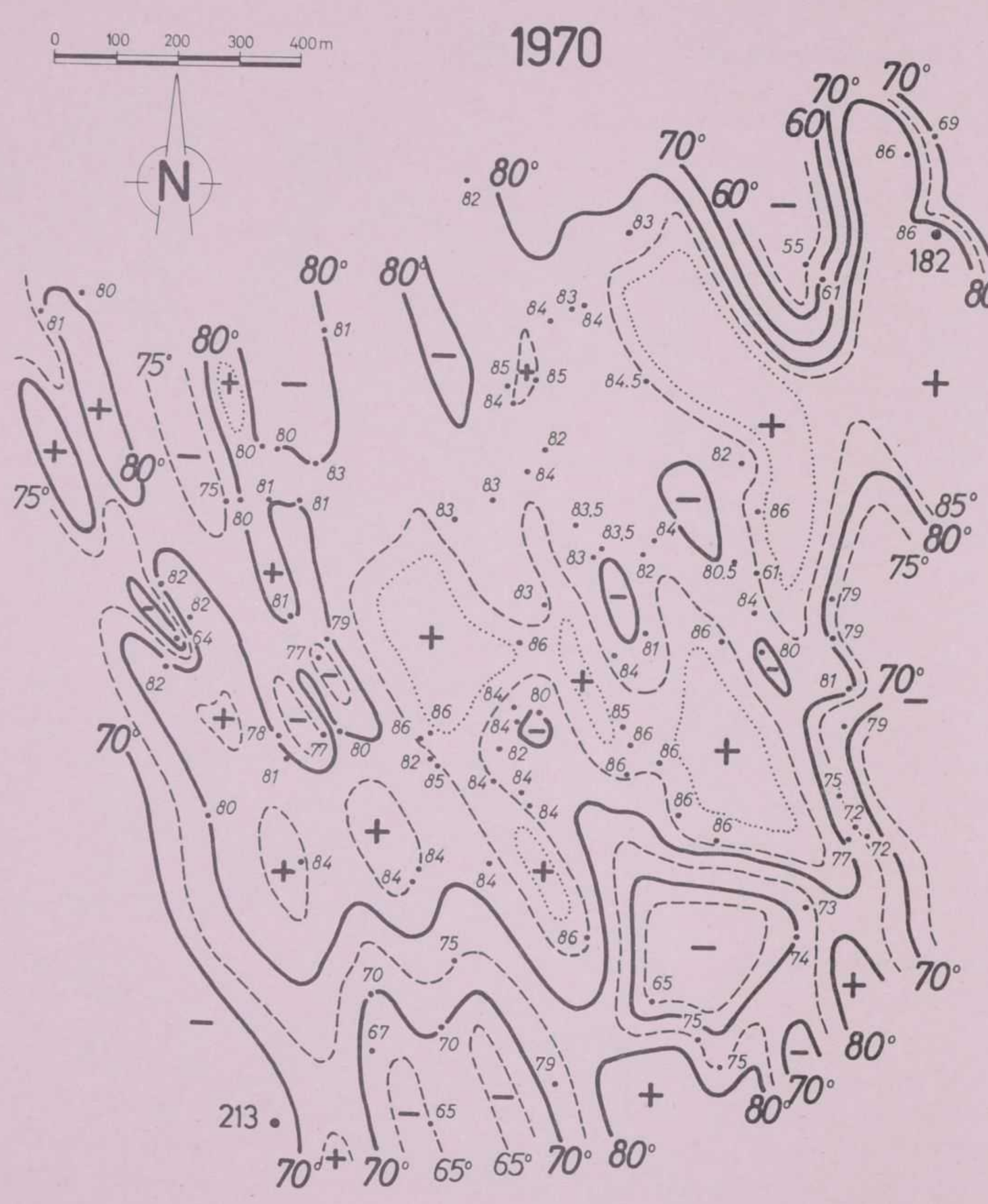


FIG. 33 - Distribuzione delle temperature a bocca pozzo nell'area termale di Abano nel 1970. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

Tutti questi dati sono stati raccolti a cura dell'Ing. G. SHIESARO, tolte le temperature a bocca pozzo del Dicembre 1971, misurate dalla PETROGEO durante il prelevamento dei campioni per le analisi chimiche e le determinazioni conduttimetriche.

I diagrammi termometrici, quando eseguiti dopo un sufficiente periodo di stabilizzazione, sono generalmente molto chiari e non si discostano dallo schema consueto.

Riferendoci ai pozzi con stratigrafia nota si può osservare che nel Quaternario la temperatura cresce sempre rapidamente, con forte gradiente e andamento gene-

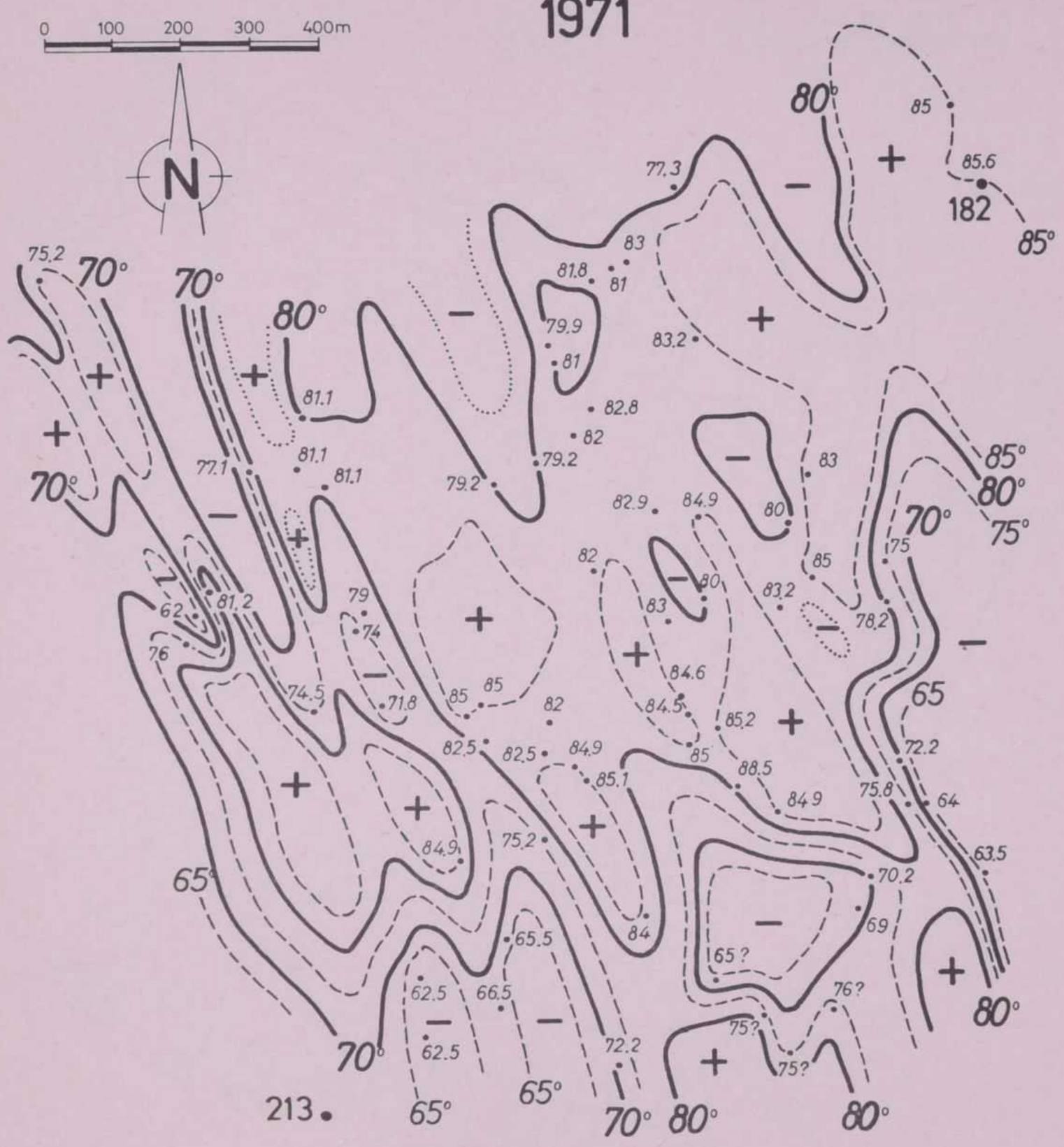


Fig. 34 - Distribuzione delle temperature a bocca pozzo nell'area termale di Abano nel 1971. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

ralmente regolare, a parte qualche disturbo locale dovuto a livelli di sabbie acquifere. Il gradiente è molto più basso nella Scaglia rossa, nel cui intervallo il grafico è alquanto irregolare, e diviene bassissimo, o praticamente nullo, nel Biancone che rappresenta il serbatoio più permeabile. Le vulcaniti sembrano avere un comportamento termico simile a quello del Quaternario.

Un diagramma che mostra le differenze di gradiente nei terreni sopra ricordati è quello del pozzo Salvagnini 7.

In pozzi in cui il serbatoio calcareo molto permeabile è sovrastato da sabbie basali quaternarie, aventi anche esse un'alta permeabilità, la brusca variazione di gradiente si ha al tetto delle sabbie che sembrano formare un acquifero unico con i sottostanti calcari (diagrammi dei pozzi España 1, Terme 1).

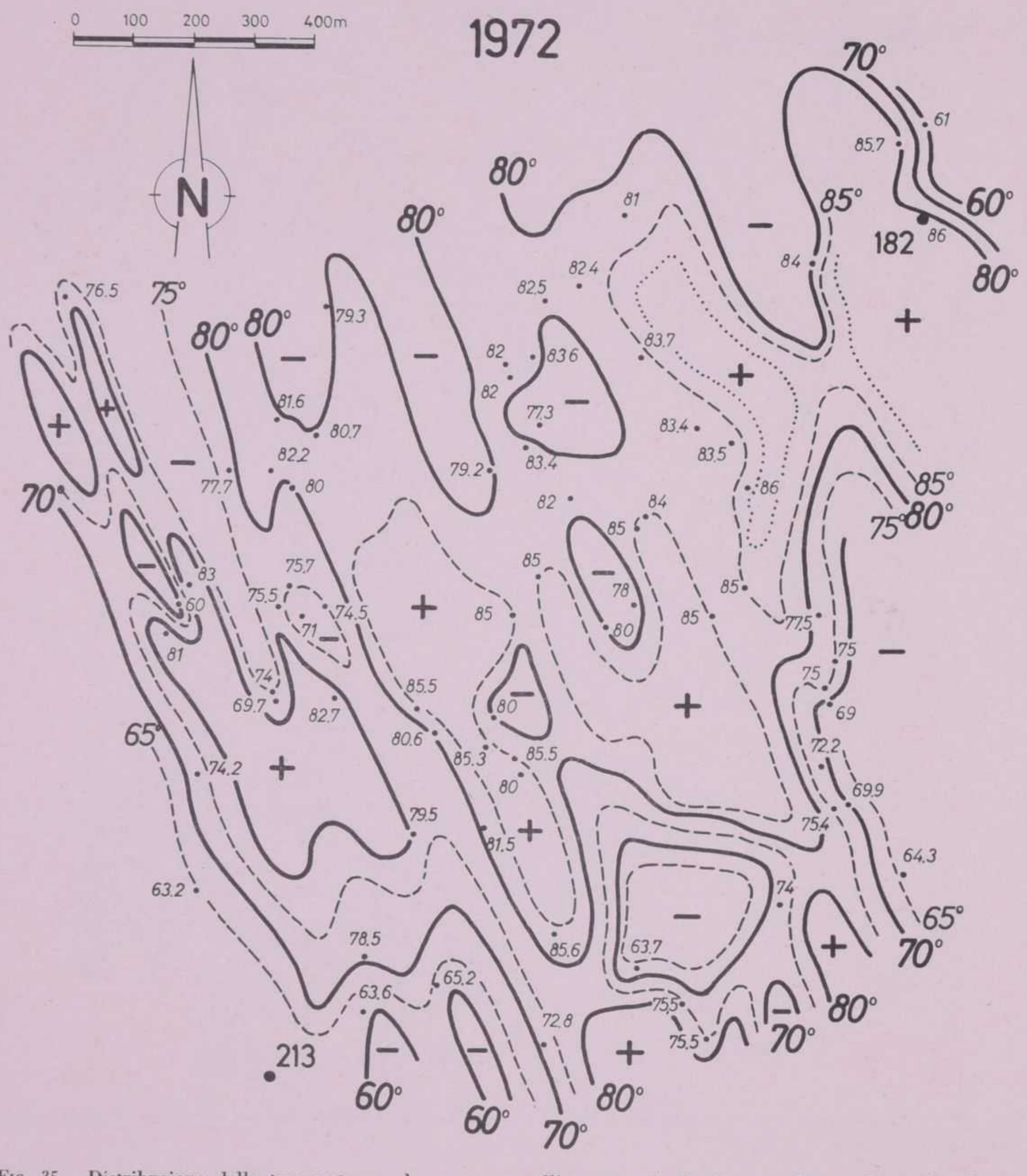


FIG. 35 - Distribuzione delle temperature a bocca pozzo nell'area termale di Abano nel 1972. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

In nessun pozzo è stata osservata una chiara inversione di gradiente, ad eccezione del pozzo Molino 5 (n. 226) dove la temperatura cresce nel Quaternario fino alle sabbie basali, dove si mantiene quasi costante mentre tende a decrescere nel sottostante calcare. Non sappiamo bene quale interpretazione dare a questo caso isolato che potrebbe riflettere l'apporto laterale di acqua da un'area a temperatura più alta o, più semplicemente, solo una imperfetta stabilizzazione. Le temperature a fondo pozzo sono sempre notevolmente più alte di quelle misurate « a bocca pozzo »; esse infatti raggiungono i 90°C nei pozzi Terme 1 (n. 193) e Smeraldo 2 (n. 183) e i 91°C nei pozzi Salvagnini 7 (n. 182) e Menegolli 11 (n. 164).

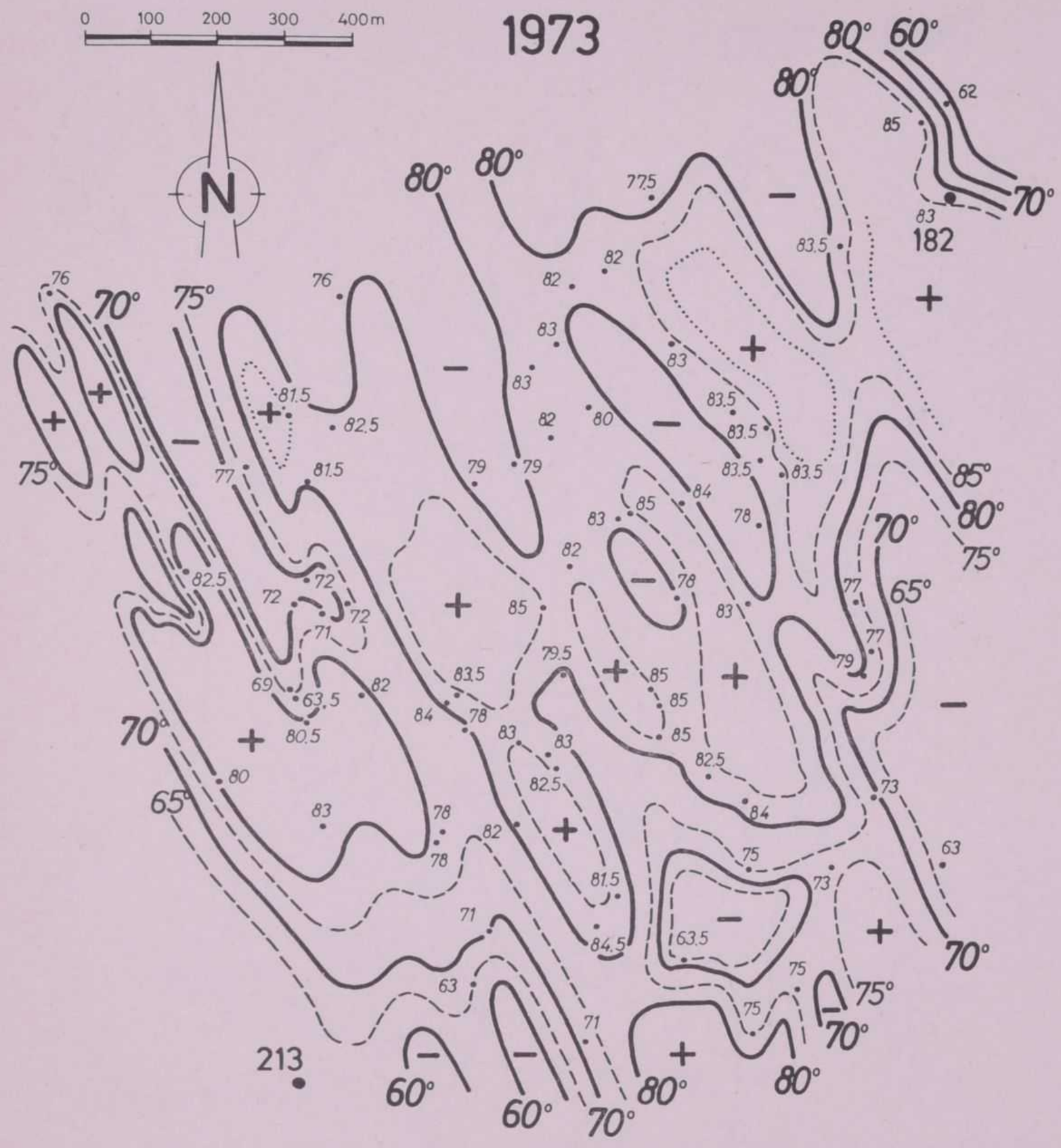


Fig. 36 - Distribuzione delle temperature a bocca pozzo nell'area termale di Abano nel 1973. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

Nei pozzi per i quali si dispone di valori sulla temperatura dell'acqua all'uscita si notano differenze sensibili che oscillano da 3° a 5°C in meno rispetto al fondo pozzo. Deve però notarsi che in molti casi la temperatura dell'acqua all'uscita non è stata misurata esattamente a bocca pozzo, ma solo al termine della tubazione che immette nelle vasche, e cioè a distanze che spesso superano i 20 metri e che importano un apprezzabile raffreddamento dalla effettiva bocca del pozzo al punto di misura. E' molto probabile che, per il non sempre sufficiente isolamento della tubazione, le possibilità di errore varino anche con il variare della temperatura esterna.

A parte gli errori dovuti alle diverse condizioni di misura delle temperature all'esterno, la validità dei dati di cui si dispone può essere limitata da altri fattori

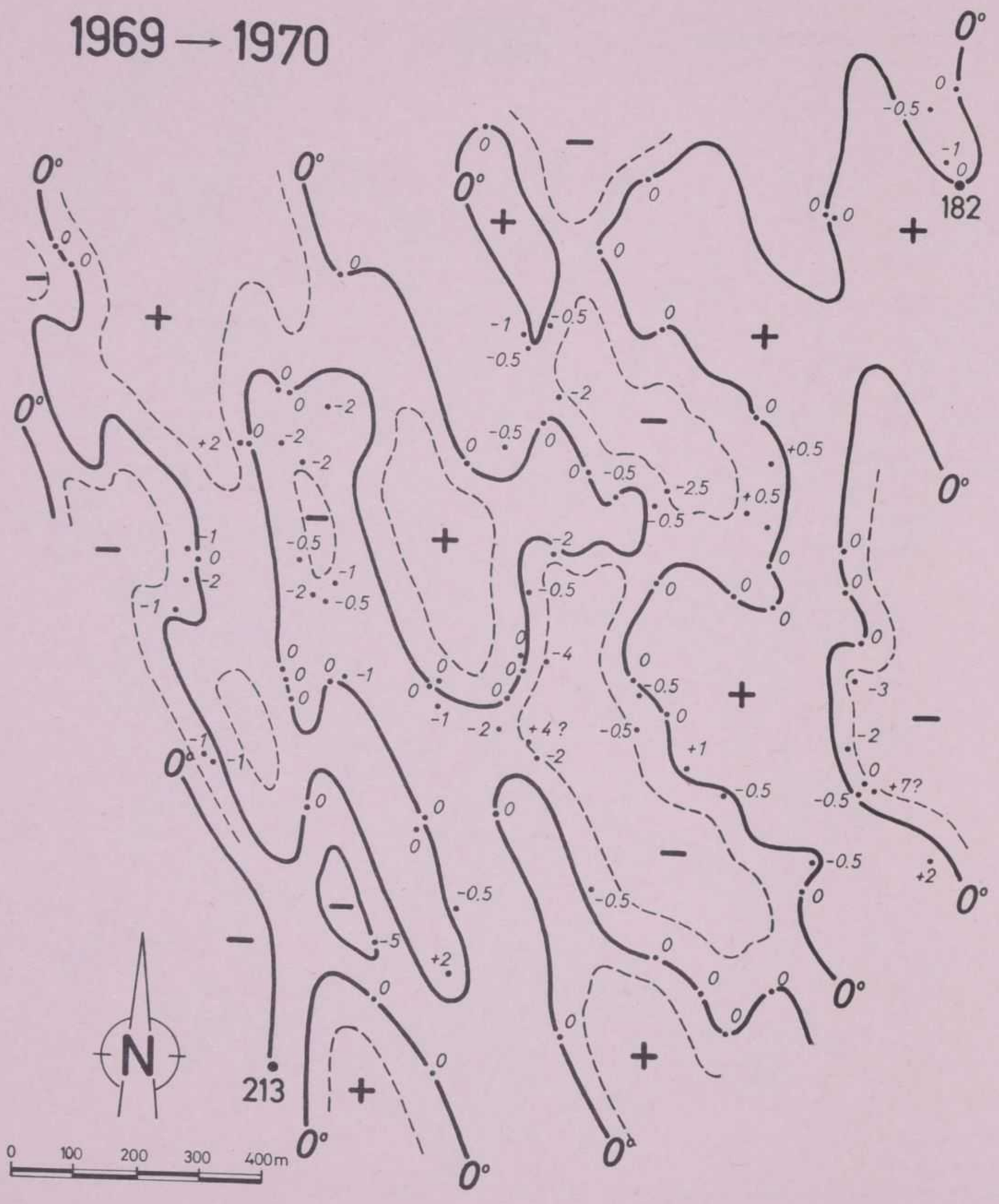


Fig. 37 - Differenza di temperatura a bocca pozzo nell'area termale di Abano fra il 1969 e il 1970. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

relativi al tipo di sistemazione ed alle attuali condizioni del pozzo. Molto spesso, infatti, non si sa se le acque più o meno ipotermali provenienti dai terreni del Quaternario siano state escluse con tubaggio e cementazioni e se si siano successivamente verificati cedimenti o lesioni. E infine, anche la diversità delle quote e delle caratteristiche litostratigrafiche dei livelli dai quali proviene l'acqua termale contribuisce, assieme alla diversa profondità dei pozzi, a rendere non sempre confrontabili i valori di cui si dispone.

Si può comunque ritenere che, malgrado le numerose riserve, le temperature di cui si dispone e le carte isoterme che in base ad esse sono state costruite possono

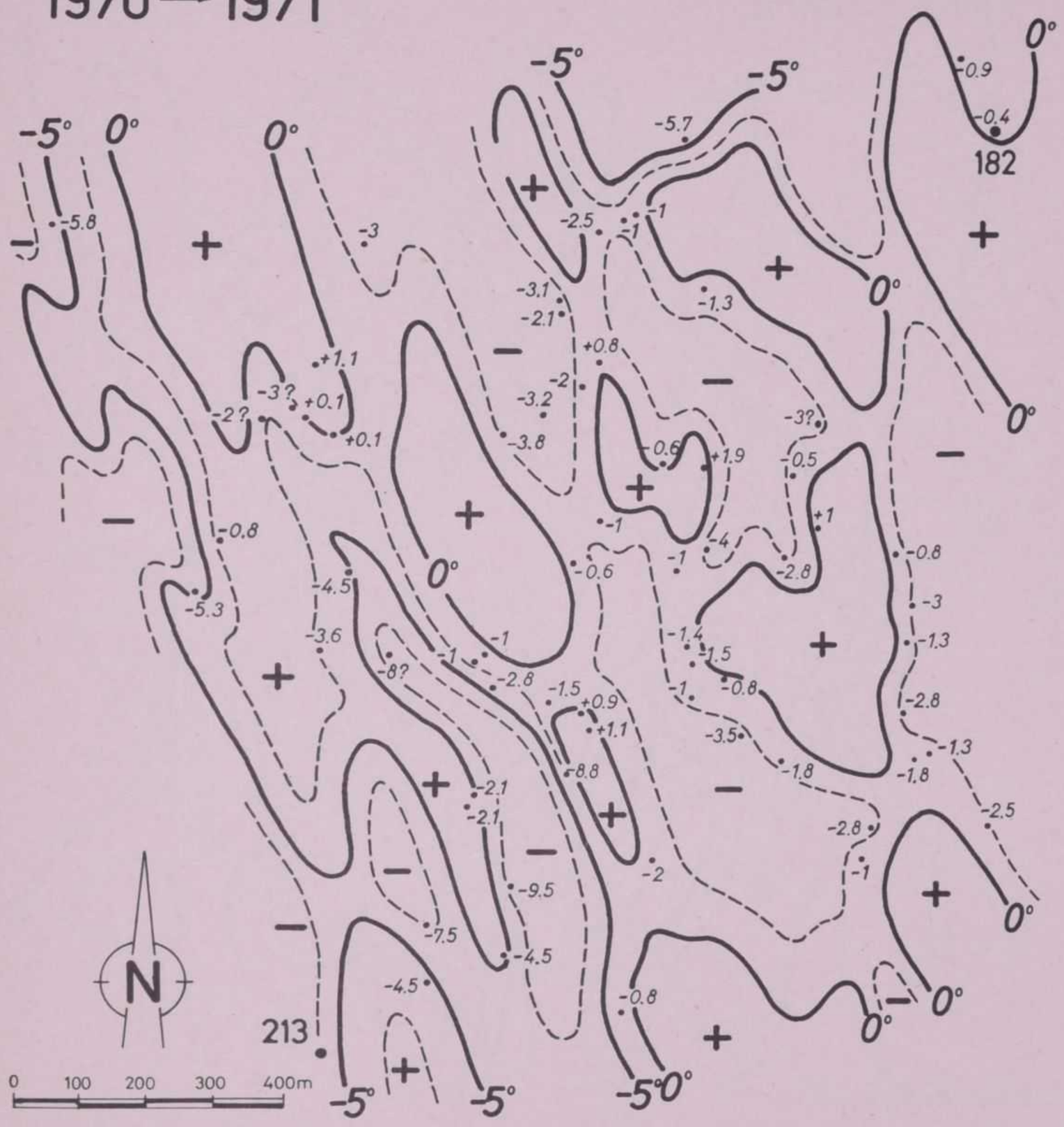


Fig. 38 - Differenze di temperatura a bocca pozzo nell'area termale di Abano fra il 1970 e il 1971. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

considerarsi sufficienti a dare un attendibile quadro generale anche se il loro significato diventa discutibile ove si scenda ad esaminarne i dettagli. Ad esempio le piccole anomalie locali determinate da una sola misura hanno significato troppo incerto per poter essere prese in considerazione.

I dati disponibili sono sufficientemente numerosi per dare in modo univoco il panorama generale della termalità nell'area di produzione, ma non abbastanza da non consentire una certa libertà di scelta negli orientamenti preferenziali delle isoterme e delle anomalie da esse definite.

Nel costruire le carte di distribuzione delle temperature delle Figg. da 32 a 36 le anomalie termiche sono state orientate secondo la direzione NW - SE, che è quella

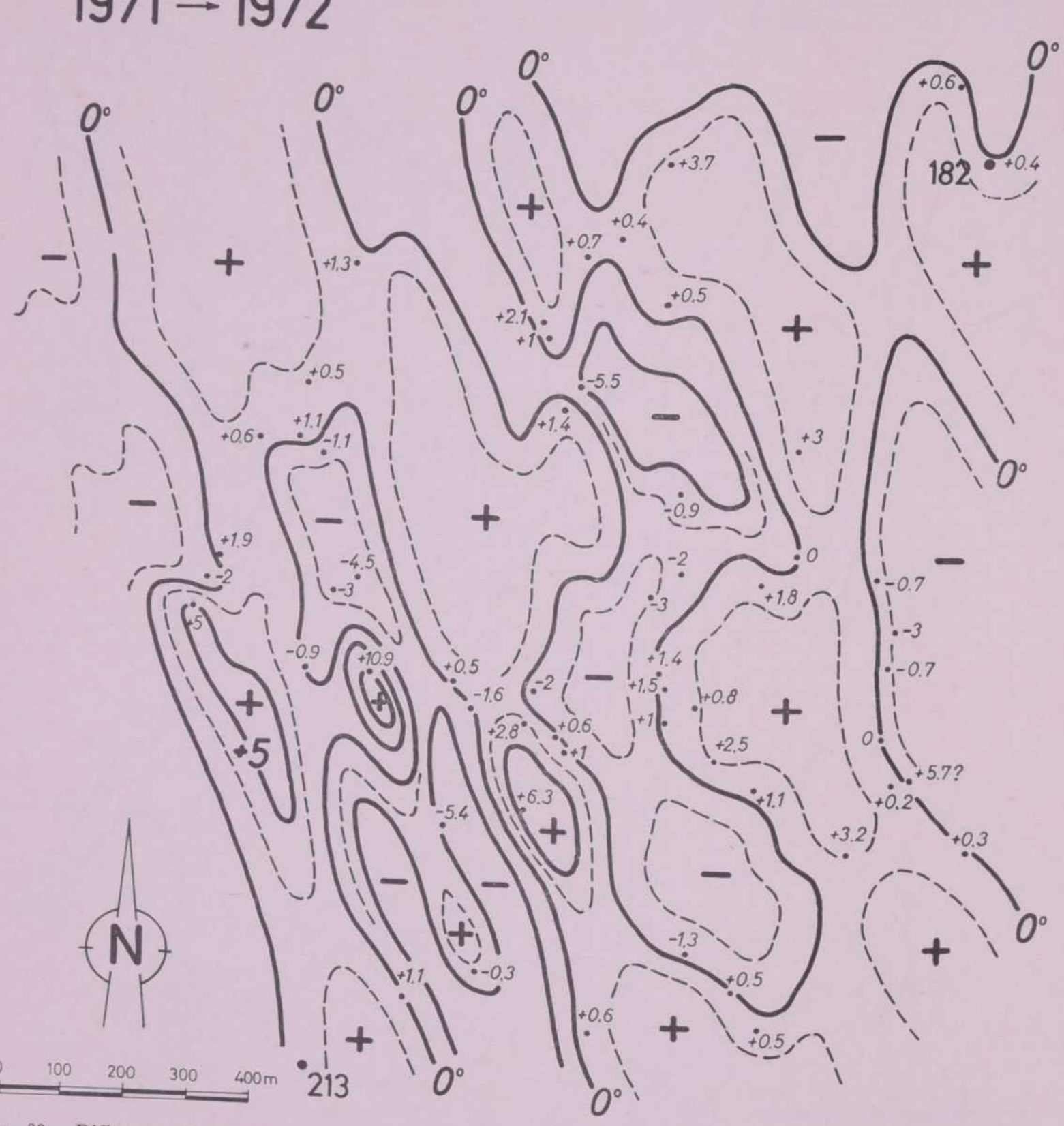


Fig. 39 - Differenze di temperatura a bocca pozzo nell'area termale di Abano fra il 1971 e il 1972. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

delle faglie principali, partendo dall'ipotesi che la risalita delle acque calde abbia luogo lungo le fratture. Tracciamenti diversi, che sono stati fatti ipotizzando altri andamenti preferenziali, non cambiano il quadro generale.

Le carte di distribuzione della temperatura dei pozzi sono chiare di per se stesse e non richiedono particolari commenti. In esse le fasce più calde si estendono con orientamento NW - SE, culminando nelle aree strutturalmente positive (Tav. X) dove il substrato pre-quaternario è prevalentemente costituito dai calcari molto permeabili del Biancone.

Lo studio delle eventuali variazioni di temperatura nel corso degli ultimi anni si presenta estremamente delicato. Infatti mentre il panorama generale del termalismo (Figg. 32-36) è già reso evidente da isoterme con intervallo di 5°C è cioè superiore

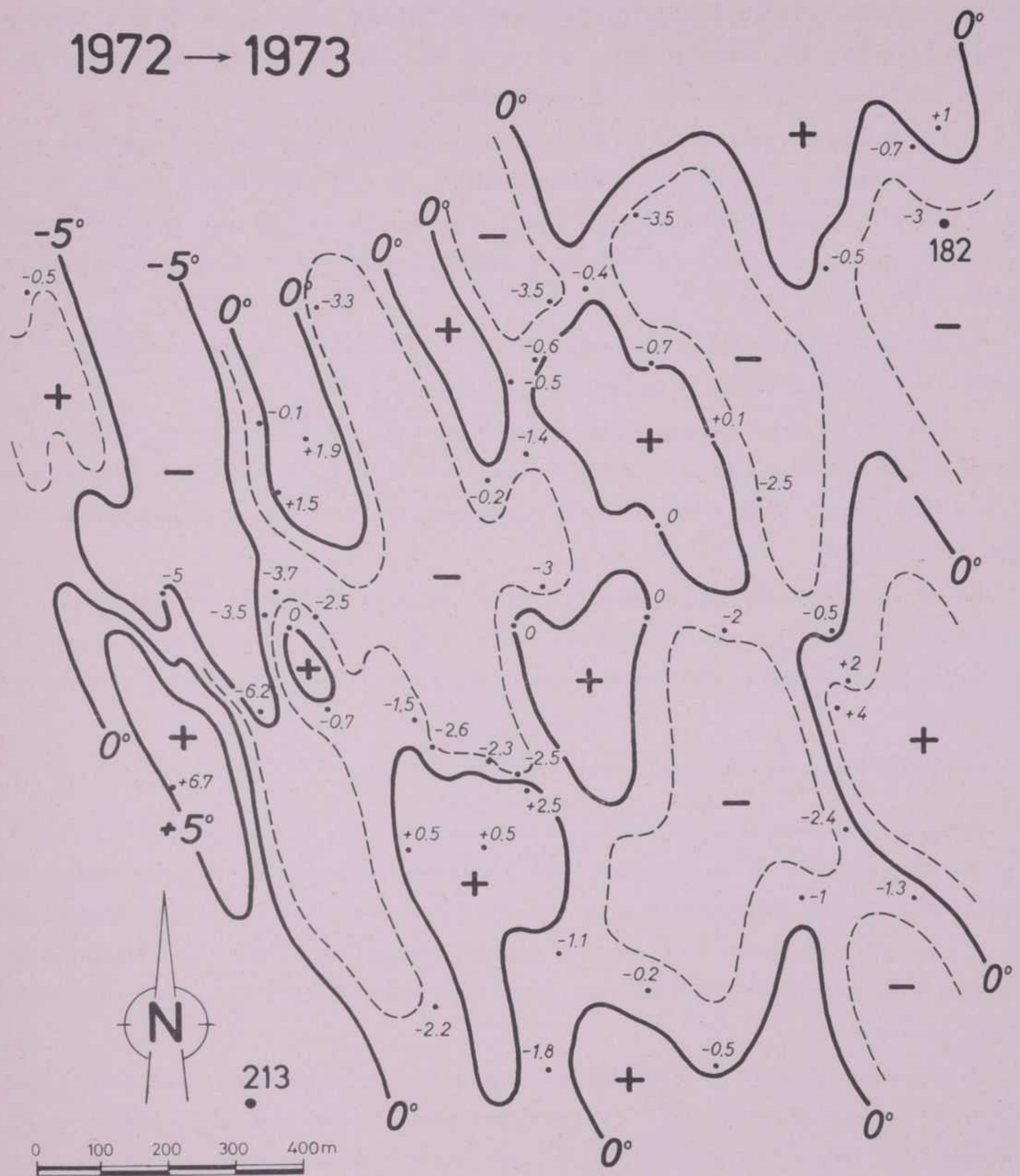


Fig. 40 - Differenze di temperatura a bocca pozzo nell'area termale di Abano fra il 1972 e il 1973. Pozzi di orientamento come nella Fig. 32.

al margine di errore delle misure, le differenze che devono essere considerate per lo studio delle variazioni termiche sono probabilmente dell'ordine del grado se non addirittura di frazioni di grado. Le molte cause di incertezza che sono state esaminate all'inizio di questo paragrafo sono sufficienti a mostrare quanto la precisione di questo esame sia aleatoria.

Delle quattro carte sulle variazioni di temperatura che sono state costruite (Figg. 37, 38, 39 e 40), quelle relative all' intervallo Gennaio - Dicembre 1971 e 1972-'73 sono forse le più attendibili sia perchè negli ultimi tempi le misure sono state prese con cura sempre maggiore, sia perchè le condizioni di temperatura

esterna non erano molto diverse quando le due misure sono state fatte (riferimento al raffreddamento fra bocca pozzo e punto di misura), sia perchè nei periodi di misura la produzione del campo era di poco differente.

Dalle suddette carte della variazione delle temperature sembra apparire un aumento nelle fasce più calde con differenze di + 1° a + 2°C e più (fino a un dubbio + 10°9C registrato in parecchi pozzi). Per contro si ha una generale diminuzione nelle aree meno calde, con differenze dell'ordine di − 1°C fino, in qualche caso, a circa − 5°C.

La stessa tendenza anche se meno marcata, si riscontra nelle variazioni di temperatura dal 1969 al 1970 e dal 1970 al Gennaio 1971.

L'aumento di temperatura sembra verificarsi prevalentemente in pozzi che producono dal Biancone e cioè dal serbatoio più permeabile. Il richiamo di acqua profonda e più calda con il protrarsi dell'emungimento porta ad un graduale aumento della temperatura.

La diminuzione di temperatura si nota invece preferibilmente nei pozzi strutturalmente marginali, e che producono dalla Scaglia o dal Quaternario. Si può pensare che in essi il richiamo dell'acqua avvenga in senso laterale piuttosto che verticale.

Circolazione delle acque termali e portate di sicurezza.

Rapporti concentrazione-temperatura e schema di circolazione. Un tentativo di ricostruzione dello schema di circolazione viene fatto esaminando i rapporti fra concentrazione e temperatura, come è indicato nel grafico della Fig. 41. In tale grafico, in cui vengono riportate le conducibilità (= concentrazioni) in ascisse e le temperature in ordinate, sono stati indicati tutti i pozzi di Abano Terme e di Montegrotto.

Per quanto riguarda le notevoli variazioni di concentrazione, l'ipotesi del mescolamento delle « acque madri » con quantità più o meno grandi di acque locali e superficiali — che è la più semplice — sembra che sia da scartare, almeno come fenomeno determinante. Si nota infatti che anche acque a concentrazione relativamente bassa raggiungono alte temperature, hanno quantità di Tritio che indicano una permanenza sotterranea di oltre 25 anni e, in qualche caso, valori di $\delta^{18}O$ che suggeriscono una alimentazione lontana, con area di ricarica a quote dell'ordine di 1500 m.

Per poter rappresentare cartograficamente, per il campo di Abano Terme, la distribuzione areale dei rapporti concentrazione-temperatura si sono convenzionalmente delimitati, nel grafico della Fig. 41, nove settori definiti, nelle ascisse, da tre intervalli di conducibilità (4500-6000 μS, 6000-7500 μS e > 7500 μS) e, nelle ordinate, da tre intervalli di temperatura (> 80°C, 65-80°C e < 65°C).

I campi in cui ricadono le diverse combinazioni di concentrazione-temperatura, e i pozzi esaminati, sono indicati, per l'area di Abano Terme, nella Tav. XIII, Fig. 3.

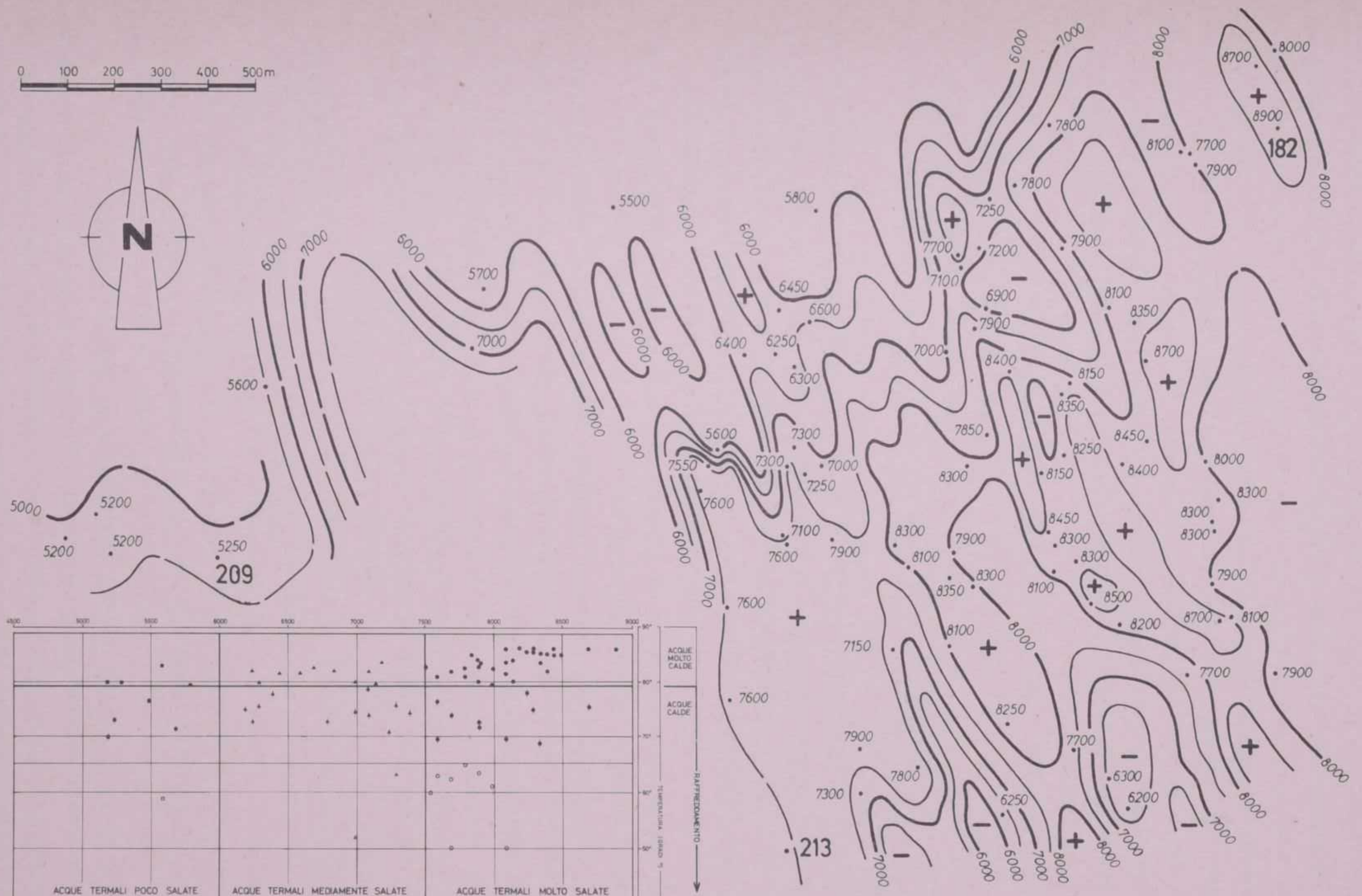


FIG. 41 - Curve di isoconducibilità elettrica delle acque termali nell'area di Abano Terme - Monteortone. I pozzi di orientamento sono: n. 182 Concessione Salvagnini, n. 209 Concessione Buja Monteortone, n. 213 Concessione Luciana. Il diagramma in basso a sinistra illustra i rapporti fra conducibilità elettrica e salinità delle acque termali.

Questa carta, che sembra dare la migliore rappresentazione nel quadro idrotermale di Abano partendo dai dati di cui oggi si dispone, si presta a interessanti considerazioni.

L'area delle acque più calde ($T > 80°C$) e più salate ($K > 7500$ μS), che occupa la parte centrale del campo e due piccole zone a ovest di esso, corrisponde, nelle grandi linee, ai massimi strutturali e quindi ai settori dove il Biancone è a diretto contatto col Quaternario appena coperto da un sottile intervallo di Scaglia rossa. Si può quindi ritenere che in quest'area abbia luogo l'emergenza delle acque più profonde, confermando quanto è già stato in precedenza ipotizzato sui settori preferenziali di risalita. E' da notare che verso Nord quest'area di risalienza sembra estendersi oltre i limiti della zona studiata.

Le acque aventi uguali concentrazioni, ma temperature più basse, si dispongono in una fascia che cinge l'area centrale di emergenza a Sud e ad Est, con temperature decrescenti verso l'esterno. Essa sembra corrispondere ad un alone di progressivo raffreddamento delle acque che dalla zona centrale si espandono lateralmente e, forse, lentamente nella Scaglia rossa.

Per quanto riguarda le acque mediamente poco salate, a temperature diverse, i dati sono molto meno numerosi e la loro distribuzione areale risulta pertanto poco chiara. Entro i limiti della documentazione disponibile, tali acque, sembrano comunque presenti solo a Ovest e Sud del campo e appoggiarsi con un contatto assai irregolare all'area delle acque del primo gruppo, forse con locali effetti di riscaldamento.

Sull'origine di queste acque si possono oggi solo avanzare delle ipotesi idrogeologicamente plausibili, ma non dimostrabili.

Una prima ipotesi, già avanzata trattando delle differenze delle caratteristiche chimiche fra le acque di Abano e quelle di Battaglia-Galzignano, è quella dell'esistenza di differenti circuiti profondi, aventi una comune area di ricarica, ma con una complessa rete di rami ascendenti. Il fatto che le acque di Abano Terme appartengono ad uno stesso e ben definito tipo chimico e si differenziino solo per la concentrazione, importa però ipotesi sussidiarie — quale, ad esempio, differenze nei tempi di percorrenza sotterranea — che sono di difficile ricostruzione.

L'apparente provenienza da Ovest delle acque a media e bassa concentrazione potrebbe far pensare ad acque infiltrate nel gruppo degli Euganei, lungo faglie o camini vulcanici, e fino a notevoli profondità, nel serbatoio principale e risalienti sui fianchi per l'effetto di richiamo del principale ramo ascendente centrato nel campo di Abano. Ciò potrebbe spiegare la minore concentrazione e anche i bassi valori di Tritio, ma non i valori molto negativi del $\delta^{18}O$; questi, peraltro, sono stati riscontrati in soli due campioni e meriterebbero la conferma di ulteriori analisi.

Si può quindi concludere che il quadro idrochimico e termico, anche se chiaro nell'insieme, lascia ancora alcuni punti oscuri, a parte il fatto che rimane provata la mancanza di mescolamenti apprezzabili con acque superficiali e che una spiegazione più completa è da ricercare nei dettagli della circolazione profonda.

Decadimento dell'acquifero e portata di sicurezza. Lo sfruttamento delle risorse idrotermali ha certamente alterato l'iniziale condizione di equilibrio dell'acquifero dal quale esse sono estratte.

Queste alterazioni possono essere di tre generi: e cioè chimiche, termiche e idrologiche.

Il confronto fra analisi eseguite molti anni fa ed analisi attuali indica che le variazioni del chimismo delle acque, se pure esistono, non raggiungono valori apprezzabili.

Per quanto riguarda la temperatura sembra invece che si possa concludere per un graduale seppur leggero raffreddamento medio. Poichè è stato visto che in pozzi che erogano nell'area delle acque madri, e che attingono dal Biancone, ad aumenti di portata corrispondono aumenti di temperatura, una diminuzione media generale deve essere dovuta al progressivo afflusso laterale di acque locali fredde verso il centro di produzione che, come sarà detto in seguito, è un'area di depressione.

Ancora più marcato, e senz'altro più pericoloso, è l'abbassamento medio del livello dei pozzi e cioè l'approfondirsi del vasto cono di depressione creato dall'emungimento delle acque termali. Il forte abbassamento (circa 5 m) registrato dall'estate 1971 all'estate 1972 è probabilmente superiore agli abbassamenti verificatisi negli anni precedenti, e non si può che condividere le preoccupazioni espresse al riguardo dall'Ing. G. Schiesaro nelle sue pubblicazioni e relazioni. La mancanza di sistematici dati quantitativi sugli abbassamenti avvenuti negli anni precedenti e sui consumi che li hanno determinati non ci permette di valutare il grado di pericolosità del fenomeno.

E' però evidente che a parte quelli che potranno essere in seguito i risultati delle ricerche di acque termali occorre valutare con la migliore approssimazione possibile l'entità delle risorse esistenti. E cioè la « portata di sicurezza » che rappresenta la produzione massima oltre la quale l'area idrotermale di Abano Terme continuerebbe il suo decadimento.

La valutazione di massima della « portata di sicurezza » è generalmente il risultato di un bilancio idrologico che però, nel caso di Abano Terme, non è facile nè necessario. Non è facile, per la enorme estensione del sistema idrogeologico regionale e la evanescenza dei limiti dei sotto-sistemi; non è necessario in quanto i dati sulla produzione e sugli abbassamenti (raccolti e in corso di raccolta) danno certamente una risposta molto meglio approssimata.

Si può osservare quanto segue:

— Nel Luglio - Agosto 1971, con livello medio intorno a – 15.60 m non si sono avuti abbassamenti apprezzabili per consumi del 70% della potenzialità massima.

— Nel Novembre 1971, con consumi del 75% sembra si sia avuta una risalita (da – 18,80 m a metà mese a – 18,50 a fine mese).

— Il consumo dell' 80% nel Dicembre 1971 provoca un abbassamento.

— Il consumo del 75% del Gennaio 1972, provoca un forte innalzamento, da – 18,50 m a – 16,90 m.

In base a questi elementi sembra che la portata di sicurezza con la quale il livello medio dovrebbe stare fra i 15 e 16 m sotto il piano di campagna non debba in media superare il 70% della potenzialità massima (valutata a circa 33.000 l/m) e cioè circa 23.000 l/m.

Questo ragionamento è valido nelle grandi linee, e forse anche nei dettagli, sempre che l' « effetto di pressione » delle acque locali non esista o non sia particolarmente marcato.

E' da aggiungere che si potrebbe tentare una produzione di sicurezza più alta (ad es. 75%) che in ogni caso però farebbe stabilizzare il livello ad una quota più bassa. Ciò però aumenterebbe, verso l'area di produzione, il richiamo laterale di acque più diluite, con il rischio di aumentare il raffreddamento generale fino a limiti pericolosi.

Le ricerche recenti (1974-'75) condotte dall'Ing. Schiesaro ed esposte nel paragrafo precedente danno già una risposta confortante ai problemi qui esposti.

La zona termale di Montegrotto Terme

(G. Bulgarelli)

A Montegrotto Terme, negli ultimi 20-25 anni, l'attività termale ha avuto una forte crescita, dimostrata dalle giornate di presenza dei curandi poco meno che decuplicate (68.800 nel 1950, 650.000 nel 1974), dai gabinetti di fangoterapia e dai posti letto circa quintuplicati (89 e 900 nel 1950, 438 e 4300 nel 1974). Tali aumenti spiegano l'incremento degli emungimenti idrici, reso necessario dai continui aumenti dei fabbisogni di acqua termale. Sono state in conseguenza interessate via via zone più ampie e con perforazioni gradualmente più profonde. L' area coperta dalle concessioni è passata infatti da ha 37,5 nel 1950 agli attuali (1975) ha 183, ed i pozzi perforati, sia in permessi di ricerca (nuove zone) sia nelle vecchie concessioni sono stati nello stesso periodo oltre 90, con i quali sono state raggiunte profondità anche maggiori di 500 m (un pozzo ha toccato i 600 m), mentre prima raramente si superavano i 100 m. Nel 1953 l'acqua termale, per una portata utilizzabile di circa 60 l/s, proveniva da una ventina di sorgenti naturali e da 26 pozzi, tutti ad erogazione spontanea; ora l'acqua termale, con una portata disponibile complessiva di circa 470 l/s, viene emunta da una sessantina di pozzi, tutti ad erogazione forzata (pompe e gas-lift); ad essi sono da aggiungere i pozzi tenuti in riserva od ubicati in concessioni inattive e quindi non eroganti. Complessivamente i pozzi attivi o attivabili sono circa 75, attingenti l'acqua termale da una profondità media di 290 m, mentre nel 1953 la stessa profondità era inferiore ai 50 m.

L' aumento della profondità di terebrazione, spinta notevolmente entro l'imbasamento roccioso, ha dato luogo a copiosi ritrovamenti di acqua termale prima sconosciuti; una quindicina di pozzi fra quelli perforati nel decennio 1959-69 hanno rinvenuto acqua termale con portate spontanee iniziali superiori ai 15 l/s ed in qualche caso anche ai 30 l/s. Queste ultime erogazioni rappresentano le maggiori registrate in tutta la zona euganea (due pozzi perforati nel 1965-66 erogavano inizial-

mente addirittura 50 l/s ciascuno). Se da un lato ciò ha fatto aumentare la portata complessiva dell'acqua termale fornita dal sottosuolo (440 l/s nel 1965, in buona parte spontanea) ed ha valorizzato zone una volta trascurate ai fini della ricerca, d'altro lato ha determinato, oltre che il graduale inaridimento delle sorgenti naturali (l'ultima delle quali scomparsa nel 1970), ripercussioni nei pozzi preesistenti, generalmente attingenti agli orizzonti sabbiosi alluvionali del materasso quaternario sovrastante lo zoccolo roccioso. Tale fatto ha determinato la necessità di estendere gradualmente la pratica di forzare l'erogazione dei pozzi (dapprima di quelli meno profondi, poi, mano mano che questi venivano sostituiti ed aumentava il numero delle perforazioni, anche di quelli attingenti dal substrato roccioso). Il fenomeno riguarda gli stessi pozzi a grande portata, i quali sono andati gradualmente perdendo di prevalenza e riducendo la portata spontanea tanto che ora, come già accennato, nessun pozzo è più in grado di erogare acqua calda spontaneamente e nessuna nuova perforazione rinviene acqua saliente al di sopra del piano di campagna.

Una « faglia molto probabile », individuata nel 1969 con rilevamenti effettuati dalla Sezione Geofisica del Servizio Geologico d'Italia, mostra direzione NW-SE ed è compresa grosso modo tra la stazione ferroviaria ed il centro dell'abitato di Montegrotto. Parecchi dei pozzi a grande portata iniziale sono situati in prossimità della faglia in parola ed i due pozzi a maggior portata iniziale (50 l/s) sembrano cadere proprio sulla zona di faglia; altri tuttavia ne sono relativamente lontani. I pozzi vicini alla faglia hanno quasi tutti mantenuto a lungo la prevalenza sul piano di campagna.

Caratteristiche delle acque termali

Passando ora ad esaminare il comportamento dei pozzi termali negli ultimi anni e la situazione attuale degli stessi, si considereranno i livelli dell'acqua e le relative variazioni, la produttività dei pozzi e infine la temperatura dell'acqua. I dati in nostro possesso, anche se non completi ed ottenuti con rilevamenti non di precisione a causa dell'impossibilità o della difficoltà di effettuare certi controlli o di effettuarli al momento più opportuno, sono sufficienti a fornire alcune indicazioni ed a mettere in evidenza certe circostanze.

Livelli idrostatici dei pozzi. Fino al 1956 a Montegrotto Terme tutti i pozzi erano ad erogazione spontanea. L'iniezione d'aria, primo sistema adottato per forzarne le portate, venne introdotta a partire dal 1957, anno nel quale i pozzi non zampillanti erano 2 su 29. Nel 1962 i pozzi non zampillanti erano 4 su 34, nel 1965, 9 su 40; e essi sono via via aumentati di numero. Nel 1972 vi erano però ancora 26 pozzi zampillanti, sia pure con portate diminuite rispetto alle originarie; si sono ridotti ad una ventina nell'estate 1973 e sono praticamente scomparsi alla fine dello stesso anno (nel 1974 solo 3 pozzi avevano il livello idrostatico di poco superiore al piano campagna). Tale evoluzione sta ad indicare ovviamente un progressivo abbassamento dei livelli idrostatici, prima tutti superiori al piano campagna (anche se non si può precisare di quanto non essendo state effettuate misure precise; ma per certi pozzi il livello iniziale si trovava probabilmente a dieci e più metri sopra il piano campagna). Dal 1975 tutti i pozzi mostrano il livello idrostatico

al di sotto del piano di campagna. L'abbassamento è stato particolarmente accentuato negli anni 1972-73, anni durante i quali sono entrati in esercizio quattro nuovi stabilimenti-albergo, con una settantina di gabinetti di cura. Essi hanno fatto aumentare sensibilmente, com'è ovvio, la richiesta di acqua termale. La portata disponibile nelle concessioni attive è passata da 293,4 l/s nell'estate del 1972 a 427,4 l/s nell'inverno 1973-'74.

Per vedere quali sono state le variazioni dei livelli idrostatici nei pozzi durante gli ultimi tempi si può, con sufficiente attendibilità, fare riferimento alle oscillazioni delle medie dei livelli in un congruo numero di pozzi termali, anche se non della totalità. Una parte dei pozzi, che hanno perso la prevalenza recentemente, non hanno infatti potuto essere ancora controllati per un periodo di tempo sufficientemente lungo, mentre in altri pozzi, per vari motivi, non sono stati effettuati e non sono possibili controlli regolari. Occorre precisare che si considerano i livelli stabilizzati interrompendo l'erogazione del solo pozzo sotto controllo, non essendo possibile effettuare le misurazioni con tutti i pozzi ad erogazione forzata sospesa. E' anche da tenere presente che la quota del piano campagna varia da zona a zona; mancando una livellazione generale non è possibile riferire tutti i livelli ad un unico piano.

TABELLA XVII - Livelli idrostatici nei pozzi e portate complessive di acqua termale disponibili in concessioni attive dell'area di Montegrotto Terme

Numero pozzi considerati	Livelli idrostatici medi in m dal piano di campagna							
	estate 1972	inverno 1972-73	estate 1973	inverno 1973-74	estate 1974	inverno 1974-75	giugno 1975	settembre 1975
20 pozzi	—	—	−2.85	−4.56	−5.10	−4.92	−5.91	−5.67
34 pozzi	—	—	—	−5.04	−5.44	−5.05	−6.29	−6.07
44 pozzi	—	—	—	—	−4.94	−4.56	−5.89	−5.66
50 pozzi	—	—	—	—	—	−4.40	−5.78	−5.41
	Portate disponibili in l/s							
	293,4 (1)	332,1 (2)	380,5 (3)	427,4 (4)	423,5	413,6	462,1	476,6

(1) di cui 81,6 l/s spontanei.
(2) di cui 64,7 l/s spontanei
(3) di cui 46,8 l/s spontanei
(4) di cui 6 l/s spontanei

Nella Tab. XVII sono riportati i livelli medi riferiti a gruppi di pozzi di numero crescente, controllati semestralmente a partire dall'estate 1973 (tranne per i due ultimi controlli, distanziati di un trimestre) e le portate complessive disponibili (le portate cioè erogabili dai pozzi efficienti delle concessioni attive), non essendo possibile indicare con sufficiente esattezza gli effettivi consumi di acqua termale in quanto essi variano in relazione alla temperatura esterna ed al periodo stagionale di cure). Nel triennio 1951-54, quando tutti i pozzi erano ad erogazione

spontanea come le sorgenti e le nuove perforazioni erano poche, controlli sistematici effettuati da una Commissione presieduta da M. GORTANI sull' intera zona termale avevano accertato la sostanziale costanza delle portate; le erogazioni erano inoltre continuative e la portata disponibile coincideva con quella erogata. Ora invece, con tutti i pozzi ad erogazione forzata, le portate dipendono dalle caratteristiche delle pompe (o dei compressori) ed, a parità di altre condizioni, dai livelli idrostatici dell'acqua termale. In tali condizioni la portata disponibile non coincide con la portata effettivamente erogata. Purtuttavia è da ritenere che l'aumento della portata disponibile, aumento che può essere ottenuto anche solo con lavori di manutenzione ai pozzi esistenti, dia inevitabilmente luogo ad un maggior consumo.

Dai dati della Tab. XVII risulta un progressivo calo dei livelli idrostatici medi fino all'estate 1974, in corrispondenza ad un progressivo aumento della portata generale disponibile, seguito da una ripresa nell'inverno 1974-75, che forse ha compensato il precedente abbassamento avvenuto dall'inverno 1973-74 all'estate 1974 (ciò si è verificato per il gruppo dei 34 pozzi). Il fenomeno è spiegabile, a complesso termale invariato (portata disponibile praticamente invariata) con il decremento stagionale delle presenze (stagione bassa di cura nel periodo invernale) e la conseguente minore richiesta di acqua termale. Confrontando il livello medio dell'estate 1975 (mese di giugno) con quello dell'estate 1974, risulta un abbassamento pari a valori da 81 a 95 cm; pertanto nel corso di tale anno la ripresa invernale non ha compensato la precedente diminuzione. Una lieve ripresa si nota anche nel settembre 1975 rispetto al precedente mese di giugno, spiegabile, a portata complessiva disponibile di poco variata, con il minor fabbisogno di acqua termale durante l'estate. Tali pochi cenni fanno già intravedere (anche se i controlli effettuati non sono ancora molto numerosi) come i livelli idrostatici dei pozzi varino con i periodi di cure più o meno intense e con le temperature esterne ed in relazione anche alla portata complessiva disponibile; l'aumento di questa comporta l'abbassamento di quelli.

Controlli mensili effettuati su alcuni pozzi convenientemente ubicati hanno consentito di accertare abbassamenti dei livelli idrostatici durante i mesi primaverili fino a giugno (mesi nei quali il consumo di acqua è elevato sia per la bassa temperatura esterna sia per l'elevato numero di cure), una leggera risalita durante i mesi estivi di bassa stagione e di alta temperatura esterna (vedi dati in tabella relativi ai mesi di giugno e settembre 1975), un abbassamento nei mesi autunnali di alta stagione e non alta temperatura esterna ed infine una risalita durante i mesi invernali (nei quali la maggior parte degli stabilimenti sono chiusi o ad attività ridotta ed il fabbisogno di acqua termale risulta minimo). Nel complesso però le risalite non compensano gli abbassamenti.

Va fatto presente inoltre che le variazioni di livello idrostatico sono sensibilmente differenti da pozzo a pozzo; si riscontrano risalite quando il livello medio cala e viceversa. Esiste anche il caso in cui pozzi vicini abbiano livelli che differiscono notevolmente fra loro, senza che ciò possa spiegarsi con diverse profondità di provenienza delle relative acque. Ad esempio due pozzi di una stessa concessione, distanti tra loro un centinaio di metri e attingenti da profondità circa uguali, hanno livelli idrostatici che differiscono di una decina di metri (e temperature diverse di 6-7°C).

Finora non è stato individuato alcun pozzo le cui oscillazioni di livello rispecchino esattamente quelle dei livelli medi; vi sono anzi pozzi che se ne discostano nettamente.

Produttività. Le portate specifiche, o produttività, rilevate (in l/s per ogni metro di abbassamento) indicano che le maggiori produttività si hanno in due zone ristrette e precisamente nella concessione « Antoniana », ove un pozzo che ha raggiunto un'ampia fessura rocciosa da cui proviene l'acqua presenta un valore superiore a 10 e nell'area situata a SE della collinetta ove sorge la nuova chiesa di Montegrotto, comprendente tre concessioni e nella quale un pozzo ha pure una portata specifica superiore a 10. Altri pozzi presentano valori della produttività compresi fra 5 e 10 (ad esempio nella zona delle Terme Neroniane), mentre altri pozzi infine restano al di sotto di 5 e talora al di sotto di 1. Nel complesso, con i dati parziali a disposizione, non sono ben delineabili zone con produttività differenti, seppure di poco. Dei pozzi originariamente a grande portata ed elevata prevalenza alcuni presentano ora produttività alte o medie, mentre per altri non è stato ancora possibile affettuare il rilevamento. Tali pozzi sono stati fra gli ultimi ad essere attrezzati con pompe, come è comprensibile. Sembra probabile, pur dalle limitate e incerte notizie che si hanno sui terreni attraversati, che sia i pozzi a forte portata iniziale sia quelli ad elevata produttività attingano dal Biancone. Non è invece stata trovata una relazione fra la produttività e la distanza dalla faglia individuata con la geofisica e più volte citata. Si può solo dire che la seconda delle due zone ad elevata produttività sopra riferite è ubicata nei pressi immediati della faglia, a differenza della prima, che pure non ne è molto distante.

Temperature dell'acqua termale. Le temperature che si considerano sono state misurate a bocca di pozzo od, in taluni casi, nel pozzetto di distribuzione dell'acqua termale ai vari impieghi (vasche del fango, gabinetti di cura, piscine, ecc.). In quest'ultimo caso la temperatura misurata può essere leggermente inferiore a quella a bocca di pozzo e può risentire maggiormente delle variazioni stagionali della temperatura esterna. Non si tratta comunque di misure di precisione (termometri a massima graduati in gradi centigradi). Ciò non infirma tuttavia la validità di certi risultati poichè le misure sono state effettuate sempre nelle stesse condizioni, clima esterno a parte, ed i raffronti quindi possono ritenersi sufficientemente validi.

La distribuzione delle temperature (vedi Fig. 42) rende innanzitutto possibile individuare una fascia nella quale risalgono quasi tutte le acque più calde, con temperature cioè di 80°C ed oltre (l'acqua più calda fornita da un pozzo raggiunge 87°). La fascia parte ad E della stazione ferroviaria (tre concessioni), con andamento NW-SE e poi, oltrepassata la ferrovia, piega verso nord ad oriente del Viale della Stazione e assume un andamento parallelo al Corso delle Terme nel tratto da piazza Roma (Municipio) verso Abano. Questo sviluppo corrisponde parzialmente (tratto iniziale della fascia ove si addensa il maggior numero di pozzi ad alta temperatura) alla « faglia molto probabile » già citata. Occorre notare che nella sua parte settentrionale la fascia passa fra due gruppi di pozzi, uno ad oriente (tre pozzi) e l'altro ad occidente (una dozzina di pozzi) con acque di temperature comprese fra i 65° ed i 72°C. E' da rilevare anche che i pozzi a maggior produttività non sempre danno acqua molto calda; ad esempio uno di essi eroga a 72°C.

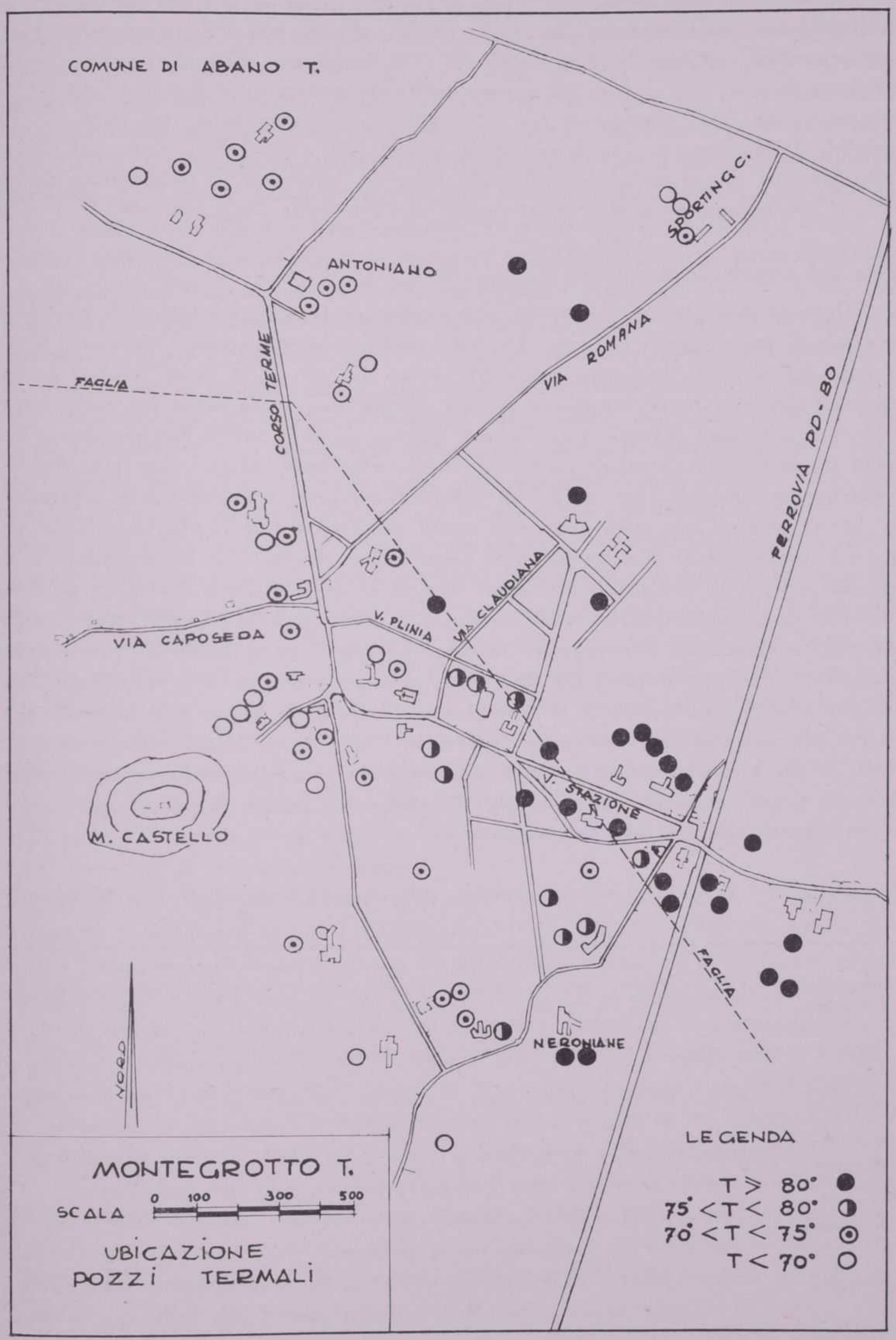


FIG. 42 - Temperature delle acque termali nella zona di Montegrotto Terme.

Ad occidente ed a N di detta fascia a più alta termalità si trova il maggior numero di pozzi, suddivisibili in due gruppi: uno, ubicato più a S, le cui acque hanno temperature comprese fra i 70° e gli 80°, con prevalenza delle temperature di 75° ed oltre; un altro più a N, eroga acque che hanno temperature fra i 65° ed i 75°, con prevalenza delle temperature fra i 70° ed 75°. Un gruppo di tre pozzi, i più orientali di Montegrotto, con temperature quasi uguali (67°-71°), si trova nella zona dello Sporting Center nei pressi della Via Romana. I minimi di temperatura infine (62°-64°) si riscontrano in due pozzi situati ad Ovest delle Terme Neroniane.

Stato del bacino idrotermale di Montegrotto

Da quanto sopra esposto risulta che presentano la maggior termalità (75°-87°) le acque di pozzi ubicati nell'area dove si è prevalentemente esteso l'abitato di Montegrotto. La termalità diminuisce verso NE, verso SW ed a N, verso Abano. E' da osservare che fra i pozzi con grandi portate iniziali una metà circa ha acque poco calde (uno, rimasto inattivo. inizialmente erogava acqua a 64°). Esistono pozzi distanti tra loro poche decine di metri che hanno rinvenuto acque con temperature sensibilmente differenti (per 8-9°), non spiegabili con diverse profondità di provenienza. In via generale non si constata una sicura relazione tra la temperatura delle acque e la profondità di provenienza delle acque stesse. Acque con temperature simili possono risalire da profondità differenti, mentre acque di diversa termalità possono provenire da profondità dello stesso ordine, così come si hanno acque molto calde rinvenute a profondità relativamente modeste ed acque poco calde di provenienza profonda (ad esempio acqua a 80° da 140 m ed acqua a 64° da 400 m). Risulta solo accertato che, mentre nel 1953 la temperatura media delle acque a Montegrotto era sia pure di poco inferiore a 70°, ora è superiore a 75° (la media calcolata su 58 pozzi dà 75°,2); le acque rinvenute nell'ultimo ventennio, sono cioè mediamente più calde di quelle prima conosciute. L'aumento della profondità media dei pozzi ha portato ad un aumento globale delle temperature.

TABELLA XVIII - Valori medi delle temperature dell'acqua termale nell'area di Montegrotto Terme

Intervalli di temperatura	Temperature iniziali	Estate 1972	Inverno 1972-73	Estate 1973	Inverno 1973-74	Estate 1974	Inverno 1974-75	Giugno 1975	Settembre 1975
T > 80°C (12 pozzi)	81°,6	81°,1	80°,9	81°	80°,9	81°,6	81°,4	81°,2	81°,6
75° ≤ T < 80° (20 pozzi)	76°,9	73°,1	73°,2	73°,2	73°,1	73°,3	72°,7	72°,9	73°,6
70° ≤ T < 75° (10 pozzi)	71°,4	71°,5	71°,9	71°,8	72°	71°,9	72°,8	72°,1	72°,3
T < 70°C (6 pozzi)	67°,1	68°,6	68°,6	68°,6	69°,6	69°,6	69°,3	69°,1	69°,6
Medie complessive (48 pozzi)	75°,7	74°,2	74°,3	74°,3	74°,3	74°,6	74°,4	74°,3	74°,8

Nella Tab. XVIII che precede sono riportati i valori medi delle temperature delle acque suddivise in fascie con intervalli di 5° e considerate complessivamente, quali risultano dalle misurazioni iniziali all'apertura di ciascun pozzo e da quelle semestralmente effettuate nel triennio 1972-75 (le due ultime misure sono però trimestrali). Nel calcolo delle medie è stato tenuto conto dei pozzi attivi perforati fino al 1972, trascurando i pozzi perforati successivamente in quanto troppo recenti, ossia complessivamente di 48 pozzi. Come si vede dai dati riportati nella tabella, i pozzi della fascia a temperatura più alta (età media circa 9 anni) e quelli della fascia 70-75° (età media 7 anni e mezzo), presentano variazioni inferiori al grado. I pozzi delle altre due fascie presentano invece oscillazioni più ampie: quelli della fascia 75÷80° (età media circa 10 anni) una diminuzione di quasi 4°, per modo che le medie successive scendono al di sotto del limite inferiore dell'intervallo di temperatura considerato, e quelli della fascia inferiore ai 70° (età media circa 5 anni e mezzo) un aumento di 2°,5. Occorre considerare come le maggiori variazioni si abbiano fra le medie delle temperature iniziali e le medie delle temperature del primo controllo riportato in tabella (estate 1972), mentre fra le medie delle temperature misurate con i successivi controlli le oscillazioni non oltrepassano il grado. Ciò vale anche per le medie complessive: un grado e mezzo di diminuzione fra la media delle temperature iniziali e la media delle temperature rilevate nel 1972, poi oscillazioni entro il mezzo grado.

Il confronto, pozzo per pozzo, della temperatura attuale con quella iniziale mette però in evidenza maggiori variazioni. E precisamente, mentre 10 pozzi hanno conservato invariata la temperatura e 15 l'hanno variata di un grado in più od in meno (oscillazioni queste che possono farsi rientrare nei limiti di tolleranza di misure non di precisione), gli altri pozzi presentano differenze anche accentuate: 2° in più ed in meno rispettivamente in 5 e 6 pozzi; 3° in più ed in meno in 4 e 4 pozzi; 4° in più ed in meno in 3 e 2 pozzi; 5° in più in un pozzo ed in meno in un altro; 6° in meno in 2 pozzi; 8° in più ed in meno in uno e rispettivamente 2 pozzi; 9° in meno in un pozzo e 10° in meno in un pozzo.

L'età dei pozzi considerati varia da tre a venti anni. Mettendo in rapporto le variazioni di temperatura con l'età dei pozzi, risulta che fra i pozzi che hanno mantenuta invariata la temperatura, uno ha 20 anni (perforato nel 1955) ed uno 17 anni (perforato nel 1958), uno 11 anni, 2 nove anni; fra quelli che hanno variato la temperatura di un solo grado, uno ha 16 anni, uno 13 anni, uno 11 anni, altri 9 anni. D'altra parte fra i pozzi che denunciano le variazioni più sensibili, uno di 3 anni ha aumentato la temperatura di 4°, un altro di 4 anni l'ha aumentata di 5°; il pozzo la cui acqua ha diminuito la temperatura di 9° ha 6 anni di età. Nessuna relazione è quindi rilevabile fra l'età dei pozzi e le variazioni delle temperature.

Un raffronto con le rocce dove l'acqua è stata rinvenuta sarebbe poco attendibile per la scarsità dei dati certi di cui si dispone. Tuttavia fra i pozzi che, con i dati a disposizione, si possono ritenere sicuramente attingenti dal Biancone, ve ne sono alcuni che hanno aumentato la temperatura ed altri che l'hanno diminuita e altrettanto forse si può dire dei pozzi che emungono dalla Scaglia rossa.

Per spiegare i mutamenti di temperatura nel tempo l'ipotesi più probabile è quella di variazioni nei quantitativi delle varie acque incontrate, variazioni dovute

probabilmente alle interferenze con pozzi perforati successivamente ed all'introduzione delle pompe (oppure del gas-lift) che possono avere richiamato acque più calde o più fredde. In alcuni pozzi il fenomeno è stato constatato con sicurezza. Si tenga presente che, pur nell'incertezza e nella incompletezza delle notizie sui terreni attraversati e sulle manifestazioni termali incontrate durante le perforazioni, il caso del rinvenimento di più livelli di acque calde in uno stesso pozzo non è raro. Di solito i rinvenimenti idrici di scarso rilievo vengono oltrepassati e la perforazione proseguita fino ad ottenere portate consistenti. D'altra parte certi orizzonti poco acquiferi possono essere occultati dalla circolazione del fango. Comunque, sia l'interferenza fra i pozzi sia l'erogazione forzata possono modificare le proporzioni delle acque a diversa temperatura, non isolate (i pozzi vengono tubati solo nel tratto superiore che interessa i terreni sciolti e le cementazioni non sempre danno affidamento). E' poi da fare presente come certi pozzi siano stati sottoposti a lavori di manutenzione, a volte comprendenti qualche approfondimento, oppure al cambio della pompa con una più potente, oppure ancora alla sostituzione dell'iniezione con pompa, fatti tutti che hanno dato luogo ad aumenti delle portate con possibili richiami di nuove acque. Inoltre per i pochi pozzi ancora attrezzati a gas-lift è da osservare che l'immissione dell'aria compressa provoca qualche calo di temperatura. Non è nemmeno da escludere che qualche dato sia errato, specialmente le temperature iniziali, che in qualche caso possono essere state misurate quando il flusso dell'acqua e la relativa temperatura non si erano ancora stabilizzati.

Giova infine rammentare che durante i controlli effettuati per conto della ricordata Commissione Gortani negli anni 1951-54 è stata fra l'altro accertata la costanza delle temperature nel tempo, in una situazione tuttavia sostanzialmente diversa dall'attuale. Come si è già ricordato, allora le perforazioni erano poche e l'acqua termale veniva fornita da una ventina di sorgenti naturali e da 26 pozzi spontanei, per una portata complessiva di 60 l/s, ossia con una portata media molto modesta. Allora la maggior portata erogata da un solo pozzo era di 8 l/s, mentre altri pozzi avevano portate di qualche litro al secondo ed altri ancora inferiore al litro. Ciò suffraga l'ipotesi che le variazioni di temperatura siano da imputare alle interferenze ed alle pompe con relativi maggiori richiami di acque a varia termalità.

Conclusioni. Dai fatti sopra esposti, tratti dalle ricerche finora svolte, si ha l'impressione che il meccanismo di circolazione dell'acqua calda nel sottosuolo di Montegrotto sia molto complesso e non facile da definire nei dettagli. La presenza della faglia individuata con la geofisica sembra confermata, sia per una sostanziale concordanza con quanto accertato con le perforazioni, sia per una certa corrispondenza con la zona a maggior termalità, oltre che per il comportamento di alcuni pozzi situati in prossimità di essa. Tale presenza però non è da sola sufficiente a configurare una situazione strutturale evidentemente più complessa, come è stato evidenziato dallo studio geologico esposto in precedenza. In ogni caso il fenomeno in atto che merita una particolare attenzione è rappresentato dall'abbassamento dei livelli idrostatici dei pozzi, che riflette un calo di pressione del circuito idrotermale probabilmente collegabile con uno sfruttamento eccessivo delle acque. Ciò potrebbe significare che la quantità d'acqua emunta supera quella della normale alimentazione del sistema idrotermale.

Tale fenomeno, a Montegrotto meno grave che altrove, dovrebbe venire perciò precisato e valutato con maggior rigore, per le conseguenze che esso potrebbe determinare. Non è nemmeno da sottovalutare il fatto che sulla zona termale, almeno nella parte più importante ora conosciuta, si è sviluppato il centro abitato di Montegrotto. E' ben evidente infatti a quali difficoltà di sfruttamento delle risorse termali si andrebbe incontro qualora chi di dovere non recepisse il vitale problema e lasciasse ricoprire con fabbricati, strade e manufatti tutta la zona mineralizzata.

L' area termale di Battaglia Terme - Galzignano

(G. Bulgarelli)

Quest' area comprende due distinte zone: la zona Battaglia-Civrana, interessante il comune di Battaglia Terme e la parte sudorientale del comune di Galzignano, e la zona Ponte Bagnarolo-Bagni San Bartolomeo nel Comune di Galzignano, posta a metà strada fra gli abitati di Battaglia e di Galzignano.

Zona Battaglia-Civrana. Fino al 1959 l'attività estrattiva in questa zona è rimasta limitata al territorio di Battaglia Terme, ove, da oltre un trentennio, esistevano due stabilimenti di un Istituto di Previdenza che utilizzava l'acqua termale di alcune sorgenti affioranti nella parte orientale della collinetta di S. Elena e di un pozzo perforato nel 1873 (che sembra sia stato il primo terebrato nella zona euganea). A tali stabilimenti dopo il 1960 si è aggiunto un terzo albergo di proprietà privata. Nel 1968 l'attività si è estesa al limitrofo territorio del comune di Galzignano, nella zona di Civrana. Dopo il rinvenimento d'acqua termale con la perforazione di alcuni pozzi, sono sorti gradualmente quattro stabilimenti-albergo, in modo che il complesso termale ha assunto attualmente una notevole importanza, con oltre 200.000 presenze annue di curandi. Le concessioni minerarie ora vigenti si estendono su una superficie di ha 98,5 ed i pozzi esistenti sono 22 (15 nel Comune di Battaglia e 7 nel Comune di Galzignano), di cui 4 non utilizzati (3 nel Comune di Battaglia ed uno nel Comune di Galzignano). Tutti i pozzi sono zampillanti, anche se a due di essi sono state di recente applicate pompe per aumentare l'erogazione. La portata disponibile per i 18 pozzi attivi risulta di circa 92 l/s spontanei e di circa 108 l/s dopo l'introduzione di due delle dette pompe. Aggiungendo la portata di tre dei quattro pozzi fermi (il quarto pozzo è chiuso; perforato nel 1960 originariamente erogava spontaneamente 6,8 l/s di acqua a 73°), le portate disponibili, spontanee e forzate, salgono rispettivamente a 107 l/s e 123 l/s.

Le temperature delle acque sono comprese per il maggior numero di pozzi fra i 65° ed i 70°C. Alcuni pozzi però hanno acque sui 50° e due pozzi a 73°. La temperatura media dei 21 pozzi è di 64°. La profondità di provenienza dell'acqua varia da 85 a 435 m dal piano di campagna, senza però che sia rilevabile un regolare rapporto con la temperatura. Ad esempio i due pozzi a 73°, entrambi in quel di Battaglia, attingono l'acqua a circa 150 m di profondità mentre da 435 m, sempre a Battaglia, proviene acqua a 68°. Se si confrontano, pozzo per pozzo, le temperature attuali con quelle iniziali, si notano alcune variazioni in più ed in meno in pozzi non

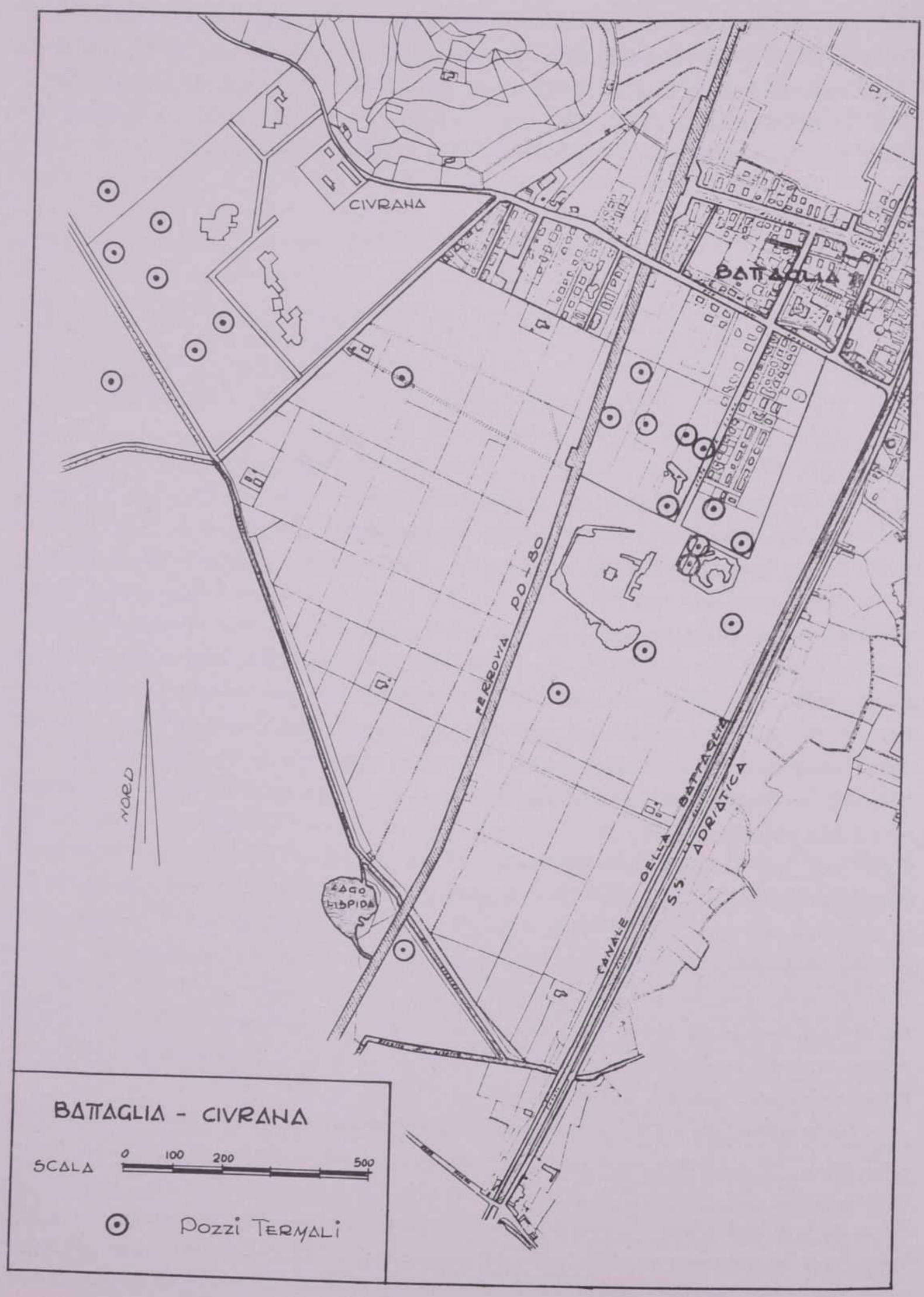


FIG. 43 - I pozzi termali della zona di Battaglia Terme e Civrana (Galzignano).

recenti, la cui perforazione risale cioè ad oltre dieci anni fa. Ad esempio tre pozzi in Battaglia hanno diminuito la temperatura rispettivamente di 15°, 8° e 7°, passando da 65°, 58° e 67° a 50°, 50° e 60°. Trattasi di pozzi perforati nel 1956-58, di portata molto limitata, via via ridottasi rispetto a quella originaria. Il fatto può spiegarsi con la perdita di qualche grado in colonna per la lenta risalita dell'acqua e con variazioni nelle proporzioni fra le diverse acque incontrate, per effetto di interferenze con pozzi perforati successivamente. Tra i pozzi che hanno aumentato la temperatura merita di essere menzionato uno perforato in Battaglia nel 1961, la cui temperatura si è elevata da 66° a 70°. E' un pozzo a grande portata iniziale (22 l/s), poi gradualmente circa dimezzatasi (ora 10,8 l/s); l'aumento della temperatura può spiegarsi con le variate proporzioni delle acque a diversa termalità incontrate. Tale pozzo, infatti, profondo 221 m, ha rinvenuto acqua a due differenti profondità, e cioè a 120-140 m ed a 215-221 m. Pure per altri pozzi il rinvenimento di varie acque è stato accertato durante la perforazione; per altri ancora invece ciò non risulta, anche se non si esclude che rinvenimenti diversi ci siano stati, ma non abbiano ricevuto attenzione.

Benchè manchino stratigrafie attendibili dei terreni attraversati con i singoli pozzi, si hanno tuttavia elementi sufficienti per affermare che i maggiori quantitativi di acqua termale provengono da calcari, in alcuni casi certamente appartenenti alla formazione del Biancone. Al riguardo vi è anche da osservare che molti pozzi, se non tutti, hanno incontrato ed attraversato rocce eruttive, a profondità variabili.

Zona Ponte Bagnarolo-Bagni S. Bartolomeo. In questa zona, ove erano conosciute alcune sorgenti ed in passato era stato perforato un pozzo senza seguito, l'attività di ricerca è stata ripresa nel 1960 e continuata negli anni successivi, indirizzando finora l'utilizzazione dell'acqua termale al riscaldamento di serre per la coltura di fiori (circa 30.000 m^2 coperti). L'estensione complessiva delle concessioni è di ha 13,8 ed i pozzi esistenti attualmente sono otto, quattro sfruttati e quattro non ancora utilizzati. L'acqua adoperata ha una portata complessiva di 30 l/s (due dei quattro pozzi sono attrezzati con pompe, non essendo in grado di erogare spontaneamente). Tenendo conto dei 4 pozzi non utilizzati, la portata disponibile sale a 83 l/s. Le temperature delle acque variano da 64° a 68°, con una media di 65°,6C. Le profondità di provenienza delle acque sono comprese tra 100 e 280 m circa; anche qui non esiste una relazione fra la profondità di provenienza e la temperatura dell'acqua. E' da notare però che le temperature delle varie acque variano di poco. Circa i terreni attraversati vale quanto detto a proposito dei pozzi della zona Battaglia-Civrana.

Conclusioni. Nell'intero complesso termale Battaglia Terme - Galzignano i pozzi sono attualmente una trentina, con una portata disponibile di oltre 200 l/s, quasi totalmente spontanea. La Sezione Geofisica del Servizio Geologico d'Italia, con le prospezioni effettuate nel 1969, ha individuato nella zona di Galzignano la presenza di un sistema di fratture ed ha indicato la zona stessa come interessante per la ricerca (il che sembra confermato dai successivi sviluppi della situazione). Con alcuni pozzi perforati negli ultimi anni sono stati conseguiti risultati di rilievo, con portate spontanee che raggiungono i 15, 20, 25 l/s. La zona non è ancora intensa-

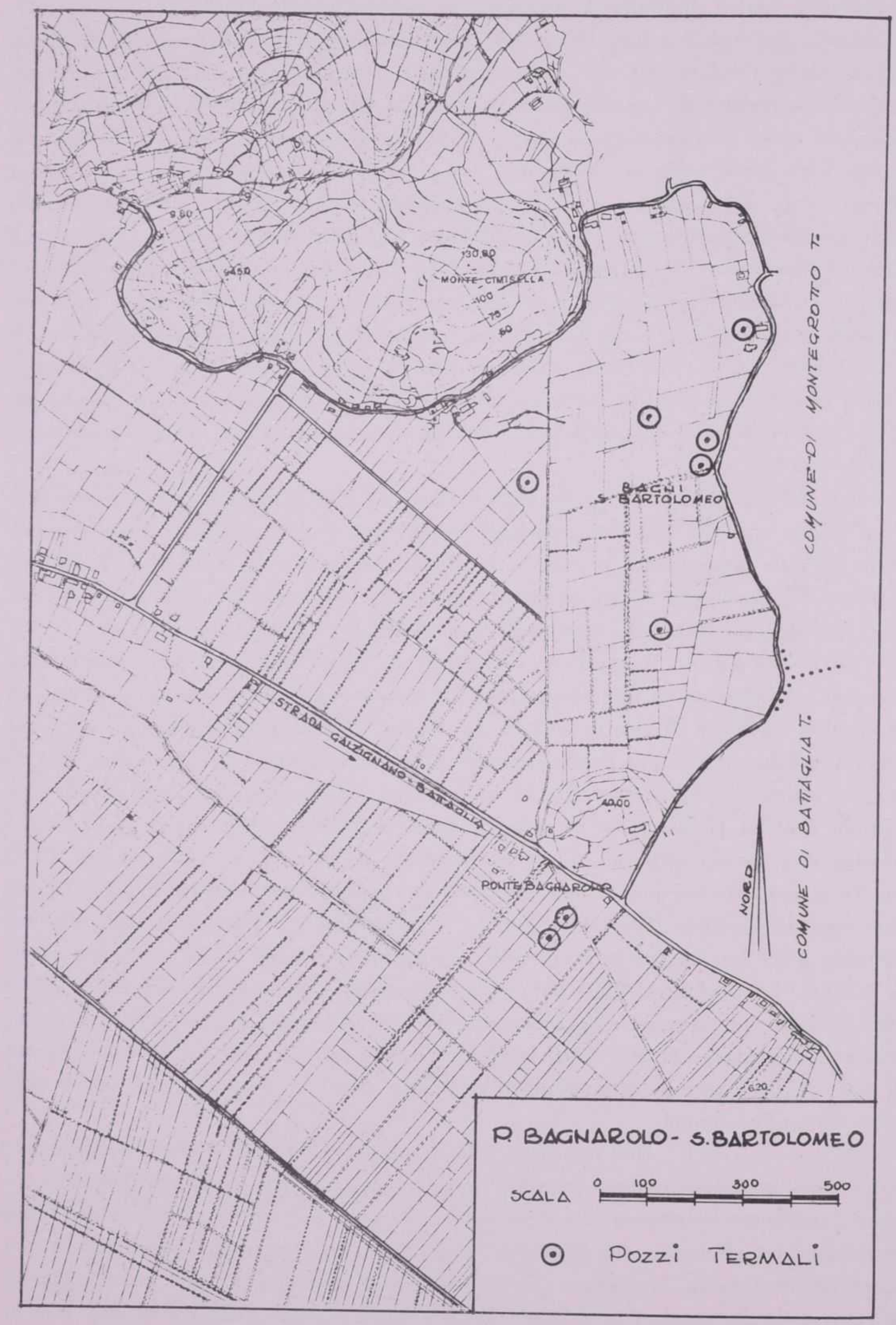


FIG. 44 - I pozzi termali dell'area di Galzignano Nord.

mente sfruttata, anche se con l'aumento delle perforazioni i pozzi preesistenti hanno accusato cali di portata, mantenendo però la possibilità di erogazioni spontanee. Si possono prevedere pertanto ulteriori sviluppi, fino anche ad arrivare al congiungimento delle due zone di cui si è testè parlato. Non si può tacere però il fatto che le temperature delle acque non sono molto elevate e comunque risultano nettamente inferiori a quelle delle zone di Abano e di Montegrotto.

Pozzi situati in località varie al di fuori delle zone termali classiche

(G. Bulgarelli)

Si ritiene ora opportuno accennare ad alcuni pozzi perforati in località varie, con risultati per lo più scarsi o addirittura negativi, ma tuttavia non privi di interesse. Fra tali pozzi non si comprendono quelli ricadenti nei comuni di Abano e Montegrotto, ove le perforazioni con esito negativo sono state poche (benchè per quanto riguarda Montegrotto può aver interesse sapere che tre pozzi perforati a NE della fascia a più alta termalità, nella zona compresa fra la ferrovia Bologna-Padova e la statale n. 16, non hanno dato alcun risultato: due perforati nel 1967 hanno raggiunto la profondità di quasi 500 m, mentre il terzo pozzo è stato terebrato nel 1975).

L'elenco dei pozzi è esposto per Comune, secondo l'ordine alfabetico.

Comune di Baone. Nella località Val Calaona esistevano due sorgenti le cui acque, in epoca antecedente alla prima guerra mondiale, venivano utilizzate in un modesto stabilimento termale (bagni e fango). Successivamente, per un lungo periodo, ogni attività è rimasta sospesa. Negli anni 1963-64 è stato perforato un pozzo ove una volta esisteva una grotta sudatoria. Il pozzo, raggiunta la profondità di quasi 200 m, ha rinvenuto poca acqua sgorgante a giorno (circa 1 l/s) alla temperatura di 42°C. Tale pozzo è rimasto abbandonato fino ai primi mesi del 1975, quando è stato sottoposto a lavori di manutenzione, durante i quali è stato anche approfondito fino a m 213, il che non ha portato a variazioni sostanziali nell'erogazione spontanea. Con prove effettuate con pompa è stato però ottenuto un aumento della temperatura, che ha raggiunto i 51-52°, per poi ritornare a 42° ad erogazione forzata sospesa.

Comune di Battaglia Terme. Nella parte situata a nord della zona termale di cui già si è detto sono stati perforati alcuni pozzi, senza risultati apprezzabili. Un gruppo di tre pozzi è stato perforato negli anni 1954-1956 ad W della stazione ferroviaria di Battaglia ed a N della strada Battaglia - Galzignano. I pozzi hanno raggiunto rispettivamente le profondità di m 255, m 274 e m 80, senza alcun rinvenimento di acqua termale. Due pozzi sono stati poi perforati nell'abitato di Battaglia, a SW del Viale della Stazione; uno di essi nel 1965, profondo 533 m, ha rinvenuto a m 245 ed a m 359 poca acqua a scarsa termalità (30-40°); l'altro, nel 1967, profondo 428 m, ha pure rinvenuto poca acqua a 40° sui 340-350 m di profondità. Entrambi i pozzi, che hanno attraversato sotto ai terreni del materasso quaternario (limo e argilla) marne con filoni di latite, roccia latitica e poi formazioni calcaree grigie e rosse (calcari cretacei), sono stati abbandonati. Infine, un pozzo perforato a N dell'abitato nel 1955, ha raggiunto la profondità di 230 m, incontrando solo acqua fredda a circa 50 m dal piano di campagna.

Comune di Carrara S. Giorgio. Ad oriente della strada statale Adriatica, a Sud della strada per Carrara S. Giorgio, è stato perforato nel 1968 un pozzo, che ha raggiunto la profondità di m 567, senza esito. Due pozzi sono stati perforati poi nella zona di S. Pelagio: uno nel 1971, ubicato a circa 150 m a NE del castello di S. Pelagio, è profondo 479 m, ed ha rinvenuto acqua non zampillante (livello idrostatico a circa 2 m sotto il piano campagna) alla temperatura di 52°, proveniente da 335 m e da 450 m di profondità; l'altro, perforato nel 1972 e profondo 509 m, ha rinvenuto acqua termale a 56° (con livello idrostatico a circa 4 m sotto il piano campagna) proveniente da circa 365 m di profondità. Prove effettuate con pompa hanno messo in evidenza la possibilità di ottenere portate rispettivamente di 10 l/s e 16 l/s.

Comune di Galzignano. In località distinte dalle due note zone termali (Civrana e Ponte Bagnarolo - S. Bartolomeo), nel territorio di questo Comune sono stati perforati tre pozzi con esito completamente negativo.

Un pozzo è stato perforato nel 1970 nell'abitato di Galzignano, nella parte situata a monte della strada per Torreglia, in prossimità dell'ex seminario di Adria e Rovigo, ed ha raggiunto la profondità di 400 m. Tale pozzo, ubicato in zona collinosa, superati i terreni detritici superficiali, sarebbe entrato in formazioni calcaree, rimanendovi fino al fondo. Un altro pozzo è stato perforato, pure nel 1970, a Valsanzibio, nella zona del Campo di Golf; il pozzo ha raggiunto la profondità di 340 m; dopo avere attraversato i terreni torbosi e argillosi superficiali, calcari e marne, sarebbe entrato in roccia eruttiva. Infine un terzo pozzo, perforato nel 1971-72, è stato ubicato a circa 300 m ad est della Villa Bianca, a monte della strada Battaglia-Galzignano, ed ha raggiunto la profondità di 345 m.

Comune di Monselice. Sono da segnalare alcuni pozzi perforati in tre diverse località del Comune.

In località Costa, poco ad W del lago di Arquà Petrarca dal cui fondo come è noto sgorgano acque termali, è stato perforato nel 1964 un pozzo che ha raggiunto la profondità di 256 m, rinvenendo acqua alla temperatura di 41°, originariamente zampillante in notevole quantità e proveniente dalle profondità di 178 e 255 m. Il sondaggio ha attraversato argilla, calcare, basalto e ancora calcare.

In località Rivella, in una zona compresa fra la strada statale n. 16 e la ferrovia Padova-Bologna, a sud della strada che porta ad Arquà Petrarca (praticamente al confine con la zona termale di Battaglia e alla distanza di circa 500 m dal Lago di Lispida, alimentato al fondo, come è noto, da sorgenti termali e dal quale si scava fango), sono stati perforati quattro pozzi negli anni 1966 (tre pozzi) e 1967 (un pozzo). Dei pozzi perforati nel 1966 uno, spinto a 467 m di profondità, ha dato esito negativo, mentre gli altri due, profondi rispettivamente 360 m e 202 m, hanno entrambi rinvenuto acqua termale non zampillante, alla temperatura di 60° e proveniente dalla profondità, in entrambi i pozzi, di circa 120 ÷ 150 m. Tutti i pozzi in parola hanno incontrato limo, sabbia e argilla, poi marne, scaglia rossa, grigia e bianca ed al fondo roccia eruttiva. Il pozzo perforato nel 1967 ha raggiunto la profondità di 399 m ed ha rinvenuto acqua a 60°C, con livello idrostatico sotto il piano campagna e proveniente dalle profondità di 270 e di 290 m. Da notare che in una

zona ubicata poco più a nord, ricadente nel comune di Battaglia, un pozzo perforato nel 1958 e profondo 150 m ha rinvenuto acqua zampillante alla temperatura di 67° (ora ridottasi a 60°).

Infine nella zona della collina di Lispida, non lontano dal castello Sgaravatti nei pressi dello scolo Canaletto, nel 1969 è stato perforato un pozzo profondo 317 m il quale, dopo aver attraversato i terreni sciolti di copertura, è entrato in trachite con caratteristiche varie ed è rimasto nella stessa roccia fino al fondo. Il pozzo ha incontrato acqua a fine foro, alla temperatura di 54°, con una modesta portata spontanea (circa 1 l/s).

Comune di Torreglia. Ai margini della zona orientale dell'abitato di Torreglia è stato perforato nel 1962 un pozzo, che ha raggiunto la profondità di m 541, con esito completamente negativo. Dopo aver attraversato alcune decine di metri di sabbie e argille, sembra che la perforazione sia entrata in formazioni calcaree.

Comune di Teolo. In territorio di questo comune, in due località distinte dalla parte che si collega alla zona termale di Abano, sono stati perforati quattro pozzi, tutti con esito negativo. E precisamente tre pozzi sono stati perforati nei pressi di Tramonte in vicinanza della strada per Monte Ortone e uno sulla sinistra del viale che dalla strada dei Colli porta all'abbazia di Praglia. A Tramonte due pozzi sono stati perforati negli anni 1961-62 ed uno nel 1968. I primi due pozzi, profondi 496 m e 300 m, sono entrati nei calcari rispettivamente a m 128 e m 90 e vi sono rimasti fino al fondo; il terzo pozzo, spinto fino alla profondità di 568 m, è entrato in terreni calcareo-marnosi a m 70, indi nella Scaglia rossa a circa 385 m, passando poi, a circa 490 m, entro una formazione di calcari biancastri. Infine nella zona di Praglia una perforazione è stata effettuata nel 1962-63, raggiungendo la profondità di 565 m. Dopo avere attraversato oltre 200 m di sabbie e argille la perforazione è entrata in roccia eruttiva, senza uscirne.

Come è stato esposto, sono stati considerati una ventina di pozzi sparsi in vari Comuni; alcuni di essi ebbero esito completamente negativo, mentre altri hanno rinvenuto acqua termale, sia pure in quantitativi modesti e con temperature piuttosto basse (dai 40° ai 60°) per l'utilizzazione terapeutica.

Di indubbio interesse risulta il fatto che nessuno dei pozzi ubicati in zone collinose ha rinvenuto acqua termale.

Perforazione e sistemazione dei pozzi

(G. Bulgarelli)

Generalità. Lo sfruttamento delle acque termali euganee, il cui interesse per l'impiego terapeutico risale ai tempi antichi, è rimasto limitato alle sorgenti naturali fino oltre la metà del secolo scorso. Come si è già avuto occasione di accennare, si ha notizia della perforazione di un pozzo a Battaglia nel 1873, pozzo che sembra sia stato il primo perforato in tutta la zona euganea. Successivamente però, l'aumento dell'attività termale ha imposto di ricercare e captare l'acqua calda mediante pozzi, le cui perforazioni sono andate via via intensificandosi ed estendendosi, fino

a diventare l'unico sistema di estrazione dell'acqua termale per la graduale e totale scomparsa delle sorgenti naturali nelle aree con impianti alberghieri.

Perforazione dei pozzi. I mezzi impiegati per le perforazioni sono cambiati nel tempo in relazione al mutare delle esigenze della ricerca dell'acqua. Prima infatti si trattava di attraversare per poche decine di metri terreni alluvionali (limi, sabbie, argille, sia pure con qualche intercalazione di materiali più duri), poi di penetrare sempre più profondamente nelle rocce compatte (calcari, vulcaniti) del substrato, fra le quali possono essere presenti anche straterelli selciosi quando vengono interessate le formazioni della Scaglia rossa e del Biancone. Le prime perforazioni, di limitata profondità in terreni teneri, furono eseguite con i mezzi più semplici e cioè con tubazioni battute (pozzi Norton). Poi furono impiegate sonde a percussione ad aste con circolazione di acqua con le quali, anche attraversando terreni duri, vennero raggiunti e superati i 200 m di profondità. Tale sistema di perforazione, peraltro ora abbandonato dalla tecnica, diventò non più conveniente con il crescere delle profondità da raggiungere e dello spessore dei terreni duri da attraversare, sicchè si passò ai sistemi a rotazione. In principio furono eseguite perforazioni a carotaggio continuo e circolazione d'acqua, sistema però ben presto sostituito con quello a rotazione a scavo completo (sistema rotary) e circolazione di fango; tale sistema è ormai in atto da oltre un ventennio, permette le maggiori velocità di avanzamento e risulta di minor costo.

Le sonde impiegate normalmente sono modeste (potenzialità sufficienti fino a 600 m di profondità o poco più) ed il fango viene tenuto di densità bassa (1,1 ÷ 1,3) e cioè della minima densità necessaria per portare a giorno i detriti in relazione al peso degli stessi. Gli scalpelli adoperati sono quasi sempre a rulli conici. In genere trattasi di sonde con torre a traliccio smontabile; quando le profondità da raggiungere sono limitate si impiegano però anche sonde meno potenti ad antenna ribaltabile, montate su autocarri.

Il rivestimento dei pozzi viene effettuato con tubi in acciaio e generalmente viene limitato ai terreni franosi e spingenti di copertura, lasciando scoperto il tratto entro la roccia salda del substrato. Il programma delle colonne di rivestimento da impiegare varia a seconda che si tratti di pozzo di coltivazione in zona nota o di pozzo di ricerca in zona nuova. E' evidente infatti che il numero dei diametri di cui occorrerà disporre dipende dalla profondità da raggiungere e dei terreni che si presume di dovere attraversare. Nel caso di pozzi di coltivazione nelle note zone termali, il tubaggio tipo può essere così indicato: colonna da 10"1/2 oppure da 9" fino a circa 100 m di profondità, indi rispettivamente colonna da 9" oppure da 7"1/2 fino a penetrare nella roccia compatta per alcuni metri. La perforazione poi prosegue a foro scoperto, a meno che non si incontri (caso da non escludere ma non frequente) qualche tratto franoso. Le tubazioni dalla superficie fino alla roccia compatta vengono di norma cementate, anche se non in modo perfetto. Tale tubaggio tipo può subire varianti in quanto la roccia salda, a seconda delle zone, può trovarsi a poche decine di metri oppure fino ad oltre 200 m dal livello di campagna; nella maggioranza dei casi però essa si trova oltre i 100 m.

Un tempo, quando incominciarono a verificarsi interferenze fra i pozzi ma l'acqua termale zampillava ancora spontaneamente, veniva prescritto un diametro di erogazione non superiore ai 4", al fine di limitare gli emungimenti. Tale diametro era sufficiente anche quando si incominciarono ad iniettare i pozzi con aria compressa (gas-lift), trattandosi in tal caso di introdurre nella colonna una semplice cannetta. Essi non bastarono più quando per il sollevamento dell'acqua si introdusse

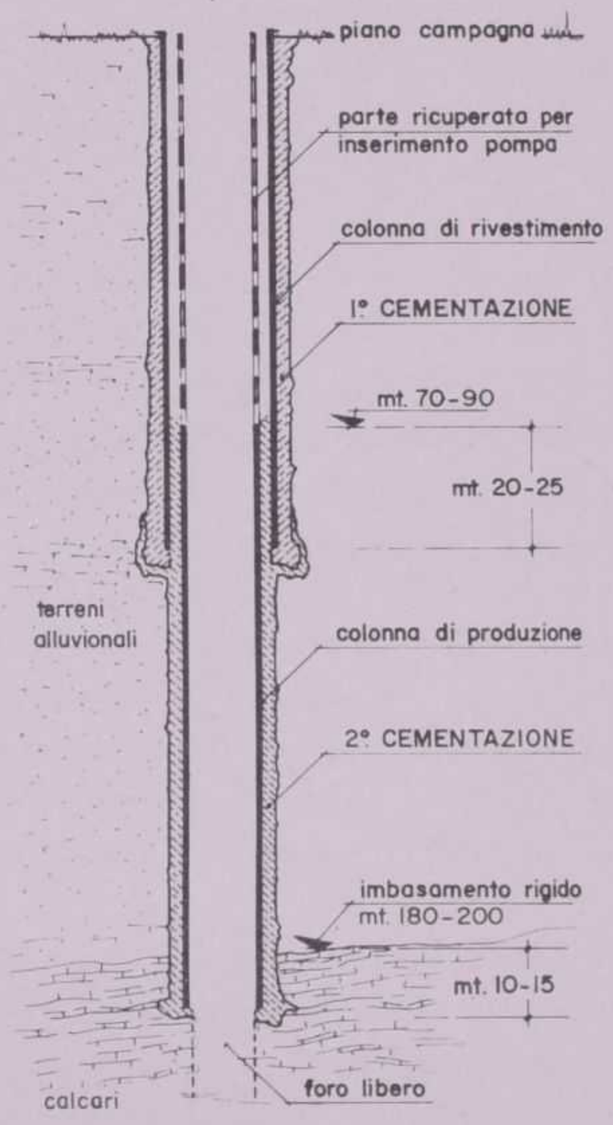


FIG. 45 - Tubazione e cementazione di un pozzo (da G. SCHIESARO, 1970).

il pompaggio, preferibile all'iniezione; allora si rese necessario aumentare il diametro delle colonne di rivestimento, o quanto meno della prima fra esse. Le pompe sommerse, che oggigiorno sono quelle maggiormente impiegate per i vantaggi che offrono, hanno normalmente un diametro massimo intorno ai 150 mm, per cui per introdurle nei pozzi occorre che il diametro di questi non sia inferiore ai 7"1/2 (diametro interno 180 mm) o meglio ai 9" (diametro interno 216 mm). Questo spiega perchè per il rivestimento del primo tratto di pozzo si impiegano le colonne prima indicate.

Il rinvenimento dell'acqua calda può essere graduale oppure, in taluni casi, avvenire improvvisamente in corrispondenza di qualche vuoto che lo scalpello incontra ed il sondatore percepisce senza difficoltà. Il fango di circolazione non permette comunque la risalita dell'acqua calda, il cui rinvenimento viene segnalato dal graduale aumento della temperatura del fango stesso (50°-55°) riscaldato dalle rocce che in vicinanza di acqua termale sono calde, e inoltre dalla diluizione del fango oppure dal suo disperdimento in rocce fessurate (il pozzo « beve »). Quando si verificano tali fatti vengono effettuate prove di erogazione previo svuotamento e lavaggio del pozzo;

se l'esito è positivo, per portata e temperatura dell'acqua termale, l'avanzamento viene sospeso.

Sistemazione del pozzo. Ultimata la perforazione il pozzo viene attrezzato con pompa (le pompe sommerse più frequentemente impiegate hanno potenze di 5,5 HP, 7,5 HP, 10 HP) e collegato ad un pozzetto in muratura o cemento, alto da m. 1,50 a m 2,50; ad esso confluiscono normalmente le acque erogate da eventuali altri pozzi e da qui l'acqua termale viene smistata ai diversi impieghi (riscaldamento, vasche del fango, vasche di raffreddamento, gabinetti di cura e piscine).

Tutti i pozzi sono muniti di saracinesche, per poter regolare l'erogazione e non pochi sono anche sistemati per la misurazione della portata e della temperatura dell'acqua termale a bocca di pozzo. Da notare che una recente legge regionale prescrive l'applicazione ai pozzi di un dispositivo atto a misurare l'erogazione dell'acqua allo scopo evidente di controllare i consumi (in sostanza un contatore).

Durata e manutenzione dei pozzi. La vita dei pozzi può essere più o meno lunga, ma sempre limitata, in quanto essi col tempo subiscono un graduale deterioramento. Il deterioramento più frequente è quello delle tubazioni di rivestimento, soprattutto per le corrosioni cui sono sottoposte, con conseguenti cedimenti alle spinte dei terreni ed ostruzioni nel pozzo od anche solo intorbidamento dell'acqua per trascinamento di rocce sciolte (sabbie), con possibili pericolosi scavernamenti. In tal caso occorre provvedere alla posa di una nuova colonna, operazione che non sempre riesce e che può qundi obbligare all'abbandono del pozzo ed alla sua sostituzione con un altro. E' chiaro che nel complesso delle zone termali ciò rende necessaria una certa attività continuativa di perforazione anche solo per garantire la prosecuzione dell'attività termale, indipendentemente da suoi eventuali aumenti.

Osservazioni conclusive. Il sistema di perforazione rotary è da ritenere il più idoneo, anche se presenta alcuni inconvenienti. Il fango di circolazione può occultare qualche modesto orizzonte acquifero e questo spiega come la temperatura dell'acqua di taluni pozzi possa variare dopo un certo tempo di erogazione a regime. La pompa può modificare la percentuale delle varie acque e richiamarne anche di nuove, oltrepassate e non rilevate in fase di perforazione. Il sistema permette di effettuare con « carotiere » il prelevamento di campioni, operazione che però viene raramente eseguita in quanto, oltre che richiedere tempo, risulta costosa. Per l'esame dei terreni attraversati, non essendo possibile di procedere a carotaggio continuo, vi è solo la possibilità di prelevare i detriti (cuttings) dal fango di circolazione, il che purtroppo non viene effettuato sempre regolarmente. In generale scarse campionature vengono effettuate dal sondatore ed in modo talora anche poco attendibile, il che spiega perchè le conoscenze stratigrafiche dirette siano limitate. Certamente in taluni casi sono stati effettuati prelevamenti più accurati ed i campioni di alcuni pozzi sono stati adeguatamente esaminati e studiati; anche in questi casi però le stratigrafie ottenute sono a volte alquanto sommarie.

E' auspicabile che per l'avvenire ciascun pozzo possa essere campionato e studiato da personale competente in grado di seguire sistematicamente la perforazione. Se si pensa che solo nell'ultimo ventennio nella zona euganea sono stati perforati oltre 350 pozzi, è facile comprendere quali maggiori conoscenze del sottosuolo si potrebbero avere, specialmente nei centri a più intenso sfruttamento, se ogni pozzo fosse stato regolarmente seguito da qualche esperto in geologia durante la perforazione.

GEOCHIMICA DELLE ACQUE TERMALI EUGANEO-BERICHE

(C. Panichi, E. Tongiorgi, P. Baldi, G.C. Ferrara, G. Ghezzi, M. Marchetti)

Gli studi geochimici riguardano sia le acque calde euganeo-beriche sia acque fredde di confronto, per un inquadramento regionale delle indagini, indispensabili ai fini di una corretta interpretazione dei risultati.

Cenni introduttivi

Le acque termali euganee e beriche sono da tempo oggetto di studio da parte di numerosi Autori sia dal punto di vista idrogeologico che da quello più strettamente geochimico. Anche volendo prendere in considerazione solo i lavori di quest'ultimo tipo, sarebbe già troppo lungo fare un elenco completo; perciò ci limiteremo a citarne alcuni tra i più recenti.

G. Bragagnolo (1936) riporta una serie di analisi sulle principali acque minerali della regione veneta suddivisa in province commentandole brevemente, ma senza fare cenni di interpretazione genetica o di correlazione tra i vari tipi di acqua.

S. Morgante (1951, 1957) nei suoi lavori « *Considerazioni sulla natura e sull'origine delle acque termominerali euganee* » e « *Ulteriori considerazioni sull'origine delle acque termominerali euganee* », esclude che la mineralizzazione sia dovuta da apporti iuvenili e fa risalire l'origine delle acque termali ad acque salmastre marine le quali a notevoli profondità sarebbero venute a contatto con la massa vulcanica euganea ancora calda. Risalirebbero quindi attraverso fratture, aiutate in parte dalla forza ascensionale di gas di origine iuvenile (azoto, CO_2, metano). Nella risalita si mescolerebbero con acque dolci provenienti da Nord. A conferma di ciò cita il rinvenimento a 500 m di profondità di una massa di acqua salmastra fossile di origine marina tra Rovigo e Pontecchio e la presenza di acque salmastre incontrate da perforazioni presso le propaggini meridionali dei Colli Euganei.

E. Mameli ed U. Carretta (1954), dopo qualche accenno storico sulle ricerche fisiche e chimiche relative alle acque termali euganee, esaminano il loro possibile processo genetico in rapporto alla situazione geologica locale. Nella pubblicazione sono contenute numerose analisi chimiche e misure fisiche eseguite anche in tempi molto lontani, sulla cui base viene effettuata una classificazione delle acque e dei gas in rapporto alla loro distribuzione geografica. L'ipotesi accettata da questi autori come la più probabile è quella di L. De Marchi (1927) e G. Dal Piaz (1948) secondo cui le acque sono di origine meteorica, provengono dalle conoidi prealpine e si termalizzano e mineralizzano venendo a contatto nel loro deflusso sotterraneo verso il mare con lo zoccolo eruttivo euganeo sepolto, in fase di attività esalativa residua.

F. Calvino e P. Costantini (1970) in particolare prendono in esame il gruppo di sorgenti ipotermali che si trovano ai piedi del versante sud-orientale dei Colli Berici e delle colline di Monticello, Albettone e Lovertino, riportando numerosi nuovi dati di temperatura e portata e diverse analisi chimiche. Sulla base dei dati chimici, fisici, geologici e geomorfologici viene avanzata « *l'ipotesi che le manifestazioni idriche, almeno in parte, traggano alimento per risalita attraverso la fascia permeabile che riveste il substrato roccioso della pianura alluvionale. Ivi le acque in pressione, circolanti nei calcari mesozoici e subordinatamente nei livelli sabbiosi del Quaternario, si mescolerebbero a contributi geotermali provenienti da maggiori profondità attraverso faglie sepolte, in parte già individuate con mezzi geofisici* ».

I lavori citati presentano un indubbio interesse, sia per i dati che contengono, sia per le ipotesi che vengono avanzate. Alcuni di questi anzi prendono in esame zone termali particolari (come quelli di F. Calvino, P. Costantini per la Riviera dei Berici e di E. Mameli, U. Carretta per i Colli Euganei) e rappresentano un notevole contributo per la conoscenza di dettaglio dei vari gruppi di manifestazioni termali. Altri lavori invece (come quello di G. Bragagnolo e lo stesso di E. Mameli e U. Carretta) si riferiscono, almeno in parte, a situazioni idrogeologiche precedenti all' ampliamento della coltivazione delle risorse termali euganee e quindi a periodi in cui esistevano ancora le emanazioni gassose ed un maggior numero di sorgenti ipertermali. Da un punto di vista generale tutti questi lavori fanno risalire la termalità delle acque al vulcanismo, ritenuto di età più recente di quanto gli studi successivi abbiano poi accertato.

Scopo delle indagini geochimiche

Il presente studio è stato impostato con lo scopo di aggiornare le conoscenze precedenti e di tentare di ricostruire, da un punto di vista unitario, il sistema della circolazione profonda. Tenendo presente l'impostazione di carattere generale data allo studio del sistema idrotermale, l'indagine geochimica non poteva limitarsi ad un esame delle sole acque calde di certe aree termali classiche, quali Abano, Montegrotto, ecc., ma doveva estendersi a tutta la gamma di quelle emergenti nella zona interessata dallo studio. Era infatti importante stabilire se ed in quale misura diversi tipi originari di acque interferissero tra di loro ed, in particolare, se quelle di circolazione superficiale o poco profonda andassero a mescolarsi con quelle di circolazione più profonda.

I risultati delle analisi chimiche ed isotopiche, effettuate sulle acque dei pozzi e delle sorgenti degli Euganei e dei Berici, nel periodo tra il Dicembre 1970 e il Settembre 1971, sono riportate e discusse nei paragrafi seguenti. Nella elaborazione e correlazione dei dati vengono presi in esame anche i risultati delle analisi di acqua dei pozzi di Abano, Montegrotto, Battaglia, e Galzignano, ricevute da varie fonti ed eseguite da altri ricercatori in tempi diversi.

Per l'ubicazione dei punti d'acqua si veda la Fig. 46 e si consultino le Figg. 22, 23 e 24.

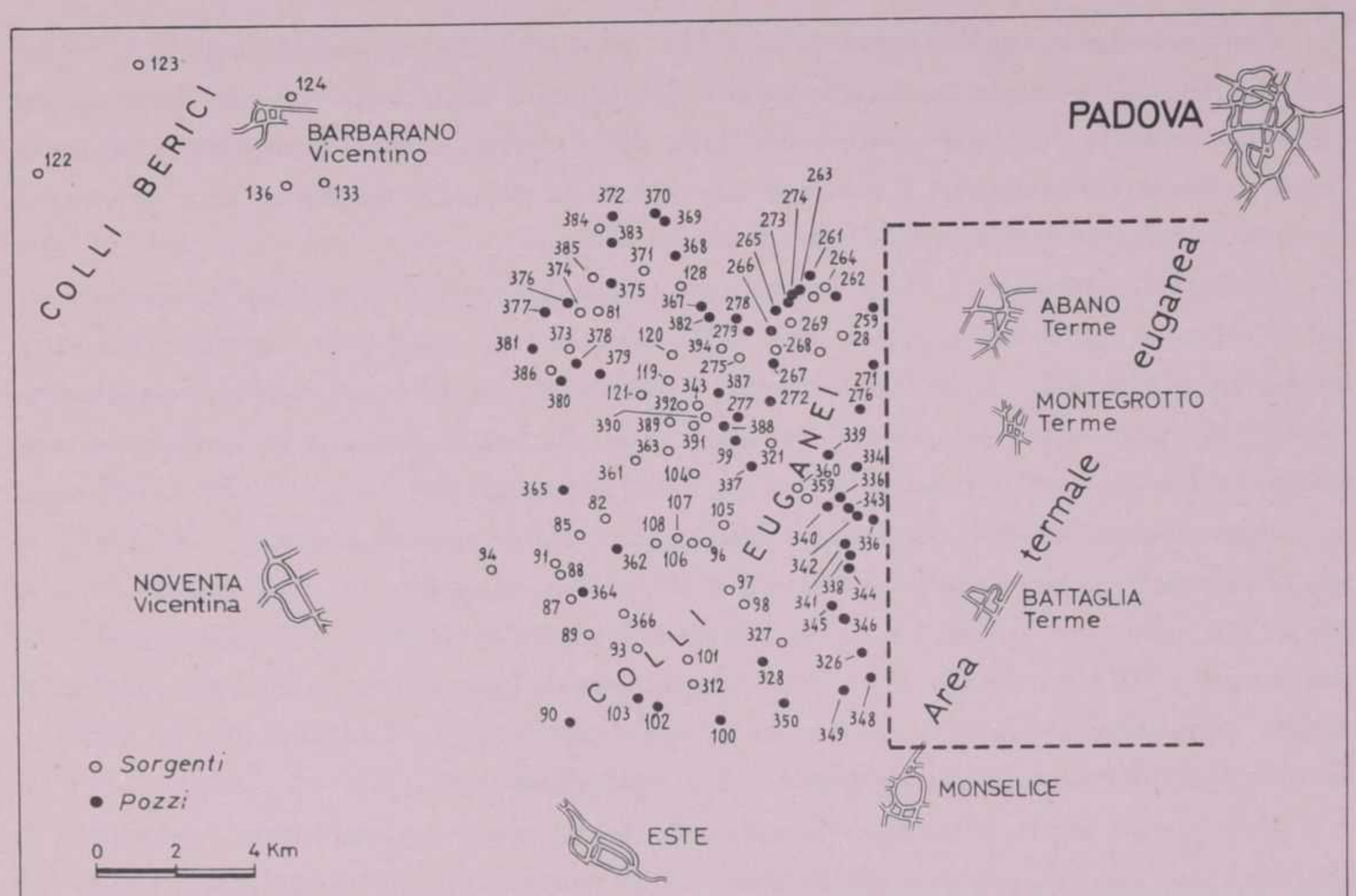


Fig. 46 - Ubicazione dei punti d'acqua considerati al di fuori dell'area termale euganea (per questa vedansi le Figg. 22, 23 e 24).

Cenni sulle metodologie geochimiche

Utilizzazione dei dati chimici

La presenza e la concentrazione di diversi componenti chimici disciolti nelle acque sotterranee sono dipendenti dal tipo di terreni interessati dalla circolazione, dal tempo di contatto tra acqua e roccia, e dalle condizioni di pressione e temperatura esistenti nel sottosuolo (cfr. Tavv. XI e XII).

In maniera molto schematica le acque sotterranee, sulla base della salinità totale e del tipo di anione prevalente si possono distinguere in tre tipi fondamentali: bicarbonatiche, solfatiche e cloruriche ([1]). Le prime, fredde o ipotermali con salinità generalmente inferiori a 1 g/l, sono caratteristiche di circuiti idrici poco profondi in terreni costituiti da coltri alluvionali o da formazioni rocciose affioranti o subaffioranti. Al secondo tipo appartengono le acque di numerose sorgenti termali italiane che hanno assunto le caratteristiche di salinità (da 0,5 a 3 g/l) e di sensibile termalità dalla circolazione a media profondità in rocce con livelli evaporitici. Infine, quelle cloruriche sono attribuite, anche se in questo caso i dati finora conosciuti non permettono affermazioni definitive, ad una circolazione in circuiti più profondi dei due casi precedenti e generalmente corrispondenti alle rocce del basamento cristallino regionale ([2]).

([1]) White D.E., Hem J.D., Waring G.A., 1963 - *Chemical composition of subsurface waters.* U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440F, 67 pag.

([2]) Panichi C., Celati R., Squarci P., Taffi L., Tongiorgi E., 1974 - *Oxygen and hydrogen isotope studies of the Larderello (Italy) geothermal system.* In « **Isotope techniques in groundwater hydrology** » **vol. 2, pag. 3-28.**

Frequentemente, nell'affrontare lo studio geochimico a carattere regionale si incontrano tipi di acque con caratteristiche intermedie alle classi sopra definite. In questi casi, spesso, lo studio delle variazioni dei rapporti ionici dei principali costituenti permette di accertare l'esistenza dei fenomeni di mescolamento tra acque provenienti da acquiferi differenti e di valutarne l'entità.

In sistemi idrotermali, certi componenti chimici disciolti nelle acque si sono rivelati di estrema utilità nella valutazione delle temperature raggiunte durante la circolazione in profondità. Si deve notare che i termometri geochimici in discussione sono risultati applicabili nel caso di sistemi geotermici in cui la fase acqua è dominante, mentre non sono risultati attendibili nei sistemi in cui il vapore è la fase dominante.

I geotermometri più usati sono quelli legati alla concentrazione della SiO_2 disciolta ed alle concentrazioni relative degli ioni Na, K e Ca ([1]). Nel primo caso si ritiene che esista un equilibrio tra la silice disciolta e i minerali di quarzo alle alte temperature dell'acquifero e che la concentrazione all'equilibrio sia mantenuta nelle acque termali durante la loro risalita in superficie, in assenza di fenomeni di diluizione o di precipitazione in conseguenza di un raffreddamento ([2]).

Per quanto riguarda il secondo tipo di termometro geochimico, Fournier e Truesdell (1973) ([3]) hanno dimostrato che le concentrazioni molari di Na, K e Ca sono linearmente correlate quando si riporti in diagramma la funzione $\lg A = \lg (Na/K) + \beta \lg (\sqrt{Ca}/Na)$ rispetto al reciproco della temperatura assoluta, dove β è una costante uguale a 1/3 o 3/4 a seconda che le acque siano equilibrate ad una temperatura superiore o inferiore a 100°C e dove A è una costante di equilibrio.

Altre informazioni sulla anomalia termica di certe zone possono essere fornite dall'esame di alcuni elementi che rappresentano dei componenti secondari delle acque (con concentrazioni dell'ordine di decine di parti per milione o « ppm », come ad es. l'acido borico, l'ammoniaca, lo stronzio, il bario, ecc.) o addirittura presenti in tracce (ad es. litio, rubidio, mercurio, manganese, ecc.). L'arricchimento di questi elementi « guida » nelle acque termali rispetto alle acque di circolazione superficiale, sembra legato sia alla termalità anomala dell'area che ai tempi di permanenza nel sottosuolo.

Utilizzazione dei dati isotopici

Gli isotopi stabili dell'ossigeno. Il rapporto isotopico $^{18}O/^{16}O$ nelle acque naturali varia entro limiti molto ampi. Le acque oceaniche, che raccolgono complessivamente circa il 97% delle acque presenti sulla crosta terrestre, hanno una composizione isotopica molto uniforme, con variazioni entro un intervallo di circa 1‰ del rapporto $^{18}O/^{16}O$.

([1]) Nel testo non vengono indicate le rispettive cariche ioniche.

([2]) Fournier R.O., Truesdell A.H., 1970 - *Chemical indicators of sub-surface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming USA.* Negli Atti del « U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources » Pisa; vol. 2, Parte 1, pag. 529-535.

([3]) Fournier R.O., Truesdell A.H., 1973 - *An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters.* Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 37, pag. 1255-1275.

I più importanti processi naturali che determinano frazionamenti isotopici nelle acque sono quelli di evaporazione e di condensazione. La specie isotopica più leggera, $H_2{}^{16}O$, è più volatile di quella più pesante, $H_2{}^{18}O$. Perciò, nel processo di evaporazione il vapore che si forma avrà un rapporto $^{18}O/^{16}O$ più basso di quello dell'acqua da cui ha avuto origine. Il contrario avviene nel processo di condensazione, nel quale la fase liquida che si forma ha un contenuto in ^{18}O più elevato di quello del vapore ([1]).

Come conseguenza avremo che alle alte latitudini, o all'interno dei continenti, le precipitazioni, avendo origine da un vapore già impoverito per le precipitazioni precedenti, risultano isotopicamente più leggere di quelle alle basse latitudini o nelle zone costiere. In modo sostanzialmente analogo, le piogge invernali hanno un contenuto in ^{18}O più basso di quelle estive nella stessa regione, perchè derivano da una condensazione più spinta delle masse di vapore. Lo stesso accade per le piogge di alta montagna che sono isotopicamente più leggere di quelle di pianura.

Nello studio delle acque sotterranee si presume generalmente che durante il flusso sotterraneo il contenuto in isotopi stabili sia una proprietà conservativa, per cui il contenuto in ^{18}O di queste acque è normalmente uguale o vicino al contenuto medio delle precipitazioni avvenute nella zona dove si verifica la ricarica. Le differenze che si osservano in acque sotterranee che abbiano più o meno la stessa età corrispondono quindi a quelle delle precipitazioni nelle rispettive zone di ricarica.

Tuttavia occorre tener presente che in natura altri fatti possono concorrere a modificare la composizione isotopica originaria dell'acqua di un determinato acquifero ([2]). Tra questi i più importanti sono:

1) mescolamento in profondità di acque appartenenti ad acquiferi diversi, alimentati da aree poste a differenti altitudini,

2) contributo dell'acquifero di acque superficiali (per es. laghi) la cui composizione è modificata da processi di evaporazione che determinano arricchimenti in ^{18}O rispetto alle acque di precipitazione,

3) esistenza di acque con età dell'ordine di alcuni millenni, la cui composizione può essere notevolmente diversa dall'attuale in conseguenza di mutate condizioni climatiche e specialmente per variazioni di umidità e temperatura,

4) mescolamento con acque non di precipitazioni, come salamoie naturali, o acque marine, o acque iuvenili,

5) fenomeni di scambio isotopico tra l'ossigeno dell'acqua e quello delle rocce ossigenate (calcari e silicati) del serbatoio e in condizioni di alta termalità.

T r i t i o (^3H). Dal 1953, quando ebbero inizio le esplosioni nucleari, è stata iniettata nell'atmosfera una quantità enorme di tritio artificiale rispetto a quella prodotta naturalmente dalla attività dei raggi cosmici sull'azoto atmosferico. Come risultato si è ottenuto che, nell'emisfero settentrionale, la quantità di tritio nelle pre-

---

([1]) Dansgaard W., 1964 - *Stable isotopes in precipitations*. Tellus, pag. 436-468.

([2]) Gat J.R., 1971 - *Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigations*. Water Resources Research, vol. n. 4, pag. 980-993.

cipitazioni è aumentata da 10 U.T. ([1]) a 500-1000 U.T. osservate nel periodo 1963-1964, e dopo tale periodo le concentrazioni hanno incominciato a diminuire più o meno regolarmente come conseguenza della sospensione delle esplosioni nucleari ([2, 3]). Attualmente, sempre nell'emisfero settentrionale, le precipitazioni contengono ancora quantità di tritio dell'ordine di 100-300 U.T.

Nelle acque di precipitazione, dopo l'infiltrazione nel suolo, la concentrazione di tritio diminuisce in accordo alla legge esponenziale che regola i processi di decadimento radioattivo e con un tempo di dimezzamento di 12,26 anni.

Ne consegue che dato il breve tempo di dimezzamento e la bassa concentrazione nelle precipitazioni avvenute precedentemente al 1953, il tritio risulta presente in quantità apprezzabili solo nelle acque sotterranee recenti o in quelle che contengono significative quantità di acque recenti.

In generale è possibile stabilire, sulla base dei numerosi risultati ottenuti in tutto il mondo, la seguente regola pratica:

I) se la quantità di tritio nelle acque sotterranee è minore di 3-5 U.T., esse possono essere datate prima del 1953,

II) se la quantità è maggiore di 20 U.T., si può parlare di una miscela in cui il componente recente è nettamente preponderante,

III) se la quantità è compresa tra 5 e 20 U.T., si tratta di miscele di apprezzabili quantità di acque recenti con acque vecchie.

Criteri di campionamento e tecniche analitiche

Prima di avviare l'indagine geochimica sulle acque termali euganeo-beriche è stata preparata una carta di insieme dell'area di studio con l'ubicazione di tutti i punti d'acqua di una certa importanza, ivi compresi i pozzi di ogni tipo. Nel contempo è stato effettuato un censimento dei numerosissimi pozzi delle aree termali di Abano, Montegrotto, Battaglia e Galzignano, con la raccolta di tutti i dati disponibili relativi alla stratigrafia, misure di temperatura, profilo tecnico, ecc..

Nel periodo invernale, compreso tra il dicembre 1970 e il gennaio 1971, sono state campionate una o due volte tutte le sorgenti termali esistenti nell'area di studio ed alcuni pozzi più o meno profondi dell'area pedemontana dei Colli Berici. In questo periodo sono stati prelevati alcuni campioni di sorgenti fredde sia dei Berici che degli Euganei.

Successivamente, il campionamento è stato esteso ad altri tipi di acque per poter delineare in modo più preciso il quadro geochimico dell'area di studio. E' stato così effettuato nel giugno del 1971 un campionamento di acque circolanti nei sedimenti quaternari della coltre alluvionale della pianura e di acque che scaturiscono dalle rocce vulcaniche euganee. La scelta delle sorgenti nelle vulcaniti è stata fatta sulla

---

([1]) U.T. = unità di tritio, ossia 1 atomo di tritio (^3H) per 10^{18} atomi di idrogeno (^1H).

([2]) *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, IAEA*. Technical Reports Series n. 91, Vienna 1968.

([3]) Fontes J. Ch., Letolle R., Olive Ph., Blaroux B., 1967 - *Oxygen 18 et tritium dans le basin d'Evian*. In « Isotopes in hydrology », IAEA, Vienna, pag. 401-416.

base di considerazioni di carattere idrogeologico e di dati chimico-fisici preesistenti; le acque della pianura alluvionale sono state prelevate da pozzi di piccola profondità, situati presso case coloniche.

Nello stesso periodo sono stati campionati anche numerosi pozzi termali scelti tra i più rappresentativi di Abano, Montegrotto, Battaglia e Galzignano.

L'indagine geochimica è stata conclusa nel settembre 1971 con la ripetizione della raccolta dei campioni delle sorgenti calde euganee e beriche, dei pozzi dell'area pedemontana berica, di parte delle sorgenti fredde e di altri pozzi di piccola profondità che attingono da acque circolanti nella coltre alluvionale e da alcuni dei pozzi termali euganei. Non è stato ritenuto necessario ripetere un secondo prelievo di campioni di tutti i pozzi termali euganei, perchè è accertato che questi non risentono delle oscillazioni stagionali.

Per quanto concerne le tecniche analitiche occorre precisare che, al momento del campionamento, sono stati fissati l'anidride carbonica e l'idrogeno solforato, impiegando rispettivamente una soluzione ammoniacale di bario cloruro e una soluzione acetica di cadmio acetato. In laboratorio sono state applicate le tecniche di analisi quantitativa tradizionale per alcuni ioni; per la ricerca di alcuni elementi, invece, soprattutto per quelli presenti in tracce, sono state impiegate la spettrofotometria di fiamma (Perkin Elmer mod. 46), la spettrofotometria ad assorbimento atomico (Perkin Elmer mod. 303) e la spettrofotometria ad emissione (Carlo Erba CF 4 monoraggio).

Le variazioni dei rapporti $^{18}O/^{16}O$ nelle acque studiate sono espresse come differenze in parti per mille (‰) rispetto allo standard SMOW (Standard Mean Ocean Water):

$$\delta^{18}O\ (‰) = \frac{(^{18}O/^{16}O)\ \text{campione} - (^{18}O/^{16}O)\ \text{standard}}{(^{18}O/^{16}O)\ \text{standard}} \times 10^3$$

Lo standard SMOW ha la composizione isotopica corrispondente al valor medio dell'acqua oceanica, la quale costituisce il punto iniziale e finale di tutti i circuiti idrologici più importanti.

I rapporti isotopici $^{18}O/^{16}O$ sono stati misurati con uno spettrometro di massa con una precisione di 0,1‰.

La concentrazione del tritio è stata misurata con un contatore proporzionale in fase gassosa. Il valore più basso della concentrazione di tritio che può essere rivelato è di 1-2 U.T.

Discussione dei risultati delle analisi geochimiche

I risultati di tutte le analisi sono riportati compiutamente nella Tabella XIX.

Nella discussione seguente i risultati relativi alle manifestazioni naturali e ai pozzi di tutta la regione precederanno quelli relativi ai pozzi delle aree termali in modo da fornire prima un inquadramento regionale in cui sarà più agevole inserire le conclusioni originate dallo studio delle acque di elevato termalismo che rappresentano l'oggetto principale della presente ricostruzione idrogeologica.

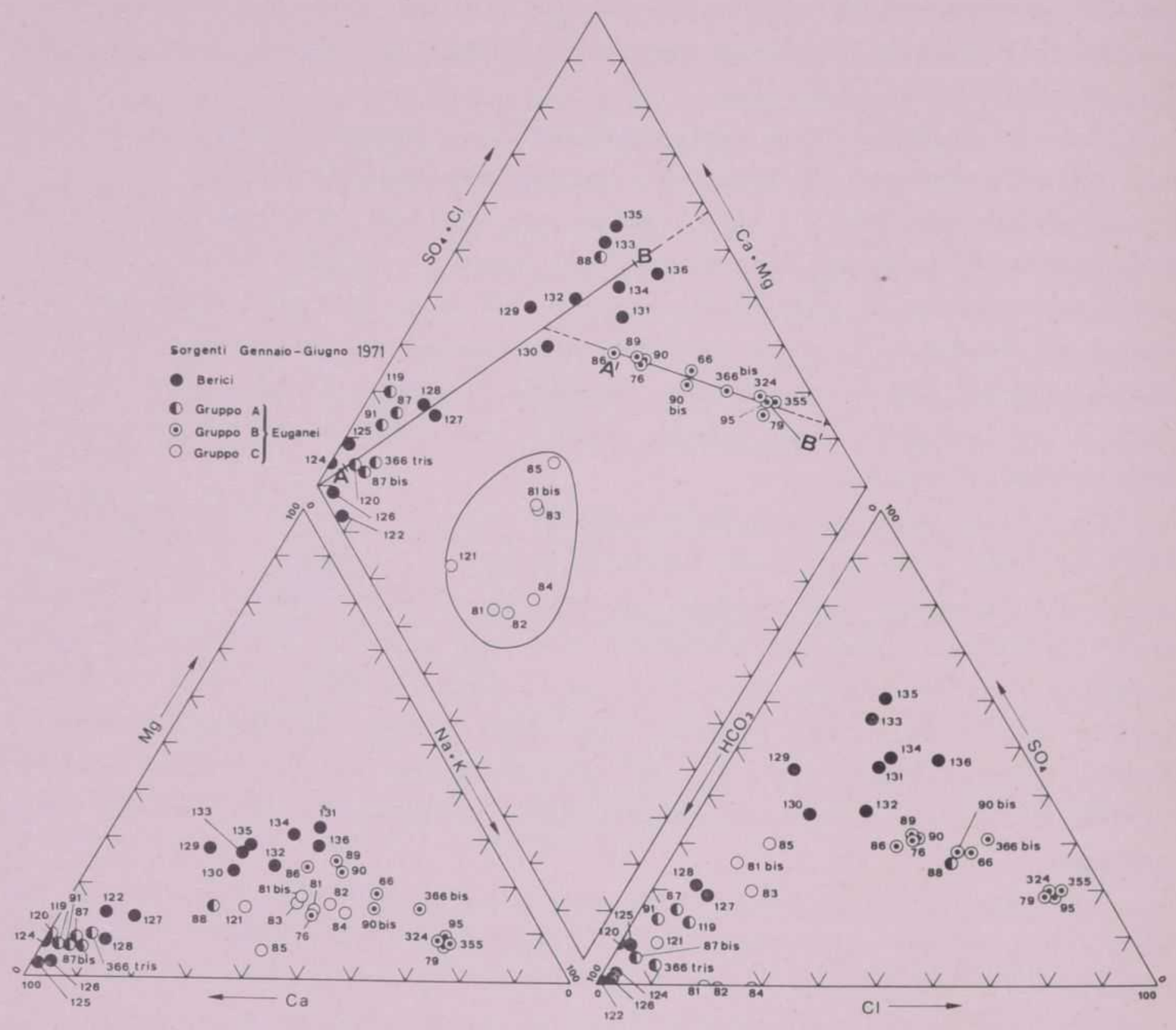


FIG. 47 - Diagramma di Piper relativo alle sorgenti del distretto euganeo-berico campionate nel periodo gennaio-giugno 1971. I punti A, B e A', B' rappresentano i probabili componenti principali di possibili miscele (vedi testo). I dati relativi al campionamento eseguito nel settembre 1971 forniscono risultati del tutto analoghi a quelli mostrati nella figura.

Sorgenti fredde e termali

Le caratteristiche chimiche delle sorgenti dell'intero distretto euganeo-berico sono ben rappresentate nel diagramma di Piper riportato in Fig. 47. Nel diagramma triangolare posto in basso a sinistra vengono rappresentati i valori percentuali di reazione dei cationi principali (Ca, Mg, Na+K) come un singolo punto per ogni campione di acqua in accordo alle coordinate dei diagrammi triangolari convenzionali. I tre anioni principali (HCO_3, SO_4 e Cl) sono riportati nello stesso modo nel diagramma triangolare a destra.

In tal modo, due punti, ciascuno in uno dei due diagrammi triangolari, indicano le concentrazioni relative dei diversi costituenti chimici in soluzione di ogni singolo campione.

Il diagramma centrale, a forma di rombo, mostra il carattere chimico complessivo di ogni singolo campione attraverso un terzo punto, che è ottenuto dalla intersezione dei raggi proiettati dai punti rappresentativi della composizione cationica ed

anionica. La posizione dei punti nel diagramma a rombo indica la composizione relativa di un'acqua in termini delle coppie catione-anione che corrispondono ai quattro vertici del campo.

Tale figura mette in evidenza che mentre le sorgenti situate nella zona dei Colli Berici sono caratterizzate da un'unica correlazione lineare che interessa sia le sorgenti fredde che quelle termali, per le sorgenti della zona degli Euganei esistono tre famiglie di acque (Gruppi A, B, C) che sono caratterizzate da rapporti dei principali costituenti chimici nettamente differenti. Tra quest'ultime solo il gruppo A presenta delle caratteristiche analoghe a quelle delle sorgenti dei Berici.

Quest'ultima serie di campioni si differenzia dal Gruppo B degli Euganei soprattutto per il fatto che, mentre nei primi gli elementi alcalino-terrosi superano gli elementi alcalini, nei secondi accade il contrario.

Inoltre le sorgenti dei Berici e del Gruppo A degli Euganei sono costituite sia da campioni che possiedono una notevole eccedenza di acidi deboli (bicarbonati) rispetto agli acidi forti (solfati e cloruri, zona prossima al vertice sinistro del rombo) che da campioni in cui nessuna coppia catione-anione supera il 50%. Al contrario il Gruppo B degli Euganei presenta una composizione in cui i componenti alcalini non legati allo ione bicarbonato superano il 50%, cioè presenta delle proprietà chimiche che sono dominate dagli elementi alcalini e dagli acidi forti (acque essenzialmente a cloruri). Si deve notare a questo proposito che l'acqua di mare e molte salamoie naturali cadono in quest'area, nelle vicinanze del vertice destro del rombo.

Il Gruppo C degli Euganei mostra una composizione intermedia, in cui si nota una generale preponderanza degli acidi deboli sugli acidi forti, ma con rapporti tra gli elementi alcalino-terrosi e alcalini non molto diversi dall'unità.

In generale la comprensione di molti problemi idrogeologici che coinvolgono probabili mescolamenti tra famiglie diverse di acque è facilitata dall'uso di diagrammi triangolari. Infatti, mescolamenti di due acque in varie proporzioni, nel caso che tutti i prodotti rimangano in soluzione, determinano nei tre campi del diagramma di Piper delle correlazioni lineari; in esso le rette rappresentative uniscono i punti che indicano i caratteri chimici dei due tipi di acque che hanno dato luogo alle miscele.

Nel nostro caso tutti i campioni dell'area, eccetto quelli del Gruppo C, sono allineati secondo due linee rette distinte, suggerendo l'ipotesi che i processi di mescolamento siano i maggiori responsabili delle variazioni delle caratteristiche chimiche osservate in seno alle due diverse famiglie di acque. Tuttavia, per dimostrare in maniera conclusiva che un determinato campione d'acqua è il risultato di un mescolamento di due acque differenti, e che non ha subito nè diluizioni nè concentrazioni nè è stato sottoposto ad alcuna variazione chimica dopo il mescolamento, occorre che siano soddisfatti contemporaneamente un criterio grafico ed un criterio grafico-algebrico. Per quanto riguarda quest'ultimo, è necessario che la concentrazione di ciascuna miscela sia più grande del componente più diluito, ma più piccola del componente più concentrato.

Utilizzando contemporaneamente i criteri grafico e algebrico, si ottiene una valutazione quantitativa dei mescolamenti quando si abbia, per campioni a composizione

intermedia, un accordo tra i dati analitici e i corrispondenti valori calcolati dall'equazione 1, relativa alle concentrazioni totali, e dalle equazioni 2 e 3 per le concentrazioni dei componenti chimici individuali.

Le equazioni sono:

$$E_m = \frac{E_a E_b \ (a_i + b_i)}{a_i E_a + b_i E_b} \qquad (1)$$

$$V_a = \frac{b_i E_b}{a_i E_a + b_i E_b} \quad \text{e} \quad V_b = \frac{a_i E_a}{a_i E_a + b_i E_b} \qquad (2)$$

$$C_m = C_a V_a + C_b V_b \qquad (3)$$

dove C_a = concentrazione del componente A, in epm (equivalenti per milione) o ppm (parti per milione)
C_b = concentrazione del componente B, in epm o ppm
C_m = concentrazione della miscela, in epm o ppm
V_a = volume proporzionale nella miscela M del componente A
V_b = volume proporzionale nella miscela M del componente B
E_a = salinità totale del componente A, in epm
E_b = salinità totale del componente B, in epm
E_m = salinità totale della miscela, in epm
a_i = distanza tra A e M misurata sulla linea retta che descrive la miscela in ognuno dei tre campi del diagramma
b_i = distanza tra B e M.

Sui campioni in esame, oltre alle verifiche ora delineate, è possibile eseguire un'ulteriore prova di mescolamento utilizzando i dati relativi alla composizione isotopica dell'ossigeno dei campioni d'acqua studiati. Infatti da analoghe considerazioni svolte per le caratteristiche chimiche si deduce che la composizione isotopica di ogni termine della miscela dovrà soddisfare alla equazione di bilancio isotopico 4:

$$\delta^{18}O_m = \delta^{18}O_a \, V_a + \delta^{18}O_b \, V_b \qquad (4)$$

dove $\delta^{18}O_m$ = composizione isotopica della miscela
$\delta^{18}O_a$ = composizione isotopica del componente A
$\delta^{18}O_b$ = composizione isotopica del componente B
V_a, V_b = volumi percentuali dei due estremi A e B, calcolati secondo il metodo grafico-algebrico descritto in precedenza.

L'applicazione delle equazioni 1-4 alle sorgenti in studio, prendendo come riferimento il diagramma rombico di Fig. 47 (ma anche considerando gli altri diagrammi, i risultati sono in accordo con quelli discussi ora), ha fornito i seguenti risultati: Per le sorgenti dei Berici. Assumendo come estremi:

A = 124,125,126 $\quad E_a = 10{,}4 \ \delta^{18}O = -9{,}1$
B = 133,135,136 $\quad E_b = 27{,}2 \ \delta^{18}O = -10{,}8$

si ottengono i seguenti valori riferiti a gruppi di sorgenti che hanno caratteristiche chimiche ed isotopiche molto simili:

Gruppo sorgenti	E_{reale}	$E_{calc.}$	$\delta^{18}O_{reale}$	$\delta^{18}O_{calc.}$
131, 134	25,6	23,4	—10,5	—10,4
129, 130, 132	20,6	19,0	—9,7	—9,9
127, 128	13,4	12,7	—9,0	—9,2

Per le sorgenti degli Euganei Gruppo B

Assumendo come estremi A = 86 E_a = 22,6 $\delta^{18}O$ = —9,9
B = 95,355 E_b = 73,2 $\delta^{18}O$ = —11,1

si ottengono i seguenti valori:

Gruppo sorgenti	E_{reale}	$E_{calc.}$	$\delta^{18}O_{reale}$	$\delta^{18}O_{calc.}$
76, 89, 90	23,7	25,8	—10,0	—10,0
366 bis	42,0	45,0	—10,8	—10,5

Dalla sostanziale analogia dei dati calcolati di salinità e di composizione isotopica con quelli realmente osservati nei diversi campioni di acqua, appare probabile che sia per le sorgenti dei Berici e degli Euganei Gruppo A, che per i campioni del Gruppo B degli Euganei, il processo di mescolamento è responsabile delle variazioni osservate.

Tale fatto appare ulteriormente confermato dal rapporto che intercorre tra le variazioni osservate nella composizione isotopica dell'ossigeno delle diverse famiglie di sorgenti e le rispettive variazioni della salinità totale. Tale correlazione è mostrata nel diagramma di Fig. 48. In essa non vengono riportati i dati relativi alle sorgenti del Gruppo C degli Euganei, in quanto non si è osservata alcuna correlazione tra i suddetti parametri, così come le caratteristiche chimiche di tali sorgenti non permettono di attribuire a processi di mescolamento le variazioni chimiche osservate (cfr. Fig. 47).

Dall' esame della Fig. 48 si nota l' esistenza di due correlazioni lineari ben distinte per gruppi differenti di campioni, che testimonia la presenza di due famiglie di acque di differente storia, all'interno delle quali le diversità osservate sono interpretabili come il risultato di mescolamenti in diverse proporzioni tra acque a contenuto in ^{18}O più basso e maggiore salinità e acque meno salate ma con contenuti in ^{18}O più elevati.

Oltre a questa osservazione, già implicata nei risultati dei calcoli precedentemente riportati, la Fig. 48 mette in evidenza i seguenti fatti:

a) nella famiglia delle sorgenti dei Berici e degli Euganei Gruppo A, uno dei due termini delle miscele è costituito da acque di infiltrazione superficiale, mentre nella famiglia degli Euganei Gruppo B entrambi i termini della miscela sono acque di circolazione profonda o mediamente profonda,

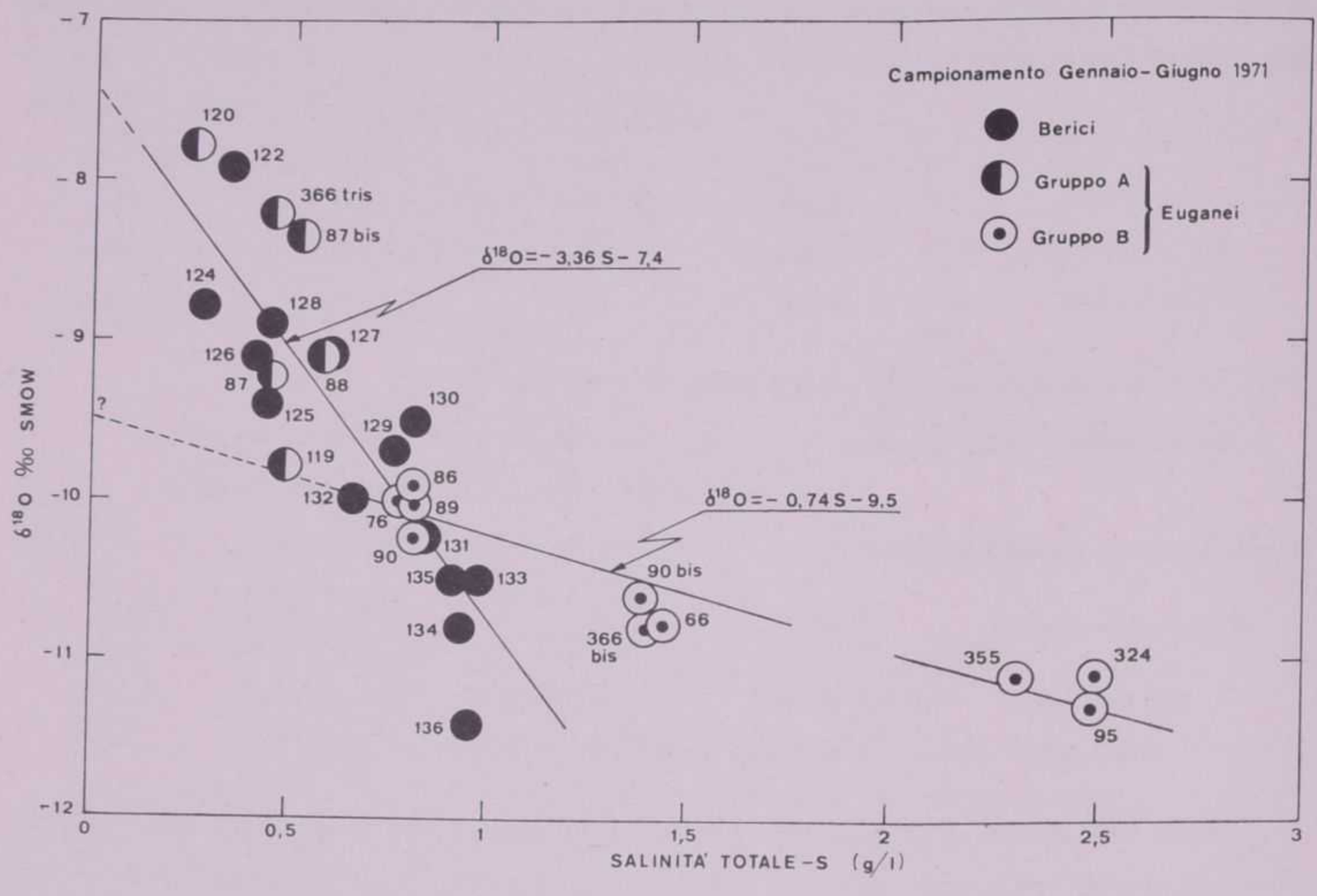


FIG. 48 - Relazione tra la composizione isotopica dell'ossigeno e la salinità totale delle acque delle sorgenti del distretto euganeo-berico campionate nel periodo gennaio-giugno 1971. Le sorgenti degli Euganei (Gruppo C) non vengono rappresentate poichè non mostrano alcuna correlazione tra i due parametri scelti. Il punto di domanda posto sulla estrapolazione a salinità zero delle acque degli Euganei (Gruppo B) sta ad indicare che il valore di $\delta^{18}O = -9,5$ è privo di significato (vedi testo).

b) l'alimentazione dei due circuiti idrici che danno luogo alle due famiglie di sorgenti è molto probabilmente la stessa e la differenziazione nelle caratteristiche chimiche è collegata alla diversità delle rocce serbatoio che esse attraversano prima di raggiungere la superficie.

Per quanto riguarda il punto (a) si può infatti notare che le estrapolazioni a salinità zero delle due rette di mescolamento, che dovrebbero fornire il valore della composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua meteorica di infiltrazione superficiale, presumibilmente non molto diversa nei due distretti euganeo e berico, in realtà forniscono valori di $\delta^{18}O$ molto diversi nelle due zone. Per le acque della famiglia dei Berici e degli Euganei Gruppo A il valore trovato è —7,5‰, mentre per le sorgenti clorurate degli Euganei il valore è di —9,4‰. Ora, dai dati della letteratura su campioni della stessa zona o su quelli di zone simili dal punto di vista morfologico e climatologico, si può considerare che mentre il primo valore sia ben rappresentativo dell'acqua media annuale di precipitazione nella zona, il secondo risulta troppo negativo e quindi tale da suggerire che l'estrapolazione a salinità zero delle acque clorurate sia priva di significato.

Importante, invece, a questo proposito appare il punto di intersezione delle due rette che può essere interpretato come quello rappresentativo di un'acqua appartenente alla famiglia dei Berici che, in profondità, si mescola con le acque cloruriche determinando la diluizione e le variazioni dei valori di $\delta^{18}O$ da esse mostrate.

A conferma di questa ipotesi si può notare che anche nella Fig. 47 le due rette si intersecano in un punto che cade in posizione analoga di quello in Fig. 48, cioè risulta tipico di un'acqua che ha composizione isotopica e caratteristiche chimiche molto simili ai campioni 129, 130 e 132. Inoltre, la ripetizione del calcolo dei valori di miscela per le acque clorurate, presumendo che i tre campioni suddetti rappresentino un componente delle miscele stesse, forniscono risultati del tutto analoghi a quelli ottenuti in precedenza.

In relazione a quanto affermato al punto (b), dalla Fig. 48 si nota che per entrambe le famiglie il componente relativamente più profondo della miscela, cioè il componente a maggiore salinità, ha un contenuto in ^{18}O praticamente identico ($\delta^{18}O = -11{,}3$ e $-11{,}4$‰ per gli Euganei gruppo B e per i Berici ed Euganei gruppo A rispettivamente), suggerendo l'ipotesi, in conformità a quanto detto nelle note generali, dell'esistenza di un'unica area di assorbimento capace di alimentare due circolazioni profonde in acquiferi differenti.

Inoltre il valore estremamente negativo di tale acqua di alimentazione, se confrontato con i valori delle acque di precipitazione locale, che come abbiamo visto, sono compresi tra -7 e -8‰, indica che le zone di assorbimento devono essere localizzate più a nord della zona dei Colli Euganeo-Berici e in corrispondenza dei rilievi montuosi con quote superiori ai 1500 m.

Variazioni stagionali delle caratteristiche chimiche ed isotopiche delle sorgenti

I dati finora discussi sono relativi ad un campionamento eseguito nel periodo gennaio-giugno, cioè nel periodo corrispondente a quello di massima precipitazione meteorica. I risultati sono quindi rappresentativi di una situazione in cui il contributo delle acque di precipitazione locale alle diverse miscele con i componenti profondi è più alto di quello che si può verificare durante la stagione estiva, notevolmente più povera di precipitazioni. Inoltre le piogge della stagione invernale sono caratterizzate da contenuti in ^{18}O nettamente più bassi di quelle che avvengono durante la stagione estiva, per cui, rimanendo il componente profondo inalterato durante tutto l'anno, il contenuto in ^{18}O e la salinità delle miscele « invernali » risulteranno relativamente più bassi rispetto a quelli delle miscele « estive ».

I risultati relativi ad un secondo campionamento eseguito nel mese di settembre sono riportate in Fig. 49.

Le sorgenti delle due famiglie mostrano anche in questo caso due nette correlazioni lineari tra la composizione isotopica dell'ossigeno e la salinità totale, ma in entrambi i casi le rette estrapolano, per valori di salinità zero, a valori di $\delta^{18}O$ sensibilmente più positivi di quelle ottenute nel periodo gennaio-giugno. Nello stesso tempo i valori della salinità risultano più alti in relazione allo stesso periodo, confermando così l'ipotesi di un minore contributo alle miscele di acqua superficiale, a bassissima salinità e con contenuti in ^{18}O relativamente più alti.

Tali fatti sono particolarmente evidenti per la famiglia dei Berici e degli Euganei Gruppo A, dove le variazioni di salinità vanno da valori di circa il 30% per le acque più dolci fino a valori di circa il 10% per quelle più salate, e sono accompagnate da variazioni isotopiche di 0,7 e 0,4‰ rispettivamente.

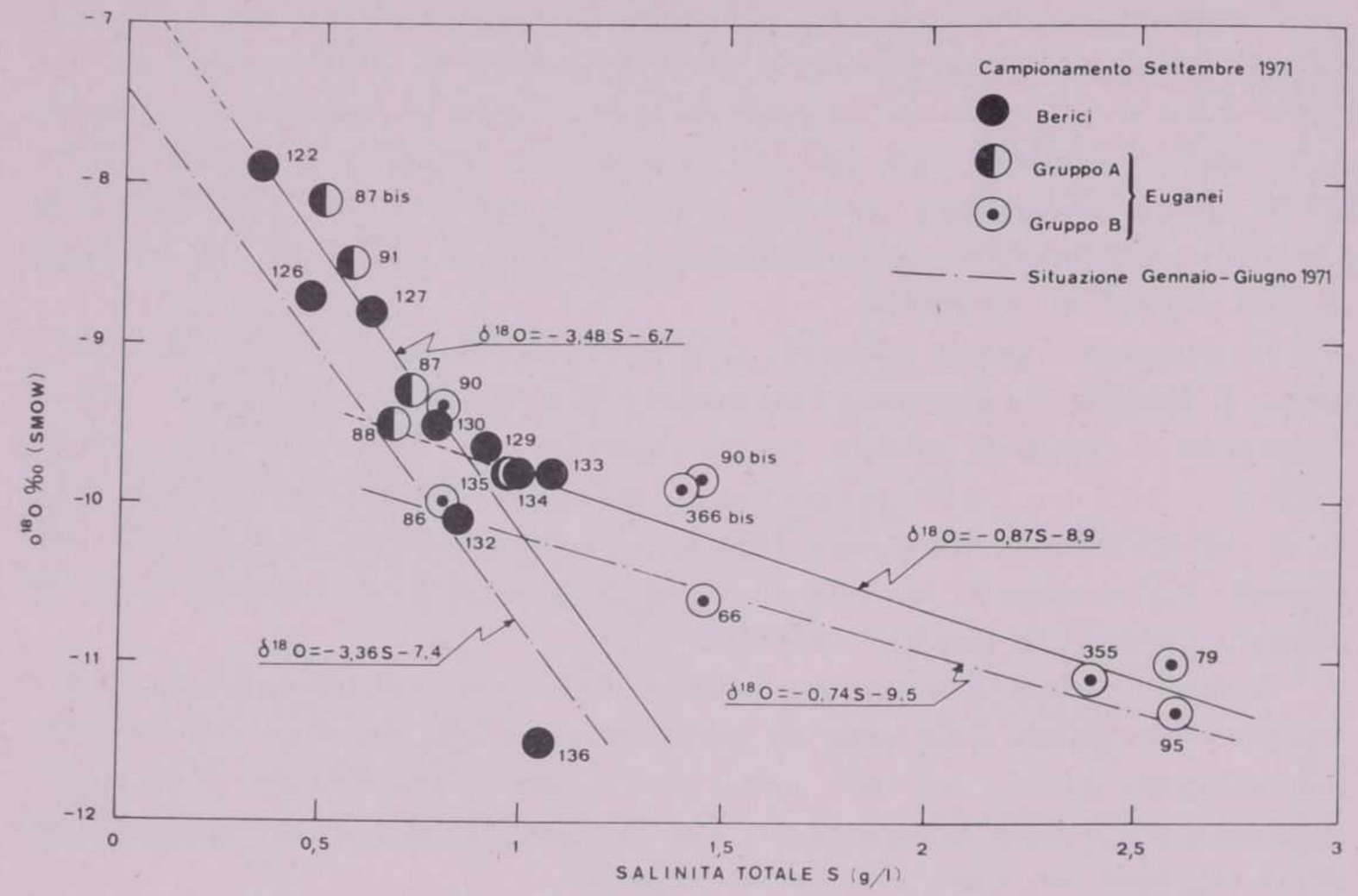


FIG. 49 - Relazione tra la composizione isotopica dell'ossigeno e la salinità totale delle acque delle sorgenti del distretto euganeo-berico campionate nel settembre 1971. La situazione relativa al periodo gennaio-giugno, dedotta dalla fig. 48, viene riportata per confronto.

Nel caso invece delle sorgenti del gruppo B degli Euganei l'aumento percentuale di salinità varia entro limiti molto più bassi (da circa 7 a circa 4%) e contemporaneamente l'aumento del contenuto in ^{18}O è più basso e tende addirittura a scomparire per i campioni in cui il contributo profondo è maggiore.

Questi ultimi dati ci permettono ulteriori considerazioni sulla natura delle due differenti circolazioni in studio. Infatti l'esistenza di un effetto stagionale accentuato nelle acque solfatiche sta ad indicare una circolazione a non grande profondità, mentre le acque clorurate, caratterizzate da un minore effetto stagionale, sembrano da attribuirsi ad una circolazione relativamente più profonda; esse non sembrano direttamente in contatto con acque di infiltrazione superficiale, bensì parzialmente influenzate dalla parte più profonda della falda idrica sovrastante, con la quale devono venire in qualche punto a contatto.

Pozzi della pianura compresa tra Colli Berici ed Euganei

Le caratteristiche chimiche dell'acqua di alcuni pozzi nella pianura alluvionale compresa tra i Colli Berici ed Euganei sono rappresentate nel diagramma di Piper di Fig. 50. Dalla figura appare evidente che in questo gruppo di acque mancano completamente quelle caratterizzate da alti contenuti di ione cloruro, mentre esistono acque a composizione chimica analoga alle sorgenti dei Berici, sia del tipo solfatico che di quello bicarbonatico, e alle sorgenti del gruppo C degli Euganei. Si tratta

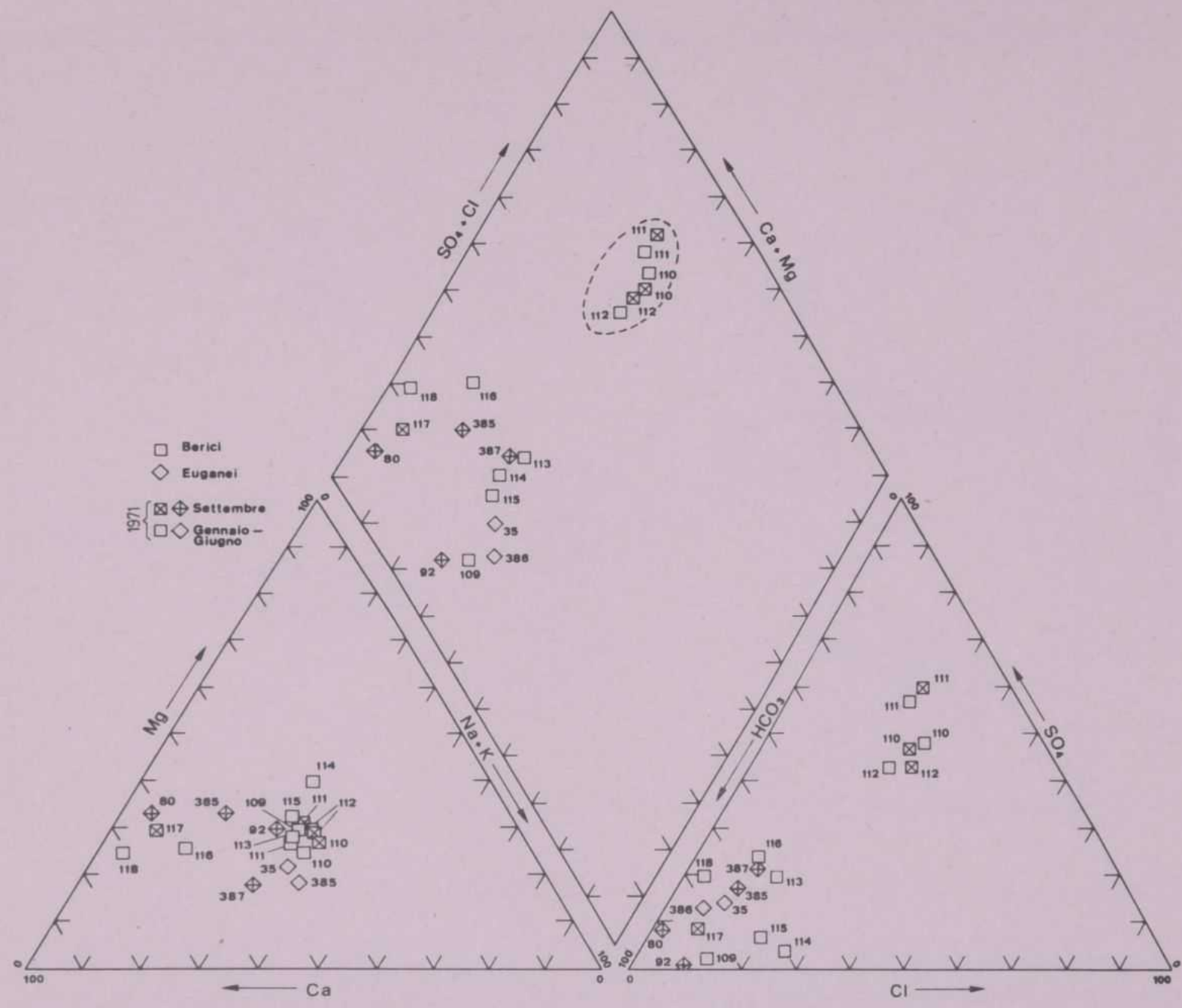


FIG. 50 - Diagramma di Piper relativo ai pozzi della pianura compresa tra i colli Berici ed Euganei. I risultati relativi ai due campionamenti di gennaio-giugno e settembre vengono riportati insieme per confronto.

quindi prevalentemente di pozzi che attingono, a piccola profondità, acque di circolazione estremamente superficiale caratterizzate quindi dallo ione bicarbonato e da quantità percentualmente variabili degli ioni Ca e Na + K.

Anche la composizione isotopica di queste acque, riportata in Fig. 51 in funzione della salinità totale, mostra per la maggior parte di esse valori di $\delta^{18}O$ variabili tra —7,5 e —8,5‰ che sono caratteristici, come abbiamo già detto, di acque di precipitazione locale.

Uniche eccezioni, sia dal punto di vista chimico che isotopico, sono rappresentate dai campioni 110, 111 e 112, gli unici in cui lo ione solfato è preponderante e in cui contenuti in ^{18}O molto bassi indicano la presenza rilevante di un componente relativamente profondo del tipo di quello riscontrato nelle sorgenti a maggiore salinità dei Berici.

Inoltre, a conferma della stessa natura di questi ultimi due tipi di acqua, si nota che campioni delle acque dei pozzi prelevati sia nella stagione primaverile che in quella autunnale sono in ottimo accordo con le variazioni osservate nelle stesse stagioni nell'acqua delle sorgenti dei Berici e del gruppo A degli Euganei (Fig. 51).

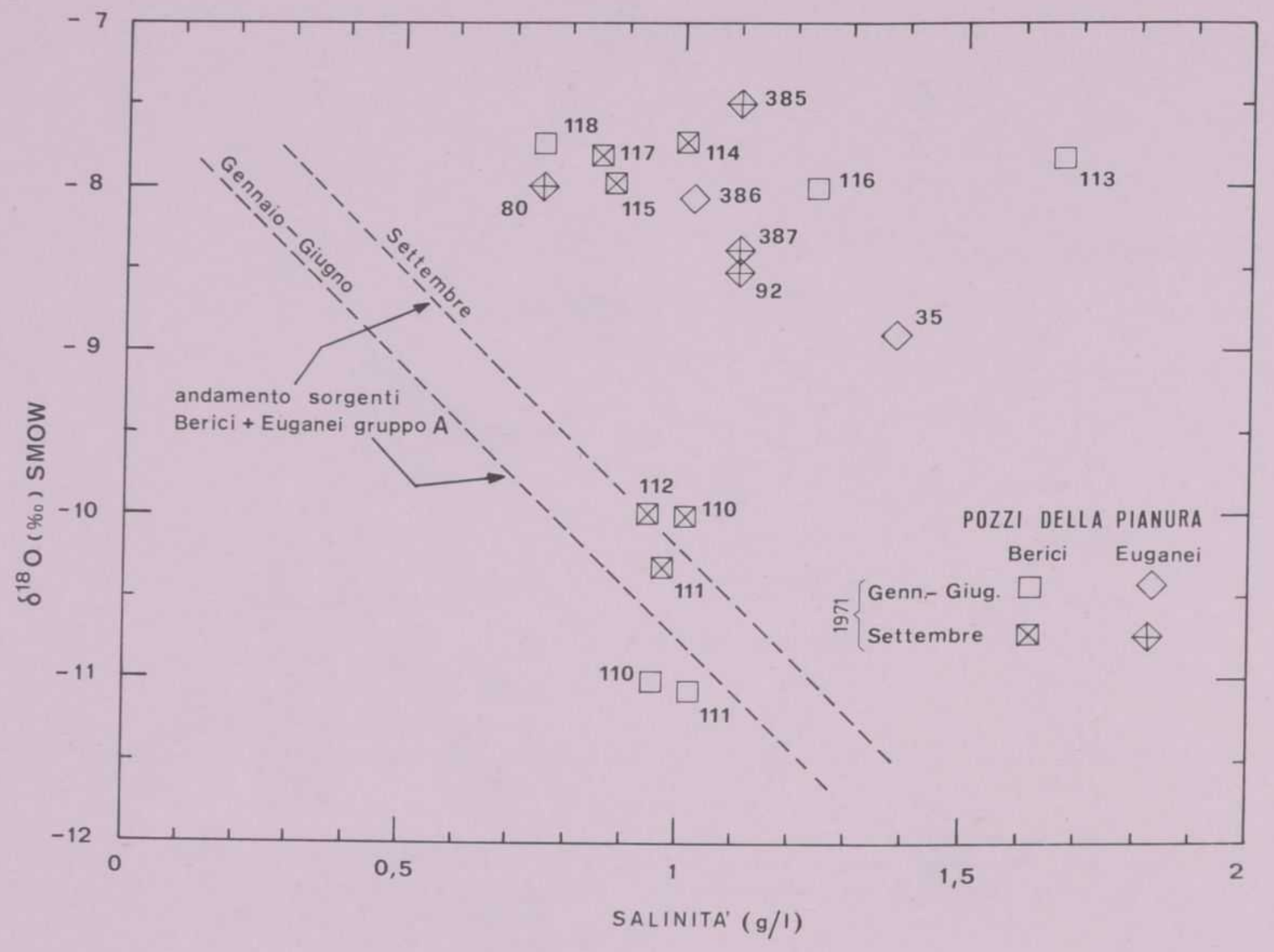


FIG. 51 - Relazione tra la composizione isotopica dell'ossigeno e la salinità totale delle acque dei pozzi della pianura compresa tra i colli Berici ed Euganei. I risultati relativi alle sorgenti nei due campionamenti di gennaio- giugno e settembre vengono riportati per confronto. E' evidente l'appartenenza delle acque erogate dai pozzi n. 110, 111 e 112 al sistema idrico rappresentato dalle sorgenti termali dei Berici e degli Euganei (Gruppo A) (vedi testo).

Pozzi termali delle aree di Abano, Montegrotto, Battaglia, Galzignano

Le caratteristiche chimiche delle acque dei pozzi termali dei campi in coltivazione di Abano, Montegrotto, Battaglia e Galzignano, variano sensibilmente da un campo all'altro e anche all'interno di uno stesso campo. In tutti i casi però esse appartengono al tipo di acque clorurate, essendo quest'ultimo anione sempre maggiore del 60% in relazione alle concentrazioni relative degli ioni bicarbonato e solfato; tale dato risulta dall'esame del diagramma triangolare di Fig. 52 relativo alla composizione percentuale degli anioni in alcuni campioni scelti nei tre campi, in modo tale da coprire l'intera gamma delle variazioni osservate.

La netta prevalenza degli ioni Cl e Na tra i diversi componenti disciolti nelle acque termali del distretto euganeo e il fatto che questi due ioni sono in rapporto di concentrazione stechiometrico corrispondente alla molecola del sodio cloruro, ha suggerito ad alcuni autori l'ipotesi secondo la quale queste acque avrebbero una diretta origine marina.

Tale ipotesi appare tuttavia in netto contrasto con i risultati dell'indagine isotopica delle acque dei pozzi termali, che invece indica un'origine meteorica delle stesse acque. Infatti sappiamo che il valore di $\delta^{18}O$ dell'acqua oceanica è molto uniforme

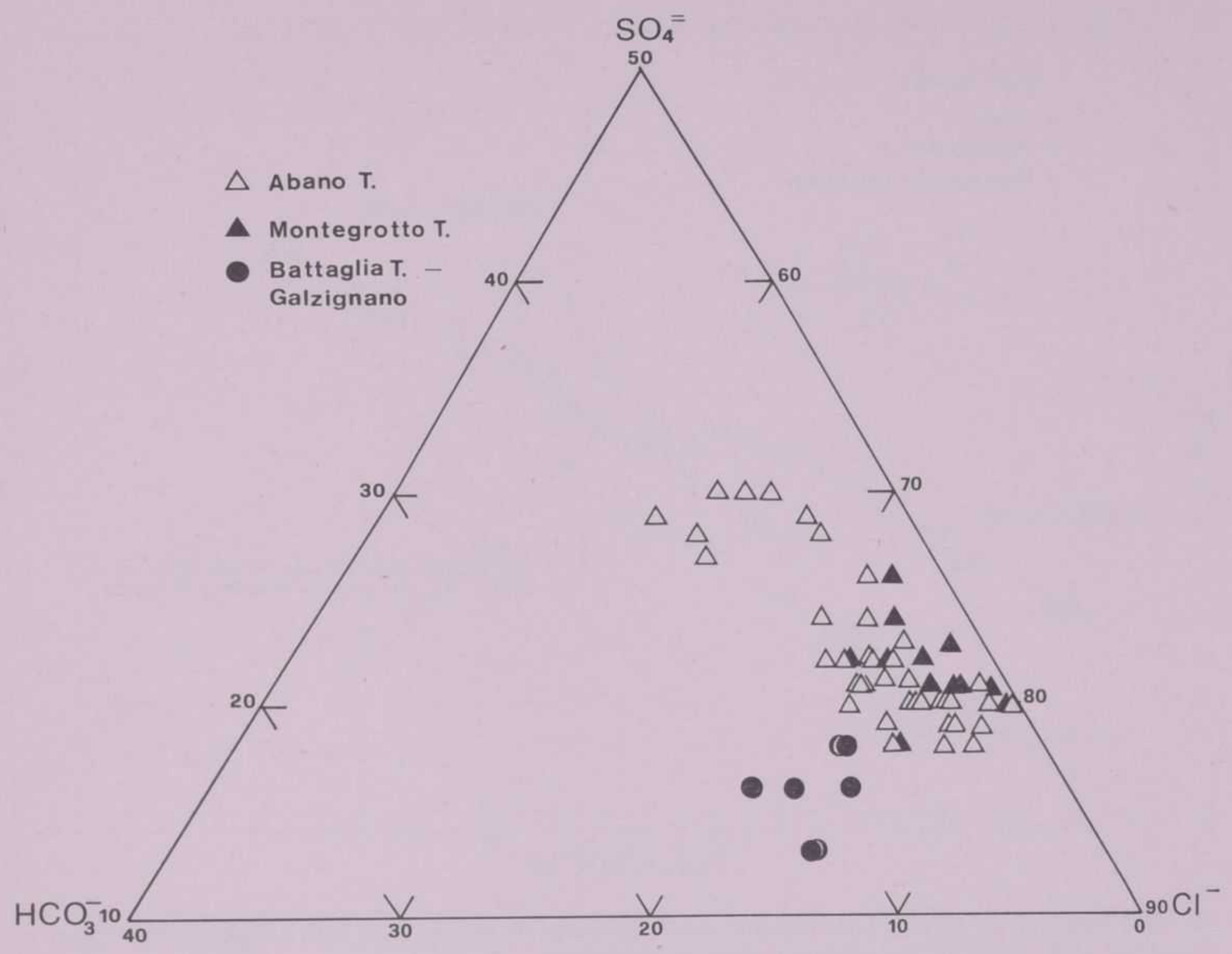


Fig. 52 - Diagramma triangolare relativo alla composizione anionica di alcuni campioni di acque dei pozzi termali delle zone di Abano, Montegrotto e Battaglia-Galzignano. I campioni sono stati scelti in modo da coprire l'intero intervallo di variazioni osservate in ogni singolo campo.

nel tempo e nello spazio ed è assunto, per definizione, uguale a zero, mentre corrispondenti valori delle acque termali nei tre campi principali variano da —10 a —11,7 ‰. Tale discordanza di valori, tra quello previsto dall'ipotesi di un'acqua marina e quelli osservati, non risulta sormontabile neanche nell'idea di un mescolamento in prossimità della superficie tra l'acqua marina e acque di precipitazione locale, perchè quest'ultime non hanno valori di $\delta^{18}O$ più negativi di —8,5‰ e cioè sempre più positivi di quelli osservati nelle acque termali stesse.

L'ipotesi dell'origine meteorica, avanzata negli ultimi anni da alcuni autori, fra i quali L. De Marchi e G. Dal Piaz, risulta così confermata in maniera definitiva dallo studio della composizione isotopica dell'acqua dei pozzi termali in relazione ai valori regionali delle precipitazioni e a quello delle acque marine.

Tale studio però fornisce ulteriori elementi intorno alla zona di origine e al tipo di circolazione a cui queste acque sono state soggette prima di giungere in superficie. Infatti i valori più negativi di $\delta^{18}O$, osservati nei tre campi termali, che sono uguali a —10,8 —11,2 e —11,7‰ rispettivamente per Abano, Montegrotto e Battaglia-Galzignano, indicano chiaramente, come nel caso delle acque delle sorgenti solfatiche e cloruriche del distretto euganeo-berico, l'esistenza di aree di alimentazione poste a quote superiori a 1500 m s.m..

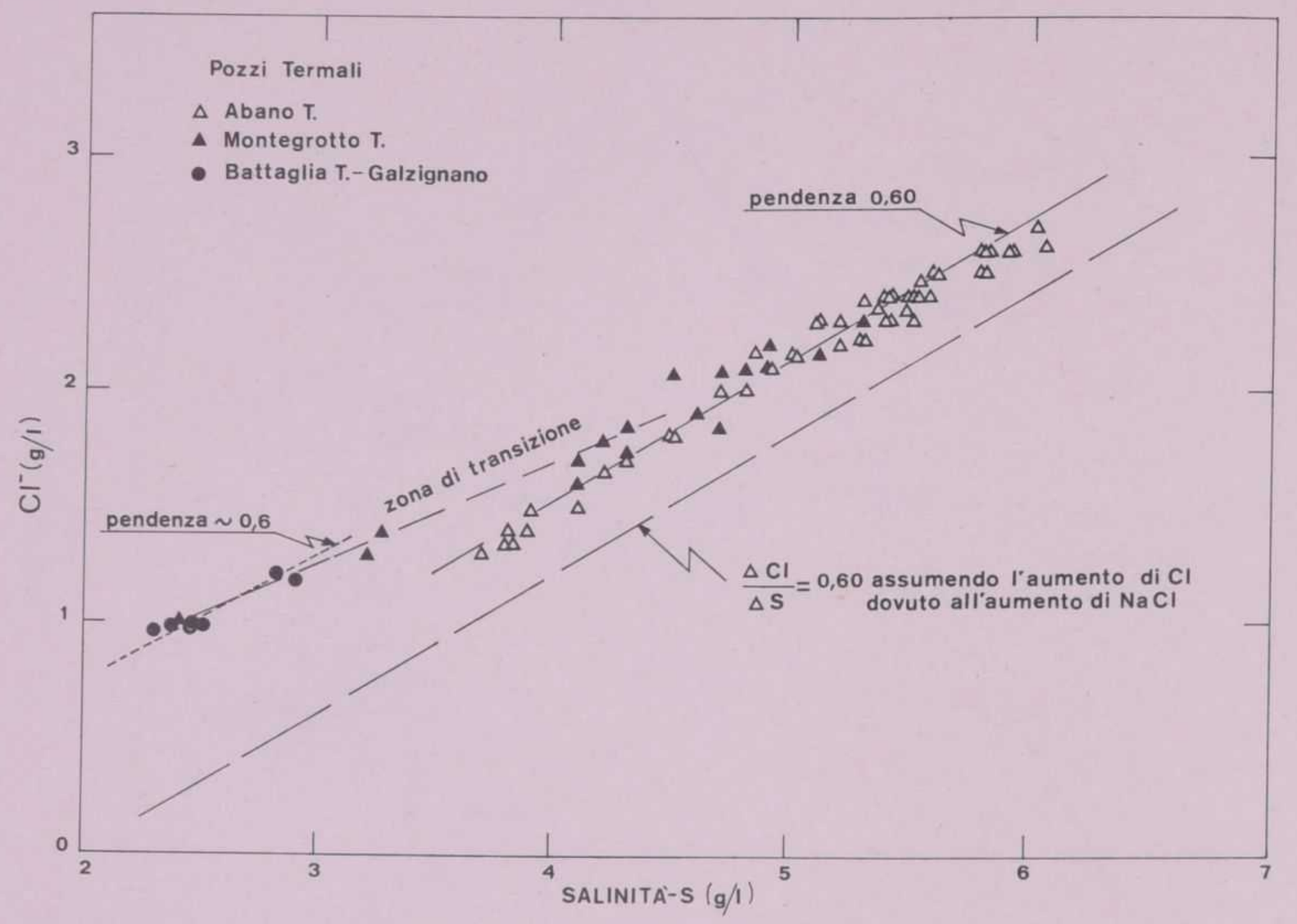


FIG. 53 - Relazione tra le variazioni osservate nella concentrazione dei cloruri e della salinità totale nelle acque termali dei pozzi di Abano, Montegrotto e Battaglia-Galzignano.

Definita in questo modo una comune origine meteorica delle acque rinvenute nei tre campi idrotermali, appare di particolare interesse la valutazione delle differenze nelle caratteristiche chimiche riassunte nelle Figg. 52, 53, 54 e 55.

1 - La salinità totale delle acque, mentre varia entro limiti ristretti intorno al valore di 2,5 g/l nella zona di Battaglia-Galzignano, presenta forti variazioni nella zona di Abano con valori che vanno da 3,7 g/l fino a valori massimi di ca. 6 g/l.

2 - La concentrazione dello ione solfato risulta praticamente indipendente dalla salinità totale sia nelle acque di Abano che in quelle di Battaglia, ma i valori medi di concentrazione sono notevolmente differenti, essendo uguali a 0,84 g/l per Abano e 0,32 g/l per Battaglia-Galzignano (Fig. 54).

Considerando che i valori di temperatura misurata in superficie nei due campi idrotermali variano tra 65° e 85°, e 55° e 75° rispettivamente per Abano e Battaglia, i campioni del primo campo risultano nettamente sovrasaturi rispetto all' anidrite, mentre quelli del secondo sono nettamente insaturi (Fig. 55).

3 - Le variazioni di salinità all'interno dei campi idrotermali di Abano e Battaglia sono dovute a variazioni della concentrazione di NaCl (+KCl) nelle acque (Fig. 52). Tale caratteristica è particolarmente evidente per le acque di Abano per cui esiste una ben definita correlazione positiva tra la concentrazione dello ione cloruro e la salinità totale. Tuttavia, anche i campioni di Battaglia sembrano seguire lo stesso andamento nonostante che gli intervalli di concentrazione siano molto più

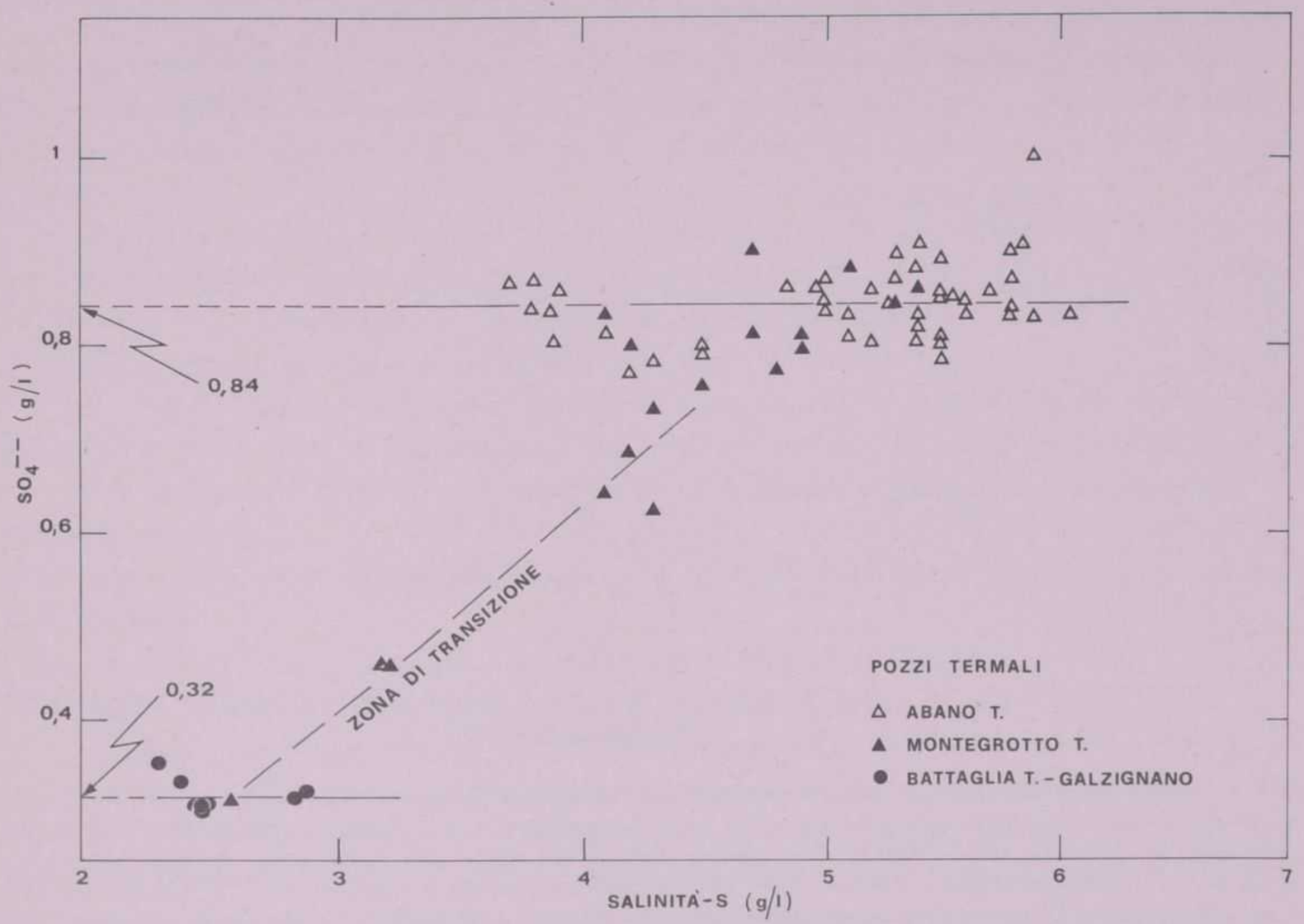


FIG. 54 - **Relazione tra la concentrazione dello ione solfato e la salinità totale delle acque termali dei pozzi di Abano, Montegrotto e Battaglia-Galzignano.**

ristretti di quelli relativi ai campioni di Abano. In entrambi i casi la pendenza della retta è di 0,6 e corrisponde a quella ipotetica di un'acqua che aumenta la sua salinità totale esclusivamente in funzione di una progressiva dissoluzione di sodio (+ potassio) cloruro.

4 - I campioni del campo idrotermale di Montegrotto hanno caratteristiche chimiche intermedie a quelle dei campioni di Abano e di Battaglia, per cui si può dire che tale campo rappresenti una zona di transizione tra i due sistemi idrotermali.

Le differenze nelle caratteristiche chimiche riscontrate nei due sistemi di Abano e di Battaglia-Galzignano suggeriscono l'esistenza di due differenti circuiti profondi, durante i quali le acque sono state in contatto con tipi differenti di rocce, per cui hanno acquisito differenti quantità di ioni in soluzione. Questo nell'ipotesi che entrambe le circolazioni abbiano avuto origine nella stessa zona di ricarica e che abbiano circolato a profondità corrispondenti e quindi alle stesse temperature profonde.

Tali ipotesi appaiono abbastanza verosimili sia in relazione alla composizione isotopica dell'ossigeno, che assegna quote elevate alla zona di alimentazione per entrambi i campi, sia alla composizione chimica di queste acque che, a parte le differenziazioni viste, si possono considerare aventi le stesse caratteristiche fondamentali (acque clorurate), sia ai valori della temperatura superficiale che sono sostanzialmente coincidenti.

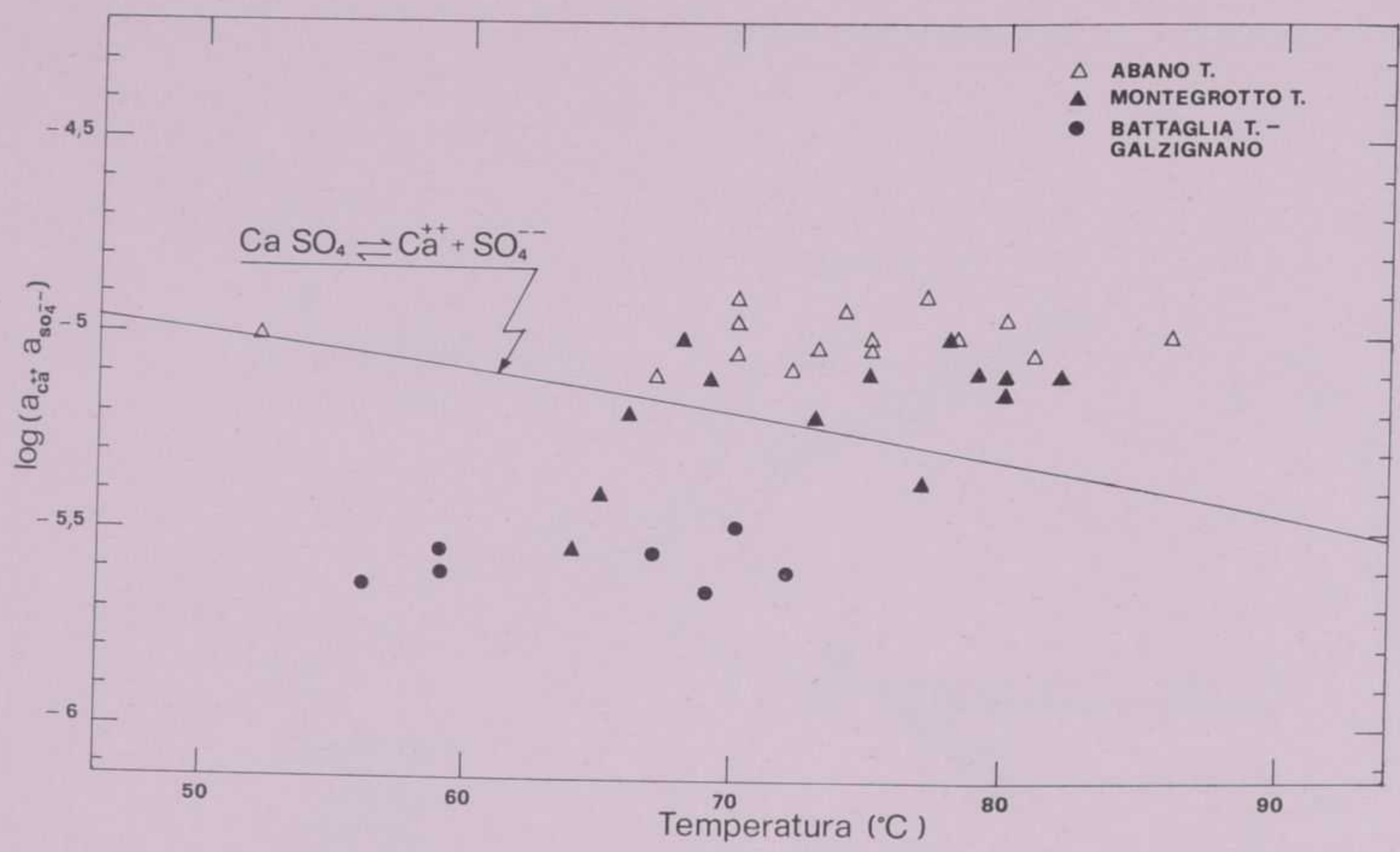


FIG. 55 - Valutazione del grado di saturazione rispetto all'anidrite dei campioni delle acque termali dei campi di Abano, Montegrotto e Battaglia-Galzignano. La curva di equilibrio è stata descritta utilizzando i dati teorici pubblicati da Helgeson H.C. (1969) (1). Le attività ioniche del Ca e SO_4 sono state ottenute nel modo seguente: 1) calcolo della forza ionica di ogni singolo campione secondo la relazione $I = \Sigma_i(\Sigma_i m \cdot Z^2_i)$; 2) valutazione dei coefficienti di attività ionica (γ_i) dai diagrammi pubblicati da GARRELS e CHRIST (1965) (2) relativi alla variazione dei valori dei coefficienti di attività in funzione della variazione della forza ionica; 3) calcolo delle attività ioniche secondo la relazione $a_i = \gamma_i m_i$.

L'esistenza di due circolazioni profonde, separate, delle acque termali sembra per altro confermata da un'analisi dettagliata dei valori di $\delta^{18}O$. All'interno di ogni campo idrotermale esistono valori di $\delta^{18}O$ che vanno da —10 a —10,8‰ per Abano e da —11,5 a —11,9‰ per Battaglia-Galzignano e che non possono essere attribuiti a fenomeni di diluizione di acque profonde con acque superficiali, come è il caso delle sorgenti dei Berici. Tale meccanismo è infatti in contrasto con i valori costanti della concentrazione dello ione solfato riscontrati nei due campi, e con alcune analisi preliminari della concentrazione in tritio eseguite (3) su campioni caratterizzati da valori estremi di $\delta^{18}O$, che non indicano la presenza di acque recenti (più giovani di 25 anni). In tutti i campioni esaminati infatti la concentrazione del tritio è inferiore a quella rilevabile con gli attuali metodi di detenzione.

Al momento l'ipotesi più attendibile. che serve a spiegare il diverso contenuto in ^{18}O nelle acque delle due zone termali e quello osservato all'interno di ciascun campo, sembra essere quella dell'esistenza di due acque madri profonde caratterizzate da differenti valori di $\delta^{18}O$ (—10 e —12‰) le quali emergono sia separatamente, sia dando luogo a miscele in diverse proporzioni dei due componenti.

---

(1) HELGESON H.C., 1969 - *Thermodinamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.* Am. J. Sc., vol. 267, pag. 729-804.

(2) GARRELS R.M., CHRIST CH.L., 1965 - *Solutions, Minerals, and Equilibria.* Harper Intern. Student Reprint.

(3) Le analisi di tritio sono state eseguite dal Dr. P. NOTO dell'Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche di Pisa.

Abbiamo già accennato, nelle note introduttive, che il tenore medio in isotopi delle precipitazioni è una funzione decrescente della temperatura di condensazione. In pratica questo si può tradurre in una relazione di interdipendenza tra le temperature medie al livello del suolo e le concentrazioni medie pesate degli isotopi pesanti.

Per stazioni sottomesse ad un regime regolare di perturbazioni oceaniche il gradiente delle medie annuali su scala mondiale è di ca. 0,7 $\delta^{18}O/°C$. Localmente, all'interno dei continenti, si osservano dei gradienti variabili da valori di 0,7 a 0,25 $\delta^{18}O/°C$ in funzione delle circolazioni atmosferiche diverse ([1]).

Restando tutte le condizioni uguali, le due famiglie di acque profonde corrisponderebbero così ad aree di infiltrazione che differiscono di 3-8°C nelle temperature medie.

Per spiegare i due tipi di acque di alimentazione si hanno teoricamente tre diverse possibilità:

I) stesse condizioni climatiche generali e altitudini differenti dei bacini di alimentazione,

II) condizioni climatiche generali differenti e altitudini uguali,

III) bacini differenti e condizioni climatiche generalmente diverse.

Attualmente l'interpretazione più semplice consiste nell'attribuire un primo gruppo di acque ($\delta^{18}O = -12‰$) ad un bacino di raccolta essenzialmente alpino del tipo di quello dell'Adige, e l'altro gruppo ($\delta^{18}O = -10‰$) all'impluvio subalpino com'è ad esempio quello drenato dal Brenta o dal Piave. A questo proposito si può notare che le altezze medie dei bacini, prima dell'entrata dei corsi d'acqua nella pianura veneta, possono render conto delle variazioni dei tenori in ^{18}O sotto l'effetto del gradiente altitermometrico (Adige 1630 m, Brenta 1256 m, Piave 1343 m).

Un'ipotesi simile era già stata avanzata da Bortolami, Fontes e Panichi (1973) ([1]) per l'interpretazione dell'origine delle acque di alimentazione dei pozzi artesiani della pianura veneta e confortata dalla composizione isotopica dell'acqua dei fiumi Adige ($\delta^{18}O = -12,4‰$) da una parte e Piave ($\delta^{18}O = -9,9‰$) e Brenta ($\delta^{18}O = -10‰$) dall'altra.

Si richiama l'attenzione sul fatto che gli esempi citati si riferiscono ad altezze diverse di precipitazione delle acque di pioggia e non vogliono significare su questa base che le acque termali euganee provengano, ad esempio, dal Piave o dagli altri bacini citati; la sola via dello studio isotopico non è sufficiente a risolvere il problema, ma va associata allo studio idrogeologico.

Valutazione delle temperature profonde

I risultati ottenuti con l'utilizzazione dei due geotermometri basati sulla concentrazione della silice disciolta e sui rapporti molari tra gli ioni Na, K e Ca sono rappresentati nelle Figg. 56 e 57. In queste figure sono confrontate le temperature misurate in superficie in ciascun campione, sia sorgente che pozzo termale, con quelle calcolate.

Nel caso del geotermometro basato sulla SiO_2 abbiamo riportato due valori ottenuti presumendo che le acque siano state in equilibrio o con il quarzo o con il

([1]) Bortolami C., Fontes J.C ., Panichi C., 1973 - *Isotopes du milieu et circulations dans les acquifères du sous-sol vénétien.* Earth. Plan. Sc. Lett., vol. 19, pag. 154-167.

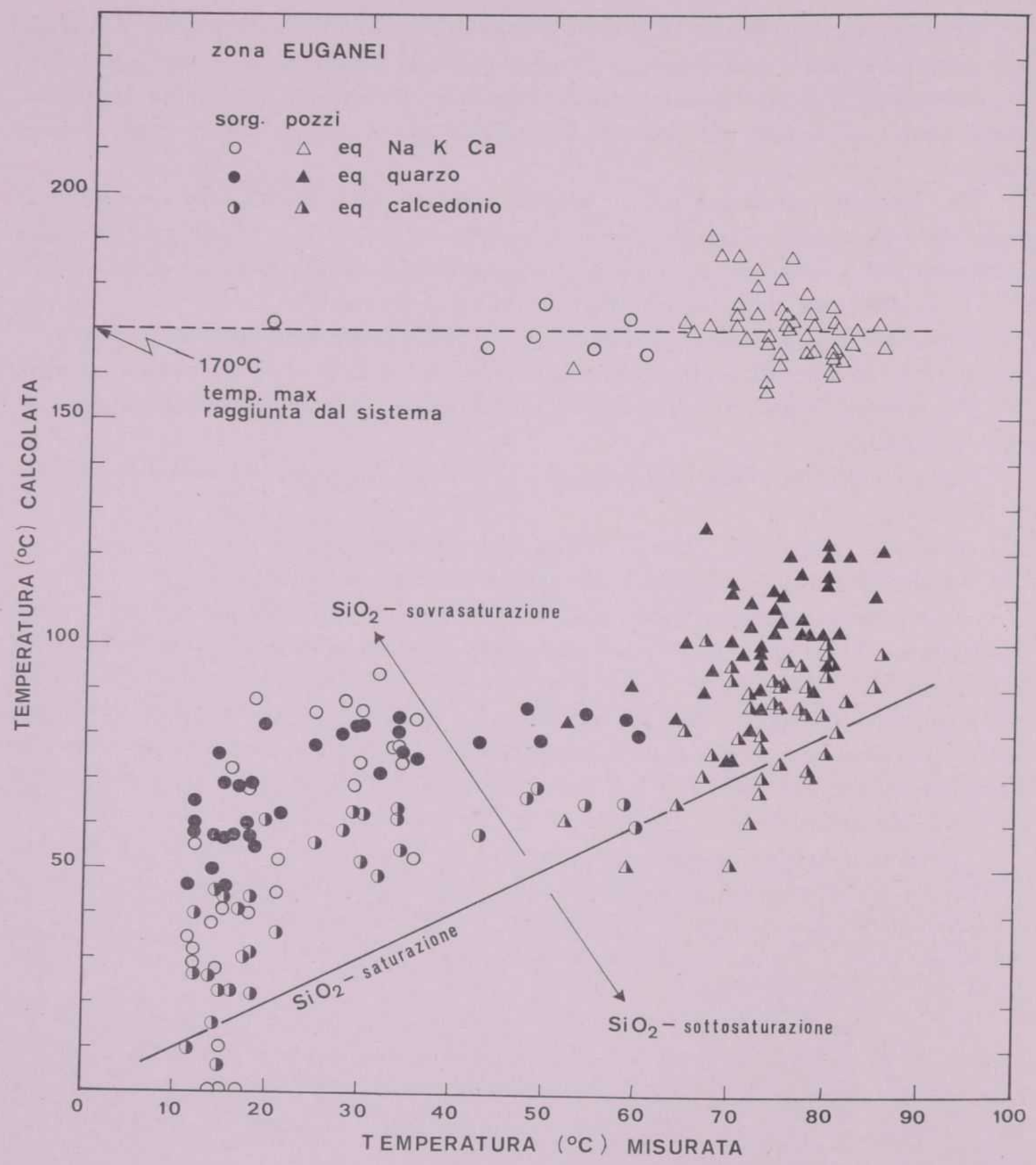


Fig. 56 - Confronto tra le temperature misurate in superficie e quelle calcolate con i termometri geochimici per le sorgenti e i pozzi termali della zona dei Colli Euganei. Il gruppo di sorgenti che hanno temperature calcolate con il geotermometro Na-K-Ca uguali a quelle dei pozzi termali, appartengono al gruppo B degli Euganei.

calcedonio. Al momento attuale non possediamo elementi che puntino in favore dell'uno o dell'altro equilibrio, tuttavia i dati della letteratura ([1]) sono in favore della idea che la quantità di silice disciolta nelle acque termali sia regolata dalla solubilità del quarzo a temperature superiori a 110°C e in molti casi dalla solubilità del calcedonio quando le temperature profonde sono inferiori a 100°C e superiori a 10-20°C.

A parte questa incertezza appaiono tuttavia estremamente interessanti i risultati delle Figg. 56 e 57 ed in particolare quelli relativi alle temperature valutate per i

([1]) Atnórsson S., 1970 - *Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water.* Geothermics, Special Issue 2, vol. 2, pt. 1, pag. 536-541.

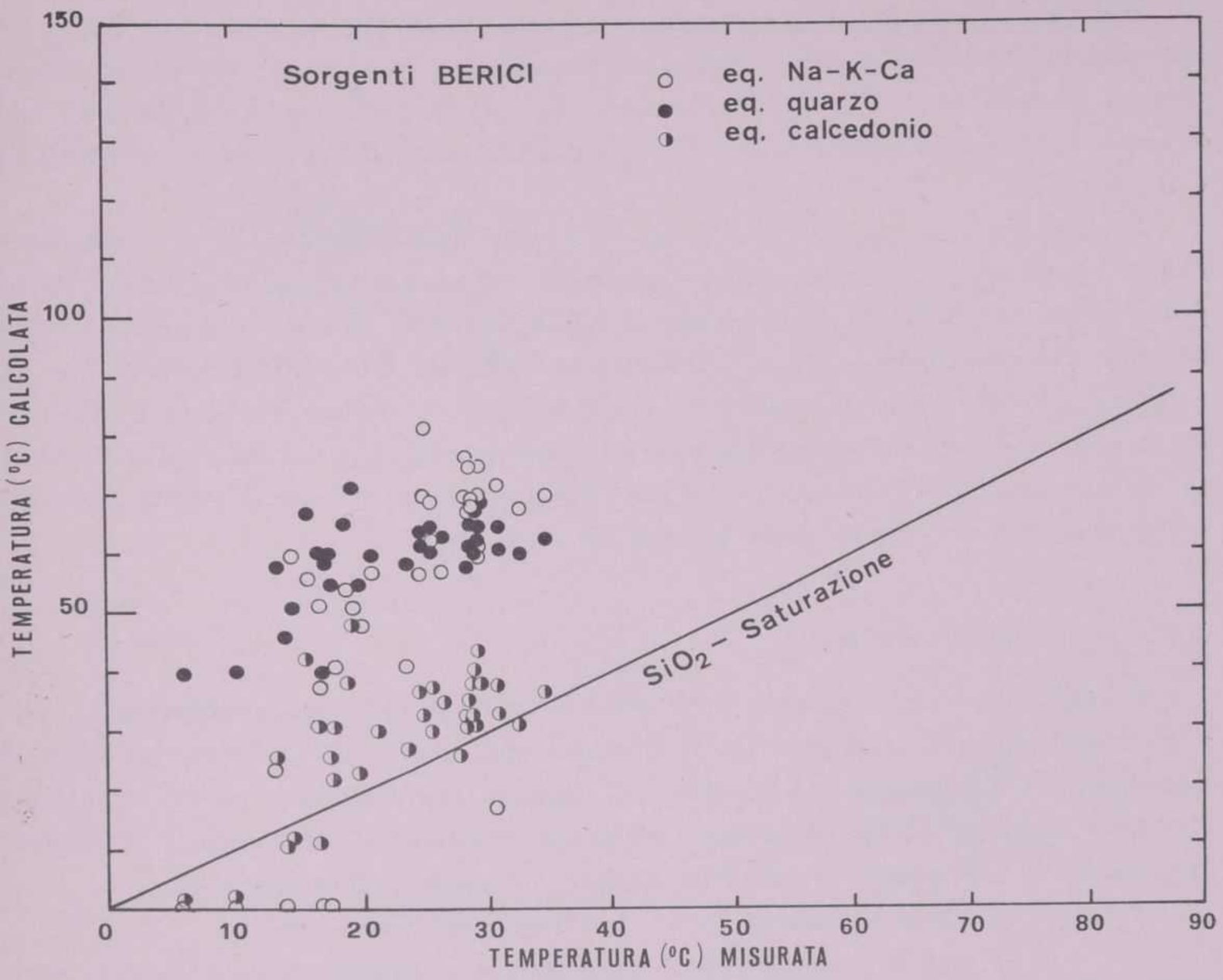


FIG. 57 - Confronto tra le temperature misurate in superficie e quelle calcolate con i termometri geochimici per le sorgenti della zona dei Colli Berici.

pozzi termali e per alcune sorgenti del gruppo B degli Euganei con il geotermometro Na-K-Ca. Infatti per questi campioni si sono ottenute temperature notevolmente costanti intorno al valore di 170°C, che li differenziano nettamente da tutte le altre sorgenti, in quanto lo stesso geotermometro fornisce per queste ultime temperature costantemente inferiori a 90°C e non direttamente correlate con quelle osservate in superficie.

I dati relativi alla silice, invece, mostrano una buona correlazione tra valori calcolati e quelli osservati sia per quanto riguarda i campioni di bassa che quelli di alta termalità. L'andamento è molto simile a quello corrispondente all'equilibrio, ma i valori calcolati sono tutti più alti di quelli osservati, in particolare quelli relativi all'equilibrio con il quarzo sono in media più alti di 25°C rispetto a quelli dedotti dalla solubilità del calcedonio nell'intervallo di temperatura osservato.

Le massime temperature fornite dal geotermometro a SiO_2 per i pozzi termali sono comprese tra 100 e 120°C, cioè molto più basse di quelle fornite dal termometro Na-K-Ca.

Occorre tuttavia osservare che l'applicazione di questo ultimo geotermometro non solo è limitata dal verificarsi di fenomeni di diluizione con altri tipi di acque successivamente al momento in cui avviene l'equilibrazione (così come è limitato il termometro a silice), ma è anche condizionato dal fatto che una determinata soluzione deve essere stata in equilibrio con i feldspati sodici e potassici.

Nel caso attuale, i valori di reazione espressi come log a_K/a_H e log a_{Na}/a_H di ogni singolo campione, quando vengono confrontati con i valori di equilibrio a temperature variabili tra 25°C e 80°C, indicano che sia le acque dei pozzi termali, sia le acque delle sorgenti del gruppo B degli Euganei sono saturate rispetto al caolino e al microclino.

La mancanza di un riscontro di una avvenuta equilibrazione in profondità tra l'acqua circolante e i feldspati sodici e potassici contemporaneamente, rende molto problematica la possibilità di applicare il geotermometro Na-K-Ca a questo tipo di acque. Ciò vale anche se i valori di reazione calcolati non differiscono molto da quelli previsti dai valori di equilibrio con i feldspati, e inoltre anche se i valori di temperature calcolati con questo metodo sono tutti compresi in un intervallo di valori che sembra suggerire l'esistenza di un meccanismo di acquisizione di soluti più complesso di quello che deriva dalla precedente discussione.

Conclusioni geochimiche

L'applicazione contemporanea delle tecniche tradizionali (analisi chimiche) e delle tecniche isotopiche (rapporti $^{18}O/^{16}O$ e tritio) allo studio del sistema idrotermale euganeo-berico, ha permesso di ottenere un quadro soddisfacente della situazione idrologica regionale ed in particolare dei campi idrotermali di Abano, Battaglia, Montegrotto e Galzignano, attualmente soggetti ad intenso sfruttamento.

Dai risultati ottenuti possiamo trarre le seguenti considerazioni:

1 - Nella regione compresa tra i colli Berici ed Euganei esistono quattro zone in cui ritroviamo in superficie o in pozzi di profondità relativamente piccola (50-400 m) acque termali che hanno caratteristiche di salinità ed isotopiche completamente distinte da quelle delle zone limitrofe. Le quattro zone sono: Abano, Montegrotto, Battaglia-Galzignano e l'area immediatamente a Sud-Est di Barbarano Vicentino (Fig. 58). Tutti gli altri punti d'acqua situati in mezzo o in vicinanza delle zone suddette rappresentano emergenze di circolazioni locali più o meno influenzate da rami della circolazione regionale profonda.

2 - La circolazione profonda non ha caratteristiche omogenee. Attraverso l'analisi delle sorgenti è stato possibile individuare almeno due rami principali: uno rappresentato dalle sorgenti solfatiche dei Berici e degli Euganei (Gruppo A) e l'altro dalle sorgenti clorurate degli Euganei (Gruppo B). Entrambe le circolazioni sono soggette a fenomeni di mescolamento, ma mentre le acque solfatiche si mescolano con acque bicarbonatiche di infiltrazione locale, le acque cloruriche mostrano di venire a contatto con la parte più profonda dell'acquifero che contiene le acque solfatiche, senza subire alcun mescolamento sensibile con le acque locali.

Attraverso lo studio delle acque dei pozzi termali sono stati messi in evidenza almeno due tipi distinti di circolazioni, di cui una si trova nell'area di Battaglia-Galzignano e l'altra nell'area di Abano.

Le due circolazioni profonde, praticamente non influenzate da acque di infiltrazione locale, vengono in contatto nella zona di Montegrotto dove le acque mostrano caratteristiche chimiche ed isotopiche intermedie a quelle degli altri due campi.

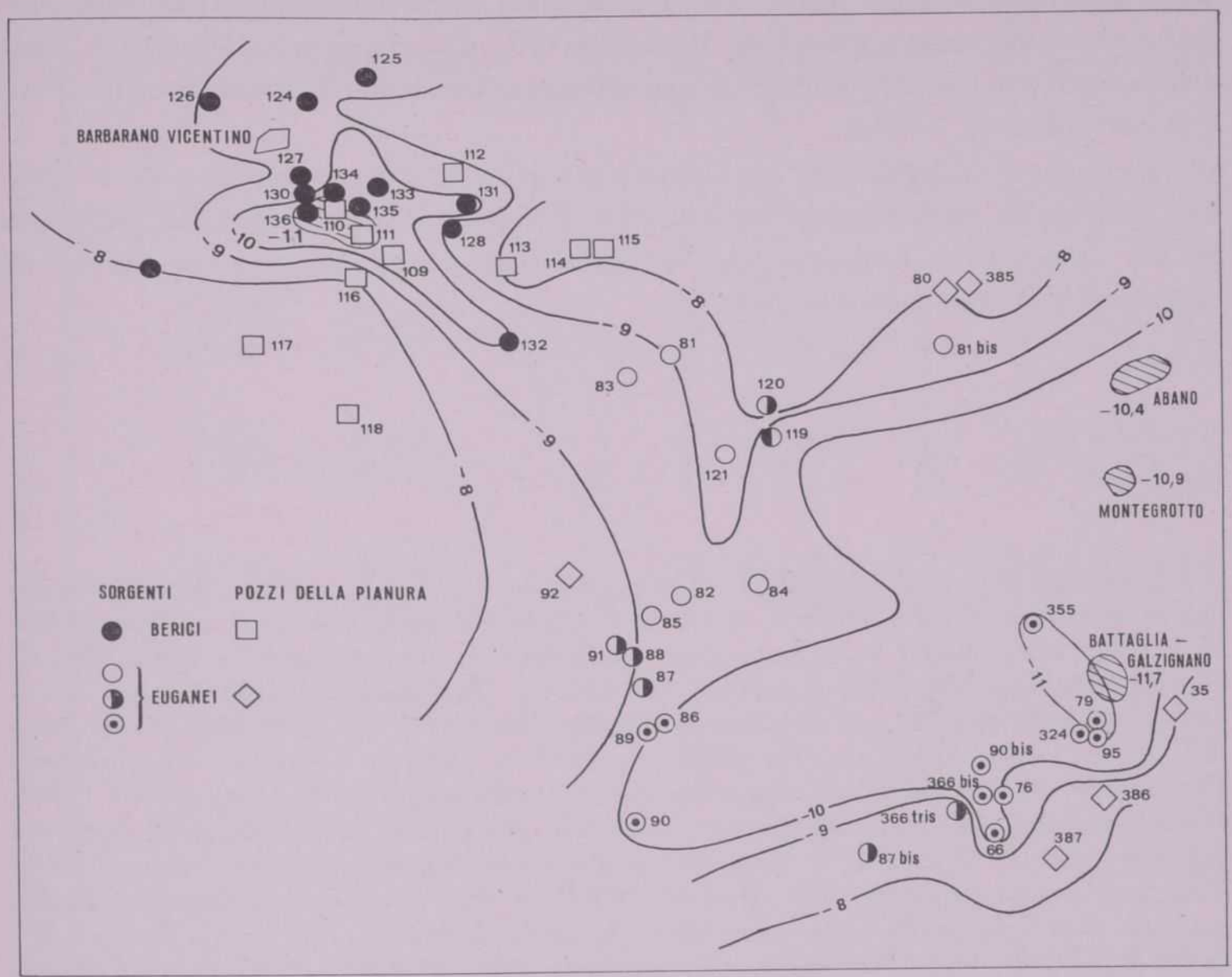


FIG. 58 - Distribuzione geografica delle caratteristiche chimiche ed isotopiche (i simboli sono gli stessi di quelli delle Figg. 47-51) di tutti i punti d'acqua studiati nel distretto euganeo-berico. I valori di $\delta^{18}O$ riportati in corrispondenza dei campi termali di Abano, Montegrotto e Battaglia-Galzignano rappresentano la media di quelli osservati. La rappresentazione dettagliata di ogni singola area non fornisce ulteriori indicazioni.

3 - La composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua dei circuiti profondi, mentre esclude ogni possibilità di un'origine marina, dimostra che l'alimentazione del sistema idrotermale trae origine dall'acqua di precipitazione che avviene in aree di assorbimento poste a quote generalmente superiori a 1500 m. Le differenze dei valori di $\delta^{18}O$ osservate tra la zona di Abano e le altre aree, suggeriscono l'esistenza di almeno due aree di alimentazione, distinte, con una differenza di quota media corrispondente a circa 400 m.

4 - Le analisi relative alla concentrazione del tritio indicano che le acque termali sono più « vecchie » di 25 anni e che durante il loro cammino sotterraneo non sono soggette a sensibili mescolamenti con acque « giovani » di infiltrazione locale e di rapida circolazione.

5 - Il tentativo di valutazione delle temperature degli acquiferi profondi ha fornito dei dati molto interessanti, anche se non definitivi, sul termalismo dell'intero distretto euganeo-berico. Per le acque erogate dai pozzi termali e per le sorgenti clorurate degli Euganei (gruppo B) le concentrazioni molari degli ioni Na, K e Ca sono in accordo con l'ipotesi di eventuali reazioni tra rocce ed acqua avvenute ad

una temperatura di circa 170°C. Per l'altro ramo della circolazione profonda, cioè quella che ritroviamo a sud-est di Barbarano Vicentino (acque solfatiche), le massime temperature valutate sia con il metodo sopradetto, sia con il metodo della silice, sono dell'ordine di 70-80°C.

La notevole differenza di temperatura osservata per le acque clorurate e solfatiche sembra sia attribuibile ad una notevole differenza nella profondità raggiunta dai due sistemi idrici, nonostante che le rispettive alimentazioni siano da considerarsi coincidenti o almeno del tutto simili.

Spiegazione della Tabella XIX: 1 - Pozzo, Bagno di Barbarano, Casa Bettini, profondità 54 m (fino a 49 m in alluvioni, da 49 m in giù in tufi basici e calcari), prelievo 16-XII-1970, temperatura 30,5°C; 2 - Pozzo, Ponte di Barbarano, Casa Meggiolaro, prof. 149,5 m, (in alluvioni), 16-XII-70, 28°C; 3 - Pozzo Monticello 1 (Barbarano Vicentino), prof. 412 m (fino a 185 m in alluvioni, poi in calcari cretacei e giuresi, 19-II-71, 32,6°C; 4 - Pozzo, Ponte delle Botti (Sossano), prof. 6 m (in alluvioni), 15-VI-71, 14°C; 5 - Sorgente La Scudelletta (Barbarano), alla base dei calcari oligocenici poggianti sulle marne priaboniane, 28-I-71, 9,8°C; 6 - Sorgente Bagno di Ponte di Mossano, Casa Ore, alla base della Scaglia rossa emergente dalle alluvioni, 28-I-71, 23,2°C; 7 - Sorgente San Pancrazio (Barbarano), Casa Salvi, alla base della Scaglia rossa emergente dalle alluvioni, 28-I-71, 27,8°C; 8 - Sorgente Bagno di Barbarano, alla base della Scaglia rossa emergente dalle alluvioni, 28-I-71, 27,6°C; 9 - Sorgente Bagno di Villaga, alla base della Scaglia rossa emergente dalle alluvioni, 28-I-71, 28,3°C; 10 - Pozzo Concessione Terme 1, Abano Terme, profondità 270 m (fino a 175 m in alluvioni, da 175 m in giù in calcari), 16-VI-71, 85,2°C; 11 - Pozzo Conc. Bonato 1, Abano, prof. 269 m (da 160 m in calcari), 16-VI-71, 74,5°C; 12 - Pozzo Conc. Ottaviana 3, Abano, prof. 333 m (da 192 m in calcari), 16-VI-71, 73°C; 13 - Pozzo Conc. Strada Comunale Marzia 8, Abano, prof. 410 m (da 150 m in calcari e vulcaniti), 16-VI-71, 70°C; 14 - Pozzo Conc. Vena d'Oro 10, Abano, prof. 425 m (da 195 m in calcari), 16-VI-71, 73,5°C; 15 - Pozzo Conc. Menegolli 11, Abano, prof. 405 m (da 180 m in calcari), 16-VI-71, 86°C; 16 - Pozzo Conc. Soj 5, Abano, prof. 372 m (da 170 m in calcari), 16-VI-1971, 82°C; 17 - Pozzo Conc. Monteortone 1, Monteortone, prof. 246 m (da 160 in riolite), 16-VI-71, 70°C; 18 - Pozzo Conc. Giacon 11, Monteortone, prof. 248 m (fino a 80 m in alluvioni, da 80 a 115 in calcari marnosi, da 115 in riolite), 16-VI-71, 77°C; 19 - Pozzo Conc. Bertha 2, Montegrotto Terme, prof. 300 m (da 90 a 170 in marne e calcari selciferi, oltre 170 m in riolite), 16-VI-71, 80°C; 20 - Pozzo Conc. Mezzavia Braggion 1, Montegrotto, prof. 280 m (da 20 m in calcari), 16-VI-71, 75°C; 21 - Pozzo Conc. Mioni 2, Montegrotto, prof. 325 m (da 30 m in calcari), 16-VI-71, 80°C; 22 - Pozzo Terme I.N.P.S. B2, Battaglia Terme, prof. 150 m (da 45 m in riolite), 16-VI-71, 72°C; 23 - Pozzo Conc. Civrana 2, Galzignano, prof. 352 m (da 35 m in marne e calcari con vulcaniti), 16-VI-71, 67°C; 24 - Pozzo, Abano Terme, S. Biagio, Casa Mattarello, prof. 8 m (in alluvioni), 22-IX-71, 16°C; 25 - Pozzo, Battaglia Terme, Rivella, prof. 4 m, 15-VI-71, 16,5°C; 26 - Sorgente Fontana Mura, Cortelà, al contatto fra riolite e tufi basaltici, 15-VI-71, 12°C; 27 - Sorgente Case Lago di Venda, Boccon, al contatto fra riolite e tufi basaltici, 15-VI-71, 11,5°C; 28 - Sorgente Sita, Comezza (Covolo), Arquà Petrarca, alla base della Scaglia rossa emergente dalle alluvioni, 29-I-71, 14,8°C; 29 - Sorgente Bagni S. Bartolomeo, Galzignano, alla base della riolite emergente dalle alluvioni, 22-IX-71, 49°C; 30 - Sorgente La Grotta, I.N.P.S., Battaglia Terme, da fessure della riolite, 22-IX-71, 60°C; 31 - Sorgente Laghetto di S. Elena, Battaglia, alluvioni, 29-I-71, 19,5°C; 32 - Sorgente Lago di Arquà Petrarca, alluvioni, 29-I-71, 43,1°C; 33 - Sorgente Terme Val Calaona, alluvioni, 28-I-71, 33,8°C.

TAB. XIX - Analisi chimiche di acque termali e di acque fredde di confronto

Numero della spiegazione	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Na^+ parti per milione	99,50	92,10	92,50	7,40	2,50	33,70	76,40	87,30	113,00	1550,00	1093,00
K^+	17,40	17,70	14,00	0,70	1,00	9,00	15,40	14,20	16,80	106,00	68,60
Li^+	8,10	0,10	0,10	—	—	tr.	0,10	0,10	0,10	0,30	0,20
Rb^+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0,20
NH_4^+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,00	6,60
Ca^{++}	103,40	123,80	88,00	136,50	96,40	97,00	132,40	88,30	84,80	360,00	332,00
Mg^{++}	49,90	54,30	44,60	28,90	2,00	31,70	46,90	48,00	45,70	70,00	68,00
Sr^{++}	1,40	1,40	0,10	0,30	0,20	0,90	1,80	1,50	2,00	4,70	3,50
Ba^{++}	—	—	0,90	4,20	—	—	—	—	—	4,90	4,50
Mn^{++}	—	—	0,03	0,03	—	—	—	—	—	0,02	0,04
Co^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{+++}	0,07	0,15	—	0,07	tr.	0,10	tr.	tr.	tr.	0,10	0,10
Al^{+++}	0,08	0,11	0,10	—	—	tr.	tr.	tr.	tr.	—	—
Cr^{+++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO_3^-	166,60	183,00	197,00	481,40	299,00	238,00	186,00	187,90	136,00	162,00	212,00
CO_3^{--}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BO_2^-	tr.	tr.	1,40	—	—	0,80	1,80	2,20	3,00	33,70	24,00
Cl^-	152,90	130,50	121,20	11,30	4,00	39,90	106,60	123,10	174,60	2612,00	1830,40
SO_4^{--}	338,10	406,10	277,40	66,10	5,00	198,00	390,00	286,00	297,00	835,00	784,00
NO_3^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	tr.	0,10
Br^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	tr.	1,20
$CO_{2\ tot.}$	136,00	154,00	188,50	383,10	230,00	172,00	132,00	138,00	101,00	117,00	153,00
$CO_{2\ lib.}$	—	—	46,50	35,80	14,00	—	—	—	tr.	—	—
$H_2S_{\ tot.}$	—	—	—	—	—	tr.	—	—	—	—	—
SiO_2	24,60	22,30	21,00	10,60	5,90	18,80	23,00	22,40	26,70	71,90	67,00
pH	6,85	6,95	7,10	6,80	7,30	6,90	7,05	7,00	7,05	6,60	6,70
Conducibilità ohm. $cm^{-1}\ 10^{-3}$	1,09	1,09	0,89	0,71	0,49	0,76	1,16	1,14	1,22	7,10	5,92
Durezza totale °F.	46,36	53,26	36,96	46,00	24,88	36,40	52,36	41,80	39,97	129,00	111,00
Alcalinità tot. cc/l HCl N/10	33,40	32,30	40,40	69,80	54,60	37,25	31,90	34,40	32,40	30,10	28,55
Residuo fisso 110°C mg/l	962,00	1020,00	822,00	591,00	286,00	582,00	991,00	856,00	945,00	6027,00	4604,00
Residuo fisso 180°C mg/l	922,00	981,00	806,00	567,00	285,00	543,00	954,00	818,00	912,00	5972,00	4574,00
Salinità totale mg/l	954,10	1031,60	858,30	747,50	416,00	667,90	980,40	861,00	899,70	5818,82	4495,44

segue TABELLA XIX

Numero della spiegazione	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Na^+ parti per milione	1014,00	1400,00	1473,00	1482,50	1138,00	787,00	786,00	1206,00	1024,00	1113,00	612,00
K^+	72,90	106,50	80,50	94,30	170,00	67,90	76,00	79,20	69,40	73,00	60,90
Li^+	0,20	0,30	0,30	0,30	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
Rb^+	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
NH_4^+	7,40	7,20	8,00	7,60	7,00	7,70	7,40	7,50	6,90	7,30	7,70
Ca^{++}	333,00	380,00	392,00	405,00	391,00	332,00	349,00	350,00	319,00	275,00	150,00
Mg^{++}	65,40	64,00	58,60	70,70	68,50	65,40	66,00	68,30	69,70	54,40	33,00
Sr^{++}	3,20	4,40	4,80	4,60	3,50	2,50	2,60	3,60	3,10	3,20	2,10
Ba^{++}	4,90	4,90	4,00	5,50	6,00	6,40	7,20	7,20	6,90	5,40	6,10
Mn^{++}	0,06	0,12	0,03	0,03	0,06	0,10	0,09	0,04	0,39	0,02	0,02
Co^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{+++}	0,20	0,20	0,20	0,10	0,20	0,20	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10
Al^{+++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr^{+++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO_3^-	208,10	193,40	131,20	35,40	177,50	186,00	193,00	164,10	212,90	202,60	204,40
CO_3^{--}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BO_2^-	22,60	28,30	31,60	34,70	25,90	16,40	14,90	28,30	25,50	24,20	20,90
Cl^-	1716,00	2345,20	2517,00	2632,00	2059,00	1316,00	1344,00	2052,00	1745,00	1852,00	1010,00
SO_4^{--}	778,00	887,00	830,00	861,00	865,00	865,00	872,00	814,00	731,00	621,00	318,00
NO_3^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I^-	0,06	—	0,16	0,24	—	—	—	0,16	1,80	0,16	—
Br^-	4,40	tr.	1,40	2,40	tr.	2,80	1,40	1,80	2,00	1,20	1,20
$CO_{2\ tot.}$	150,10	140,00	164,00	103,70	129,00	172,90	139,20	119,00	173,00	146,00	147,00
$CO_{2\ lib.}$	—	—	69,00	78,20	10,00	38,70	—	—	19,00	—	—
$H_2S_{\ tot.}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO_2	57,20	63,10	59,30	82,90	81,50	75,90	76,60	76,20	53,40	73,70	41,10
pH	6,90	7,20	6,90	6,60	7,00	6,70	6,80	6,85	6,90	6,80	6,85
Conducibilità ohm. $cm^{-1}\ 10^{-3}$	5,92	7,10	7,88	7,88	6,45	4,73	4,89	6,45	5,68	5,91	3,55
Durezza totale °F.	110,00	121,50	122,10	130,30	125,80	110,00	114,60	115,60	108,40	91,00	51,10
Alcalinità tot. cc/1 HCl N/10	33,50	29,10	29,70	24,20	30,80	29,10	32,40	27,45	33,00	26,40	27,50
Residuo fisso 110°C mg/l	4396,00	5670,00	5917,00	6125,00	5165,00	3891,00	3951,00	5038,00	4463,00	4459,00	2448,00
Residuo fisso 180°C mg/l	4344,00	5587,00	5855,00	6079,00	5098,00	3837,00	3894,00	4993,00	4376,00	4387,00	2407,00
Salinità totale mg/l .	4287,82	5484,82	5592,29	5719,44	4933,56	3731,70	3796,79	4858,90	4271,49	4306,68	2467,42

segue TABELLA XIX

Numero della spiegazione	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Na^+ parti per milione	602,00	38,00	66,70	19,46	4,40	7,50	569,00	638,00	615,90	294,00	113,40
K^+	67,80	29,80	68,60	7,92	1,40	1,10	41,50	53,50	50,00	25,00	16,30
Li^+	0,20	tr.	0,02	—	—	—	0.20	0,25	0,20	0,25	0,09
Rb^+	0,20	—	—	0,06	—	—	—	—	0,10	—	—
NH_4^+	7,70	—	—	—	—	—	7,30	tr.	—	—	—
Ca^{++}	162,00	140,70	115,10	28,90	3,00	109,80	158,65	150,00	158,60	88,20	79,80
Mg^{++}	36,00	58,50	32,10	2,10	0,70	5,60	32,60	34,20	38,00	40,00	32,50
Sr^{++}	2,20	0,18	0,30	0,04	—	0,40	1,90	2,35	0,60	2,71	1,95
Ba^{++}	6,90	—	—	—	—	—	—	—	6,90	—	4,60
Mn^{++}	0,06	—	0,02	0,01	—	—	0,30	—	—	—	—
Co^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni^{++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{+++}	0,20	0,12	0,10	—	0,10	—	0,30	tr.	0,10	tr.	tr.
Al^{+++}	—	—	—	—	—	—	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Cr^{+++}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO_3^-	234,00	629,65	633,90	89,10	19,50	347,20	290,00	278,20	228,20	211,10	203,80
CO_3^{--}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BO_2^-	19,50	—	—	—	—	—	20,50	20,40	19,70	7,70	3,10
Cl^-	1015,00	57,24	29,00	20,20	4,40	9,70	908,50	979,50	983,30	399,60	170,60
SO_4^{--}	318,00	110,78	87,60	30,60	tr.	14,80	290,00	328,40	351,00	302,00	163,00
NO_3^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Br^-	tr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$CO_{2\ tot.}$	168,80	466,80	505,00	130,60	43,50	298,00	230,00	223,50	197,00	160,00	150,00
$CO_{2\ lib.}$	—	12,50	47,60	66,30	29,40	47,00	21,00	22,80	32,00	8,00	tr.
$H_2S_{\ tot.}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO_2	50,00	16,80	21,60	20,20	10,20	27,90	45,60	39,70	41,30	37,80	42,90
pH	7,10	6,75	7,00	7,10	6,10	6,85	7,15	6,90	7,15	7,05	7,05
Conducibilità ohm. $cm^{-1}\ 10^{-3}$	3,74	1,10	0,95	0,29	0,04	0,50	3,22	3,30	3,55	1,87	1,06
Durezza totale °F.	55,20	60,21	41,96	8,08	1,04	29,73	53,00	51,53	55,24	38,49	33,30
Alcalinità tot. cc/l HCl N/10	33,00	97,01	96,70	12,10	2,50	55,70	33,80	25,10	22,30	29,30	33,40
Residuo fisso 110°C mg/l	2481,00	790,00	739,00	216,00	42,00	369,00	2269,00	2402,00	2499,00	1348,00	767,00
Residuo fisso 180°C mg/l	2448,00	763,50	739,00	216,00	42,00	350,00	2241,00	2361,50	2429,00	1279,00	747,00
Salinità totale mg/l	2521,76	1081,77	1055.04	218,58	43,70	524,00	2359,35	2524,50	2394,00	1408.40	832,00

IL CIRCUITO IDROTERMALE EUGANEO - BERICO

(TUTTI GLI AUTORI)

Il complesso degli studi, dei quali sono stati esposti fin qui i risultati, ha portato a delineare un quadro del fenomeno idrotermale euganeo-berico, che si può indicare come collegato ad un circuito idrogeologico di tipo geotermale, il quale raggiunge profondità relativamente grandi, anche sull'ordine dei 3000 m e si estende per un'ampiezza regionale, dagli alti rilievi vicentino-trentini ai Berici e agli Euganei e forse oltre.

Ricostruzione del circuito idrotermale

Un potente complesso di rocce carbonatiche mesozoiche, di oltre duemila metri di spessore, forma l'ossatura geologica del Veneto occidentale. Esso è permeabile per fessurazione e carsismo e poggia, tramite un sottile livello di calcari e arenarie permiane, su un basamento scistoso-cristallino impermeabile, tranne forse nella sua parte sommitale, fessurata ed alterata; è ricoperto a sua volta dai calcari con vulcaniti del Paleogene e dalle arenarie e calcari del Miocene. Nelle zone di pianura, sulle rocce elencate finora, si sono deposte le alluvioni del Quaternario, grossolane verso i rilievi e più fini a distanza da essi, varie per granulometria in successione verticale, in concomitanza alle vicende climatiche e ai cicli fluviali dell'era neozoica.

Le rocce calcareo-dolomitiche (serie carbonatica) di cui si è detto formano gli altipiani del Vicentino, del Veronese e del Trentino meridionale, e costituiscono inoltre la dorsale montuosa che comprende i Lessini orientali, i Berici e gli Euganei. Detta dorsale si protende fra la pianura padana e quella veneta ed ha la direzione del sistema di faglie orientato NW-SE (faglia Schio-Vicenza).

Le masse rocciose presentano una culminazione tettonica nella conca di Recoaro, dove affiora il basamento cristallino, un'insellatura fra i Lessini ed i Berici ed una nuova culminazione tettonica nei Colli Euganei, oltre i quali sprofondano progressivamente sotto le alluvioni quaternarie.

Nelle regioni collinari testè nominate affiorano i termini più alti della serie stratigrafica (a partire dal Biancone e dal Rosso ammonitico) e inoltre, nei Colli Euganei, le rocce eruttive oligoceniche di composizione riolitica, trachitica e latitica, esclusive di questo gruppo vulcanico.

Intercalazioni più antiche di vulcaniti, basiche, si trovano nelle rocce sedimentarie dell'Eocene ed Oligocene (Paleogene), come si è già accennato, nonchè in quelle triassiche, dove hanno composizione variabile. I livelli tufacei rappresentano setti impermeabili, più o meno discontinui, che interrompono l'acquifero costituito dalle rocce carbonatiche, calcareo-dolomitiche. Lo stesso effetto hanno le intercalazioni marnose, comuni in particolare nell'Eocene superiore e, molto meno, nel Trias inferiore.

Assumono notevole significato le intercalazioni evaporitiche del Trias e del Permiano (anidriti e gessi con salgemma), dalle quali le acque circolanti in profondità acquistano la parte più significativa del proprio contenuto salino, che per il resto proviene dalle rocce carbonatiche. Il grado di salinità dipende soprattutto dalla temperatura raggiunta dall'acqua, che è funzione della profondità.

Oltre alle ricche falde idriche ospitate nella potente serie carbonatica, cui si è fatto cenno, un'intensa circolazione d'acqua in più falde sovrapposte e in gran parte in pressione si verifica entro il materasso alluvionale quaternario. Falde idriche minori sono ospitate nei calcari terziari; nelle zone collinari esse risultano sospese e sono sostenute dai livelli marnosi, argillosi e tufacei eocenici, come nei Colli Berici e nei Lessini orientali.

Gli altipiani vicentini di Asiago, di Tonezza e del Grappa scaricano le acque meteoriche attraverso sorgenti poste al piede dei massicci montuosi stessi; l'acqua che ne proviene alimenta i torrenti e i fiumi superficiali e le falde idriche della pianura.

L'acqua più profonda, che circola nella serie carbonatica fino al sottosuolo euganeo e berico, ha in gran parte origine più lontana, come dimostrano in particolare gli studi isotopici. Va esclusa invece, per ragioni geochimiche e idrogeologiche, una provenienza dal mare o da acque fossili della coltre sedimentaria. Le quote di arrivo al suolo, indicate dai caratteri isotopici dell'ossigeno, risultano superiori ai 1500 m sul livello del mare e l'acqua del sottosuolo euganeo e berico sembra inabissarsi nella zona prossima alla valle dell'Adige nel Trentino sudorientale e nella parte confinante del Vicentino. In tali zone fra l'altro la piovosità è notevolmente elevata (valori medi da 1000 a oltre 2000 mm annui di pioggia) e la permeabilità delle rocce affioranti buona.

Approfondendosi nel sottosuolo l'acqua assume una temperatura sempre più elevata, in conformità al calore delle zone profonde, secondo il locale gradiente geotermico. Nella zona euganea ed in quella situata al margine sudorientale dei Colli Berici condizioni strutturali particolari portano ad una rapida risalita lungo le numerose fratture delle acque profonde, che mantengono fino alla superficie elevata termalità e salinità. La risorgenza delle acque è dovuta ad un fenomeno di chiusura laterale del circuito ad opera di rocce e sedimenti a granulometria fine e pertanto a scarsa permeabilità, nonchè al carico idraulico delle acque fredde di penetrazione locale attraverso le rocce dei rilievi collinari, che si assomma a quello originario.

Il tempo di percorrenza tra le lontane aree di alimentazione e quelle di fuoriuscita (che distano tra loro almeno 70-80 km) è lungo; nessuna delle acque ha rivelato tempi di derivazione inferiori ai 25 anni. Il sistema ha quindi uno sviluppo di grande ampiezza nello spazio e nel tempo.

La conformazione particolare del sottosuolo nell'area termale situata ad oriente dei Colli Euganei, che è la più importante, spiega le caratteristiche della produzione mineraria.

Un sistema di faglie incrociate isola dei blocchi rocciosi, dislocati a varie altezze sotto le alluvioni; in essi le acque termali formano dei circuiti convettivi, che riducono a valori trascurabili il gradiente termico, rendendo relativamente omogenea la temperatura alle varie profondità entro lo stesso blocco. Superiormente tali bloc-

chi sono spesso sigillati dalle marne terziarie che ricoprono la Scaglia rossa o da quelle cenomaniane che poggiano sul Biancone o direttamente dalle alluvioni fini quaternarie. L'acquifero principale è rappresentato dal complesso Scaglia rossa-Biancone--calcari giurassici ed in esso i pozzi terebrati attingono le acque termali.

Le sorgenti termali spontanee sgorgano per lo più ai piedi di quei rilievi nei Colli Euganei e Berici che sono costituiti da Scaglia rossa, attraverso la quale penetrano acque fredde locali che sospingono lateralmente le acque calde e le costringono a risalire fino alla superficie.

La distribuzione della temperatura e della salinità indica come vi siano vari gradi di diluizione e di miscelamento fra le acque termali delle varie parti dei circuiti sotterranei e con le acque vadose.

L'origine delle diverse acque termali appare comunque unitaria almeno nelle fasi iniziali, pur con varie zone e altezze di assorbimento nell'area montuosa alimentatrice del circuito. Vari rami di risalita si formano nelle aree di affioramento. Uno di essi, meno profondo, alimenta le sorgenti ipo e mesotermali beriche e quelle situate fra i Colli Berici ed Euganei, un altro si manifesta nella zona di Battaglia Terme e Galzignano, un altro ancora a Montegrotto Terme, il più cospicuo ad Abano Terme.

Le caratteristiche geochimiche ed isotopiche rivelano come l'area di Montegrotto rappresenti una zona di interferenza fra i circuiti profondi nord-euganeo e sud-euganeo. Le acque che sottopassano i Lessini orientali ed i Berici e che si approfondiscono ancor più sotto gli Euganei, sembrano suddividersi infatti in due circuiti derivati nella zona euganea, anche per l'effetto del carico locale di acque fredde, che penetrano soprattutto attraverso la Scaglia rossa e le rocce eruttive fessurate.

Le influenze indirette delle acque fredde locali sono rilevabili anche dallo studio dell'andamento della piovosità e delle portate delle sorgenti termali spontanee, che interferiscono in qualche misura.

Il fenomeno idrotermale euganeo-berico ha dunque un'ampiezza regionale ed appare durevole nel tempo; non si prospetta cioè un progressivo esaurimento delle acque termali, che poteva paventarsi finchè il fenomeno si riteneva collegato al vulcanesimo euganeo ormai esausto.

Emergenza e cattura delle acque termali

La presenza di più rami di risalita delle acque calde nella zona euganea e presso i Colli Berici è stata indicata nelle pagine precedenti.

I blocchi isolati dall'intreccio di faglie, cui si è del pari già fatto cenno, si trovano a varie profondità nel sottosuolo e tale circostanza spiega come non vi sia corrispondenza diretta fra profondità e temperatura dell'acqua. Acque molto calde possono provenire da profondità relativamente modeste e viceversa acque fredde possono trovarsi in sondaggi profondi. Non si deve pensare pertanto all'esistenza di un'unica falda continua di acqua termale nel sottosuolo, ma ad un sistema a compartimenti più o meno separati fra loro, anche se in parte comunicanti.

Schema del probabile circuito idrotermale euganeo - berico

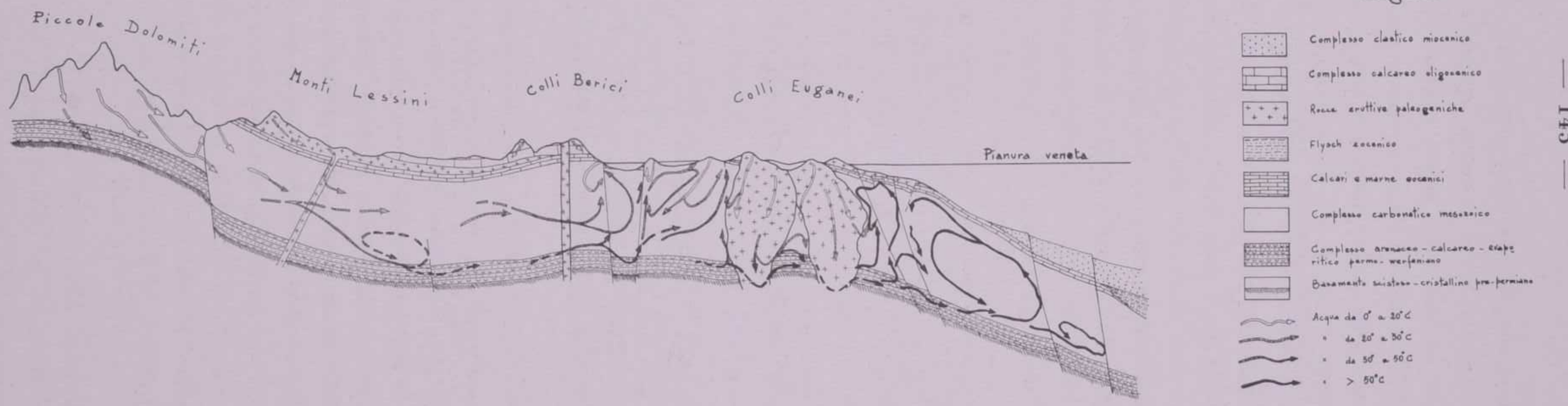


Fig. 59 - Schema del probabile circuito idrotermale euganeo-berico. La rappresentazione è schematica e bidimensionale, mentre il fenomeno è complesso e si sviluppa nelle tre dimensioni dello spazio. La zona di ricarica del circuito e quella di emergenza delle acque termali distano fra loro dai 70 ai 100 km ed il tempo di percorrenza minimo è superiore a 25 anni.

Nello schema la scala delle altezze è esagerata cinque volte rispetto a quella delle distanze: per queste è di circa 1 : 500.000, per le altezze circa 1 : 100.000.

Le alluvioni quaternarie non hanno un'indicazione propria.

L'area termale è situata comunque attorno alle zone collinari, che rappresentano aree di penetrazione delle acque piovane, le quali, come si è detto, concorrono a provocare la risalita, ai lati, delle acque calde.

L'utilizzazione idrotermale attinge dunque a più rami, relativamente indipendenti anche se non del tutto separati, che traggono la loro alimentazione da grandi distanze. La produzione odierna si aggira sui 1100 l/s per l'intera zona termale euganea.

L'emungimento, ormai solo attraverso pozzi più o meno profondi nell'area termale classica, provoca naturalmente un abbassarsi della superficie piezometrica delle acque. Tale abbassamento è stato più pronunciato negli ultimi anni, soprattutto nella zona di Abano; esso diminuisce durante i periodi di bassa stagione e quindi minore emungimento ed aumenta nei periodi di intensa utilizzazione. Di anno in anno l'approfondimento è risultato più sensibile in relazione all'aumento del numero dei pozzi in esercizio, ma una sosta parziale effettuata a scopo di sperimentazione, sempre nella zona di Abano, ha portato ad una risalita rapida delle pressioni delle acque termali (Tav. XIV).

L'emungimento ha conseguenze diverse a seconda delle singole zone e non tutti i pozzi provocano gli stessi abbassamenti a parità di portata. Questo può già essere un criterio selettivo per orientare la produzione idrotermale futura. Un altro fattore da considerare è la diluizione per il richiamo di acque fredde, che può verificarsi soprattutto in pozzi poco profondi e ormai destinati ad esaurirsi.

Un'ampliamento dell'utilizzazione verso nuove aree produttive può essere orientato in zone marginali rispetto a quelle odierne; qui l'acqua calda, che oggi non viene sfruttata, si trova verosimilmente a profondità maggiori ed il limite di convenienza economica sarà decisivo per l'avvio della produzione. Sarà necessario allo scopo approfondire le conoscenze mediante indagini geoelettriche, sismiche, magnetometriche, gravimetriche e geotermiche (con pozzetti di misura del flusso di calore e del gradiente geotermico).

Nelle aree termali note risulta necessario seguire con il maggior rigore possibile le stratigrafie dei pozzi che vengono terebrati per sostituire quelli che man mano si intasano o deteriorano. Andranno sempre determinate le caratteristiche di produttività, per orientare lo sfruttamento nel senso della migliore utilizzazione con le minori conseguenze sull'equilibrio del bacino (elevate portate specifiche e minori abbassamenti della superficie piezometrica, come è indicato nel capitolo sulla produzione mineraria). Andranno considerate anche le reciproche possibili interferenze.

Per le zone esterne a quelle oggi in produzione e per individuare acquiferi più profondi, dopo le ricerche di superficie (o basate su pozzi già terebrati) indicate in questo stesso paragrafo, si dovrebbero eseguire perforazioni esplorative, che dato il loro alto costo andrebbero effettuate solo nelle aree con indizi particolarmente favorevoli.

Rimane da augurarsi che un uso corretto delle possibilità tecniche odierne consenta uno sviluppo ordinato dell'utilizzazione delle quantità d'acqua ed energia idrotermale che il sottosuolo mette e mantiene a disposizione dell'uomo.

III - GEOLOGIA DEI COLLI EUGANEI

Vengono ora esposti i risultati degli studi geologici, geofisici, petrologici e idrogeologici sui Colli Euganei svolti in occasione delle indagini sul fenomeno idrotermale euganeo-berico e sviluppati successivamente fino ad oggi. Le ricerche sul terreno trovano la loro espressione sintetica nella carta geologica alla scala 1 : 25.000, pubblicata nel 1975 (Piccoli, Sedea, Bellati, Di Lallo, 1975).

In appoggio alle indagini di campagna, gli studi di laboratorio sono stati svolti dagli specialisti delle varie discipline nell'ambito delle Scienze della Terra ed i contributi relativi vengono riportati nei vari paragrafi che compongono la terza parte del lavoro.

LA COSTITUZIONE GEOLOGICA DELLA REGIONE EUGANEA

(G. Piccoli, R. Sedea, R. Bellati, E. Di Lallo)

Prima di illustrare i risultati delle indagini geologiche di campagna, paleontologiche, stratigrafiche, fotogeologiche e tettoniche svolte nell'area dei Colli Euganei, verrà fatto un cenno agli studi che si succedettero nel tempo sul gruppo dei colli padovani, in analogia con il metodo seguito nella parte relativa al sistema idrotermale.

Cenni sugli studi geologici relativi ai Colli Euganei

(G. Piccoli)

Il singolare aspetto delle colline situate a sud-ovest di Padova, dove si addensano in gran numero rilievi conici dal pendio ripido e regolare, isolati o indipendenti, aveva attratto l'attenzione dei Naturalisti già nel secolo XVIII, quando nacque la scienza geologica. L'origine vulcanica dei Colli Euganei era stata riconosciuta da G. Arduino, A. Fortis, L. Spallanzani, M. Corniani, G. Marzari-Pencati. G. Strange, ambasciatore inglese presso la Repubblica di Venezia, aveva notato la fessurazione colonnare di lave trachitiche e riolitiche, che egli indicava come « lastricato dei giganti » confrontandola con quella di rocce vulcaniche irlandesi (1775), mentre S. Breislak la raffigurava in efficaci xilografie (1818); A.C. Dondi Dall'Orologio trattava di litologia euganea (1789). N. Da Rio aveva riconosciuto (1836) il carattere eruttivo della « masegna » o trachite e delle rocce ad essa collegate, mentre T. A. Catullo

aveva parlato delle « peperiti » e della loro origine vulcanica e di altri fenomeni geologici (1828, 1866). Da Rio aveva tracciato anche una carta geologica dei Colli Euganei, accompagnandola con uno spaccato o profilo interpretativo.

Per una lunga serie di eruzioni, dal Giurese all'Eocene, si era pronunciato E. Reyer (1877), mentre G.A. Pirona (1870) aveva già precedentemente ritenuto che gli eventi vulcanici si fossero verificati in ripetuta e multipla successione a partire dall'Eocene.

E. Suess (1870) considerava al contrario gli Euganei come i resti di un unico grande vulcano, il Venda, con i vari colli quali terminazioni di altrettante colate uscite dal centro eruttivo principale.

Questi vecchi punti di vista si sono dimostrati più tardi insostenibili.

Gli studi di A. De Zigno (1861) avevano dato una chiara idea della serie di terreni sedimentari, in base all'esame dei fossili in essi contenuti; le successive ricerche, soprattutto di M. Stark (dal 1906 al 1952) e di G. Dal Piaz (dal 1896 al 1971, pubblicazione postuma) dimostrarono come i Colli rappresentassero la sede di un gran numero di apparati eruttivi di tipo vulcanico e subvulcanico. L'ultima categoria comprende i laccoliti, intrusioni di lava rigonfiate sotto una copertura di preesistenti rocce sedimentarie, sollevate a cupola dalla penetrazione del magma viscoso. Tale situazione spiega la mancanza, anche in origine, di crateri alla sommità della massa eruttiva. Tale massa poteva giungere a perforare la copertura sedimentaria, originando un laccolite di eruzione.

Le conoscenze petrografiche, che erano progredite in particolare per i contributi di Giorgio Dal Piaz, di M. Stark, di L. Maddalena (1910-1914), di Gb. Dal Piaz (1928), di L. Riccoboni (1939), di A. Riedel (1947), trovarono la loro espressione più completa nelle opere di G. Schiavinato (1941-1952), il quale trattò della differenziazione delle lave euganee, che vanno dai tipi più ricchi in silice, cosidetti « acidi », come le rioliti (o lipariti), alle trachiti, alle latiti e andesiti fino alle più « basiche », i basalti e le augititi. L'autore considerò pure la derivazione dei magmi euganei, di composizione tanto varia, da quelli basaltici diffusi in tutta l'ampia regione eruttiva terziaria euganeo-berico-lessinea, estesa anche al Trentino meridionale e centrale e agli altipiani vicentini.

Gli studi più recenti, ad opera di Gp. De Vecchi, A. Gregnanin e E.M. Piccirillo, corredati di numerose analisi chimiche, hanno portato ad una precisa definizione dei vari tipi di rocce eruttive in accordo con la sistematica petrografica più moderna e alla riconsiderazione dei rapporti fra i diversi tipi di magma.

La cartografia geologica della zona euganea ha progredito per i contributi di M. Stark (1942), di A. Riedel (1950), di G. Schiavinato (1952); delle carte preesistenti venne tenuto il debito conto durante i nuovi rilievi.

L'ampia utilizzazione per molti scopi pratici delle rocce euganee suggerì anche varie ricerche di geologia applicata, fra le quali si ricordano quelle di O. Centanin e più recentemente di F. Calvino.

Della morfologia euganea si occuparono fra gli altri L. De Marchi (1905, 1935) e A. Schlarb (1961), dei problemi paleontologico-stratigrafici oltre a De Zigno, già ricordato, anche M. von Hantken (1883), S. Squinabol (1899), R. Fabiani (1915),

Fig. 60 - Plastico dei Colli Euganei, realizzato da Giuseppe Stegagno nel 1900. Scala planimetrica dell'originale 1 : 25.000. Nel particolare in basso a sinistra il laghetto termale di Arquà Petrarca.

e recentemente F. Ferasin, G. Perin, A. Chino, I. Dieni, F. Massari, F. Medizza, F. Proto Decima, R. Sedea; di petrologia trattò C. Burri, dei meccanismi eruttivi I. Dieni e G. Piccoli.

Il fenomeno idrotermale fu studiato in particolare da L. De Marchi, G. Dal Piaz, S. Morgante (1951, 1956), da E. Mameli e U. Carretta (1954), da E. Beneo (1963), da G. Schiesaro (1970, 1971), da G. Amadei, A. Maino, A. Motta e G. Tribalto (1973) e ultimamente dagli autori delle presenti note illustrative assieme ad altri studiosi.

Ricerche radiometriche basate sulla trasformazione spontanea degli isotopi radioattivi contenuti nelle rocce eruttive e sui tempi necessari perché esse avvengano hanno permesso a S. Borsi e G. Ferrara di ricondurre le eruzioni euganee in senso stretto all'Oligocene inferiore, ossia a circa 35 milioni di anni fa (1969); questa datazione è stata confermata per via paleontologica da I. Dieni e F. Proto Decima (1970). In precedenza, durante l'Eocene, erano avvenute nella zona effusioni basaltiche, le quali ricordano, pur non eguagliandole, le eruzioni basiche dei Berici e dei Lessini.

La serie stratigrafica dei Colli Euganei

(G. Piccoli, R. Sedea, R. Bellati, E. Di Lallo)

La serie dei terreni sedimentari affioranti comprende rocce che vanno dal Giurese superiore all' Oligocene inferiore (cfr. Fig. 5, pag. 16).

In un sondaggio eseguito presso Arquà Petrarca e spinto fino a 1.814 m dal piano di campagna si conoscono anche i termini sottostanti, probabilmente fino al Trias medio-inferiore; la successione appare del tutto simile a quella delle zone venete limitrofe.

Le rocce del Giurese superiore sono rappresentate da calcari compatti di color grigio-azzurro nella parte più bassa visibile, mentre in quella superiore assumono un aspetto nodulare ed una colorazione rossastra. Tali livelli, riferibili alla formazione del Rosso ammonitico, affiorano con una potenza dell'ordine dei 30 m, unicamente nei pressi di Fontanafredda, sul lato occidentale degli Euganei. Essi contengono una ricca fauna di ammoniti e di altri molluschi (A. de Zigno, 1846, 1861).

A questi calcari segue gradualmente in concordanza la formazione del Biancone, di età giurese superiore-cretacea inferiore fino a cenomaniana. Si tratta in gran parte di calcari bianchi compatti, a grana fine e frattura concoide, regolarmente suddivisi in strati. Nella parte sommitale la roccia diventa più fittamente stratificata con la comparsa di intercalazioni argillose di color grigio-scuro; frequenti sono i noduli e le lenti di selce nera. Talvolta si sono osservati in tali livelli letti di materiale argilloso e bituminoso nero, di esiguo spessore e di limitata estensione.

La potenza del Biancone si aggira attorno ai 120-130 m. Gli affioramenti più cospicui sono ubicati nella parte nord-orientale del gruppo collinare euganeo e nella parte centrale, nei pressi di Fontanafredda.

Rari i fossili, fra cui ammoniti a spirale lassa (*Crioceratites*), nonchè qualche pesce (*Tselfatia*, *Pycnodus*) presso Cinto Euganeo (L. Sorbini, 1974).

Lembi isolati di Biancone sono stati rinvenuti in varie località a contatto dei corpi eruttivi alla cui presa di posizione va evidentemente ricollegata la loro ubicazione attuale.

La roccia sedimentaria di gran lunga più diffusa arealmente è la Scaglia rossa (Cretaceo superiore-Eocene inferiore *p.p.*), costituita da calcari regolarmente stratificati nella parte inferiore e media, mentre in quella superiore la stratificazione diventa molto fitta, tanto da conferire alla roccia un aspetto tipicamente fogliettato.

La colorazione è in prevalenza rossa mattone, ma assume talvolta tinte biancastre, variando sia in senso orizzontale che verticale in relazione all'area di affioramento ed ai livelli stratigrafici di appartenenza. Infatti i colori chiari sono molto diffusi nel settore meridionale dei Colli Euganei, mentre in quello settentrionale e centrale predominano i colori rossastri o violacei.

Localmente le tinte biancastre sono dovute a decolorazione secondaria indotta da manifestazioni collegate alla vicinanza dei corpi eruttivi. Anche nella Scaglia sono frequenti noduli e lenti di selce, di colore per lo più rossastro.

La potenza della formazione si aggira sugli 80 m nella parte settentrionale e sui 130 m in quella meridionale degli Euganei. I microforaminiferi sono abbondantissimi (*Globotruncana*); fra i macrofossili si ricordano echinidi (*Stenonaster*, *Echinocorys*, *Ovulaster*, *Rispolia*, frequenti soprattutto a Lovertino), molluschi lamellibranchi (*Inoceramus*) con rare ammoniti e belemniti, parti di tartarughe e mosasauri.

Analogamente ad altre zone del Trentino e del Veneto occidentale, al limite Cretaceo-Terziario è presente una lacuna stratigrafica, sottolineata sovente da *hard-grounds;* essa nella parte meridionale dei Colli Euganei comprende gran parte del Paleocene; nel settore settentrionale risulta invece di maggior ampiezza, estendendosi dal Maastrichtiano superiore (compreso) fino a tutto il Cuisiano.

Alla Scaglia rossa fanno seguito, con passaggio graduale, le marne riferibili all'Eocene inferiore *p.p.*-Oligocene inferiore ; esse sono fortemente argillose e si presentano poco compatte e fittamente stratificate. Il colore varia da azzurrino, a grigio chiaro e giallastro e la potenza media raggiunge i 60 m. Allorchè sono presenti intercalazioni di vulcaniti basiche (Eocene) la potenza complessiva massima delle marne supera i 100 m. Gli affioramenti di marne sono molto diffusi nella parte centrale e settentrionale dei Colli Euganei.

Nella parte medio-superiore di questa formazione si rinvengono talvolta lembi di calcari nummulitici; la frammentarietà e le condizioni di affioramento non permettono di assegnare loro una posizione stratigrafica precisa.

La fauna di foraminiferi è molto ricca; si rinvengono inoltre gasteropodi, lamellibranchi, echinidi, tutti in scarso numero, nonchè foglie e frustuli carboniosi, soprattutto nei dintorni di Teolo (S. Squinabol, 1899).

Con l'Oligocene inferiore termina la serie stratigrafica euganea, contemporaneamente all'inizio del secondo ciclo eruttivo (ciclo euganeo *s.s.*).

Anche nel sottosuolo perieuganeo mancano termini più recenti e i depositi quaternari poggiano direttamente su rocce paleogeniche o più antiche.

L'età delle eruzioni euganee

L'attività eruttiva nell'area degli Euganei si ripetè dall'Eocene, con lave basaltiche, all'Oligocene inferiore (ciclo euganeo in senso stretto), con lave differenziate verso termini acidi.

Le eruzioni eoceniche sono estese anche ai Berici, ai Lessini, al M. Baldo, al Trentino meridionale. Le lave, di composizione basaltica o affine, si espansero in colate sul fondo del mare di allora, formando fra l'altro caratteristiche lave « a cuscini », nonché ialoclastiti.

Le fasi eruttive basaltiche degli Euganei, ove databili, appartengono all'Eocene superiore, che risulta invece un periodo di quiete eruttiva nelle altre parti delle Venezie. Le eruzioni euganee di tipo basaltico furono essenzialmente sottomarine, con ialoclastiti diffuse e lave a cuscini (I. Dieni e F. Proto Decima, 1963; Gp. De Vecchi e R. Sedea, 1974).

Belle lave a cuscini si riconoscono ad esempio presso C. Caenello non lontano da Castelnuovo e presso l'abitato di Boccon; ialoclastiti si trovano in vari luoghi e fra essi negli affioramenti vicino a Rocca Pendice e verso Boccon; lave compatte si osservano a Moscalbò nel gruppo del Lonzina, al M. Alto nel gruppo del Ceva, nel M. Oliveto di Teolo e attorno al M. Gemola.

Nei Lessini orientali, nei Berici e nel Marosticano i fenomeni vulcanici ripresero nell'Oligocene inferiore, sempre con lave basaltiche. Anche negli Euganei si verificò una nuova fase eruttiva nell'Oligocene inferiore, ma la relativa composizione magmatica si presenta quanto mai varia, dai termini più ricchi in silice, le rioliti alcaline, alle trachiti alcaline, fino a termini con più bassi tenori in silice, come le latiti e infine

i basalti. E' questa l'unica zona delle Venezie nella quale siano state eruttate durante il Terziario lave di composizione diversa da quella basaltica.

Particolare importanza per il tipo di eruzione ha avuto l'alta viscosità delle trachiti e soprattutto delle rioliti.

La successione dei diversi magmi si svolse più o meno nell'ordine in cui vennero elencate sopra le varie rocce, con qualche alternanza e ripetizione. Lo si può affermare soprattutto osservando il modo di intersecarsi di filoni delle diverse composizioni testè indicate. Il lasso di tempo in cui si ebbero le eruzioni euganee differenziate è breve in senso geologico, ossia è limitato all'Oligocene inferiore, come hanno dimostrato gli studi radiometrici. Nel Vicentino le eruzioni basaltiche continuarono invece a più riprese per tutto l'Oligocene e si conclusero anzi con pochi episodi nella parte iniziale del successivo Miocene.

La viscosità delle lave euganee ebbe come conseguenza la formazione di corpi eruttivi di tipo vario e comunque diversi dalle comuni colate delle lave basiche. Si originarono cioè duomi di lava compatta, che si accumulava ristagnando presso la zona di emissione, come nel caso della massa riolitica del M. Venda, il maggior rilievo dei Colli, oppure si formarono intumescenze magmatiche sotto le rocce sedimentarie, che venivano inarcate a volta e ricotte dal calore (laccoliti di M. Peraro, riolitico, con placche di Scaglia rossa e di marne ancora conservate sopra la roccia eruttiva e rispettivamente di Baone, con il tetto di scaglia completo sulla latite o di Fontanafredda, con il tetto di rosso ammonitico e biancone lacerato e un'ulteriore espansione di riolite). Assai spesso la spinta riusciva a superare il limite di resistenza delle rocce che formavano il tetto della lava in espansione e la copertura si lacerava (laccoliti di eruzione, come il M. Lozzo). Si trattava comunque di « vulcani » originati nel corso di una sola eruzione.

La varietà di forme dei corpi eruttivi subvulcanici nel distretto euganeo è singolare e interessante. Se ne riparlerà più avanti. Non vanno dimenticate le colate, corte e spesse data la viscosità della lava, i tufi, come quelli latiandesitici del M. Croce di Battaglia, intercalati alle brecce latitiche e soprattutto i filoni, della natura più varia, che si contano a centinaia fra grandi e piccoli. Anche qualche camino di esplosione si riconosce qua e là (G. Piccoli, 1962; I. Dieni e G. Piccoli, 1968; R. Sedea e E. Di Lallo, 1973).

Le eruzioni oligoceniche iniziarono in ambiente sottomarino, come hanno provato I. Dieni e F. Proto Decima (1970) per il duomo latitico di Battaglia, ma è da ritenere che si siano concluse, almeno per i rilievi più cospicui, con l'emersione.

I corpi eruttivi principali dei colli padovani

Gli apparati eruttivi riconosciuti nei Colli Euganei sono quanto mai vari e complessi per struttura, dimensioni e meccanismo di formazione.

I corpi eruttivi presi in considerazione in questo paragrafo sono oltre una cinquantina e comprendono quelli di maggiori dimensioni ed altri di particolare interesse geologico. Solo per una trentina di essi sono state eseguite delle analisi chimiche, per gli altri la definizione petrografica è basata sull'aspetto macroscopico della roccia e sullo studio in sezione sottile.

I rapporti tra le rocce magmatiche e quelle incassanti sono fondamentali per determinare la struttura degli apparati intrusivi e quindi la loro genesi. L'estesa copertura eluviale, detritica ed il manto vegetale mascherano spesso tali rapporti, rendendo incerta l'interpretazione geologica.

Le osservazioni migliori si possono compiere nelle cave, che negli Euganei sono tanto numerose ed estese da aver costretto ad emanare un'apposita legge per la tutela del paesaggio, deturpato dagli squarci prodotti per l'estrazione dei materiali litoidi.

Fig. 61 - I colli eruttivi di M. della Madonna e M. Grande, negli Euganei settentrionali.

I laccoliti erano considerati fino a qualche tempo addietro i corpi eruttivi più comuni dei Colli Euganei, ma recenti studi di campagna hanno portato a limitarne il numero, in seguito al riconoscimento di rapporti diversi con le rocce sedimentarie, ossia di prevalente « discordanza », con la lava che taglia nettamente i piani strutturali delle rocce sedimentarie con cui viene in contatto. Tali rapporti erano già stati del resto riconosciuti da M. Stark e da G. Dal Piaz.

Il diverso tipo di apparato eruttivo si riflette nella morfologia odierna dei singoli colli, assai più di quanto non si debba attribuire invece alla diversa composizione chimico-petrografica delle lave costituenti.

Le rocce magmatiche corrispondono in gran maggioranza, come si è detto, a rioliti e trachiti di tipo alcalino. L'abbondanza di una massa di fondo vetrosa o microcristallina rende spesso incerto il riconoscimento esatto del tipo di roccia e solo l'analisi è decisiva al riguardo. Si deve tuttavia far notare come la costituzione di parecchi corpi eruttivi risulti piuttosto varia da punto a punto o addirittura composita, per cui il tipo di roccia riportato deve considerarsi riferito alla parte prevalente.

Volendo descrivere la situazione dei rilievi più importanti, si inizierà la rassegna da Nord, ossia dal gruppo di colli del M. della Madonna - M. Grande.

Il *Monte della Madonna*, con i suoi 523 metri d'altezza, rappresenta il secondo rilievo euganeo, superato solo dal Monte Venda (601 metri).

Le rocce sedimentarie circondano quasi dovunque quelle eruttive ed i rapporti, visibili ad esempio lungo la strada che dalla sella de Le Fiorine porta al Rifugio « M. della Madonna » ed alla chiesetta dei P. Benedettini, sono di tipo discordante: gli strati della Scaglia rossa sono raddrizzati e calcinati per l'azione termica del magma. Due piccoli lembi di calcare giacciono sopra alla roccia eruttiva presso la vetta del M. della Madonna; anche in questo caso l'azione termica li ha ridotti ad uno sfatticcio calcareo e solo le lenti di selce intercalata sono ancora ben visibili.

In corrispondenza a Le Fiorine sono conservati per un buon tratto i resti dell'antica copertura sedimentaria formata dalla Scaglia rossa, sollevata e lacerata dall'intrusione. Essi si trovano oltre duecento metri più in alto della Scaglia rossa coeva dei pressi di Teolo.

La trachite del *M. Grande* è in complesso più alterata di quella del vicino M. della Madonna, probabilmente per azione fumarolica posteruttiva; meno alterata è la parte riolitica.

Oltre a rapporti di discordanza tra rocce eruttive e sedimentarie possono trovarsi contatti concordanti, soprattutto sul versante meridionale del M. Grande.

Affine ad esso è il gruppo eruttivo trachitico di *M. Altore-M. Comun*, in cui si osservano del pari lembi di rocce sedimentarie sopra alle eruttive: si tratta di marne terziarie ricristallizzate ed annerite rispetto al loro colore giallo-grigio originario.

Nei pressi di Teolo i basalti di *M. Oliveto* («Olivetto» sulla carta I.G.M.) e quelli di *Rovarola* attraversano le marne dell'Eocene, formando delle basse colline. Alle fasi vulcaniche dell'Eocene appartengono le lave basaltiche compatte dei pressi di *Rovolon* e le ialoclastiti del medesimo orizzonte geologico. Anche le ialoclastiti basaltiche dei pressi di *Teolo* e quelle delle vicinanze del cimitero del paese, che si prolungano verso Rocca Pendice e proseguono fin oltre Castelnuovo, fanno parte dello stesso seguito eruttivo.

Il monte di *Lovertino* (*M. Santo*), che sorge isolato nella pianura sul lato occidentale degli Euganei, deve la sua origine ad un'intrusione in prevalenza discordante di basalto; la lava ha sollevato e perforato in qualche punto gli strati rocciosi, come sul lato sudorientale, dove due apofisi tagliano la Scaglia rossa, che appare calcinata e sbriciolata.

Salendo a Teolo dal versante orientale dei colli appare molto evidente per il suo risalto morfologico il corpo eruttivo di *Rocca Pendice*; la roccia trachitica che lo costituisce sporge a muraglia dalle formazioni eoceniche meno resistenti ed ormai largamente asportate dall'erosione. Si tratta di un grande filone eruttivo o di un'intrusione simile, allungata secondo NNW-SSE. Nella parte settentrionale un filone riolitico si affianca a quello trachitico principale.

Il corpo trachitico di *Zovon* è noto per avere fornito, assieme a M. Merlo, la miglior pietra da taglio di tutti gli Euganei. I contatti fra la trachite e la roccia sedimentaria situata al suo tetto appaiono concordanti ed il meccanismo di eruzione ricorda quello laccolitico. Sul fianco occidentale del corpo eruttivo i contatti primari sono stati verosimilmente modificati da una faglia con direzione NNW-SSE, per cui le marne terziarie appaiono localmente discordanti con la roccia magmatica.

Nelle numerose cave aperte sui fianchi della valle di Zovon si vede la parte superiore di molti prismi di fessurazione flettersi ad uncino piegando verso valle. A lungo andare si origina infine un movimento franoso.

Anche il *M. Pirio*, nei pressi di Castelnuovo, sporge con la sua roccia trachitica dai dossi circostanti, a somiglianza di Rocca Pendice, ma in misura più modesta. L'allungamento del rilievo è in direzione Nord-Sud. Un secondo filone trachitico diretto NW-SE taglia la roccia del Pirio verso la sua terminazione settentrionale ed appare ben visibile anche da lontano per le colonne verticali di fessurazione.

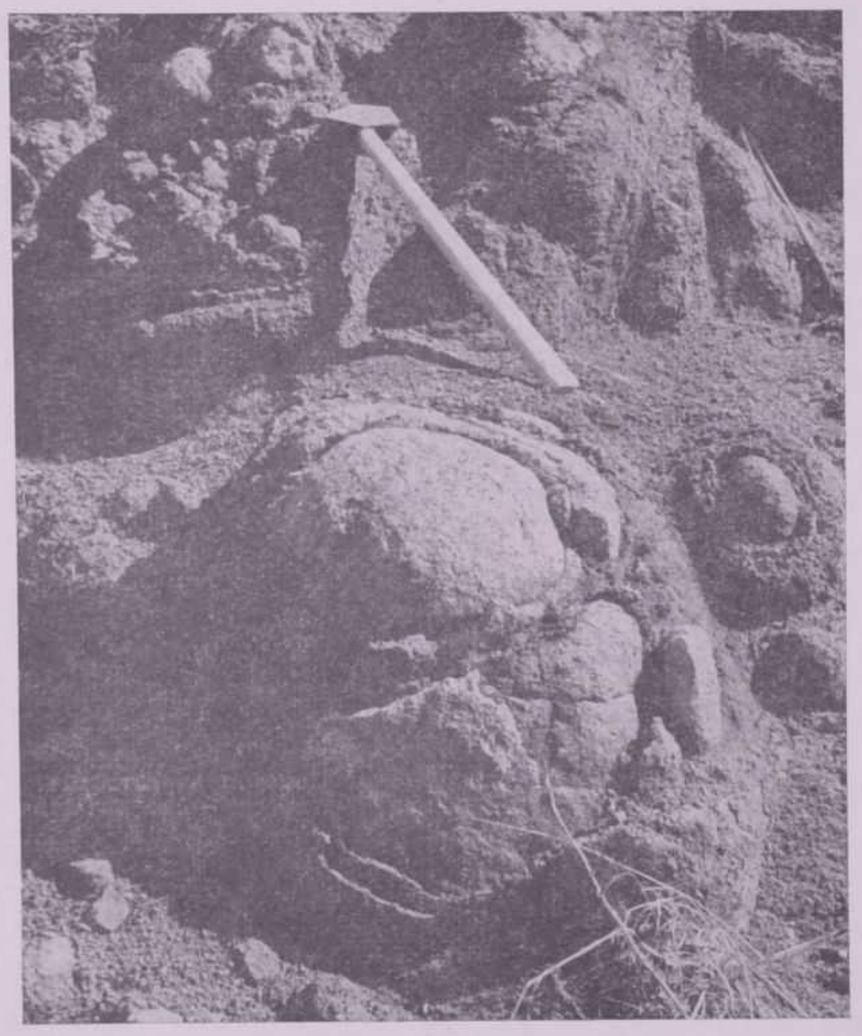


Fig. 62 - Esfogliazione « cipollare » nel basalto di Rovarola presso Zovon.

Un interessante gruppo eruttivo si trova sul lato nord-orientale dei Colli Euganei, ad ovest di Abano Terme, ossia quello del *M. Lonzina*. Esso è separato dal gruppo centrale dei Colli da uno stretto corridoio di alluvioni. Le rocce rappresentate nell'insieme del M. Lonzina vanno dalla riolite alcalina del M. Brusà e del M. Campana alla trachite alcalina del M. Lonzina-M. delle Are, alla latite del M. Sengiari e al basalto alcalino olivinico del M. Moscalbò.

E' molto caratteristico l'allineamento Nord-Sud del complesso M. Brusà-M. Campana, che riflette una delle direttrici tettoniche prevalenti nei Colli Euganei al tempo degli eventi magmatici del secondo ciclo eruttivo.

Nella parte centrale del gruppo montuoso in discorso sono ancora conservate per ampio tratto rocce sedimentarie (marne dell'Eocene in prevalenza), sollevate dai corpi eruttivi e circondate dalle venute magmatiche. Piccoli resti della copertura sedimentaria sono rimasti sulle sommità dei monti Sengiari e Campana.

Definire con sicurezza di quale tipo di apparati eruttivi si tratti risulta difficile; i rapporti visibili con le rocce sedimentarie sono in prevalenza discordanti.

Sulla strada che da Tramonte porta alla vetta del M. Sengiari, non lontano dal culmine, si rinviene un camino vulcanico d'esplosione ripieno di breccia eruttiva latitica grossolana e caotica, che attraversa l'ammasso subvulcanico del Sengiari.

Sul fianco orientale del M. Brusà si può notare infine un bellissimo esempio di fessurazione colonnare della riolite.

I rilievi isolati di *M. Merlo*, *M. Bello*, *M. Rosso*, *M. Ortone* e *M. S. Daniele* sono circondati dalle alluvioni della pianura e appaiono costituiti da trachite, tranne il M. Ortone, riolitico. Rocce sedimentarie si rinvengono nelle perforazioni per acque termali eseguite nelle vicinanze, ma se pure esistevano in detti colli, sono state del tutto asportate dai processi erosivi.

Il rilievo del *M. Baiamonte* si imbasa sulle vulcaniti basaltiche ampiamente rappresentate nella zona di Castelnuovo. Il colle del Baiamonte (che è il terzo rilievo euganeo per altezza assoluta, con i suoi 486 m) si allunga in direzione NW-SE e risulta formato da vari tipi di rocce riolitiche, come brecce, tufi, facies vetrose e perlitiche. Un grosso filone trachitico, che attraversa le rocce riolitiche, segna la dorsale del Baiamonte e si protende verso l'abitato di Castelnuovo, sporgendo nettamente dalla massa riolitica, più erodibile.

L'apparato eruttivo di maggiori dimensioni dell'intero complesso collinare euganeo è rappresentato dal gruppo *M. Venda - M. Vendevolo*. Il Venda costituisce anche la vetta più alta dei Colli (m 601).

Si tratta con ogni probabilità di un dosso di ristagno, cioè dell'accumulo di lava riolitica viscosa in vicinanza e al di sopra di una fessura da cui fuoriusciva; la lava non si è originariamente espansa per la sua alta viscosità e si è raffreddata attorno alla zona di emissione, al di sopra di rocce basaltiche e di marne dell'Eocene, sulle quali la riolite poggia. La fessura di estrusione dovrebbe trovarsi in corrispondenza dell'asse morfologico del dosso montuoso.

Gli affioramenti riolitici dei pressi di *Cortelà* e tutt'attorno a *Boccon* appartengono probabilmente a grosse e corte colate di lava, che poggiano su tufi basici dell'Eocene e che forse sono derivate dal dosso di ristagno del Venda-Vendevolo per la rottura del primo involucro di consolidamento.

Molto evidenti risultano i filoni trachitici disposti a raggiera sul versante orientale del Venda e che si incontrano sulla strada che da Castelnuovo conduce a quel monte.

Il *M. Rua* è conosciuto da molti per l'eremo camaldolese che sorge sulla sua vetta. L'apparato eruttivo riolitico che lo forma dovrebbe corrispondere a un'intrusione o duomo di lava di tipo discordante; i rapporti con le rocce riolitiche preesistenti e con quelle sedimentarie sono mascherati tuttavia da ampie fasce detritiche.

In località *Valderìo* presso *Torreglia* si riscontra un dosso allungato in direzione N-S, formato dalla breccia di riempimento di un grande condotto d'esplosione trachitico, uno dei maggiori dei Colli Euganei per le sue dimensioni.

Il gruppo collinare del *M. Siesa-M. Zogo-M. delle Valli-M. Cimisella-M. Alto* rappresenta una piccola catena che collega il gruppo del M. Ceva al corpo centrale degli Euganei.

Apparati eruttivi di dimensioni limitate e di varia composizione ne formano l'ossatura. Vi si riscontrano rioliti alcaline (anche in facies tufacea e ignimbritica nel M. Zogo) e trachiti alcaline. Una singolare varietà rosata di riolite si rinviene verso la sommità di *M. Zogo*, lungo la locale strada asfaltata. Filoni trachitici, alcuni dei quali di cospicue dimensioni, intersecano in vario modo le rocce eruttive; un filone latiandesitico taglia obliquamente la riolite di aspetto ignimbritico del *M. Cimisella* in una cava abbandonata posta sul versante sudoccidentale del colle.

Eccettuato il M. Zogo, le cui rocce vulcaniche si imbasano su tufi basici e marne, riesce difficile negli altri casi definire il tipo di apparato eruttivo.

Sul versante settentrionale del *M. Trevisan* si cavavano perliti riolitiche (brecce perlitiche e resinitiche ricche di frammenti di vetro vulcanico).

L'intrusione laccolitica del *M. Oliveto* a Sud di Mandria (sempre nel gruppo del M. Ceva) mostra ancora conservata l'originaria copertura di rocce sedimentarie; la Scaglia rossa copre infatti in perfetta concordanza la massa trachitica, suddivisa in colonne prismatiche di fessurazione tardiva. Il fenomeno è ben visibile in una cava aperta sul versante settentrionale del rilievo.

Nel gruppo centrale del *M. Ceva - M. Spinefrasse* le vulcaniti latitiche, in banchi di brecce prevalenti, sono sovrapposte ad un complesso di tufi e lave riolitiche, che poggiano a loro volta sulle marne terziarie e sulla Scaglia rossa sottostante. Si tratta cioè dei resti di uno strato-vulcano latitico, sovrapposto ad un precedente edificio vulcanico riolitico di modeste dimensioni.

L'estrema propaggine meridionale del gruppo del Ceva è rappresentata dal *M. Croce*, sul cui versante orientale, in corrispondenza della cava di pietrisco latitico (erroneamente indicata come « cava di trachite » nella tavoletta « Battaglia Terme » dell'Istituto Geografico Militare) si può osservare inferiormente un ammasso lavico, che per la forma a duomo e la disposizione a ventaglio dei prismi di fessurazione colonnare, può essere interpretato come una cupola di ristagno. Tale duomo lavico è avvolto da un involucro caotico di brecce latiandesitiche, nelle quali si intercala un livello sedimentario tufitico-marnoso, contenente una fauna fossile di foraminiferi e molluschi. Il loro studio ha fornito la conferma paleontologica dell'età oligocenica inferiore del secondo ciclo eruttivo euganeo, raggiunta in precedenza per via radiometrica, come si è detto nelle prime pagine.

Il *M. Castellone*, sempre nel gruppo del Ceva, corrisponde ad un'intrusione di riolite alcalina, che ha sollevato la serie sedimentaria ed eruttiva descritta in precedenza.

A differenza del margine orientale dei Colli, dove i rilievi isolati nella pianura sono abbastanza frequenti, su quello occidentale si hanno solo i monti Lozzo e Lovertino separati dalla massa montuosa principale; il secondo rilievo è continuato dalle basse colline, di origine non eruttiva (Albettone, Lovolo, Monticello), che collegano con una serie di rilievi isolati i Colli Euganei ai vicini Colli Berici.

Il *M. Lozzo* (m 324) rappresenta il più bell'esempio di « laccolite di eruzione » dei Colli Euganei, un laccolite cioè nel quale il tetto di rocce sedimentarie è stato lacerato dal progredire della spinta della massa magmatica viscosa sottostante, che è apparsa in superficie ed ha continuato a sollevarsi ulteriormente in un ammasso domiforme, costituendo un'eruzione areale in miniatura. Se si osserva il profilo del M. Lozzo si può notare come esso mostri un pendio piuttosto dolce nella parte inferiore e media, formata da Scaglia rossa; nella parte superiore i fianchi si fanno ripidi e il brusco cambiamento si deve alla comparsa della trachite, assai più resistente ai processi erosivi. Gli strati sedimentari, sollevati dall'intrusione, mostrano una giacitura periclinale con pendenza verso l'esterno, a franapoggio. Un piccolo lembo di tufi basici dell'Eocene, presso la sommità del M. Lozzo, rappresenta un resto della copertura originaria della massa eruttiva, lacerata e sollevata dall'intrusione lavica. La trachite della località « Pergolette », sul fianco orientale del monte, appartiene ad una apofisi discordante che si diparte dalla massa principale.

Nei pressi di *Fontanafredda*, ai due lati della valle omonima, sorgono i rilievi del *M. Rèsino* e del *M. Partizzon*. Anche se separati nella morfologia in seguito alla erosione fluviale, essi costituiscono un unico laccolite riolitico, con il tetto formato dai calcari giuresi del Rosso ammonitico e cretacei del Biancone. Nella cava abbandonata posta sul versante meridionale del M. Rèsino si può osservare come dette rocce sedimentarie siano state spezzate e smembrate in varie zolle dalla spinta della lava sottostante, che le ha poi attraversate lungo una fessura visibile sul lato destro del fronte di cava e le ha in parte ricoperte. Un fenomeno analogo si osserva sul M. Partizzon, con un'apofisi riolitica che si spinge nel Biancone. La roccia eruttiva mostra in varie parti una bella fessurazione colonnare.

Un'origine effusiva si può attribuire alla riolite del *M. Brècale*, sempre nei pressi di Fontanafredda; la lava è traboccata cioè in superficie attraverso un camino di adduzione e si è espansa in colate corte e spesse, com'è tipico delle lave viscose. Il fenomeno è riconoscibile nelle digitazioni della massa eruttiva che si notano sul lato sud-occidentale di questo colle.

Il *M. Marco*, situato presso le pendici meridionali del M. Venda, permette di osservare un bell'esempio di condotto di esplosione, ripieno di breccia di composizione riolitica. Il diametro del diatrema supera i 500 metri, cosicché si tratta di uno dei maggiori *necks* degli Euganei ed anche di uno dei più facilmente riconoscibili, per il risalto morfologico rispetto alle rocce marnose terziarie circostanti. Si tratta di un bell'esempio di inversione del rilievo.

Il *M. Peraro* differisce dalla maggior parte dei corpi eruttivi euganei per la sua forma molto articolata anziché unita, soprattutto sul lato orientale.

Sul lato occidentale del monte le rocce sedimentarie immergono sotto la massa eruttiva riolitica, andando a costituire la base del probabile laccolite. Si tratta di un caso raro in cui tale tipo di rapporto sia osservabile. Si è detto « probabile » laccolite, perché i disturbi tettonici, connessi anche con l'intrusione di altri corpi eruttivi posteriori, rendono incerte le osservazioni sul lato orientale, dove dovrebbe trovarsi il tetto del laccolite. Un piccolo lembo della copertura sedimentaria è ancora visibile

lungo la strada che dal passo di Roverello porta verso il M. Gallo ed è costituito da marne eoceniche; un altro lembo si trova a non grande distanza.

Analogamente a quanto avviene per la massa riolitica del M. Rua, anche quella del *M. Orsara* è quasi completamente circondata da altre rocce eruttive. La sua giacitura rispetto alle rocce sedimentarie non è facilmente riconoscibile ed inoltre la stessa massa lavica è stata sollevata e disturbata da eruzioni posteriori, come quella che ha dato origine all'apparato trachitico che si sviluppa lungo i due versanti della valle di Cingolina. Presso la sommità del M. Orsara si osserva un notevole intreccio di filoni trachitici; qualcuno fra essi sporge per erosione selettiva dalle rocce circostanti, come ad esempio quello visibile presso « il Roccolo » dalla strada per Faedo e Fontanafredda.

Il corpo trachitico della valle di *Cingolina* ha sollevato e variamente intersecato l'apparato riolitico che forma il gruppo del *M. delle Grotte - M. delle Basse - M. Stàffolo*, unitario dal punto di vista geologico, ma suddiviso in più rilievi dai processi dell'erosione meteorica.

Un bell'esempio di laccolite è offerto dal *M. Gallo*, che mostra la base di rocce sedimentarie come nel caso del vicino M. Peraro, già descritto, e nel quale la copertura è del pari quasi del tutto erosa, tranne un lembo di Scaglia rossa conservato presso la sommità.

Il corpo eruttivo di *M. Cinto* ha caratteri intermedi fra quelli intrusivi e quelli effusivi; il magma, dopo aver sollevato le rocce sedimentarie, si è espanso in brevi colate, visibili soprattutto sul versante orientale. Nella cava aperta presso la vetta la riolite offre un bell'esempio di fessurazione prismatica.

Un'analoga origine si può prospettare per l'apparato trachitico di *M. Gemola*. Le digitazioni di lava, che si osservano soprattutto sul lato orientale, possono essere interpretate come piccole colate. Alla base del versante settentrionale sotto alla trachite si vedono più colate basaltiche fra loro sovrapposte, appartenenti alla prima fase eruttiva euganea, di età eocenica.

A Nord del M. Gemola, il corpo trachitico del *M. Rusta* si protende verso il lato meridionale della valle di Fontanafredda. La situazione geologica appare diversa sui vari lati del rilievo. Sul fianco orientale il Biancone e la Scaglia rossa sono stati raddrizzati dall'intrusione magmatica e sollevati ad una quota superiore a quella delle vicine marne eoceniche affioranti sul lato occidentale. Qui le marne presentano giacitura suborizzontale ed anzi tendono ad immergersi sotto la trachite. I rapporti sono quindi di discordanza fra roccia eruttiva e sedimentaria su un lato e di concordanza in grande sull'altro.

Per il *M. Orbieso*, che si stacca nettamente nella morfologia emergendo dai pendii circostanti formati da Scaglia rossa, si può parlare di un corpo magmatico intrusosi sotto la coltre sedimentaria; la riolite si prolunga al di sotto di essa verso oriente, dando origine alla stretta dorsale protesa verso Valsanzibio. L'intrusione appare pertanto di forma complessa.

Un probabile laccolite di eruzione è quello del *M. Cero;* la trachite alcalina pare abbia sollevato e poi lacerato la copertura sedimentaria, di cui sono conservati alcuni

resti sul versante settentrionale, resti che mostrano di aver subito leggeri fenomeni termometamorfici di contatto ad opera del magma. La massa trachitica, sfondata la copertura sedimentaria, si è parzialmente espansa in brevi colate, come si può osservare nei pressi di Case Papafava e di Piombà.

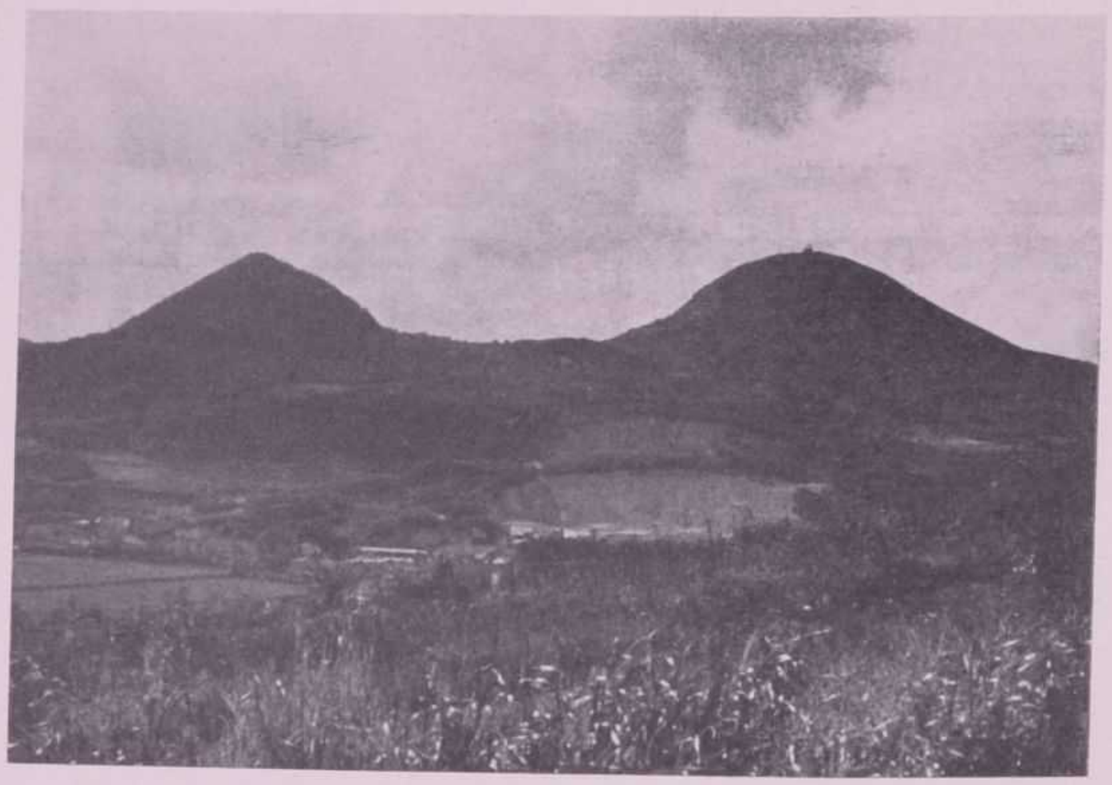


Fig. 63 - I colli eruttivi del M. Cero (a destra) e del M. Castello di Calaone, negli Euganei meridionali, con l'inconfondibile profilo dai ripidi fianchi.

Alla stessa fase eruttiva che originò il M. Cero va ascritto verosimilmente anche il corpo intruso trachitico del *M. Murale*, la cui forma allungata deve attribuirsi all'ostacolo rappresentato dalla preesistente massa riolitica del *M. Castello di Calaone*.

Dalla strada Baone-Valle S. Giorgio è visibile un dosso a morfologia arrotondata, che corrisponde alla zona di affioramento delle brecce basaltiche di un camino di esplosione in località « Fornaci di calce ». La Scaglia rossa appare decolorata tutt'attorno alle brecce del *neck*.

L'esempio forse migliore di laccolite in tutti gli Euganei è quello del *M. Cecilia* presso Baone. La massa eruttiva latitica, che sembra continuare per un buon tratto verso Nord, è ricoperta dal tetto originario di Scaglia rossa, che è stato sollevato a volta dalla spinta magmatica; la roccia sedimentaria risulta decolorata, indurita e leggermente ricristallizzata presso il contatto. Il limite tra roccia eruttiva e copertura sedimentaria segue i piani di stratificazione, cioè è concordante, come si può bene osservare in piccole cave aperte lungo una valletta, 1 km circa a Nord del paese di Baone. Caratteristica la fessurazione colonnare della roccia eruttiva. Nei pressi di Covolo e di Sassonegro l'erosione ha messo a nudo piccoli lembi di latite sottostanti alla Scaglia rossa, che testimoniano la continuazione della roccia eruttiva per largo tratto.

Più complessa appare la situazione strutturale della massa riolitica che forma il gruppo *M. Ventolone - M. Piccolo*. La Scaglia rossa appare sollevata dalla riolite e inclina verso l'esterno da ogni lato, tranne quello settentrionale. Qui i rapporti, pur

se mascherati dall'abbondante detrito accumulato nel Calto Callegaro, appaiono nettamente discordanti. Anche l'intrusione della vicina massa eruttiva del M. Orbieso ha contribuito a complicare la situazione. Dopo la lacerazione della copertura sedimentaria la riolite, di cui abbiamo detto, sembra essersi riversata verso NNE in forma di una grande colata.

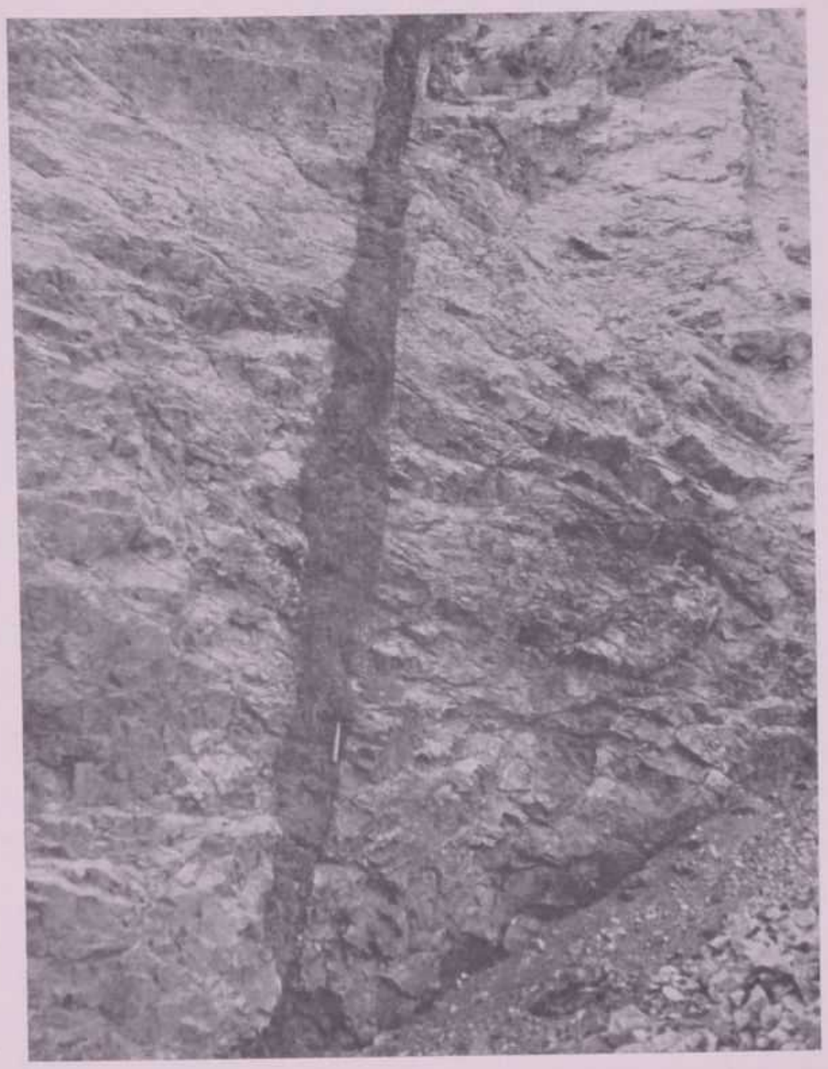


Fig. 64 - Filone basico nella riolite di M. Ricco.

Per il *M. Lispida*, situato a SW di Battaglia Terme, sono possibili solo osservazioni petrografiche e morfologiche, mancando rapporti diretti con le rocce sedimentarie. Pare trattarsi di un grande filone trachitico, isolato dai processi erosivi.

La riolite alcalina che affiora nei pressi di *Arquà Petrarca* appartiene ad un corpo laccolitico; la copertura sedimentaria del tetto è stata asportata dall'erosione nelle zone più elevate.

Il *M. Ricco* è formato da riolite alcalina. Nonostante le grandi cave, non si possono osservare che in pochi punti i rapporti fra rocce sedimentarie ed eruttive. Nell'immensa cava aperta presso Case Albertin si nota come la Scaglia rossa e le soprastanti marne eoceniche siano tagliate in discordanza dalla riolite. A Ovest di Case Pignare la scaglia poggia invece in concordanza sulla roccia eruttiva. Una serie di faglie parallele, con direzione NW-SE, ha dislocato a gradinata le rocce nella zona di C. Albertin; in corrispondenza alle faglie, subverticali, si sono iniettati grandi filoni di composizione basaltica. Le due masse periferiche di *M. Castello*, situato ad Ovest del rilievo centrale, e di *Dosso Solone*, situato a Nord, appaiono indipendenti e conferiscono all'apparato eruttivo del M. Ricco una struttura triloba.

Consideriamo infine, nella rassegna dei principali corpi eruttivi euganei, la *Rocca di Monselice*. Nello scavo che unisce i giardini pubblici della città ad una vecchia cava di pietra si può osservare come la trachite, che mostra una bella fessurazione colonnare, abbia sollevato i calcari cretacei, raddrizzandoli. Il contatto non è segnato da fenomeni termici evidenti ed è in parte concordante, in parte, verso l'alto, discordante. La roccia eruttiva taglia cioè le rocce sedimentarie (Biancone e Scaglia rossa) e si solleva a torre; essa sembra abbia formato una specie di obelisco di lava rovente, forma eruttiva non comune neppure per le lave viscose.

La struttura tettonica degli Euganei

L'assetto tettonico delle rocce che formano i Colli Euganei può schematizzarsi in una larga piega anticlinale, con asse diretto NE-SW; tale direzione risulta press'a poco parallela a quella delle ondulazioni di maggior importanza nella serie dei terreni dei limitrofi Colli Berici e Lessini orientali, con i quali i Colli Euganei formano una dorsale protesa nella pianura.

Nel gruppo collinare euganeo le dislocazioni per frattura sono nettamente predominanti rispetto a quelle per piega, soprattutto se si prescinde dagli effetti delle intrusioni magmatiche. Gli stessi limiti morfologici dell'intero gruppo collinare sono molto netti, con andamento diritto tanto sul margine orientale che su quello occidentale per l'effetto di due faglie, orientate secondo NNW-SSE e rispettivamente N-S. Al di là di queste due linee, lunghe ciascuna una quindicina di chilometri ed estese da Monselice a Treponti-Montemerlo e rispettivamente da Este a Carbonara, si ergono tuttavia rilievi notevoli come il M. Lozzo e il M. Lovertino sul lato occidentale e i gruppi del M. Ceva e del M. Lonzina, assieme a colli minori, su quello orientale. Forse su questo lato si estende una faglia parallela, da Carrara per Montegrotto e Abano verso Selvazzano.

Le principali direttrici strutturali che interessano il complesso euganeo sono orientate secondo NNW-SSE e NE-SW e riflettono le direzioni della grande linea tettonica Schio-Vicenza e rispettivamente di quella detta della Riviera dei Berici. La prima limita verso NE, sul lato della pianura vicentino-padovana, la dorsale montuosa formata dai Lessini, Berici ed Euganei. La seconda si diparte dalla linea Schio-Vicenza, quale direttrice ad essa coniugata, e separa i Colli Berici dagli Euganei. In questa zona doveva esistere un limite strutturale già nell'Eocene, perché nelle aree corrispondenti ai due gruppi collinari si ebbero in quel periodo due tipi di sedimentazione ben diversi.

Negli Euganei sono riconoscibili anche altre orientazioni strutturali, come ad esempio quelle dei filoni e degli assi di maggiore allungamento dei corpi eruttivi; esse riflettono necessariamente condizioni in atto al tempo dei fenomeni magmatici del secondo ciclo eruttivo euganeo (Oligocene inferiore). Si possono citare in proposito le direzioni N-S, NW-SE ed E-W.

L'individuazione delle principali direttrici tettoniche è stata compiuta, oltre che con i normali metodi del rilevamento di campagna, anche mediante lo studio fotogeologico delle riprese aeree e successivo controllo sul terreno.

Fig. 65 - Campo delle fratture e delle lineazioni nei Colli Euganei. Le lettere A, B e C indicano rispettivamente il settore settentrionale, con aree pressochè uguali di rocce eruttive e sedimentarie affioranti, quello centrale, con rocce eruttive prevalenti e quello meridionale, in cui predominano le rocce sedimentarie. Da: C. Conedera, I, Dieni, G. Piccoli, P. Saccardi, 1969, p. 8, fig. 2.

L'uso della tecnica fotogeologica ha consentito di ottenere delle informazioni che non si sarebbero potute ricavare per altra via. Infatti le dislocazioni indotte nel corso della presa di posizione dei corpi eruttivi hanno condizionato talora in modo determinante la tettonica delle rocce sedimentarie; risulta quindi quanto mai difficile e complesso il collegamento fra le osservazioni di campagna svolte nelle diverse zone, soprattutto se distanti fra loro.

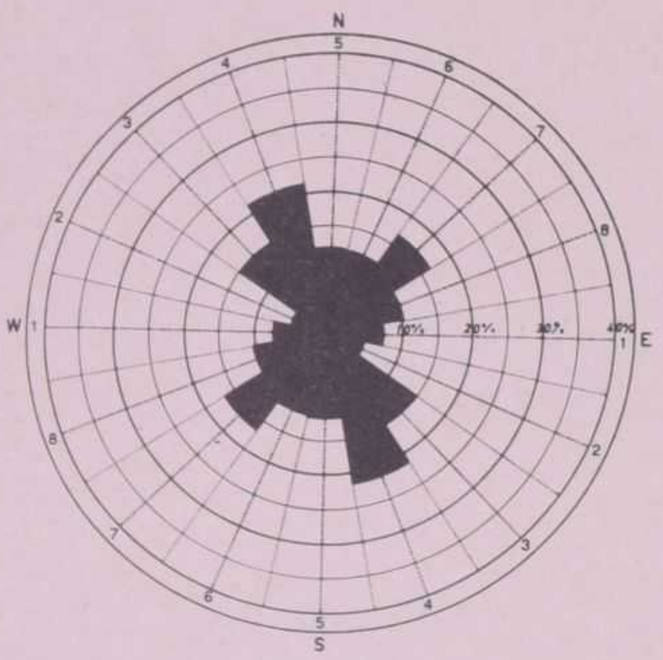


FIG. 66

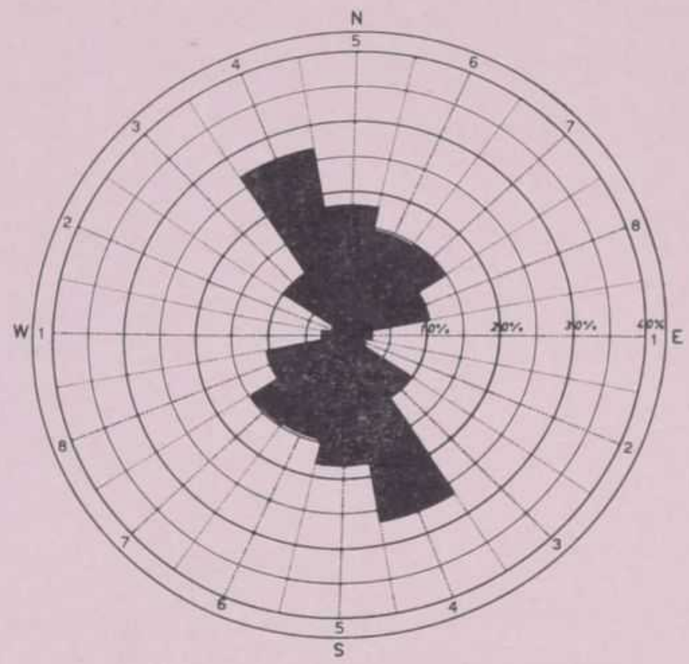


FIG. 67

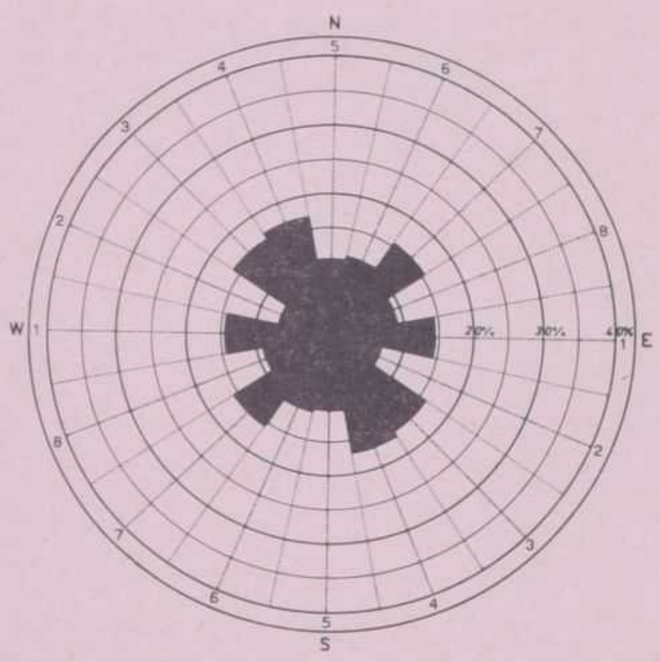


FIG. 68

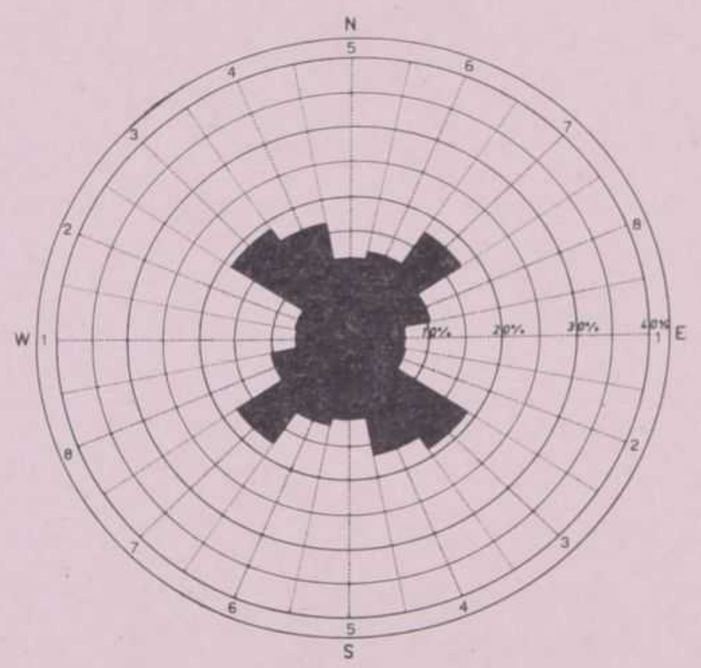


FIG. 69

FIGG. 66-69 - Diagrammi polari della distribuzione azimutale delle lineazioni nei Colli Euganei. La Fig. 66 si riferisce al campo totale, comprese le lineazioni riconosciute nella pianura perieuganea, le altre figure riguardano nell'ordine i settori settentrionale, centrale e meridionale del gruppo collinare (cfr. Fig. 65). Da: C. CONEDERA, I. DIENI, G. PICCOLI, P. SACCARDI, 1969, p. 9, Figg. 3-6.

A questo proposito vale la pena di citare alcune tra le principali linee tettoniche individuate con l'ausilio di questa tecnica.

La maggiore di esse, appartenente al sistema NNW-SSE, inizia nei pressi di Bastia negli Euganei settentrionali per terminare ad Ovest di Monselice in quelli meridionali e coincide con l'asse di maggiore allungamento del gruppo collinare.

Hanno direzione NE-SW la linea passante per Vò Euganeo-Teolo fino ad Est di Treponti e quella che da Valnogaredo prosegue verso Montegrotto Terme.

Direzione N-S presenta la linea tettonica che limita ad oriente la parte centro-settentrionale del rilievo euganeo verso la pianura; essa si estende da Sud di Galzignano fino a Praglia.

In linea di massima si può rilevare che il lato occidentale degli Euganei risulta sollevato, con le rocce giuresi affioranti presso Fontanafredda, mentre quello orientale appare abbassato e interessato da sistemi di fratture incrociate. Tali fratture e faglie sono state messe in evidenza da ricerche geofisiche effettuate nel sotto-

suolo della zona termale di Abano, Montegrotto, Battaglia e Galzignano; esse hanno provocato uno sprofondamento a gradini della serie dei terreni, fino alla scomparsa dei rilievi rocciosi al di sotto delle alluvioni della pianura. La situazione tettonica trova la sua conferma nella grande varietà litologica e strutturale dei numerosi colli appartenenti alla fascia orientale degli Euganei.

Cenni di geomorfologia euganea

Il paesaggio euganeo si distingue subito per una caratteristica peculiare, ossia la presenza di rilievi conici isolati ed a versanti molto ripidi, che si innalzano dalle più dolci dorsali circostanti torreggiando nel panorama. Il loro profilo acclive, talora assai regolare, si spiega con la grande resistenza all'erosione delle rocce vulcaniche compatte che li costituiscono e con la forma già in origine conica di molti apparati eruttivi. Il diverso comportamento delle rocce sedimentarie e dei tufi vulcanici rispetto agli agenti esogeni giustifica inoltre il continuo mutare di forme e scenari, con frequente alternarsi di ampie valli, aspri rilievi e profonde incisioni.

Gli Euganei costituiscono un complesso morfologico spezzato. Accanto al corpo principale si trovano infatti vari rilievi isolati nella pianura, come i monti Lozzo e Lovertino sul lato occidentale, il gruppo del M. Lonzina e i monti Rosso, Ortone, San Daniele ed altri minori sul lato orientale; vi sono poi gruppi collinari uniti al corpo principale da strette dorsali, come ad esempio il gruppo del M. Cero-M. Cecilia e quello del M. Ceva.

Nella zona euganea si distinguono tre elementi morfologici essenziali: la pianura alluvionale, che circonda interamente il gruppo collinare ed isola alcuni monti periferici; il pianoro formato dalle rocce sedimentarie, in prevalenza rappresentate da calcari e marne di origine marina, originariamente a giacitura suborizzontale e in seguito dislocate, sollevate, deformate dalle intrusioni magmatiche e dagli sforzi tettonici; infine i coni ripidi ed isolati dei corpi eruttivi, che sono l'elemento più caratteristico, come si è detto, e che contrasta nettamente con la morfologia dolce delle formazioni sedimentarie.

I rilievi costituiti da rocce sedimentarie, dal profilo morbido, sono talora rotondeggianti nella parte superiore e discendono poi a pendio più ripido sui fianchi, come ad esempio il M. Fasolo, oppure più spesso si raccordano alla pianura con deboli pendenze.

Peculiari dei ripidi colli di rocce magmatiche, già più volte citati, sono le forme coniche più o meno regolari, quali si riscontrano per il M. della Madonna, il M. Altore, il M. Cinto, il M. Rua e numerosi altri rilievi o quelle piramidali coronate da una superficie leggermente convessa, come si osservano per il M. Grande, il M. Venda. il M. Peraro, il M. Gemola ed altri colli.

Nel paesaggio euganeo le forme dolci e morbide si trovano per lo più alla base dei rilievi accidentati, dove le rocce sedimentarie contornano le cupole di natura lavica. Ciò dimostra come i lineamenti attuali del paesaggio non rispecchino fedelmente quelli originari degli apparati eruttivi, ma siano il risultato dell'elaborazione prodotta dagli agenti esterni che continuano a degradarli.

Secondo recenti ricerche la morfologia non risulterebbe condizionata solo dalla diversa natura geolitologica, ma anche dall'azione di una serie di cicli erosivi plio-pleistocenici, collegati ai climi preglaciali, glaciali e interglaciali, che avrebbero modellato e spianato il basamento roccioso in un triplice sistema di superfici, le quali si trovano oggi, per successivi sollevamenti, fino alla quota di 200 m sul livello del mare (A. Schlarb, 1961). Le vicende climatiche hanno lasciato i loro documenti in forma di pollini dei vari tipi di vegetazione succedutisi nel tempo per la zona euganea, ad esempio nella torbiera di Arquà Petrarca, studiata da F. Lona (1957).

Come riferimento locale si possono ricordare ancora i filoni o dicchi, che sporgono a guisa di muraglia dai versanti (Rocca Pendice, Le Forche o Denti della Vecchia) e all'opposto le profonde incisioni dei « calti », dovute in parte ad un periodo di precipitazioni più ricche di quelle attuali, in coincidenza con un clima piovoso.

Il continuo mutare delle forme in un'area relativamente ristretta, l'alternarsi di incisioni anguste e di valli ampie ed aperte, l'addensarsi di monti che sorgono dirupati, uniti alla ricchezza della vegetazione, offrono al visitatore uno spettacolo superbo, che fanno degli Euganei una zona unica nel suo aspetto e ben diversa dalle altre porzioni finitime della regione prealpina.

Ricerche stratigrafiche e calcimetriche sulla Scaglia rossa euganeo-berica

(P. Baldi, G.C. Ferrara, F. Massari, F. Medizza, R. Sedea)

Nell'ambito delle ricerche sulla stratigrafia delle formazioni geologiche euganee e sull'evoluzione della zona euganeo-berica è sembrato necessario dedicare un'attenzione più dettagliata alla composizione della Scaglia rossa, per le sue caratteristiche variabili ed il contenuto in argilla ancora incerto nei particolari.

Mentre il comportamento idrogeologico di quasi tutte le formazioni sedimentarie, affioranti sia sui Colli Euganei che sui Colli Berici, appare sufficientemente chiaro, meno facile sembra delineare quello della Scaglia rossa sulla base delle sue caratteristiche litostratigrafiche e dell'assetto tettonico.

La Scaglia rossa era conosciuta come una formazione calcareo - marnosa fittamente stratificata; ma la percentuale del contenuto in carbonati rispetto al contenuto argilloso non era ancora nota.

D'altra parte, la presenza sporadica di crolli locali collegati con modesti fenomeni carsici lasciava supporre che questa formazione fosse piuttosto permeabile.

Il ruolo svolto dalla Scaglia rossa nel quadro della circolazione delle acque nella zona in istudio sembra essere interessante poichè questa formazione è presente in numerosi ed estesi affioramenti (Fig. 70); inoltre è stata incontrata da numerosi sondaggi profondi effettuati nella zona termale di Abano, Montegrotto e Battaglia, e si trova al di sopra del Biancone (che è generalmente considerato come l'acquifero principale delle acque termali) al quale essa fa generalmente passaggio attraverso un orizzonte più marnoso, con intercalazioni bituminose nerastre.

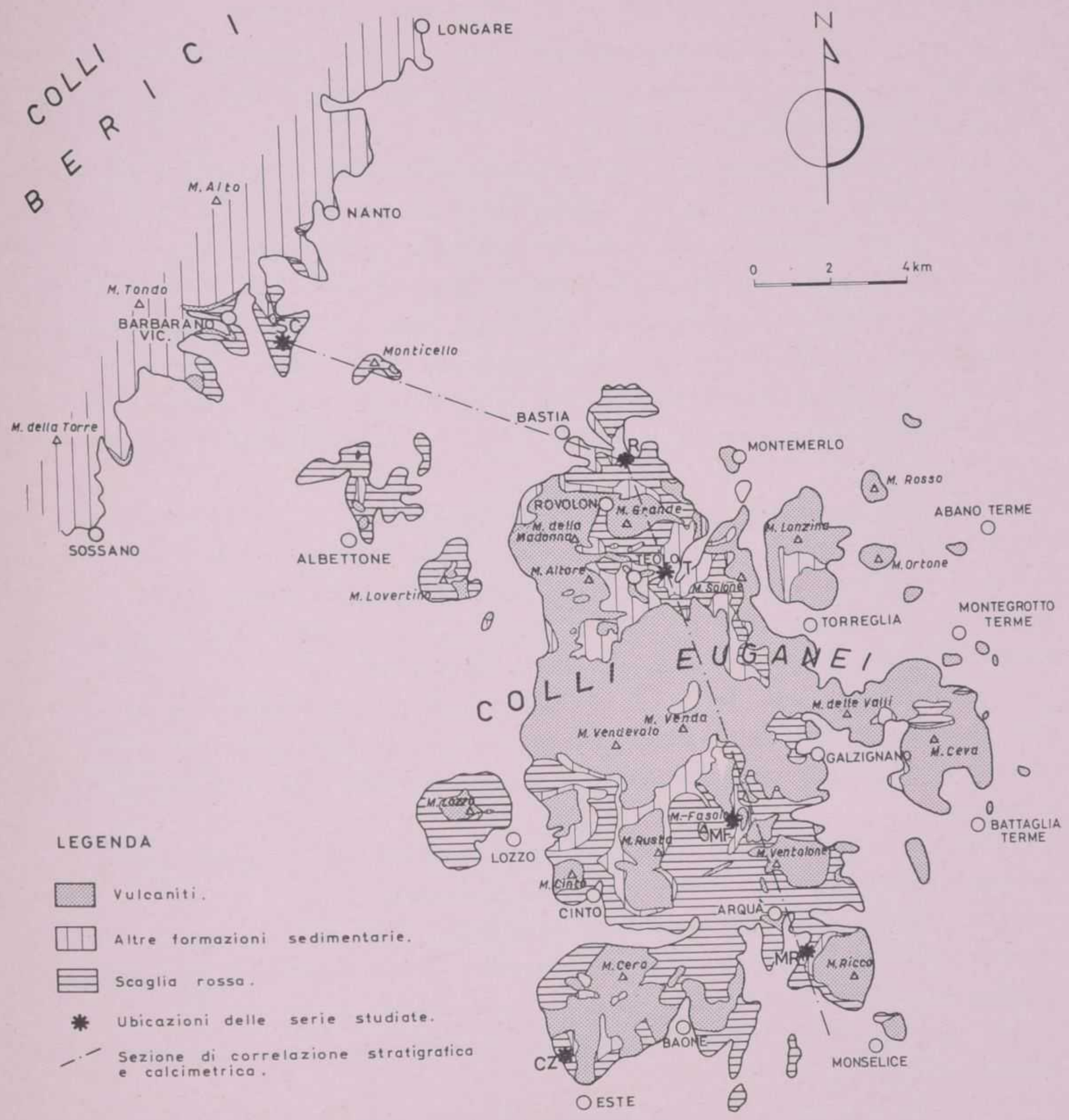


FIG. 70 - Schizzo geologico dell'area presa in esame, con la diffusione della Scaglia rossa.

Del resto, la possibile importanza idrogeologica di questa formazione è suggerita indirettamente dal fatto che le sorgenti ipotermali dei Colli Berici e zone limitrofe scaturiscono in corrispondenza del contatto tra la Scaglia rossa e le alluvioni.

Allo scopo di acquisire maggiori dati in merito alle attitudini della Scaglia rossa a comportarsi come una formazione permeabile, è stata fatta una indagine calcimetrica su sei serie stratigrafiche opportunamente scelte e distribuite su tutta l'area in studio (Fig. 70).

Lo studio idrogeologico, le analisi chimiche e calcimetriche sono dovute a P. BALDI e G. C. FERRARA; le ricerche di campagna sono state effettuate da F. MASSARI e R. SEDEA e lo studio micropaleontologico-stratigrafico è opera di F. MEDIZZA. L'interpretazione dei risultati e le considerazioni conclusive sono derivate da una continua e stretta collaborazione tra gli autori.

Inquadramento geologico-stratigrafico degli affioramenti campionati

Allo scopo di ricostruire la stratigrafia della Scaglia rossa negli Euganei e nei Berici orientali è stata effettuata, come si è detto, la campionatura di sei sezioni stratigrafiche opportunamente distribuite.

Due di queste affiorano nella parte settentrionale degli Euganei e, più precisamente, una lungo la strada che da Villa di Teolo porta a Teolo e l'altra in una cava situata nei pressi di Rovolon; una sezione è localizzata nella parte centrale degli Euganei, lungo la strada che da Faedo porta al Monte Fasolo; due altre sezioni sono ubicate negli Euganei meridionali, una nella cava posta sul versante nord-occidentale del Monte Ricco e l'altra nella cava del Cementificio Zillo, che si trova sul fianco occidentale del Monte Murale presso Este; infine l'ultima sezione considerata è ubicata nei Berici, in una cava abbandonata a Sud-Est di Barbarano Vicentino, in località Sottocosta.

Nelle serie campionate l'esposizione degli affioramenti è per lo più buona, la giacitura è sempre piuttosto uniforme e l'inclinazione degli strati non è mai sensibile.

Se si prescinde da disturbi tettonici di entità irrilevante, come faglie a rigetto minimo o lievi variazioni nella giacitura degli strati, le sezioni studiate si possono generalmente considerare dotate di una buona continuità.

Fa eccezione la serie del M. Fasolo nella quale è molto probabile la soppressione di alcuni termini stratigrafici in corrispondenza di una faglia non visibile localmente a causa della copertura detritica, ma desumibile dal contesto geologico circostante.

Tuttavia, la serie in questione è stata presa ugualmente in esame, essendo l'unica rappresentativa del settore centrale dei Colli Euganei.

Dal punto di vista idrogeologico è senza dubbio rilevante comunque, oltre alla esistenza di un sistema di giunti di stratificazione molto ravvicinati, la presenza di una fitta rete di fessure data dalle sinclasi e dalle diaclasi.

Le correlazioni tra le diverse sezioni stratigrafiche sono state effettuate su basi micropaleontologiche.

Lo studio delle ricche associazioni a foraminiferi planctonici presenti in tutta la formazione della Scaglia rossa, ha permesso di ottenere una suddivisione biostratigrafica dettagliata delle serie prese in esame e la loro correlazione con i piani della stratigrafia ufficiale.

Al fine di ottenere correlazioni abbastanza precise, lo studio micropaleontologico è stato effettuato su sezioni di campioni prelevati in numero maggiore che per l'esame chimico e cioè a intervalli stratigrafici in media di 5 metri o con una frequenza maggiore in corrispondenza delle discontinuità stratigrafiche.

I risultati conclusivi dello studio micropaleontologico sono riportati accanto alle colonne stratigrafiche relative a tutte le serie prese in esame nella Fig. 71 (*).

A commento di questi risultati possono essere fatte le seguenti osservazioni.

(*) Per la bibliografia della parte micropaleontologico-stratigrafica si rimanda al lavoro di Massari e Medizza (1973).

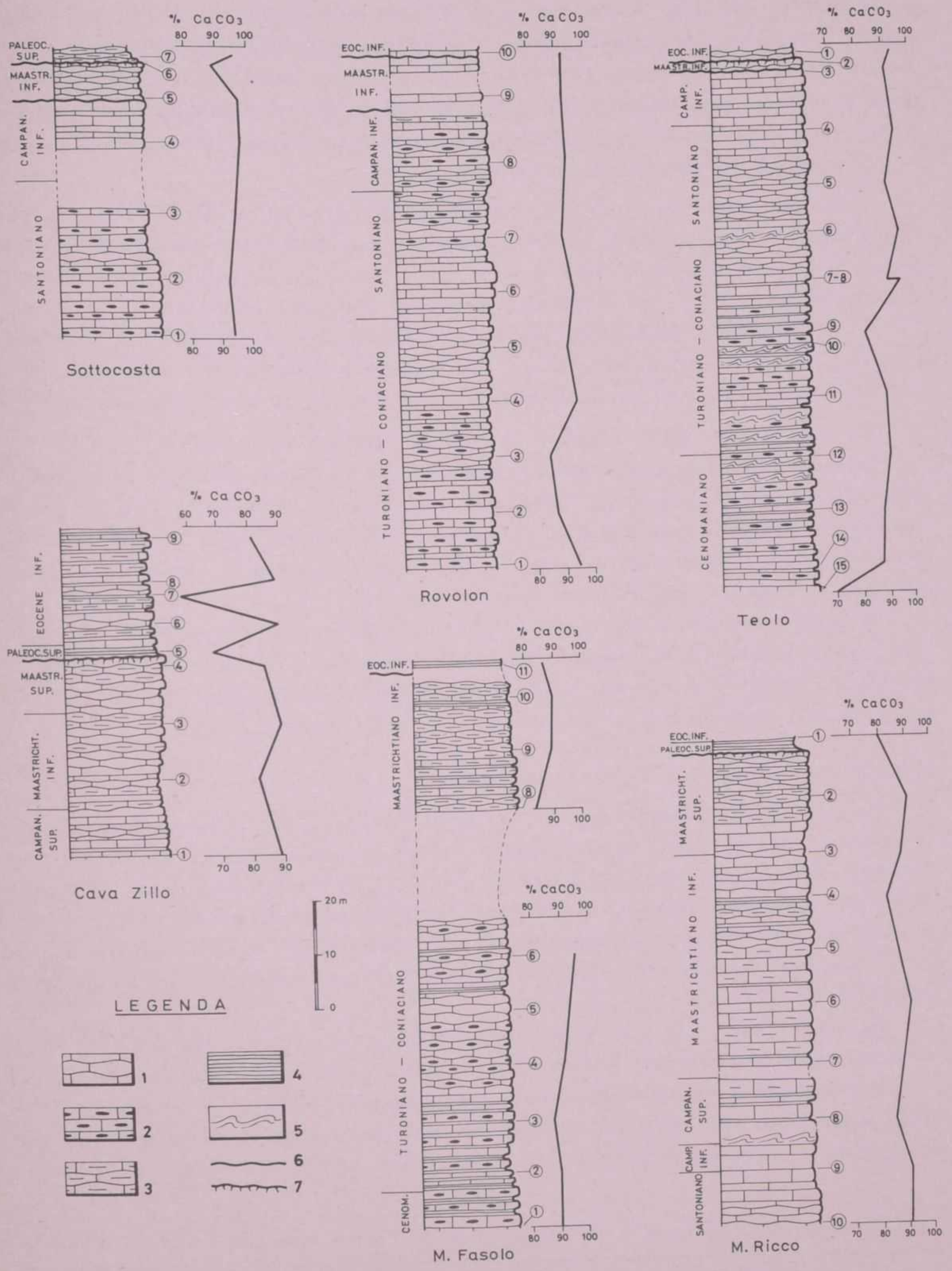


FIG. 71 - Colonne stratigrafiche delle serie studiate e relativi diagrammi calcimetrici. Legenda: 1 - Calcari; 2 - Calcari selciferi; 3 - Calcari marnosi; 4 - Marne calcaree; 5 - " Slumping "; 6 - Lacuna stratigrafica; 7 - " Hardground ".

Si deve notare innanzitutto che la parte inferiore della Scaglia, dal Turoniano al Campaniano inferiore, è continua e abbastanza uniforme nelle località ove affiora, mentre l'intervallo Campaniano superiore-Maastrichtiano spesso è rappresentato solo in parte a causa di due lacune stratigrafiche di ampiezza variabile che interessano rispettivamente la parte inferiore di quest'ultimo intervallo ed il passaggio Cretaceo-Terziario: di conseguenza gli spessori sono sensibilmente diversi nelle varie serie.

E' possibile in altre parole individuare:

1) Un settore settentrionale, rappresentato dalle serie di Rovolon e Teolo (Euganei) e Sottocosta (Berici), caratterizzato da una notevole condensazione stratigrafica della parte sommitale della Scaglia, che è limitata a qualche metro di Maastrichtiano inferiore ed è compresa tra due lacune di ampiezza rilevante.

2) Un settore meridionale rappresentato dalle serie di M. Ricco e Cava Zillo (Euganei) nel quale gli spessori della parte sommitale della Scaglia rossa sono molto più rilevanti a causa dell'ampiezza minore delle due lacune summenzionate.

La serie del M. Fasolo sembra presentare caratteri intermedi.

In definitiva, supponendo spessori analoghi per la parte inferiore della Scaglia rossa nei due settori esaminati, ipotesi che sembra ragionevole sulla base di quanto noto da un punto di vista regionale, la potenza complessiva della Scaglia rossa nel settore meridionale degli Euganei risulta quasi doppia rispetto a quella che si nota nei Berici orientali e negli Euganei settentrionali.

A questo proposito è opportuno notare che la differenza di contenuto in carbonati sembra imputabile in massima parte alla presenza o all'assenza per lacuna di determinati intervalli stratigrafici caratterizzati da un aumento della frazione argillosa e non ad una supposta coesistenza eteropica di facies diverse.

Criteri di campionatura e modalità di analisi

Data la relativa uniformità delle caratteristiche litologiche delle sezioni studiate, si è ritenuto sufficientemente rappresentativo, ai fini di una indagine sul contenuto in carbonati della Scaglia rossa, un esame di campioni ad intervalli di circa 10 metri; in alcuni orizzonti stratigrafici caratterizzati da un'alternanza di calcari e di interstrati più argillosi sono stati prelevati campioni di entrambi i tipi litologici da livelli contigui.

I campioni raccolti sono stati quindi macinati completamente fino ad una granulometria di 200 mesh.

Da ciascun campione sono state prelevate due o tre porzioni di 0,5-1 gr e sottoposte ad analisi calcimetrica; è stata fatta quindi la media dei valori ottenuti.

Il contenuto di CO_2 rilevato è stato trasformato in $CaCO_3$ % poichè un controllo eseguito su due campioni sufficientemente rappresentativi aveva indicato che la quantità di magnesio presente in essi (Tab. XX) è praticamente trascurabile.

Tab. XX - Analisi chimiche in % di due campioni di Scaglia rossa della serie T (Teolo).

N.	CaO	MgO	SiO_2	Na_2O	K_2O	CO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	H_2O di cristal.
1	52,82	0,30	3,54	0,04	0,14	40,98	tracce	1,95	0,23
9	46,88	0,14	9,04	0,07	0,51	36,13	1,29	2,86	3,08

Discussione dei dati e conclusioni

I risultati ottenuti dalle analisi calcimetriche sono riportati nella Tabella XXI e rappresentati graficamente nelle colonne stratigrafiche relative a tutte le serie campionate (Fig. 72).

Per chiarezza converrà in un primo tempo esaminare separatamente ogni serie studiata, per passare successivamente alle correlazioni.

Serie SC (Sottocosta - Colli Berici)

Questa serie, che è l'unica campionata nei Colli Berici, comprende in tutto sette campioni.

TAB. XXI - Valori delle calcimetrie relative ai campioni di Scaglia rossa delle serie studiate.

SERIE	Campione n°	CO_2 %	$CaCO_3$ %
R Rovolon	1	41,39	94,13
	2	38,29	87,08
	3	37,51	85,31
	4	41,59	94,59
	5	40,64	92,43
	6	41,44	94,25
	7	40,03	91,04
	8	40,90	93,02
	9	40,40	91,88
	10	40,40	91,88
	Val. medio	40,26	91,56
MF Monte Fasolo	1	39,50	89,82
	2	38,11	89,86
	3	38,67	87,93
	4	40,33	91,71
	5	41,24	93,78
	6	42,23	96,03
	8	37,12	84,41
	9	39,11	88,93
	10	39,54	89,91
	11	38,11	86,66
	Val. medio	39,40	89,90
MR Monte Ricco	1	35,25	80,17
	2	40,31	91,68
	3	39,37	89,54
	4	36,74	83,56
	5	38,82	88,29
	6	40,35	91,77
	7	39,16	89,06
	8	37,76	85,88
	9	40,22	91,47
	10	40,14	91,29
	Val. medio	38,81	88,27
T Teolo	1	40,98	93,11
	2	40,29	91,54
	3	40,07	91,10
	4	41,07	94,44
	5	40,10	91,10
	6	41,86	95,20
	7	40,14	91,29
	8	42,19	95,95
	9	36,13	82,17
	10	36,80	83,69
	11	39,53	89,90
	12	39,83	90,57
	13	38,76	88,14
	14	38,37	87,25
	15	31,28	71,13
	Val. medio	39,16	89,10
SC Sottocosta	1	40,89	92,98
	2	40,72	92,59
	3	41,40	94,14
	4	42,34	96,28
	5	42,30	96,19
	6	38,84	88,32
	7	41,62	94,64
	Val. medio	41,16	93,59
CZ Cava Zillo	1	39,25	89,27
	2	36,27	82,48
	3	39,46	89,74
	4	37,47	85,21
	5	30,27	68,84
	6	39,43	89,67
	7	25,60	58,22
	8	38,68	87,97
	9	35,90	81,65
	Val. medio	35,81	81,45

La media del contenuto di $CaCO_3$ è piuttosto alta, raggiungendo il 93,6 %; l'intervallo di variabilità è alquanto limitato andando da un minimo di circa 88 % ad un massimo di 96 %. Mediamente si registra un leggerissimo aumento di $CaCO_3$ dal basso all'alto della serie, con un minimo di 88,32 % in corrispondenza della base del Paleocene.

Serie R (Rovolon - Colli Euganei)

In contenuto medio in $CaCO_3$ dei 10 campioni che costituiscono questa serie è di quasi il 91,6 %, di poco inferiore cioè a quella della serie precedente.

Anche in questo caso l'intervallo di variabilità è relativamente modesto essendo compreso tra un minimo di 85,3 % ed un massimo di 94,6 %.

In generale si può notare una forte omogeneità nella parte medio-alta della serie ed una sensibile flessione nel contenuto di $CaCO_3$ (campioni 2 e 3) in prossimità del passaggio al sottostante Biancone.

Serie T (Teolo - Colli Euganei)

Questa serie, che comprende 15 campioni, indica che è ulteriormente diminuito rispetto alle serie precedenti il contenuto medio di $CaCO_3$. Si ha infatti un valore medio di circa 89 %, con un più esteso intervallo tra il minimo (71 % circa) ed il massimo (circa 96 %).

Si nota anche in questa serie un aumento medio di $CaCO_3$ dal basso verso l'alto.

Serie MF (Monte Fasolo - Colli Euganei)

La serie è suddivisa in due spezzoni in quanto una faglia ha causato la soppressione di alcuni termini stratigrafici.

Sono stati prelevati in tutto 10 campioni che danno un contenuto medio di $CaCO_3$ (89,9 %) abbastanza vicino a quello della serie T.

L'intervallo di variabilità è invece alquanto più ristretto, da un minimo dell'84,4 % ad un massimo del 96 %.

Serie MR (Monte Ricco - Colli Euganei)

Comprende 10 campioni il cui contenuto medio di $CaCO_3$ è di circa 88,3 %.

I valori vanno da un minimo di 80,17 % ad un massimo di 91,77 % con un leggerissimo aumento medio dall'alto verso il basso. Rispetto alle serie precedenti la percentuale media di $CaCO_3$ è ulteriormente diminuita.

Serie CZ (Cava Zillo - Colli Euganei)

In totale sono stati prelevati 9 campioni. Insieme alla serie MR è la più meridionale delle serie campionate ed è quella che ha al tempo stesso il più basso contenuto medio di $CaCO_3$ (81,45 %) ed il più esteso intervallo di variabilità (da un minimo di 58,2 % ad un massimo dell'89,7 %).

Il contenuto di carbonato di calcio aumenta mediamente dall'alto al basso.

La Fig. 72 è un tentativo di correlazione stratigrafica e calcimetrica tra cinque delle sei serie studiate; la serie CZ non è stata rappresentata, non essendo allineata con le altre.

Questa figura evidenzia innanzitutto la presenza di varie lacune stratigrafiche e di variazioni notevoli negli spessori degli intervalli stratigrafici relativi soprattutto alla parte superiore della Scaglia rossa, come è stato discusso nel paragrafo precedente.

Dal punto di vista calcimetrico si possono fare le seguenti osservazioni.

Il limite Cenomaniano-Turoniano è caratterizzato da un livello ad elevato contenuto in $CaCO_3$, al quale succede un livello con tenore più basso.

Alla sommità del Coniaciano e nel Santoniano, se presente, si ha una relativa omogeneità nel tenore di $CaCO_3$ intorno a valori piuttosto alti; verso la sommità del Maastrichtiano inferiore e successivamente nel Maastrichtiano superiore e nel Paleocene superiore si registra invece generalmente un nuovo abbassamento del contenuto carbonatico.

Da un punto di vista generale, le serie correlate, inclusa anche la serie CZ (non rappresentata in figura), pongono in evidenza che i valori medi del tenore in $CaCO_3$ subiscono una certa diminuzione da Nord verso Sud ed un collaterale aumento della frazione argillosa: si passa infatti dal 93,6 % di $CaCO_3$ nella serie SC all'88,27 % nella serie MR ed all'81,45 % nella serie CZ. Tuttavia, come si è già detto, il maggiore contenuto in argilla della parte meridionale è dovuto alla presenza di livelli che mancano nella parte settentrionale.

Da quanto sopra esposto emerge, in conclusione, che la formazione della Scaglia rossa ha un tenore in $CaCO_3$ relativamente poco variabile e mediamente molto alto.

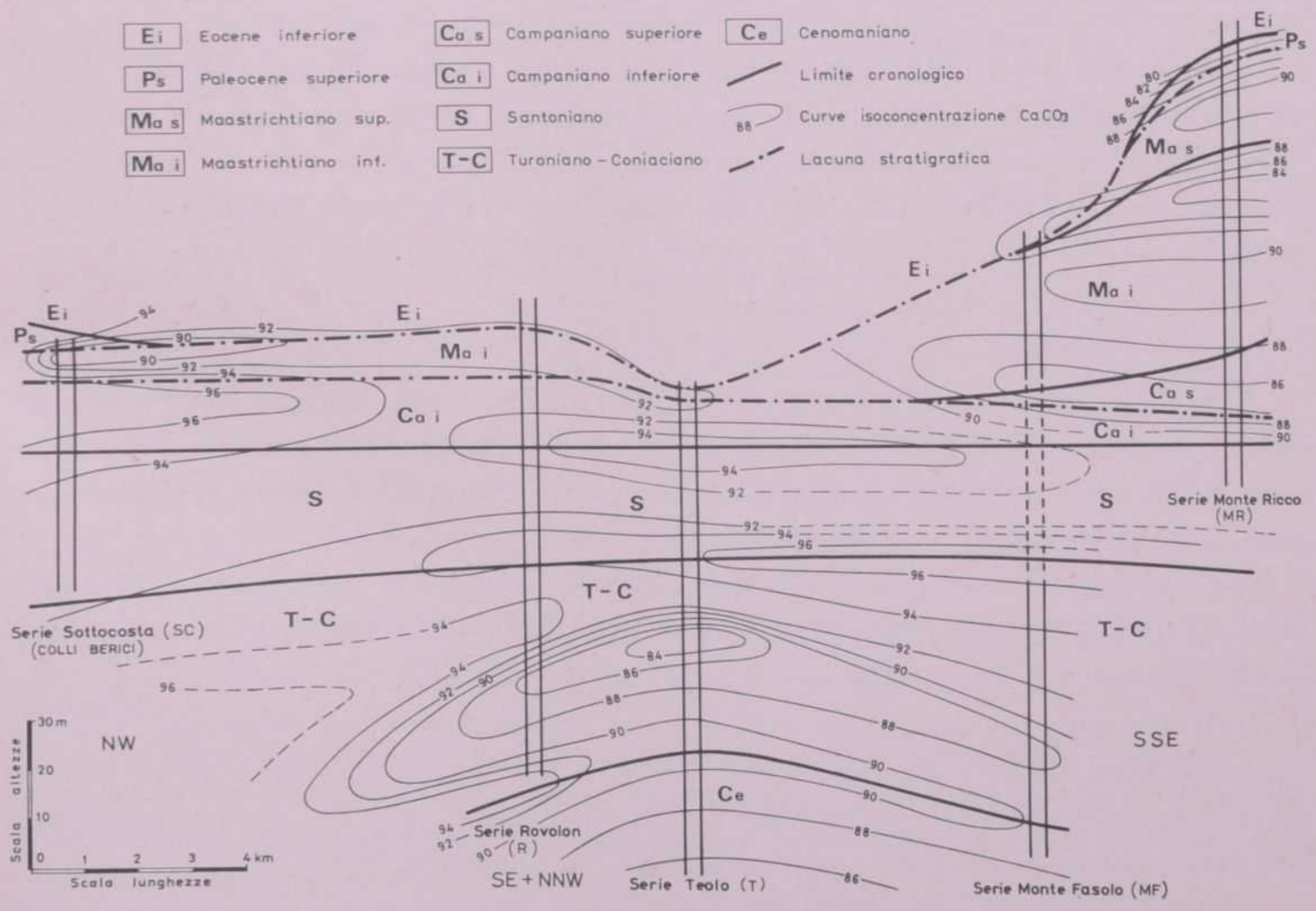


FIG. 72 - Correlazioni stratigrafiche e calcimetriche tra alcune serie studiate.

Su oltre 60 campioni esaminati, infatti, è stato documentato che il contenuto carbonatico è compreso tra l'80 e il 96 %, tranne tre valori inferiori all'80 %, dei quali il più basso supera di poco il 58 % (Tab. XXI).

Dalle analisi effettuate risulta quindi che la Scaglia rossa berico-euganea ha una composizione chimica piuttosto omogenea e può essere definita come un calcare quasi puro e poco argilloso.

Da tale circostanza e dal fatto che questa formazione è interessata da un fitto sistema di superfici di discontinuità di varia natura ed entità (giunti di stratificazione, piezoclasi, diaclasi e faglie), sembra logico dedurre che la permeabilità della Scaglia rossa, pur variabile sia in senso verticale che orizzontale, è generalmente abbastanza elevata.

L'evoluzione geologica dell'area euganea tra il Giurese superiore e l'Oligocene inferiore

(F. Massari, F. Medizza, R. Sedea)

Le rocce sedimentarie affioranti nell'area euganea, come è indicato nel paragrafo della serie stratigrafica, sono comprese tra il Giurese superiore e l'Oligocene inferiore.

Per ricostruire l'evoluzione geologica della zona nel lasso di tempo indicato, si è ritenuto opportuno associare a ricerche dettagliate sulle serie più significative dei Colli Euganei lo studio di alcune sezioni nei vicini Colli Berici, dal momento che le due aree appartennero a zone isopiche diverse nel corso del Paleogene. In questo ambito è stata precisata anche la collocazione cronologica degli episodi vulcanici.

Le ricerche sono state condotte in stretta collaborazione. Il rilevamento delle serie sedimentarie è stato effettuato da F. Massari e R. Sedea, quello delle serie eruttive da R. Sedea con la collaborazione di E. Di Lallo. Gli aspetti sedimentologici sono stati presi in esame da F. Massari, e quelli bio- e cronostratigrafici da F. Medizza.

Criteri di correlazione

Nei Colli Euganei affiorano quasi esclusivamente rocce sedimentarie di tipo pelagico, mentre nei Colli Berici orientali queste facies sono sostituite nella parte superiore dell'Eocene medio da facies epineritiche e infine nell' Oligocene inferiore a queste ultime si associano anche facies di scogliera.

Le ricerche stratigrafiche di dettaglio da noi intraprese riguardano principalmente i sedimenti pelagici, sui quali i dati disponibili dalla letteratura erano abbastanza frammentari. L'intervallo stratigrafico considerato si estende dal Cretaceo superiore all'Oligocene inferiore. Non si è ritenuto infatti necessario effettuare ricerche sistematiche sul Giurese superiore e sul Cretaceo inferiore, in quanto le rocce di queste età affiorano in un'area limitatissima e in condizioni tali da rendere alquanto difficile la ricostruzione della reale successione sedimentaria.

Per le formazioni epineritiche dei Colli Berici orientali ci si è invece basati sugli studi compiuti da precedenti autori.

Fig. 73 - Ubicazione delle sezioni considerate. 1 : Mossano; 2: Case Tessari; 3: Sottocosta; 4: C. Oche; 5: Albettone; 6: Rovolon; 7: Teolo (serie terziaria); 8: Teolo (serie cretacea); 9: Scuole elementari di Teolo; 10: Cimitero di Teolo; 11: M. Pirio; 12: Calto Contea; 13: Rio Calcina; 14: Lozzo Atestino; 15: M. Fasolo; 16: M. Orbieso; 17: M. Cucuzzola; 18: M. Gemola (Calto Mogetto); 19: M. Gemola (versante sud-occidentale); 20: M. Ricco; 21: M. Bignago; 22: Cava Zillo. Nella figura sono indicate anche le tracce dei profili di correlazione della Fig. 81.

Le sezioni stratigrafiche studiate sono distribuite abbastanza uniformemente nell'area presa in esame e sono praticamente le uniche in cui le condizioni di affioramento consentono di seguire la successione sedimentaria con una certa continuità. Pur tuttavia alcune di queste sezioni coprono solo una parte dell' intervallo stratigrafico considerato e talora sono caratterizzate dalla mancanza di affioramenti per brevi intervalli.

Al fine di correlare tra di loro le diverse sezioni stratigrafiche e quindi di ricostruire la successione degli eventi geologici è stato effettuato lo studio biostratigrafico delle sezioni stesse sulla base dei foraminiferi planctonici che abbondano nei sedimenti considerati.

Prima di esporre i risultati conseguiti sarà opportuno ricordare brevemente i criteri di correlazione biostratigrafici e cronostratigrafici seguiti.

L'impiego dei foraminiferi planctonici nella biostratigrafia è relativamente recente, risalendo essenzialmente a questi ultimi vent'anni. In questo lasso di tempo le conoscenze sulla tassonomia e sulla distribuzione stratigrafica delle singole specie sono via via progredite e sono stati proposti numerosi schemi di suddivisione zonale, che qui non è il caso di ricordare. Pur presentando tra di loro diversità talora anche sensibili, sia a causa della preferenza dimostrata dai singoli autori nella scelta degli indicatori zonali, sia a causa delle particolarità faunistiche delle associazioni studiate, tali zonazioni si basano sostanzialmente sugli stessi importanti eventi biostratigrafici. Attualmente, infatti, esiste una notevole identità di vedute sulle grandi linee dell'evoluzione dei foraminiferi planctonici del Cretaceo e del Paleogene.

Per quanto riguarda il Cretaceo superiore si è seguita in questa occasione la zonazione già adottata in precedenza da uno di noi (Medizza, 1965 ([1]); Massari e Medizza, 1973) per la Scaglia rossa veneta.

Per il Paleocene e l'Eocene inferiore la suddivisione zonale qui applicata è quella proposta da Luterbacher (1975) ([2]) per la sezione di Possagno (Trevigiano occidentale) e per l'Eocene medio-superiore quella istituita da Toumarkine & Bolli (1975) ([3]) nella stessa sezione. Quest'ultima zonazione, che è basata sull'evoluzione morfologica del gruppo della *Globorotalia cerroazulensis*, è stata preferita a quella proposta da Bolli (1957) ([4]) per Trinidad, e successivamente modificata dallo stesso autore (Bolli, 1972) ([5]) per ragioni tassonomiche, poichè alcuni degli indicatori stratigrafici impiegati a Trinidad sono piuttosto rari nell'area euganea (*Orbulinoides beckmanni* (Saito), *Hantkenina aragonensis* Bolli) e di conseguenza alcune biozone erano difficilmente individuabili.

La suddivisione zonale adottata per l'intervallo Cretaceo superiore-Eocene è riportata nella Fig. 74, nella quale in corrispondenza alle singole zone sono indicate le comparse e le estinzioni delle specie su cui è basata la definizione delle zone stesse e di alcune poche altre specie particolarmente importanti dal punto di vista biostratigrafico. Dati gli scopi del presente lavoro si è ritenuto inutile riportare altri particolari micropaleontologici. Per maggiori notizie sulla definizione delle zone e sulla composizione delle loro associazioni caratteristiche si rimanda ai lavori citati in precedenza.

Alla parte basale dell'Oligocene sono stati riferiti alcuni affioramenti che rappresentano i termini più recenti della serie sedimentaria euganea. Essi contengono associazioni in cui mancano completamente i taxa esclusivi dell'Eocene superiore *(Glo-*

([1]) Medizza F., 1965 - *Ricerche micropaleontologico-stratigrafiche sulle formazioni al limite tra Cretaceo e Terziario nell'alta valle del Chiampo (Lessini orientali)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 25, 41 pp., 5 figg., 3 tavv.

([2]) Luterbacher H. P., 1975 - *Planktonic Foraminifera of the Paleocene and Early Eocene, Possagno Section*, in Bolli H. M., *Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia*. Schweiz. Palaeont. Abh., 97, pp. 57-67, 3 figg., 4 tavv.

([3]) Toumarkine M. e Bolli H. M., 1975 - *Foraminifères Planctoniques de l'Eocène Moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno*, in Bolli H. M., *Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia*. Schweiz. Palaeont. Abh., 97, pp. 69-83, 2 figg., 6 tavv.

([4]) Bolli H. M., 1957 - *Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad B. W. I.* U. S. Nat. Mus. Bull. 215, pp. 155-172, 2 figg., 5 tavv.

([5]) Bolli H. M., 1972 - *The Genus Globigerinatheka Broennimann*. Journ. Foram. Res., 2, pp. 109-136, 84 figg., 6 tavv.

ETÀ ASS.	ETÀ GEOLOGICA		BIOZONE	PRINCIPALI SPECIE
38,5 m.a.	NEOCENE	SUPERIORE	*Globorotalia cerroazulensis cunialensis*	← ⊤ *Gr. c. cocoaensis, Gr. c. cunialensis* ← ⊤ *Gr. c. cerroazulensis* ← ⊥ *Gr. c. cunialensis*
			Globorotalia cerroazulensis cocoaensis	← ⊤ *Gr. c. pomeroli* ← ⊤ *Ga. semiinvoluta* ← ⊥ *Gr. c. cocoaensis*
			Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis	
43m.a.		MEDIO	*Globorotalia c. pomeroli / c. cerroazulensis*	⇄ ⊥ *Ga. semiinvoluta* ⊤ *Tr. rohri, Tr. topilensis, Gr. lehneri, Gr. bullbrooki* ← ⊥ *Gr. c. cerroazulensis*
			Globorotalia cerroazulensis pomeroli	⇄ ⊤ *Gr. c. frontosa, H. dumblei* ⇄ ⊥ *Gr. c. pomeroli* ← ⊤ *Gr. c. possagnoensis*
			Globorotalia cerroazulensis possagnoensis	← ⊤ *Gr. aragonensis* ← ⊥ *Gr. c. possagnoensis*
			Globorotalia cerroazulensis frontosa	← ⊤ *H. aragonensis* ← ⊥ *H. dumblei*
49m.a.		INFERIORE	*Globorotalia pentacamerata*	← ⊥ *H. aragonensis* ⇄ ⊤ *Gr. caucasica*
50m.a.			*Globorotalia aragonensis*	⇄ ⊥ *Gr. c. frontosa* ← ⊥ *Gr. caucasica*
51m.a.			*Globorotalia formosa formosa*	← ⊤ *Gr. formosa formosa, Gr. subbotinae*
52m.a.			*Globorotalia subbotinae*	⇄ ⊥ *Gr. aragonensis* ⇄ ⊥ *Gr. formosa formosa*
53,5 m.a.	PALEOCENE	SUPERIORE	*Globorotalia velascoensis*	← ⊤ *Gr. velascoensis* ← ⊥ *Gr. subbotinae*
56m.a.				← ⊤ *Gr. pseudomenardii*
65m.a.	CRETACEO	MAASTRICHTIANO	*Abathomphalus mayaroensis*	← ⊤ *A. mayaroensis, G. contusa s.s.*
			Globotruncana arca	← ⊥ *A. mayaroensis* ⇄ ⊥ *Gt. gansseri* ⇄ ⊥ *Gt. contusa s.s., Gt. stuarti s.s.*
71m.a.		CAMPANIANO	*Globotruncana calcarata*	← ⊤ *Gt. calcarata*
				← ⊥ *Gt. calcarata*
			Globotruncana elevata	
76m.a.		CONIACIANO / SANTONIANO	*Globotruncana concavata*	⇄ ⊤ *Gt. concavata* ⇄ ⊥ *Gt. elevata*
86m.a.				← ⊥ *Gt. concavata*
			Globotruncana coronata	
91m.a.		TURONIANO	*Globotruncana helvetica*	⇄ ⊥ *Gt. coronata* ⇄ ⊤ *Gt. helvetica*
				← ⊥ *Gt. helvetica*

Fig. 74 - Suddivisione zonale adottata per l'intervallo Cretaceo superiore-Eocene e distribuzione stratigrafica delle principali specie di foraminiferi planctonici. Il Paleocene inferiore e medio non è rappresentato nella figura mancando sempre per lacuna in tutta la zona euganeo-berica.

borotalia cerroazulensis, *Hantkenina*, *Cribrohantkenina)* e che sono invece caratterizzate da numerose forme planctoniche di piccole dimensioni, quali spesso sono state segnalate alla base di questo periodo. Tra queste si possono citare *Globigerina angustiumbilicata* Bolli, *G. officinalis* Subbotina, *G. brevispira* Subbotina, *G. angulioffi-cinalis* Blow. In alcuni casi si è notata anche la presenza di *Globigerina tapuriensis* Blow & Banner specie tipica dell'Oligocene inferiore. Poichè si tratta di affioramenti isolati, di estensione e potenza molto limitata, contenenti spesso microfaune alquanto povere a causa della natura dei sedimenti che li costituiscono, non si è creduto opportuno adottare, almeno per ora, una suddivisione zonale. In precedenza nei Colli Euganei l'Oligocene inferiore è stato segnalato da Proto Decima e Sedea (1970) e Dieni e Proto Decima (1970).

Nella Fig. 74 è riportato anche lo schema da noi seguito nella correlazione tra biozone a foraminiferi planctonici e unità cronostratigrafiche messo a confronto a titolo indicativo con la scala delle età assolute. Tale confronto è basato sull'età di alcuni eventi biostratigrafici, dedotta dai lavori di Premoli Silva e Bolli (1973) ([1]) per il Cretaceo e di Berggren (1972) ([2]) per il Paleogene.

La correlazione tra le zone a foraminiferi planctonici del Cretaceo superiore e i piani della stratigrafia è lungi dall'essere pienamente soddisfacente. I motivi principali di ciò sono noti: estrema povertà o mancanza totale di associazioni a foraminiferi planctonici negli stratotipi e difficoltà di trovare microfaune ben conservate in associazione con macrofossili significativi. Comunque lo schema esposto in Fig. 74 è accettato da gran parte degli autori.

Per quanto riguarda il Paleocene, allo stato attuale delle conoscenze, non è possibile stabilire correlazioni attendibili tra biozone a foraminiferi planctonici e piani stratigrafici, per cui i problemi di correlazione sono limitati alla definizione dei limiti inferiore e superiore di tale periodo. Il limite Cretaceo-Paleocene non presenta problemi di sorta per quanto riguarda la biostratigrafia basata sui foraminiferi planctonici. Nell'area euganea ad esso corrisponde un'ampia lacuna sedimentaria che anche nelle serie più complete degli Euganei meridionali comprende gran parte del Paleocene, vale a dire in termini di età assoluta circa una decina di milioni di anni. Il limite Paleocene-Eocene è stato posto alla sommità della Zona a *Globorotalia velascoensis* secondo una consuetudine largamente accettata.

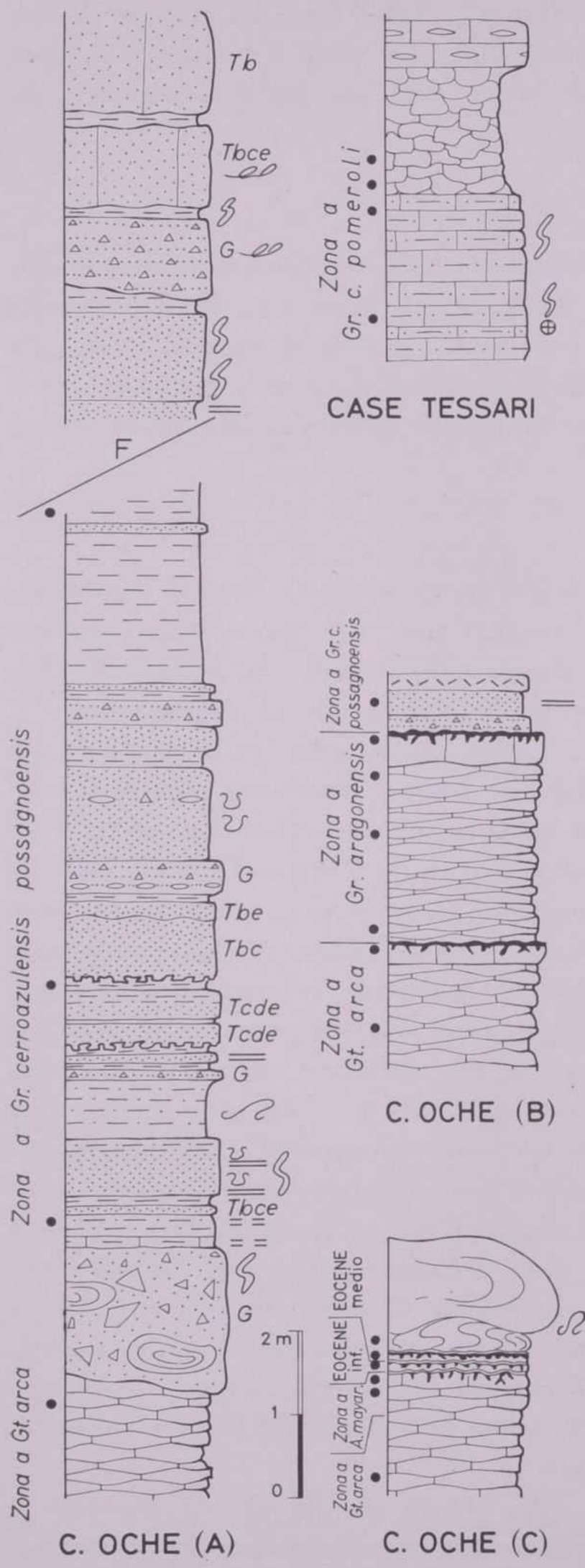
Per quanto riguarda le suddivisioni cronostratigrafiche dell' Eocene qui seguite sarà opportuno ricordare che:

— il limite Eocene inferiore-Eocene medio in corrispondenza alla prima comparsa del genere *Hantkenina* è un limite convenzionale, largamente usato nella biostratigrafia basata sui foraminiferi planctonici, che però non corrisponde perfettamente al limite Cuisiano-Luteziano. Infatti in base a correlazioni indirette basate sul nannoplancton

---

([1]) Bolli H. M. e Premoli Silva I., 1973 - *Late Cretaceous to Eocene Planktonic Foraminifera and Stratigraphy of Leg 15 Sites in the Caribbean Sea*, in Edgar N. T., Saunders J. B. *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*, 15, pp. 499-547, 20 figg., 10 tavv.

([2]) Berggren W. A., 1972 - *A Cenozoic time-scale - some implications for regional geology and paleobiogeography*. Lethaia, 5, pp. 195-205, 9 figg.



LEGENDA DELLE FIGG. 75-80

- Calcari a stratificazione piano-parallela (*a*); tufitici (*b*)
- "Flaserkalk"
- Calcari marnosi a stratificazione piano-parallela (*a*); tufitici (*b*)
- Calcari marnosi a "flaser bedding"
- Calcari nummulitici
- Pseudoconglomerati calcarei epineritici
- Marne (*a*); marne lievemente bituminose (*b*)
- Marne tufitiche (*a*); leggermente bituminose (*b*)
- Argille
- Marne e tufiti fortemente bituminose nerastre
- Calcari clastici a nummuliti rimaneggiati (*a*); misti a materiale vulcanico (*b*)
- Tufiti psammitiche (*a*); microconglomeratiche (*b*)
- Tufiti granulometricamente simili alle precedenti, con sparsi macroforamini feri rimaneggiati
- Basalti di colata
- Basalti protoclastici
- Lave basaltiche a cuscini (*a*); con marne interstiziali (*b*)
- Brecce di cuscini lavici
- Ialoclastiti basaltiche
- Tufi grossolani e caotici (*a*); con inclusi sedimentari deformati plasticamente (*b*)
- Vulcanoclastiti stratificate
- Masse di Scaglia scivolate in epoche diverse
- Lacuna senza hard-ground
- Hard-ground
- Hard-ground con rivestimento goethitico
- Selce in noduli e letti
- "load casts"
- Intervalli non affioranti
- * (a,b) Intervalli coperti da prodotti di alterazione di vulcanoclastiti (a) o lave (b)

Tabcde Intervalli della sequenza di Bouma nelle torbiditi

G Gradazione normale

Laminazione orizzontale

Laminazione parallela

Slumping

Laminazione convoluta

Gallerie di organismi scavatori

Frustoli e resti vegetali fluitati

Squame di pesci

Concrezioni piritiche

F Faglia probabile

Livelli campionati per lo studio micropaleontologico

Fig. 75 - Colonne stratigrafiche dei Colli Berici orientali.

calcareo risulterebbe che quest'ultimo limite è più antico di quello qui usato e, secondo un calcolo approssimativo effettuato da Cita (1975) (1) nella sezione di Possagno, tale differenza sarebbe abbastanza sensibile, pari a circa 1,4 milioni di anni. — il limite Eocene medio-Eocene superiore com'è stato qui posto corrisponde alla base del Priaboniano.

Le sezioni stratigrafiche considerate

I dati stratigrafici relativi all'intera estensione dell'intervallo considerato in questo lavoro sono sintetizzati nella Fig. 81. Le principali caratteristiche delle sezioni prese in esame sono riportate, soprattutto per quanto riguarda il Terziario, nelle colonne lito-biostratigrafiche delle Figg. 75-80. L'ubicazione delle serie e alcuni aspetti particolari che non è stato possibile rappresentare nelle figure vengono esposti qui di seguito.

Colli Berici:

C. Oche: lungo la dorsale a Sud-Est di Villaga nel tratto C. Oche-C. Spolverare sono state prese in esame a breve distanza una dall'altra tre sezioni che mettono in evidenza una notevole variabilità di situazioni (Fig. 75 A-C). In particolare l'Eocene inferiore è sempre compreso tra due lacune sottolineate da *hardground* e il suo spessore varia da un massimo di circa 2,5 metri fino a pochi centimetri, o manca del tutto. Nel caso della colonna B in cui è stato possibile esaminare microfaune isolate, si è constatata, in corrispondenza al limite tra Eocene inferiore e medio, l'esistenza di una lacuna stratigrafica che mette a contatto la Zona a *Globorotalia aragonensis* con quella a *Globorotalia cerroazulensis possagnoensis;* questa lacuna comprende pertanto la parte sommitale dell'Eocene inferiore (Zona a *Globorotalia pentacamerata*) e la base dell'Eocene medio (Zona a *Globorotalia cerroazulensis frontosa*). L'abbondanza di globotruncane rimaneggiate nei primi due campioni della sequenza medioeocenica della colonna A dimostra, assieme alla diffusione di masse di scaglia scivolate in blocco e deformate plasticamente (colonne A e C), che nella parte inferiore dell'Eocene medio hanno avuto luogo frequenti fenomeni di risedimentazione che hanno interessato sedimenti sopracretacei ancora in fase prediagenetica.

Alla base di una tufite torbiditica, situata circa cinque metri al di sopra della sommità della Scaglia rossa, alcuni *flute casts*, deformati per carico, denotano una provenienza approssimativamente da Nord. Le gallerie di organismi scavatori nei sedimenti medioeocenici sono spesso di grandi dimensioni, soprattutto nella parte alta della serie e sono orientate per lo più parallelamente alla stratificazione.

C. Tessari: lungo la carrareccia che si diparte dalla strada Barbarano Vicentino-Mossano e che porta a C. Tessari (Fig. 75).

Sottocosta: sul versante occidentale della piccola dorsale che da Mossano si protende verso Ponte di Barbarano, a partire dalla cava di località Sottocosta verso monte fino alla sommità della dorsale tra S. Pancrazio e località Polesine (Fig. 81).

---

(1) Cita M. B., 1975 - *Stratigrafia della sezione di Possagno*, in Bolli H. M., *Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia*. Schweiz. Palaeont. Abh., 97, pp. 9-33, 10 figg.

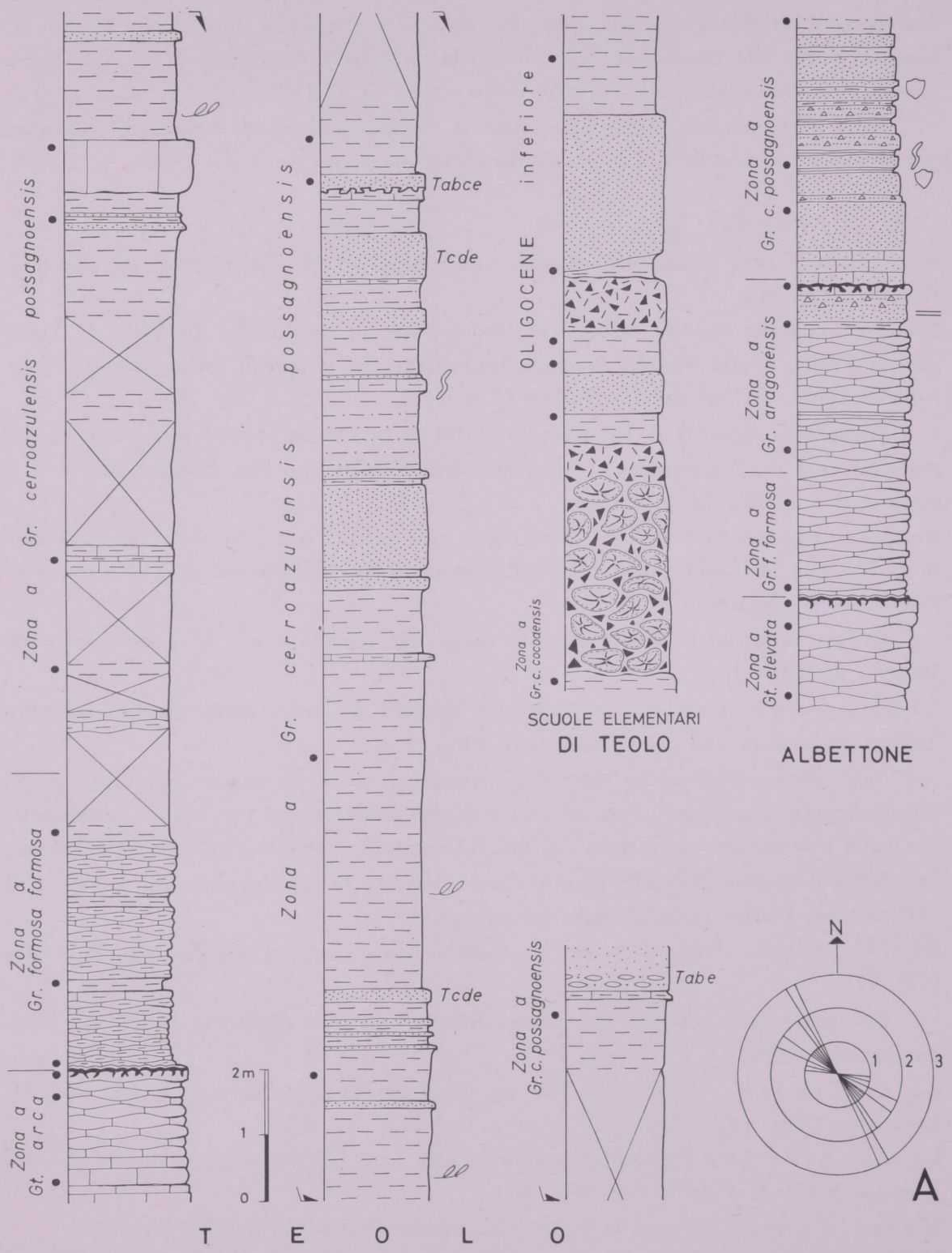


FIG. 76 - **Colonne stratigrafiche di Albettone, delle Scuole elementari di Teolo e della serie terziaria di Teolo. A: diagramma circolare delle direzioni degli assi delle pieghe da *slumping* nella Scaglia rossa di M. Pirio (Coniaciano), Rio Calcina (Santoniano-Campaniano inferiore) e M. Bignago (Santoniano-Campaniano inferiore). Le cifre indicano la frequenza delle singole orientazioni.**

Albettone: la sezione riportata nella Fig. 76 risulta dalla sovrapposizione di due spezzoni situati: l'inferiore lungo la mulattiera che dalla casa di q. 50 (ex C. Massara) porta alla strada che corre lungo la dorsale M. Castellaro-M. S. Giorgio, e il superiore immediatamente a Nord della chiesa di q. 61.

Nella parte medioeocenica della serie si trovano gallerie di organismi scavatori con le stesse caratteristiche e la stessa distribuzione osservate a C. Oche.

Colli Euganei:

Rovolon: cava situata sul versante occidentale del M. Spinazzola nei pressi di Rovolon (Fig. 81).

Teolo: la parte cretacea della serie affiora lungo la strada che da Villa di Teolo porta a Teolo; quella terziaria lungo la mulattiera che si stacca dalla strada Teolo-Villa di Teolo, a Ovest del M. Oliveto (Fig. 76).

Per quanto riguarda il Terziario, si tratta di una delle sezioni più lacunose dal punto di vista degli affioramenti; in particolare il passaggio tra Eocene inferiore e medio non è visibile sul terreno.

Scuole elementari di Teolo: alle pendici settentrionali del cocuzzolo di q. 232 (ex M. Ciuin) situato immediatamente a Sud dell'abitato di Teolo nei pressi delle scuole elementari (Fig. 76).

Le lave a cuscini di questa località sono state segnalate per la prima volta da Piccoli (1966).

Cimitero di Teolo: a Nord del cimitero di Teolo, sulle pendici meridionali del dosso di q. 158 (ex C. Valeriani) (Fig. 77).

Negli orizzonti di calcari clastici a nummuliti, cui si associano orbitoidi, gasteropodi, briozoi e nullipore, oltre ad una evidente gradazione si può notare localmente una netta disposizione embriciata dei macroforaminiferi che indica una provenienza dal quadrante nord-occidentale. Da sottolineare inoltre la rapida chiusura a cuneo di tali orizzonti (facies probabilmente canalizzata).

Rio Calcina: lungo il rio che da località Abate Barbieri scende verso Torreglia (Fig. 77).

Una parte delle vulcaniti di questa serie sono già state illustrate da Dieni e Proto Decima (1963).

Calto Contea: lungo il rio che, ad occidente di Castelnuovo, scende dal M. Baiamonte (Fig. 78).

Lozzo Atestino: cava abbandonata alla base del versante orientale del M. Lozzo, a NNW di Villa Correr (Fig. 81).

Monte Fasolo: lungo la strada del versante orientale del M. Fasolo.

Monte Cucuzzola: alla base del versante meridionale del M. Cucuzzola, nei pressi di Fontanafredda (cava del Cementificio Zillo) (Fig. 79).

Monte Gemola: versante settentrionale del M. Gemola, lungo il Calto Mogetto (Fig. 80).

Monte Ricco: alla base del versante nord-occidentale del M. Ricco (cava del Cementificio di Monselice) (Fig. 80).

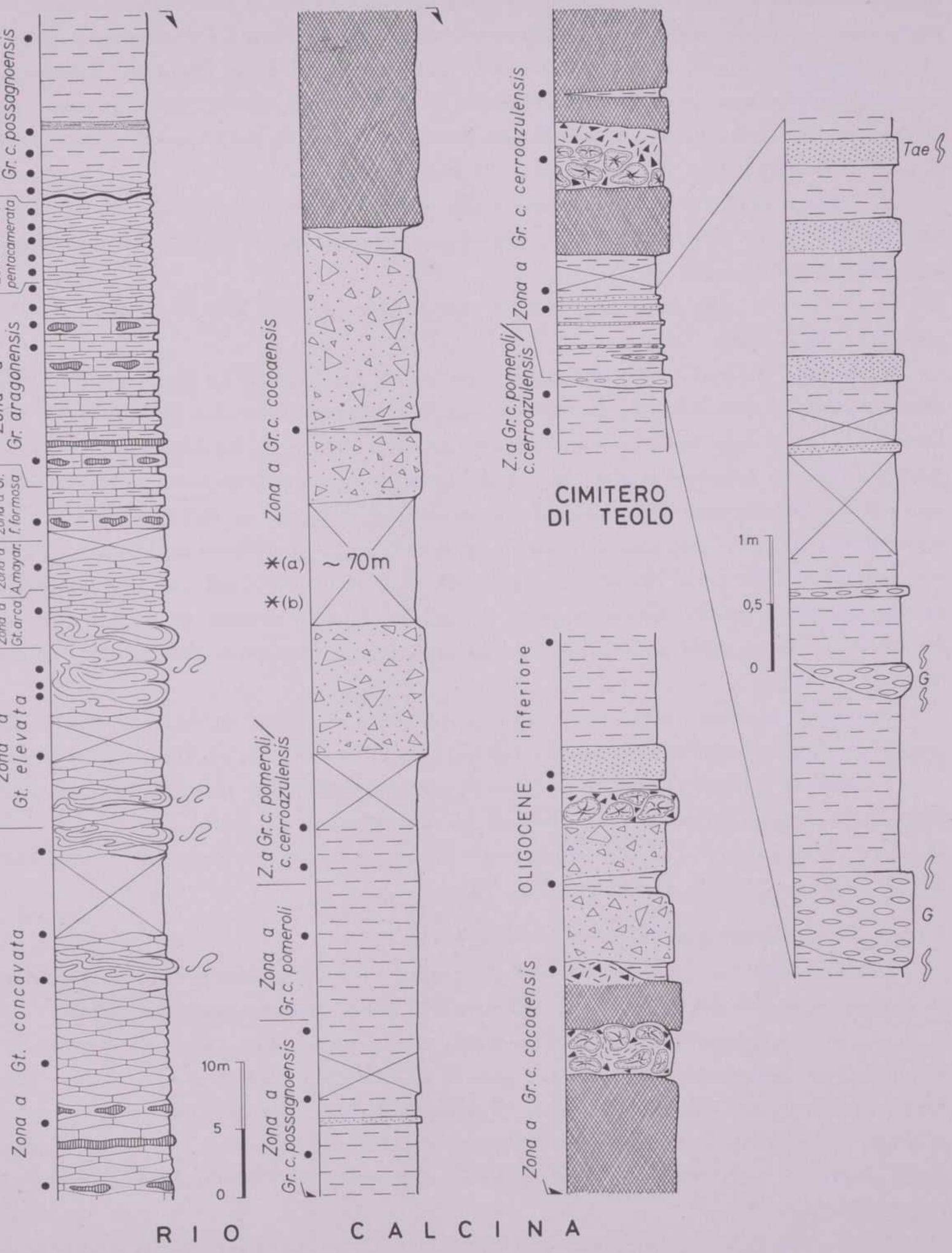


FIG. 77 - Colonne stratigrafiche di Rio Calcina e del Cimitero di Teolo.

La continuità della serie viene interrotta da un *hardground* situato al limite tra Eocene inferiore e medio. Dal punto di vista biostratigrafico le microfaune situate immediatamente al di sotto dell' *hardground* contengono ancora *Globorotalia caucasica* (Glaessner) e quindi vanno riferite alla parte inferiore della Zona a *Globorotalia pentacamerata* mentre quelle immediatamente al di sopra appartengono alla parte alta della Zona a *Globorotalia cerroazulensis frontosa*. Se ne deduce quindi che l' *hardground* è accompagnato da una lacuna di lieve entità.

E' interessante notare la presenza nella parte inferiore dell' Eocene medio di una piccola faglia sinsedimentaria, a direzione approssimativa N 40° W, con rigetto verticale valutabile a 80 cm.

Cava Zillo: alla base del versante occidentale del M. Murale (cava del Cementificio Zillo) (Fig. 78).

L'Eocene inferiore e l'Eocene medio sono stati campionati in parti diverse della cava; pertanto è possibile che le potenze molto ridotte delle zone a *Globorotalia pentacamerata* e a *Globorotalia cerroazulensis frontosa*, situate rispettivamente alla sommità dell'Eocene inferiore e alla base dell'Eocene medio, siano imputabili ad un certo errore nella ricostruzione della serie, dal momento che questa è stata ottenuta dalla sovrapposizione delle due sezioni parziali affioranti in parti diverse della cava. Tuttavia, considerato che nella vicina serie di M. Ricco è stata accertata una lacuna stratigrafica proprio a questo livello, appare probabile che tale errore, se pure esiste, sia minimo e che pure nella cava Zillo sia presente una lacuna stratigrafica tra Eocene inferiore e medio.

La parte superiore della serie terziaria era già stata presa in considerazione dal punto di vista micropaleontologico-stratigrafico da Proto Decima e Bolli (1970) ([1]).

I livelli di calcari clastici a nummuliti rimaneggiati della parte superiore della serie si chiudono a cuneo su una distanza di una ventina di metri.

Monte Bignago: cava di calcare per calce, alla base del versante meridionale del M. Bignago (Arquà Petrarca) (Fig. 79).

L'evoluzione sedimentaria dell'area euganeo-berica

Dai dati delle nostre ricerche e dalle notizie della letteratura emerge il seguente quadro riguardo alla successione sedimentaria della regione presa in esame.

Giurese: è rappresentato da calcari nodulari in facies dapprima di Rosso ammonitico, con *Saccocoma* e *Aptychus* e poi di « Titoniano bianco » con *Calpionella alpina* (Lorenz), *C. elliptica* Cadisch, *Crassicollaria* spp., *Stomiosphaera* spp.; quest'ultima associazione è riferibile al Titoniano superiore. La facies e gli spessori sono quelli ricorrenti nelle serie che appartengono dal punto di vista paleogeografico all'altofondo tridentino.

L'unica località dove affiorano per breve estensione questi sedimenti tardogiurassici è Fontanafredda (Euganei centro-meridionali).

Cretaceo: nella regione euganeo-berica il Cretaceo, come altrove nel Veneto, è rappresentato da due formazioni: il Biancone e la Scaglia rossa veneta. La prima è

([1]) Proto Decima F. e Bolli H. P., 1970 - *Evolution and Variability of Orbulinoides beckmanni* (Saito). Ecl. Geol. Helv., 63, pp. 883-905, 51 figg., 4 tavv.

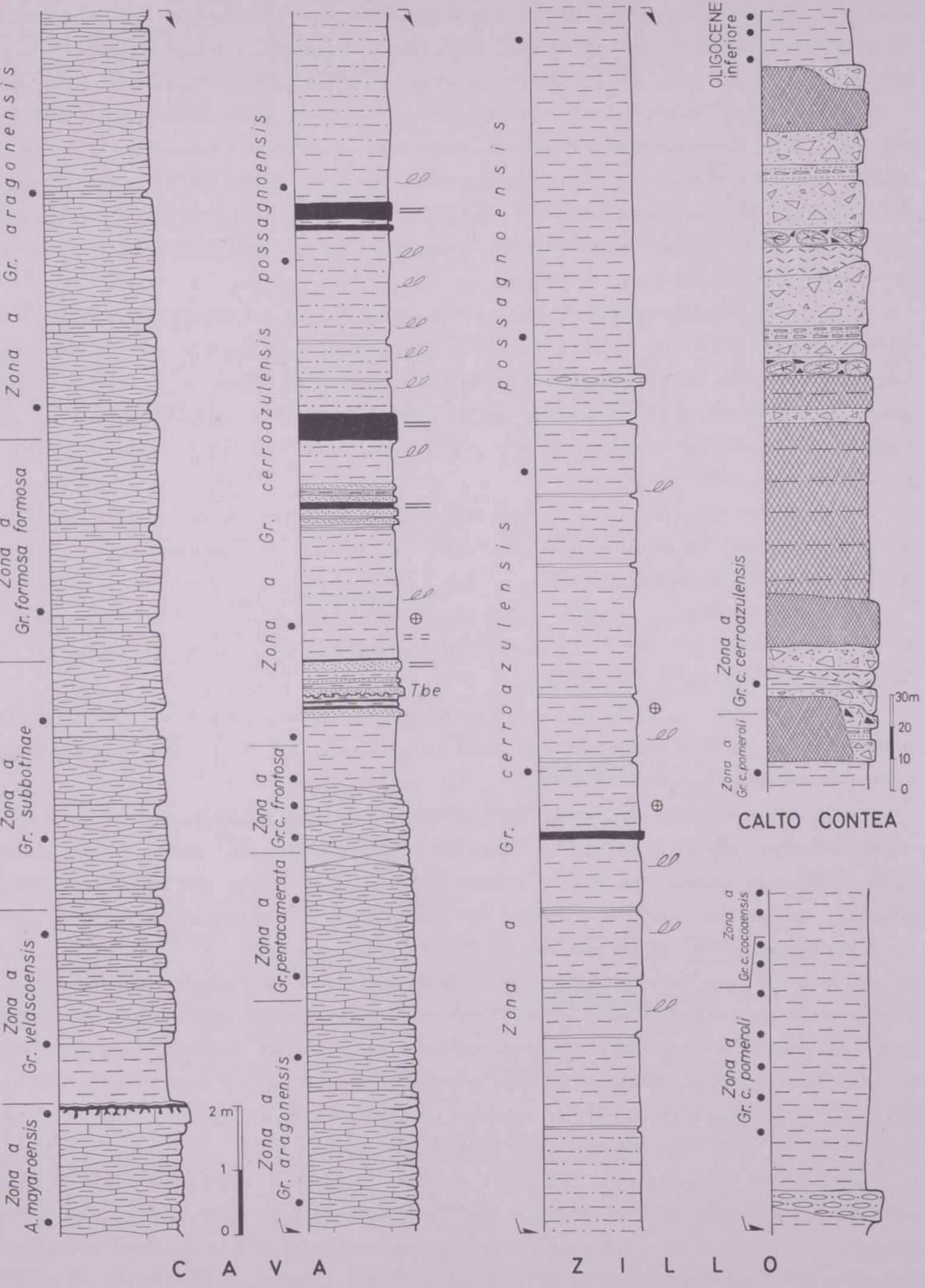


FIG. 78 - Colonne stratigrafiche di Cava Zillo e Calto Contea.

costituita da calcari sublitografici, bianco-grigi, che corrispondono al Cretaceo inferiore e si estendono con facies localmente bituminose fino a includere il Cenomaniano. La seconda è rappresentata da calcari leggermente argillosi, perloppiù rossastri, che coprono la restante parte del Cretaceo e si estendono alla parte inferiore del Terziario.

Il Biancone è rappresentato con una certa estensione solo nella zona di Fontanafredda, dove le condizioni di affioramento non consentono tuttavia di avere un quadro completo della successione stratigrafica. In questa zona, nella parte superiore della cava del M. Partizzon, VERNIORY (1956) segnala al di sopra dei calcari nodulari giurassici un calcare sublitografico compatto, grigio nocciola chiaro, un po' marnoso, a Calpionellidi del Berriasiano.

Nei livelli del Cenomaniano, che costituiscono la quasi totalità degli affioramenti del Biancone nei Colli Euganei, sono frequenti degli interstrati costituiti da argille bituminose, potenti al più qualche centimetro; molto più raramente (Cinto Euganeo, Villa di Teolo, dintorni di Torreglia) compaiono lenti di argille bituminose che raggiungono anche uno spessore di due metri, nelle quali sono stati rinvenuti resti di pesci (SORBINI, 1974).

Il Biancone non affiora nei Berici, ma è stato incontrato a oltre 200 metri dal piano di campagna in un sondaggio effettuato nei pressi di Monticello sul margine orientale del gruppo collinare.

Il passaggio Biancone-Scaglia rossa non è netto dal punto di vista litologico e avviene in un intervallo di alcuni metri, che corrisponde all'incirca alla Zona a *Globotruncana helvetica* del Turoniano.

La Scaglia rossa è la formazione maggiormente diffusa nei Colli Euganei, soprattutto nella parte meridionale. Nei Colli Berici orientali essa rappresenta il termine più antico affiorante.

Nella parte cretacea di questa formazione è possibile distinguere due membri:
— un membro inferiore, costituito da calcari sublitografici di colore rosato, localmente biancastro soprattutto negli Euganei meridionali, a tratti con sottili interstrati argillosi; questo intervallo si estende dal Turoniano al Campaniano inferiore e presenta uno spessore abbastanza costante in tutta l'area considerata;
— un membro superiore costituito da calcari marnosi di aspetto scaglioso e di colore rossastro con locali interstrati argillosi che, nelle sezioni più complete, corrisponde all'intervallo Campaniano superiore-Maastrichtiano. Gli spessori di questa parte della Scaglia rossa variano sensibilmente nell'area esaminata a causa di due lacune stratigrafiche di ampiezza variabile, sottolineate localmente da *hardground*, e poste rispettivamente alla base ed alla sommità di questo membro.

Orizzonti a *slumping* sono frequenti a diversi intervalli stratigrafici nella parte inferiore della Scaglia rossa, oltre che nel Cenomaniano. In particolare: nel Cenomaniano-Turoniano e nel Santoniano inferiore della serie di Teolo, a livello del Santoniano e del Campaniano inferiore nella serie di Rio Calcina, a livello del Cenomaniano superiore-Turoniano inferiore e del Coniaciano sulle pendici orientali del M. Pirio (lungo la mulattiera che da Luvigliano porta a C. Lionello), a livello del Santoniano e soprattutto del Campaniano inferiore ai piedi del versante meridionale del M. Bignago e del M. Ricco. Gli intervalli più frequentemente interessati da tali fe-

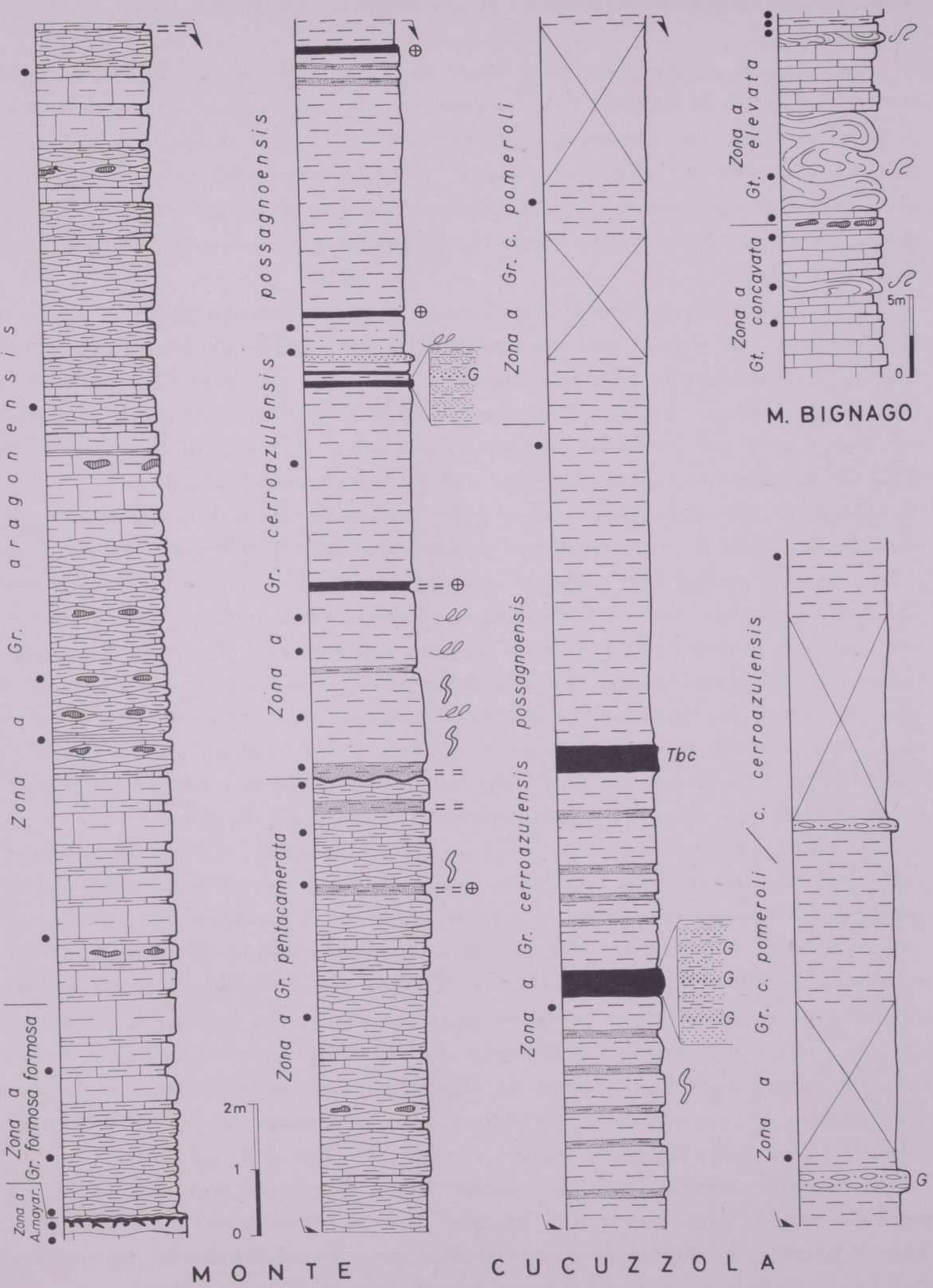


FIG. 79 - Colonne stratigrafiche di M. Cucuzzola e M. Bignago.

nomeni corrispondono al Cenomaniano-Turoniano e al Campaniano inferiore (Zona a *Globotruncana elevata*), a testimonianza di una maggiore instabilità tettonica in queste epoche.

Una serie di misure della orientazione degli assi delle pieghe da *slumping* effettuate soprattutto in orizzonti del Campaniano (M. Bignago e Rio Calcina) ha messo in evidenza una orientazione corrispondente in media a quella della linea Schio-Vicenza (NW-SE) (Fig. 76). Sebbene la scarsa rappresentatività delle misure non consenta di fare eccessive estrapolazioni, si può avanzare l'ipotesi che questi fenomeni di scivolamento avessero luogo su pendii formatisi a causa della vicinanza della soglia scledense.

Nella regione euganeo-berica si possono differenziare nel Campaniano superiore-Maastrichtiano due settori: uno comprendente la parte centro-meridionale dei Colli Euganei, caratterizzato da serie più potenti e complete ad affinità « bellunese » (Massari e Medizza, 1973), e l'altro esteso dagli Euganei settentrionali ai Berici, ove vi sono serie più condensate di tipo « tridentino », in cui tale intervallo è ridotto ad uno spessore di qualche metro oppure manca completamente.

Questa situazione stratigrafica è da porre probabilmente in relazione con la presenza di una soglia la cui orientazione, tenuto conto della distribuzione delle facies e degli spessori, sembra esser prossima alla direzione NE-SW. In particolare tale soglia sarebbe disposta secondo l'allineamento Valnogaredo-Luvigliano (Fig. 74). Infatti, mentre le serie di Teolo e di Lozzo Atestino appartengono al settore a sedimentazione più condensata, la serie di Rio Calcina presenta un carattere intermedio ed infine le serie di M. Gemola (versante sud-occidentale), M. Fasolo e M. Orbieso (versante sud-occidentale) sono già in facies meridionale. Questo allineamento è parallelo alla direttrice della Riviera dei Berici che, come verrà messo in evidenza più avanti, ha un'influenza notevole sulla sedimentazione nel corso del Paleogene.

In questo contesto generale si possono notare situazioni diverse da punto a punto. Nell'area settentrionale l'intervallo Campaniano superiore-Maastrichtiano, compreso generalmente tra due lacune, è assente ad Albettone, assume una potenza di un paio di metri a Teolo e C. Oche, per arrivare ad un massimo di 7-8 metri a Lozzo Atestino e Sottocosta; inoltre, mentre il Maastrichtiano inferiore è quasi sempre rappresentato, il Maastrichtiano superiore per lo più manca per lacuna, salvo comparire nelle gallerie e perforazioni dell' *hardground* al limite Cretaceo-Terziario. Anche nella parte meridionale degli Euganei, ad affinità bellunese, si riscontrano differenze nello spessore del Campaniano-Maastrichtiano, che risulta meno potente nel settore occidentale (Cava Zillo) rispetto a quello orientale (M. Ricco) (Fig. 81).

Il passaggio Cretaceo-Terziario è caratterizzato sempre da una lacuna la cui ampiezza, come è logico aspettarsi, è maggiore dove la sedimentazione è più condensata. La lacuna è sottolineata da un *hardground* spesso accompagnato da un crostone goethitico e da fosfatizzazioni più o meno intense a spese della micrite.

P a l e o c e n e : i sedimenti paleocenici, riferibili al Paleocene superiore, sono rappresentati solamente negli Euganei meridionali (Cava Zillo e M. Ricco) dove raggiungono lo spessore di un paio di metri; la facies è ancora di Scaglia rossa, ma con

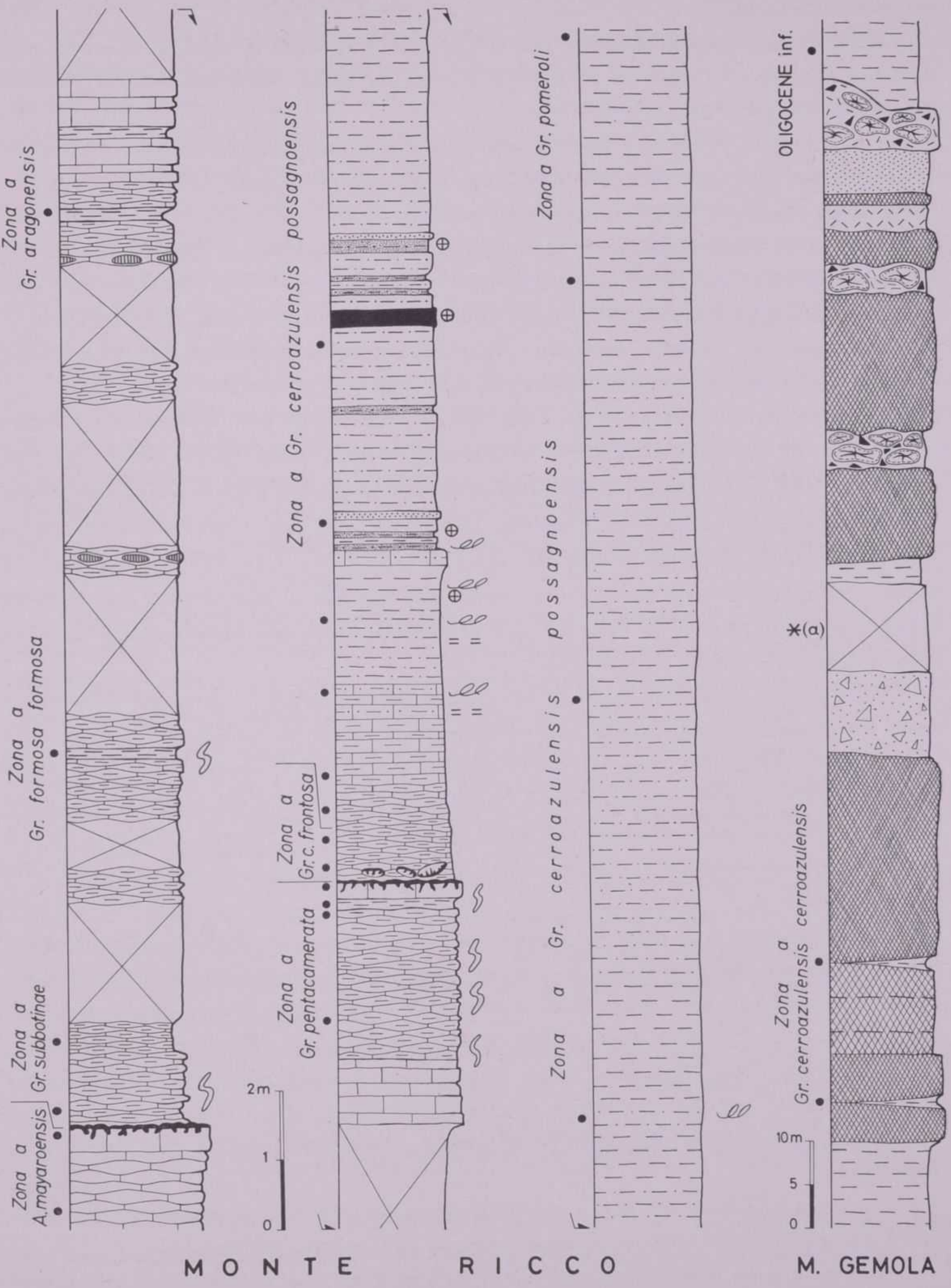


FIG. 80 - Colonne stratigrafiche di M. Ricco e M. Gemola (Calto Mogetto).

maggior contenuto in argilla e un incupimento dei toni cromatici rispetto alla scaglia cretacea sottostante.

Negli Euganei settentrionali e nei Berici orientali, cioè grosso modo nell' area dove nel Cretaceo superiore si realizzava il massimo della condensazione, il Paleocene manca del tutto per lacuna.

Eocene inferiore: è ancora rappresentato da facies riferibili alla Scaglia rossa veneta, pur con una certa variabilità da luogo a luogo e con colori bianco-grigiastri a locali sfumature rosate o arancione pallido.

Nelle serie dove maggiore è la condensazione stratigrafica, i calcari pelagici dell'Eocene inferiore, spesso con struttura tipo « Flaserkalk », mostrano una certa analogia con la scaglia cretacea. Nelle serie più potenti la litofacies si differenzia maggiormente per un carattere terrigeno più evidente che si manifesta con una successione di tipo criptoritmico assimilabile ad una facies di criptoflysch.

Lungo il margine orientale dei Colli Berici è stato possibile effettuare un'analisi stratigrafica di dettaglio dell'Eocene inferiore solo nella zona di C. Oche, dal momento che altrove le condizioni di affioramento sono generalmente meno favorevoli. E' interessante sottolineare che in questa località si osservano due situazioni molto diverse a distanza di poche decine di metri (Fig. 75 B e C): l'Eocene inferiore è sempre delimitato al tetto da un *hardground* che sottolinea una lacuna tra Eocene inferiore e medio, ma in un caso ha una potenza di circa tre metri, nell'altro è ridotto a pochi centimetri di spessore.

Potenze attorno ai due metri e mezzo sono state rinvenute pure ad Albettone; anche qui è stata rilevata una lacuna accompagnata da *hardground* tra Eocene inferiore e medio (Fig. 76). Poco al di sopra dell' *hardground* compaiono delle tufiti contenenti dei materiali vulcanoclastici basaltici risedimentati. Si tratta degli unici materiali vulcanoclastici rinvenuti nell'area esaminata entro l'Eocene inferiore. Non è possibile tuttavia stabilire se queste vulcaniti siano collegate, o meno, ad un'attività eruttiva locale.

Nell'area euganea si nota un'accentuazione degli spessori dalla zona settentrionale a quella meridionale, il che fa ritenere probabile il perdurare della soglia già attiva in precedenza nel Campaniano superiore-Maastrichtiano. Così dai 6 metri di Teolo si passa ai 25 metri di Rio Calcina, M. Cucuzzola, M. Ricco e Cava Zillo.

Nell'ambito degli Euganei l'unica serie in cui è stato ritrovato l' *hardground* al limite Eocene inferiore e medio è quella di M. Ricco, dove esso corrisponde ad una lacuna di ampiezza più limitata di quella rilevata nelle serie dei Berici e di Albettone.

Eocene medio: nei Berici orientali è rappresentato inferiormente da sedimenti ancora in facies pelagica e superiormente da calcari epineritici.

Alla base della serie affiora, talora al di sopra di una sottile fascia di marne medioeoceniche, talora a diretto contatto con la scaglia cretacea, un orizzonte di tufi grossolani per lo più caotici, localmente gradati, con frequenti brandelli e anche blocchi di scaglia cretacea. Data la grossolanità dei materiali e la presenza in essi anche di un'intercalazione lavica nei dintorni di Barbarano Vicentino (De Vecchi, comu-

nicazione personale) tale orizzonte è riferibile ad un'attività vulcanica locale, la cui età sarebbe quindi medioeocenica.

Al di sopra di questo orizzonte vulcanico sono presenti marne e calcari marnosi di color grigiastro molto spesso contenenti una frazione tufitica dispersa, con frequenti intercalazioni di tufiti torbiditiche di colore bruno a grana variabile da psammitica a microconglomeratica, talora a macroforaminiferi rimaneggiati.

Le associazioni a foraminiferi nelle marne sono ancora prevalentemente pelagiche, salvo un rapido aumento della frequenza dei bentonici nella parte più elevata e la comparsa alla sommità di forme di acque poco profonde quali i miliolidi; questa associazione prelude alla successiva facies biocalcarenitica a nummuliti che segue con un passaggio molto rapido e caratterizza la parte superiore dell'Eocene medio (Ungaro, 1969) ([1]).

Lo spessore delle facies pelagiche medioeoceniche è difficilmente valutabile con precisione data la scarsa esposizione; comunque esso è soggetto a sensibili variazioni laterali anche a distanze relativamente brevi ed oscilla da un massimo di una cinquantina di metri nei dintorni di Barbarano Vicentino fino a pochi metri nella zona di Toara (De Vecchi, comunicazione personale). Queste differenze sono forse da interpretare come effetto di una tettonica sinsedimentaria di cui si hanno indizi, per quanto deboli, anche negli Euganei.

Alla stessa tettonica sinsedimentaria vanno probabilmente riferiti anche gli olistostromi di scaglia cretacea che a C. Oche giacciono al di sopra dei livelli più bassi dell'Eocene medio; in queste masse, che mostrano chiari segni di deformazione plastica, gli assi delle pieghe da *slumping* sono orientate in media N 70° E.

Alla facies pelagica segue, come si è detto, una facies biocalcarenitica a nummuliti riferibile alla parte superiore dell'Eocene medio. Anche in questo intervallo vi sono diffuse testimonianze di un'attività vulcanica, rappresentate per lo più da vulcanoclastiti e subordinatamente da lave basaltiche.

Nel settore occidentale dei Berici, come è noto, il quadro è analogo salvo la maggiore diffusione delle vulcaniti e il loro carattere subaereo nella parte più recente dell'Eocene medio (Piccoli, 1966) che è caratterizzata, come in molte altre zone del Veneto (ad esempio Monti Lessini), da un episodio regressivo cui sono collegati depositi salmastri e lignitici.

La situazione di Albettone, dove affiora solo una parte dell'intervallo inferiore dell'Eocene medio, è molto simile a quella dei Colli Berici orientali per quanto concerne le facies e i caratteri granulometrici delle intercalazioni tufitiche; lo spessore complessivo dell'Eocene medio non si può qui valutare a causa della troncatura erosiva della serie.

Nei Colli Euganei l'Eocene medio è ancora in facies nettamente pelagica come nei sedimenti sottostanti ed è rappresentato in massima parte da marne tenere a stratificazione poco distinta, contenenti sovente una frazione tufitica dispersa; il colore è generalmente grigio, con sfumature nocciola nella parte più elevata.

([1]) Ungaro S., 1969 - *Étude micropaléontologique et stratigrafique de l'Éocène supérieur (Priabonian) de Mossano (Colli Berici)*. Colloque sur l'Éocène, 1968, 3, Mem. B. R. G. M., 69, pp. 267-280, 2 tavv.

Il cambiamento litologico tra le marne e i sedimenti sottostanti in facies di scaglia ha luogo generalmente un paio di metri al di sopra del limite tra Eocene inferiore e medio, in corrispondenza al quale è stata riscontrata localmente una lacuna.

E' interessante la constatazione che la zona di Teolo, precedentemente caratterizzata da una sedimentazione più condensata, non si differenzia più nell'Eocene medio dal resto degli Euganei, dove le potenze sono abbastanza uniformi, oscillando da 35 a 40 metri.

Nell'intervallo medioeocenico sono presenti inoltre, come nei Berici, numerose intercalazioni di torbiditi tufitiche, di colore variabile dal bruno nelle serie più settentrionali, fino al grigio o nerastro nelle serie centro-meridionali; tali intercalazioni sono accompagnate, nella parte sommitale di questo intervallo, da macroforaminiferi risedimentati di età bassoeocenica (Perin, 1960), spesso con netta gradazione e spiccata orientazione preferenziale. Nella zona di Teolo l'embricazione dei macroforaminiferi permette di determinare una provenienza dal quadrante nord-occidentale. Rispetto alla situazione rilevata nei Berici i caratteri di queste torbiditi tufitiche e calcaree sembrano denotare una deposizione meno prossimale, dal momento che lo spessore, la frequenza e la grana media di queste intercalazioni diminuiscono sensibilmente verso Sud.

Nella parte inferiore e media dell'Eocene medio si rinvengono, con frequenza variabile nelle varie sezioni, livelli più o meno bituminosi di colore da grigio scuro a nero, spesso con pirite disseminata o in concrezioni. Tali intercalazioni sono costituite per lo più da una fitta alternanza di lamine o sottili livelli tufitici spesso microgradati e di lamine pelitiche. Esse testimoniano l'instaurarsi periodico di condizioni euxiniche sul fondo, in relazione forse alla individuazione di soglie sottomarine generate da movimenti sinsedimentari che avvenivano probabilmente al di fuori dell'area euganea. Condizioni tendenzialmente euxiniche sono segnalate localmente, a livello dell'Eocene medio, anche altrove nella regione veneta, ad esempio nel Feltrino (Grandesso, comunicazione personale).

L'intervallo con intercalazioni bituminose, specialmente nella sua parte inferiore, è risultato localmente molto ricco di resti vegetali fluitati di dimensioni da millimetriche a centimetriche. Questo orizzonte a resti vegetali è caratteristico per l'Eocene medio e si ritrova anche nei Berici.

Il contrasto tra l'evoluzione della serie medioeocenica nei Berici e negli Euganei, la prima caratterizzata da un rapido passaggio da facies pelagiche a facies epineritiche (conseguente con ogni probabilità ad un fenomeno di sollevamento) e la seconda da monotone serie pelagiche, fa ritenere assai probabile l'esistenza di una soglia separante le due aree, considerata anche l'esistenza in entrambe di indizi di una tettonica sinsedimentaria. Si può presumere, inoltre, che tale soglia fosse grosso modo parallela alla linea di faglia della Riviera dei Berici, tenuto conto della distribuzione delle facies e del fatto che la direttrice NE-SW risulta probabilmente attiva sia prima che dopo l'Eocene medio.

E o c e n e s u p e r i o r e : nel settore orientale dei Colli Berici la serie più nota per l' Eocene medio-superiore è quella di Mossano, illustrata da Schweighauser (1953) (1) e poi ridescritta da Ungaro *(op. cit.)*.

---

(1) Schweighauser J., 1953 - *Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin (Norditalien)*. Schweiz. Palaeont. Abh., 70, pp. 1-97, 13 tavv., 59 figg.

L'Eocene superiore qui è rappresentato principalmente da alternanze più o meno fitte di calcari, calcari marnosi e marne con un'associazione epineritica a nummuliti e altri macroforaminiferi. La serie altoeocenica si chiude con calcari bioclastici ricchi di briozoi e presenta una potenza complessiva superiore a 160 metri.

Il settore occidentale dei Berici, a differenza di quello orientale, è notoriamente interessato da una regressione alla fine dell'Eocene medio; la base dell'Eocene superiore è qui rappresentata da un conglomerato trasgressivo corrispondente agli « Strati a *Cerithium diaboli* » *auct.*. Come osserva Bosellini (1964) (1) « nei Colli Berici esistevano durante l'Eocene superiore delle condizioni ambientali tipiche di una piattaforma epineritica-biostromale », con biostrome algali a Melobesie soprattutto nella parte alta della serie.

Nei Colli Euganei al contrario l'Eocene superiore è rappresentato quasi interamente da vulcaniti basaltiche sottomarine di vario tipo (lave compatte, lave a cuscini, ialoclastiti, tufi, ecc.) che rappresentano l'unico esempio finora conosciuto di manifestazioni vulcaniche altoeoceniche nell'ambito della provincia magmatica veneta. A queste vulcaniti si intercalano livelli poco potenti di marne argillose grigiastre contenenti ancora microfaune prevalentemente pelagiche, ma con un numero di forme bentoniche maggiore rispetto a quelle dell'Eocene medio. Inoltre sono presenti, sia pure molto raramente, intercalazioni torbiditiche di calcari clastici a nummuliti come nei pressi di Teolo e Cortelà.

Una valutazione esatta degli spessori comprensivi dei sedimenti e delle vulcaniti dell'Eocene superiore incontra molte difficoltà sia per la frammentarietà degli affioramenti che per la frequente troncatura erosiva delle serie. Secondo una stima approssimativa, gli spessori raggiungono un massimo di circa 200 metri nel settore centro-settentrionale in cui le vulcaniti sono più diffuse, per ridursi nella zona meridionale a circa 140 metri (M. Gemola) o addirittura a qualche metro a Este (Cava Zillo), dove non si trova traccia di manifestazioni vulcaniche associate.

Queste differenze negli spessori, la concentrazione dei prodotti vulcanici nell'area centro-settentrionale degli Euganei e la natura delle vulcaniti emesse fanno ritenere probabile che l'attività eruttiva si sia svolta in un contesto di movimenti sinsedimentari a regime distensivo. Purtroppo la frammentarietà degli affioramenti non consente di individuare la posizione e l'orientazione di eventuali paleolinee tettoniche in grado di condizionare l'entità degli accumuli. Comunque il contrasto netto tra le serie epineritiche dei Berici e quelle pressochè esclusivamente pelagiche degli Euganei fa quanto meno presumere la persistenza dall' Eocene medio di una soglia orientata NE-SW separante le due aree.

Oligocene: Rossi e Semenza (1962) (2) hanno descritto delle facies di scogliera in prossimità del margine sud-orientale dei Colli Berici, per una lunghezza di circa 8 km da M. Broion presso Lumignano fino a S. Donato presso Villaga; gli autori hanno interpretato tale formazione biocostruita come una barriera organogena ad andamento NNE - SSW.

---

(1) Bosellini A., 1964 - *Strutture sedimentarie da « erosione di fondo » nell'Eocene superiore dei Berici orientali.* Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 36, n. 3, pp. 865-869, 1 fig., 3 tavv.

(2) Rossi D. e Semenza E., 1962 - *Recenti studi sull'Oligocene dei Colli Berici.* Mem. Soc. Geol. It., 3, pp. 67-70.

Secondo Ungaro (1972) ([1]) la parte inferiore di questa scogliera, precedentemente attribuita all'Oligocene, sarebbe riferibile, almeno in alcuni punti, già alla parte sommitale del Priaboniano.

Un'analisi dei rapporti con le formazioni eteropiche sviluppate ai due lati della scogliera, ha portato Rossi e Semenza (*op. cit.*) alla conclusione che questa barriera separava una zona nord-occidentale poco profonda, sede di una sedimentazione biocalcarenitica con influenze terrigene legate alla vicinanza di terre emerse, da una area sud-orientale di bacino; sul lato esterno di questa barriera i due autori segnalano localmente una fascia di transizione rappresentata da depositi di scarpata.

Coerentemente con questa situazione del margine sud-orientale dei Berici, negli Euganei si nota una sedimentazione pelagica con marne dell'Oligocene inferiore caratterizzate da associazioni prevalentemente planctoniche. Questi sedimenti, potenti al più una decina di metri, costituiscono limitatissimi affioramenti per lo più troncati superiormente dall'erosione, per cui non è possibile valutare l'esatto spessore della serie oligocenica.

E' di notevole interesse l'osservazione che le ultime manifestazioni vulcaniche basaltiche, il cui chimismo è simile a quello delle vulcaniti altoeoceniche, con ogni probabilità sono da riferire localmente alla parte più bassa dell'Oligocene. Ricerche ulteriori sono in corso su questo argomento.

E' opportuno ricordare infine che marne della parte alta dell'Oligocene inferiore, rappresentanti gli orizzonti sedimentari più recenti della serie euganea, sono state rinvenute intercalate alle vulcaniti del ciclo differenziato (Dieni e Proto Decima, 1970).

Il parallelismo tra la direzione di allungamento della barriera organogena suddetta e la linea della Riviera dei Berici fa presumere che l'ubicazione della scogliera sia stata influenzata dalla situazione strutturale. L'esistenza di una o più soglie a orientazione NE-SW o NNE-SSW potrebbe del resto trovare conferma anche nell'osservazione di Piccoli (1965) ([2]) che alcuni *necks* oligocenici dei Berici presentano, soprattutto in prossimità della fascia biocostruita, un analogo allineamento.

Pur essendo abbastanza chiara l'orientazione di questa soglia, la sua esatta ubicazione è difficile da stabilire, per il fatto che a Montegalda sono presenti sedimenti in facies epineritica analoghi a quelli diffusi nei Berici, riferibili all'Oligocene inferiore e medio (Dal Piaz, 1902 ([3]). La posizione apparentemente anomala di questo affioramento rispetto alla presunta soglia tra Berici ed Euganei può essere forse interpretata come il risultato di un modesto motivo trascorrente lungo la linea Schio-Vicenza o lungo una faglia ad essa parallela. Del resto ricerche geofisiche (Dupis, Iliceto e Norinelli, 1972; Iliceto, 1974) hanno messo in evidenza che la « Schio-Vicenza » non corrisponde ad un'unica linea ma ad una serie di faglie.

Dal momento che nei Colli Euganei i sedimenti dell'Oligocene inferiore rappresentano il termine più recente della locale serie sedimentaria, la nostra analisi comparativa deve necessariamente chiudersi con l'Oligocene inferiore.

([1]) Ungaro S., 1972 - *Studio microbiostratigrafico dei terreni sottostanti la scogliera di Lumignano (Colli Berici-Vicenza)*. Ann. Univ. Ferrara, N. S., sez. IX, Sc. Geol. e Paleont., 5, pp. 71-85, 3 figg., 3 tavv.

([2]) Piccoli G., 1965 - *Rapporti tra gli allineamenti dei centri vulcanici paleogenici e le strutture tettoniche attuali nei Lessini*. Boll. Soc. Geol. It., 84, pp. 141-157, 1 tav.

([3]) Dal Piaz G., 1902 - *Studio geologico del gruppo di Montegalda*. Riv. Miner. Cristall. Ital., 28, pp. 51-74, 3 figg., 1 tav.

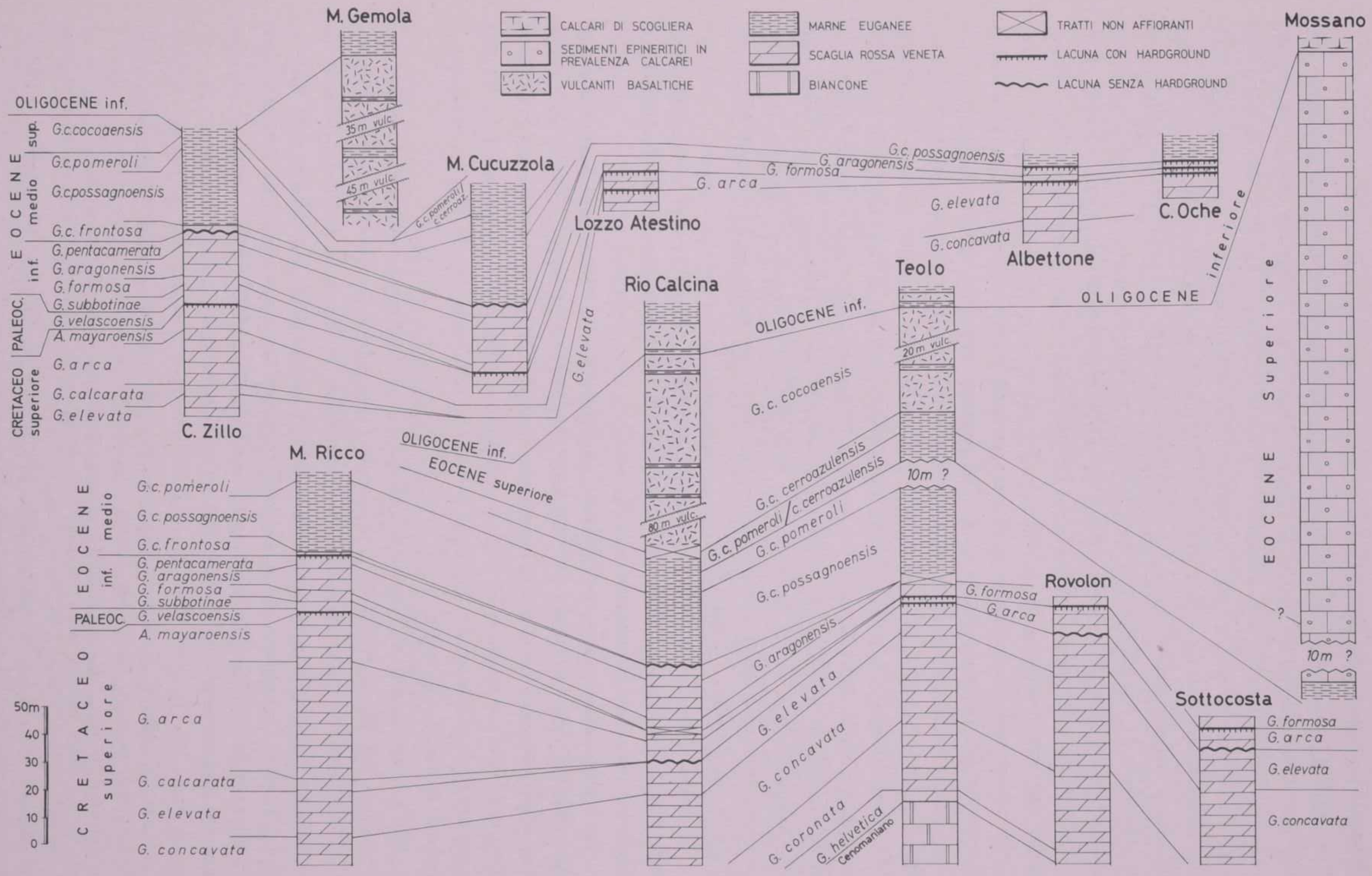


FIG. 81 - Correlazioni stratigrafiche tra alcune serie dei Colli Euganei e dei Colli Berici. Per l'ubicazione delle località vedasi la Fig. 73.

Lineamenti paleogeografici generali della regione euganea

L'area euganeo-berica nel corso del Cretaceo superiore-Oligocene inferiore, cioè in un intervallo di tempo durante il quale hanno avuto luogo importanti fenomeni di raccorciamento crostale nel dominio alpino, si mantiene ancora, come in precedenza, in condizioni per lo più distensive. Dalla distribuzione e dai caratteri delle facies sedimentarie emerge infatti una chiara indicazione dell'esistenza di soglie separanti aree a sedimentazione diversa e impostate con ogni probabilità in coincidenza con paleofaglie la cui attività non è collocabile se non nel quadro di un regime distensivo. Questa situazione trova conferma nelle ricerche di Piccoli (1966) e di De Vecchi, Gregnanin e Piccirillo (1976) ([1]) sul contesto geodinamico del vulcanismo terziario veneto.

Da un punto di vista paleogeografico ci sembra importante sottolineare il cambiamento tra la situazione anteriore al Campaniano superiore, caratterizzata, sia nella regione in esame come nelle aree limitrofe delle Alpi meridionali (Aubouin, 1963) ([2]), dalla persistenza delle soglie ad andamento « meridiano » (sia scledense che giudicariense) e la paleogeografia del Campaniano superiore-Oligocene inferiore, caratterizzata dalla individuazione, accanto alle antiche soglie che si mantengono ancora in attività, di nuove soglie a direzione NE-SW cui si associa, al di fuori dell'area euganeo-berica, anche la direzione ENE-WSW (valsuganese). Questo importante cambiamento paleogeografico era già stato messo in parte in evidenza anche da Piccoli e De Zanche (1968) ([3]).

L'analisi delle facies e degli spessori permette di precisare nei particolari l'evoluzione del quadro geodinamico in cui si evolve la sedimentazione. Gli aspetti più significativi di questa evoluzione possono essere così riassunti.

Dal Campaniano superiore all'Eocene inferiore risulta attiva una soglia a orientazione NE-SW, che attraversa gli Euganei (Massari e Medizza, 1973) all'incirca secondo l'allineamento Valnogaredo-Luvigliano, e separa un'area settentrionale a sedimentazione condensata e lacunosa di tipo « tridentino » (Euganei settentrionali e Berici) da una area meridionale con serie più potenti e più terrigene di tipo « bellunese » (Euganei centro-meridionali).

Dall'Eocene medio all'Oligocene inferiore è probabilmente attiva una soglia con orientazione NE-SW o NNE-SSW, separante l'area berica da quella euganea. Questa soglia, individuabile come elemento di separazione tra due aree a sedimentazione rispettivamente epineritica e pelagica già a partire dalla parte superiore dell' Eocene medio, presenta la massima evidenza nell'Oligocene inferiore, durante il quale essa è sottolineata da una barriera organogena con direzione NNE-SSW, sviluppata lungo il margine sud-orientale dei Colli Berici (Rossi e Semenza, 1972) (*op. cit.*).

([1]) De Vecchi Gp., Gregnanin A. e Piccirillo E. M., 1976 - *Aspetti petrogenetici del vulcanismo terziario veneto*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 30, 32 pp., 7 figg., 3 tabb.

([2]) Aubouin J., 1963 - *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant Sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénetie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie)*. Bull. Soc. Géol. France, 5, pp. 730-766, 3 figg.

([3]) Piccoli G. e De Zanche V., 1968 - *Rapporti tra vulcanismo e sedimentazione nel Paleogene del Veneto (Italia nordorientale)*. XXIII Intern. Geolog. Congr., 2, pp. 49-60, 4 figg., Praha.

Momenti di particolare attività tettonica sinsedimentaria si possono riconoscere alla base dell'Eocene medio soprattutto nei Colli Berici e forse durante l'Eocene superiore nei Colli Euganei, cioè in coincidenza con la comparsa e il maggior sviluppo dell'attività vulcanica nelle rispettive zone. In questo contesto di movimenti tettonici sinsedimentari si possono collocare alcuni aspetti caratteristici della sedimentazione. In particolare nell'Eocene medio si possono citare: nei Colli Berici, la variabilità di potenza delle serie, la frequenza di olistostromi di Scaglia anche vistosi nei livelli basali di questo intervallo stratigrafico, il rapido passaggio da una sedimentazione pelagica a condizioni epineritiche; nei Colli Euganei centro-meridionali, gli episodi a tendenza euxinica; in entrambe le aree la frequenza di intercalazioni di torbiditi tufitiche e calcareo-detritiche a nummuliti bassoeocenici rimaneggiati. Nell'Eocene superiore si possono ricordare le variazioni sensibili di spessore degli accumuli di vulcaniti nell'area euganea e la persistenza, seppure con una frequenza molto minore, dei fenomeni di risedimentazione a spese di sedimenti calcarei di piattaforma.

Il legame di contemporaneità che emerge tra movimenti sinsedimentari e attività vulcanica indica l'esistenza probabile di un nesso tra i due fenomeni, come del resto risulta chiaramente anche in altri settori del Veneto (ad esempio nell'Eocene medio dei Lessini orientali).

L'inizio del vulcanesimo basico nei Colli Berici risulta medioeocenico, contrariamente a quanto ritenuto in precedenza; inoltre viene confermata nell'intero gruppo collinare euganeo l'età in massima parte altoeocenica del vulcanismo sottomarino basaltico di cui in precedenza esistevano solo segnalazioni limitate ad aree molto circoscritte e viene considerata la persistenza locale delle manifestazioni eruttive basaltiche poco al di là del limite Eocene-Oligocene.

Questa situazione si inserisce in un quadro evolutivo generale che vede l'attività vulcanica e la tettonica per fratture, che la condiziona, estendersi progressivamente dal Trentino meridionale, dai Lessini e dal Marosticano, dove hanno luogo le prime manifestazioni (Paleocene superiore), dapprima all'area berica (Eocene medio) e infine a quella euganea (Eocene superiore).

STUDI GEOFISICI DELL' AREA EUGANEA

(V. Iliceto e A. Norinelli)

E' opportuno precisare subito lo scopo ed i limiti del presente studio. In un volume delle « Memorie », che espone le indagini sui Colli Euganei, illustrati da tutti i punti di vista delle Scienze Geologiche, non poteva mancare un capitolo che riferisse sui contributi apportati dalla geofisica per una migliore conoscenza di codesto distretto eruttivo. Lo scopo quindi è di presentare un quadro, il più completo possibile, anche se molto sintetico, dei lavori geofisici, editi ed inediti, effettuati sino ad oggi nell'area euganea, chiedendo già da ora venia per le scontate dimenticanze.

Le Figg. 82 e 83 sono state costruite a mo' di mosaico, utilizzando i risultati dei lavori di vari Autori. Non si è ritenuto opportuno spingere oltre l'elaborazione, costruendo ad esempio carte più sofisticate mediante opportuni filtraggi, a causa della notevole diversità di densità delle misure: diversità giustificata per i singoli lavori ani-

mati da scopi diversi, ma che toglie la possibilità di considerare « omogenei » i vari tasselli del mosaico. Entro questi limiti viene presentata, a conclusione, un'interpretazione svolta soltanto nelle sue linee generali poichè, per una più spinta, sarebbero necessarie e nuove misure per le aree meno coperte e quelle operazioni di filtraggio che, allo stato attuale, non riteniamo possibili.

La Fig. 83 in particolare si riferisce a misure magnetiche effettuate esclusivamente a terra e quindi influenzate anche da fattori molto locali. Poichè della zona in discorso sarà eseguito tra breve un rilievo aeromagnetico, si potrà allora avere del distretto euganeo una « risposta magnetica » dell'area nel suo complesso.

Ricerche geofisiche precedenti

Sotto l'aspetto geofisico il gruppo euganeo è stato oggetto di numerosi studi miranti a portare un contributo conoscitivo ai molteplici problemi scientifici che esso propone.

Uno degli aspetti maggiormente presi in considerazione è stato il tentativo di definire le strutture ad esso connesse anche nelle aree coperte dalle alluvioni, in cui non sono possibili studi geologici diretti.

Le indagini geofisiche pertanto, per la loro intrinseca natura, furono più fruttuosamente indirizzate in questo senso, tralasciando il corpo centrale degli Euganei dove peraltro non mancano numerosissimi studi di geologia in generale.

Così i temi fondamentali della ricerca geofisica divennero l'inquadramento generale dei Colli nel contesto della dorsale euganeo-berico-lessinea e in particolare l'investigazione della prosecuzione sotto le alluvioni e le sue connessioni con i rilievi vicini quali i Monti Berici e le colline di Montegalda. Ed ancora una delle cause principali fu il problema delle risorgenze delle acque termali nell'area di Abano a spingere vari Enti in diverse epoche e con varie metodologie ad una dettagliata indagine della fascia perimetrale degli Euganei. A questo riguardo possono essere ricordati i lavori della Società Anonima Forze Endogene Venete (confluita successivamente nella Montedison) che produsse una carta magnetica della componente verticale del campo magnetico terrestre dell'intera area euganea rimasta finora inedita e che viene qui presentata grazie al cortese consenso della Società Montedison, che vivamente si ringrazia. Il rilievo fu eseguito dall'Ing. Scheffer che ha redatto anche una relazione, tuttora inedita (1942).

Nel presente lavoro, la carta dello Scheffer viene affiancata e completata dai lavori magnetici eseguiti sulle aree circumeuganee da : Norinelli e Sogaro (1956), Norinelli e Bernardi (1961), Norinelli (1964), Iliceto (1966).

Non sono da dimenticare i numerosi studi di paleomagnetismo, quali quelli di de Boer e Schouten (1965), Soffel (1972 ([1]) e 1974). Questi Autori campionarono la maggior parte delle rocce vulcaniche traendone informazioni sull'evoluzione

([1]) Soffel H. 1972 - *Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene: Palaeomagnetic evidence from the Colli Euganei, Italy*. Earth. Plan. Sc. Lett. vol. 17, n. 1.

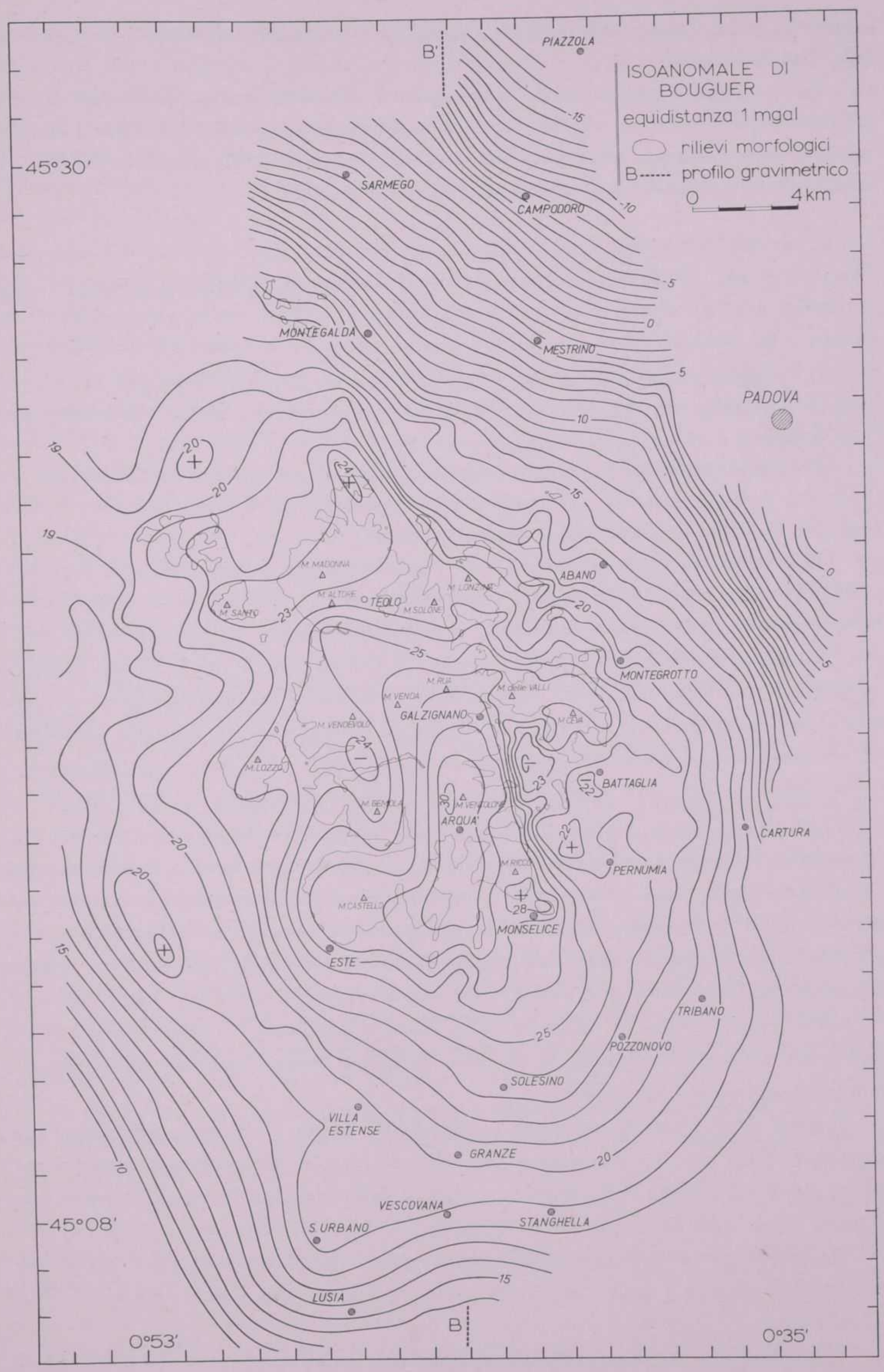


Fig. 82 - Situazione gravimetrica dell'area euganea.

strutturale della regione nelle epoche geologiche, riferendole all'intera problematica delle Alpi Meridionali.

Tra le metodologie geofisiche impiegate va ricordata anche quella geoelettrica utilizzata a più riprese sia allo scopo di quantificare lo spessore del ricoprimento quaternario, sia a volte per chiarire alcuni aspetti strutturali intimamente connessi con la presenza e distribuzione di acque termali nel sottosuolo.

Il Servizio Geologico d'Italia eseguì una indagine gravimetrica e geoelettrica (Amadei *et al.*, 1972) con la quale studiò il bacino di Abano in generale. Pure le ricerche geoelettriche di Benvenuti e Norinelli (1968) nella zona compresa fra i Berici e gli Euganei ebbero tra l'altro questo scopo. Infatti, sia pur in ridotta misura, vi compaiono fenomeni termali che un recente lavoro di Piccoli *et al.* (1973) hanno inquadrato nel più ampio contesto della circolazione idrica sotterranea dell'area Euganea.

Ricerche termali, mediante misure geotermiche, sono state eseguite anche ad Ovest del gruppo euganeo, precisamente, per quel che risulta già a stampa, nella zona del M. Lozzo (Mongelli e Morelli, 1961).

Più a scopo strutturale vanno invece viste le indagini geoelettriche di Norinelli (1964) e Iliceto (1976, inedita) rispettivamente a Sud e a Nord degli Euganei. In quest'ultima parte è stato impiegato un moderno metodo di investigazione geofisica, quello magnetotellurico (Dupis *et al.*, 1972). Questo metodo geofisico ha consentito un'indagine profonda della zona interessando l'intera colonna stratigrafica e definendone il suo comportamento elettrico; ha permesso di costruire un modello strutturale d'interpretazione che evidenziò il sistema di faglie legate alla linea Schio-Vicenza e il suo prolungamento oltre Abano. Due stazioni magnetotelluriche infatti ubicate ad Est di Battaglia Terme e precisamente in località Carrara e Ronchi hanno permesso di precisare lo spessore dei terreni investigati e il rigetto dovuto alla suddetta faglia.

Numerosi sono stati anche i rilievi radiometrici volti in particolare all'accertamento di limiti di formazioni mascherate da materiale di copertura di leggera potenza; tali rilievi, per la maggior parte argomento di tesi di laurea di laureandi in Scienze Geologiche dell'Università di Padova, sono reperibili presso l'Istituto degli scriventi.

Come si può notare il carattere delle ricerche geofisiche è stato quasi sempre applicativo, volto alla risoluzione di un certo problema senza peraltro abbracciare il complesso euganeo nel suo insieme.

I lavori di gravimetria, numerosi e dettagliati, diedero il maggior contributo alla conoscenza delle aree circumeuganee. Essi furono per lo più abbinati a studi magnetici in considerazione della natura vulcanica della maggior parte delle rocce presenti.

Da questa panoramica si può desumere quanto vari siano stati gli interessi geofisici per tale regione e quanto sia arduo voler presentare una sintesi che tenga conto di ogni aspetto.

Si è voluto qui fissare pertanto l'attenzione solo su alcuni aspetti geofisici, quelli cioè che per la loro natura e per la quantità di informazioni disponibili (in parte

originali per il presente lavoro e in parte desunti da vari autori) consentono di trattare il problema euganeo nel suo insieme. Collegandoci alla « premessa », si fa riferimento alle ricerche gravimetriche e magnetiche che sono state riunite a formare un documento unitario abbracciante l'intera area euganea, avvalorando le considerazioni che seguono con le informazioni provenienti dalle altre metodologie geofisiche precedentemente menzionate ed impiegate per una maggior conoscenza del quadro geologico dell'area euganea.

Contributo gravimetrico

Considerazioni generali

L'area euganea, assieme ai monti Berici e Lessini, costituisce, come è noto, la zona veneta di massimo gravimetrico. I valori positivi delle isoanomale di Bouguer (vedasi Norinelli, 1955; AGIP, 1959) che si spingono appena oltre il lago di Garda, racchiudono l'intera dorsale euganeo-berico-lessinea in un'ampia ellisse disposta grosso modo NW-SE, come appare chiaro in Fig. 17.

L'anomalia di Bouguer, come si può osservare nelle carte gravimetriche a grande respiro dei su citati lavori, raggiunge il suo valore massimo, molto localizzato, di +30 mgal proprio nella parte centrale dell'area euganea. L'intero rilievo euganeo è compreso dall'isoanomala +20 mgal che contorna anche buona parte della probabile estensione, sotto le alluvioni quaternarie dell'intero complesso roccioso. Poi radialmente, ma molto più rapidamente in direzione di Padova, i valori dell'anomalia precipitano verso forti valori negativi della pianura padana e veneta. Così verso NE è stato trovato (Iliceto, 1974) per l'anomalia di Bouguer un gradiente medio di 2 mgal/km che in taluni punti supera i 5 mgal/km.

Anche l'esame della carta di Fig. 82 delle anomalie permette di fare alcune considerazioni di carattere generale. Essa offre infatti una visione sintetica dell'area euganea e consente un suo raffronto con le zone limitrofe dei monti Berici e Lessini.

Si nota così che le isoanomale con valore superiore ai +20 mgal hanno andamento concentrico che si arresta al valore massimo dell'anomalia, centrata, come si è detto, proprio nel mezzo del rilievo euganeo. Il passaggio alle zone marginali del rilievo euganeo avviene mediante un forte gradiente gravimetrico che contorna peraltro l'intera dorsale euganeo-berico-lessinea. Ciò permette anzitutto di riconoscere una unità di comportamento dell'intero distretto eruttivo euganeo così dissimile e complesso invece sotto l'aspetto geologico e petrografico.

Il confronto con l'area berica accentua questa constatazione perchè le isoanomale sembrano tagliare il rilievo berico senza alcun accenno a seguirne il contorno come sembra sia di più il caso per il distretto lessineo.

Diversi Autori (Morelli, 1951; Closs, 1929 ([1]); Carrozzo e Mosetti, 1968 ([2])) hanno ricercato la causa di questa forte anomalia positiva della gravità, ipotetizzando la presenza di una massa molto densa posta ad una profondità di 30-40 km.

([1]) Closs H., 1969 - *Explosion seismic studies in Western Europe*. Am. Geoph. Un., Washington.

([2]) Carrozzo M. T., Mosetti F., 1968 - *Filtering of Bouguer map and frequency distribution of gravimetric anomalies in the northen Italy*. Boll. Geof. Teor. Appl., vol. X, n. 40.

Recentemente in base a ricerche sismiche (Giese e Morelli, 1973 ([3])) e sismologiche (Bossolasco *et al.*, 1974 ([4])) sembra avvalorata l'ipotesi di un arcuamento verso l'alto della Moho, situato sotto gli Euganei a circa 30 km di profondità.

Volendo ora ricavare dai dati gravimetrici informazioni inerenti alla situazione strutturale più superficiale, è necessario poter contare su una più dettagliata carta della anomalie, dalla quale si possano estrarre quelle a significato locale. Sotto questa luce possono essere considerate le indagini di Norinelli (1964), Amadei *et al.* (1973), Iliceto (1974), che hanno portato a termine un rilievo gravimetrico di dettaglio di quasi tutto il margine esterno dei Colli Euganei.

Purtroppo difficoltà di ordine tecnico hanno impedito la copertura gravimetrica di dettaglio di molte zone impraticabili dei Colli Euganei, per le quali si può solo far riferimento ai lavori a vasto respiro di cui si è accennato all'inizio.

Analisi delle anomalie gravimetriche

Come si è già detto, l'insieme dei dati gravimetrici, raccolti dai lavori di dettaglio dei vari Autori, ha consentito la stesura della carta di Fig. 82, ottenuta cartografando le isoanomale con una equidistanza di 1 mgal e riferendo tutti i risultati alla stazione fondamentale della rete gravimetrica italiana, sita presso l'Osservatorio Astronomico di Padova, il cui valore è di 980,65887 mgal.

Pertanto il quadro gravimetrico è risultato nella parte esterna degli Euganei molto coerente sia come densità di stazioni che precisione del rilievo, mentre nel corpo centrale le isoanomale si appoggiano ad un numero molto limitato di stazioni.

Nella sua totalità l'andamento fondamentale che si deduce dalla carta di Bouguer è quello tipico di una zona a forte gradiente. Se nel loro insieme le isoanomale hanno un andamento abbastanza regolare, localmente presentano delle forti irregolarità arcuandosi o incuneandosi lasciando intravedere una certa complissità nella situazione strutturale locale.

La maggior parte delle informazioni di carattere strutturale che si possono desumere dai dati gravimetrici a disposizione riguardano, come si è detto, essenzialmente le parti marginali del gruppo euganeo. Infatti le non numerose stazioni gravimetriche eseguite all'interno del gruppo stesso non consentono di trarre che considerazioni molto generali.

Si può così riconoscere un carattere unitario dei Colli Euganei ben delimitato dalle isoanomale di Bouguer che concentricamente si rincorrono verso la parte centrale dei Colli e dove i valori delle anomalie raggiungono i valori apicali.

Diversamente nelle zone esterne le approfondite analisi condotte su dati gravimetrici molto più abbondanti consentono un esame dettagliato dell'evoluzione marginale dei Colli stessi e il riconoscimento di motivi strutturali che trovano la loro continuazione nell'ambito del complesso euganeo.

Rimandando ai singoli lavori citati per la visione delle carte di anomalie residue e delle derivate della gravità, si mettono tuttavia qui in evidenza tutte quelle informazioni

---

([1]) Giese P., Morelli C., 1973 - *La struttura della Crosta terrestre in Italia*. Acc. Naz. Lincei, vol. 183.

([2]) Bossolasco M., Eva C., Pasquale V., 1974 - *On Seismotectonics of the Alps and Northen Apennines*. Riv. It. Geof., vol. XXIII, n. 1-2.

che si possono trarre direttamente dalla carta di Bouguer non tralasciando di accennare alle conclusioni interpretative che gli Autori hanno tratto dalle varie carte ora menzionate.

Questo processo interpretativo è stato reso possibile, conviene ricordarlo, dalla disponibilità di una dettagliata carta delle isoanomale di Bouguer, dalla quale si sono desunte quelle informazioni di carattere locale che altrimenti rimarrebbero inscindibili dall'andamento generale originato per la massima parte da cause profonde. Riassumendo le linee principali d'interpretazione strutturale, si può notare, iniziando da Nord, come le isoanomale di Bouguer formino un fascio di curve subparallele fra loro ed orientate grosso modo NW-SE. Proprio a Nord degli Euganei, nella zona di Bastia, si arcuano e si complicano maggiormente mettendo chiaramente in mostra l'esistenza dello sperone roccioso degli Euganei che si immerge sotto la coltre alluvionale, degradando in profondità. Tali anomalie, frastagliandosi in diramazioni e cupole che morfologicamente sembrano isolate ed emergenti dalle alluvioni quaternarie, richiamano una continuità di quest'area col paesaggio euganeo.

Sempre a Nord, un po' ovunque le anomalie di Bouguer presentano delle irregolarità locali come nei pressi delle colline di Montegalda, di Monte Rosso e Monte Merlo.

Secondo Iliceto (1974), dall'analisi delle anomalie residue, le stesse colline di Montegalda disposte con una seguenza morfologica orientata NW-SE mantengono la loro individualità fino ad una modesta profondità per poi risolversi in una zona di alto strutturale che si collega alle ultime propaggini dei Colli Euganei. Più ad Est di Montegalda, la situazione si evolve mostrando una serie di alti e bassi gravimetrici orientati secondo le due direzioni ortogonali NW-SE e NE-SW, mentre si osservano pure delle alternanze di anomalie che propongono la presenza di elementi strutturali orientati secondo N-S.

Spostandosi ora verso NE in direzione di Campodoro le anomalie residue hanno individuato una zona di graben desunta dall'andamento delle anomalie negative, delimitate a Sud da una serie di anomalie positive formanti l'alto strutturale di Campodoro. Il collegamento fra le due zone è probabilmente legato ad un meccanismo di tipo faglia, intuibile dal raffittimento delle isoanomale di Bouguer nei pressi di Padova e la cui continuazione e l'interpretazione in tal senso può essere trovata in Norinelli *et al.* (1963).

Proseguendo verso Est le isoanomale di Bouguer mantengono ancora oltre la città di Padova un andamento NW-SE, mentre in prossimità degli Euganei ad Est di Abano Terme, iniziano ad incurvarsi con raggi di curvatura sempre più piccoli a misura delle loro vicinanze ai Colli Euganei. Si viene a formare in tal modo ad Est di Battaglia Terme un'ansa con significato chiaramente locale.

Particolarmente interessante risulta ai fini strutturali l'andamento delle isoanomale nell'area di Abano Terme e Montegrotto dove, in virtù anche del forte raffittimento delle stazioni gravimetriche, esse rispecchiano un deciso andamento locale. Analogamente si può porre l'accento per la zona di Galzignano e Battaglia Terme, mentre più ad Est le isoanomale assumono una orientazione N-S che mantengono fin oltre Monselice.

Secondo Amadei *et al.* (1973), che hanno effettuato nel bacino idrotermale euganeo un'indagine gravimetrica dettagliata, la zona di Abano risulta caratterizzata dalla forte diminuzione della gravità soprattutto in direzione di Padova; ciò, anche secondo gli Autori, è da porre in relazione ad un sistema di faglie orientate NW-SE. Ulteriori fratture, sia pur disposte NNE-SSW, sono gravimetricamente riconoscibili nell'area di Abano. Secondo gli Autori, « per effetto dei due sistemi di fratture, l'intera area appare scomposta in una serie di zolle alternativamente sollevate ed abbassate; le località termali di Abano e di Montegrotto Città si trovano ubicate su una zona di sollevamento, mentre Montegrotto Stazione si trova in corrispondenza di una zona di depressione ».

Più a Sud, fra Battaglia e Cartura, l'andamento delle isoanomale di Bouguer diventa meno tormentato, indicando così una tettonica meno accidentata.

Di maggior interesse invece sono le anomalie lungo l'asse Galzignano-Monselice, dove il forte gradiente centrato nell'isoanomala + 25 mgal fa ritenere tale zona interessata da fratture disposte NNW-SSE.

Infine nella parte meridionale dei Colli la direzione delle isoanomale continua a ruotare per assumere, superato Solesino, direzione appenninica.

In questo settore dalla Fig. 82 si può intravedere la configurazione in profondità delle radici degli Euganei. All'andamento periclinale dei depositi pliocenici e quaternari, al quale sono strettamente legate le isoanomale, si sovrappongono evidenti elementi locali, come ad esempio nei pressi di S. Urbano. In questa località dati gravimetrici ed eötvössiani (Norinelli, 1964) fanno pensare che quivi il basamento roccioso si sia sollevato e che i terreni pliocenici e quaternari si siano su di esso modellati assumendo un assetto a duomo appiattito, probabilmente fagliato.

Ad Ovest della zona compresa tra gli Euganei ed i Berici le anomalie di Bouguer perdono il loro carattere di linearità così ben marcato nella fascia a Nord e a Est per contorcersi in una serie di anse, denunciando la presenza di strutture locali sepolte molto importanti. Questa zona infatti, come è stato tra l'altro riconosciuto da indagini geoelettriche (Benvenuti, Norinelli, 1964), risulta scomposta da un insieme di faglie in un'alternanza di alti e bassi strutturali. L'orientazione di queste linee tettoniche è vicariante alle principali faglie della zona quali la linea Schio-Vicenza e quella della Riviera dei Berici.

Per ulteriori più approfondite informazioni si rimanda ai lavori dei vari studiosi.

Contributo magnetometrico

Considerazioni generali

Se numerosi sono i lavori gravimetrici a vasto respiro che forniscono un quadro di insieme dell'area euganea, non altrettanto può essere trovato in letteratura sotto l'aspetto magnetico.

Delle carte pubblicate, solo quella di Norinelli e Sogaro (1956), che riporta la distribuzione delle anomalie della componente verticale del c.m.t. (campo magnetico terrestre), fornisce un'immagine dell'andamento magnetico generale del distretto eruttivo euganeo-berico-lessineo.

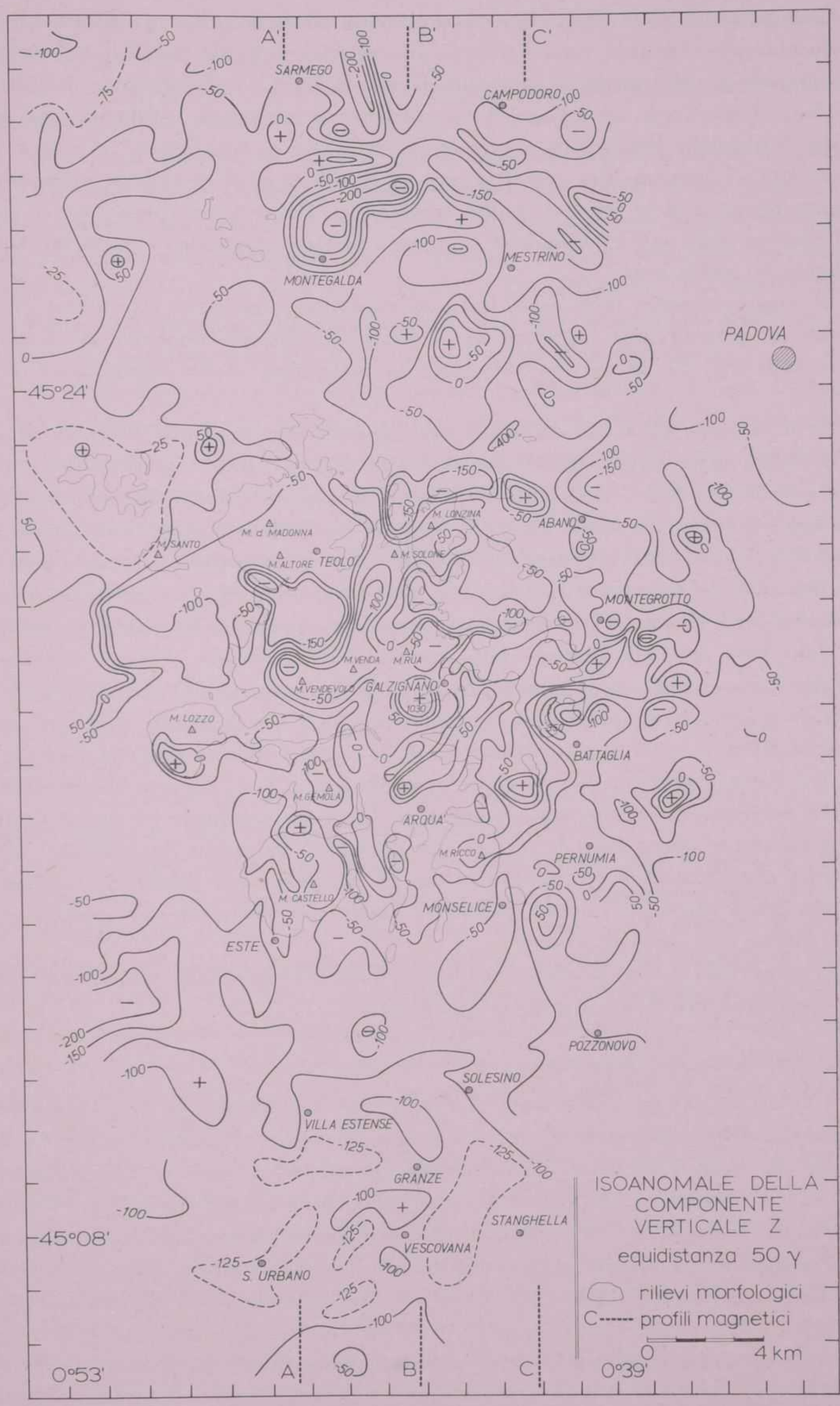


Fig. 83 - Situazione magnetica dell'area euganea.

Dall'esame di detta carta sembra comunque evidente come quell'unità di comportamento, così manifesta sotto l'aspetto gravimetrico e tipica del distretto eruttivo, qui scompaia per dar luogo ad anomalie locali sia pure a volte intense. I Colli Euganei non danno luogo ad un'area a comportamento magnetico unitario, bensì ad un insieme di anomalie ben distinte e a forti valori, anche se localizzate in aree a volte decisamente di pianura. Ciò dimostra ancora di più come il complesso euganeo debba essere esteso al di là dei suoi confini morfologici. Proprio per questo scopo, per la localizzazione delle masse vulcaniche sepolte, il metodo magnetico è stato largamente impiegato in questa zona.

Il raggruppamento delle varie indagini magnetiche, eseguite da diversi Autori, consente, al presente, una copertura quasi totale del gruppo euganeo come si può vedere dalla Fig. 83, in cui sono mappate le isoanomale della componente Z del c.m.t..

Se il raccordo delle varie indagini gravimetriche non presentò difficoltà di rilievo, la stesura della carta magnetica di dettaglio richiese una rielaborazione molto lunga e tediosa. Infatti i singoli rilievi magnetici facevano riferimento a proprie stazioni-base (rispetto alle quali venivano eseguite fra l'altro le correzioni per la latitudine e la longitudine), impedendo così il diretto confronto delle anomalie anche di zone limitrofe ma appartenenti a rilievi di Autori diversi. Si rese pertanto necessario ricalcolare le anomalie per riferirle ad una base comune: fu scelta la stazione-base del rilievo dei Colli Euganei della Società Forze Endogene Venete, ubicata fra Battaglia Terme e Galzignano, alla quale il rilevatore, l'ing. SCHEFFER ([1]) attribuì un valore di $-12\ \gamma$. Nella parte centrale della Fig. 83 viene pertanto riportata, senza alcuna modifica, la carta di ricognizione dei Colli Euganei redatta dall'ing. SCHEFFER.

Tra l'area coperta da cotesta carta e quella più a Sud rilevata da NORINELLI (1964), ne rimaneva ancora una « scoperta ». Circa un centinaio di nuove stazioni furono battute in questa zona da uno di noi (ILICETO) in modo da saldare i rilievi magnetici ora menzionati. A nord-ovest invece compare una fascia di stazioni di raccordo fra il rilievo di ILICETO (1966) e quello dei Monti Berici eseguito dallo stesso Autore e in corso di stampa.

Pertanto solo le zone dei monti Grande e della Madonna non hanno una copertura magnetica; ma di ciò si parlerà più avanti.

Analisi delle anomalie magnetiche

Volendo considerare ora la carta di Fig. 83 nel suo insieme, si può notare come le anomalie della componente Z del c.m.t. non abbraccino direttamente l'intera area euganea, ma rispecchino grosso modo quanto già messo in evidenza dalla carta di NORINELLI e SOCARO (1956) e cioè che esse accentuano maggiormente le anomalie locali legate a singoli episodi vulcanici piuttosto che all'insieme del rilievo euganeo.

Passando ora a descrivere l'andamento delle anomalie magnetiche ed iniziando dalla parte settentrionale della carta (Fig. 83), le anomalie della Z, ricalcolate per

---

([1]) SCHEFFER V., 1942 - *Relazione sul rilievo magnetico e gravimetrico di ricognizione nei Colli Euganei* (inedito).

Gli AA. desiderano esprimere un vivo ringraziamento alla Società Montedison, cui è confluita la Società Forze Endogene Venete, per aver concesso l'utilizzazione dei dati dell'ing. SCHEFFER.

la nuova base, come già detto, mantengono grosso modo i loro lineamenti iniziali desunti da Iliceto (1966).

Forti anomalie si notano un po' ovunque, eccettuata forse la fascia occidentale adiacente ai Monti Berici.

Nella zona perimetrale degli Euganei, oltre alle anomalie allungate relative a corpi filoniani, spicca l'intensa anomalia negativa del Monte Rosso, mentre più a Nord, a cavallo tra Saccolongo e Tencarola, compaiono delle distinte anomalie positive probabilmente collegabili con la presenza a debole profondità di formazioni tufacee basiche. Come è stato appurato da G. Dal Piaz (1971) in località Brentelle di Sotto, non lontana dalla predetta zona, sono stati incontrati da perforazioni meccaniche tufi vulcanici di tipo basico a circa 250 m di profondità.

Di particolare interesse è invece la zona tra Montegalda, Sarmego e Campodoro, in cui esistono le più forti e complesse anomalie di Fig. 83. E' molto probabile che i fenomeni vulcanici ad essa connessi si inquadrino meglio nel vulcanesimo generale basico veneto piuttosto che specificatamente in quello differenziato euganeo, che pure ne è parte integrante. Così nella zona di Montegalda ricompare una forte anomalia negativa, probabilmente dovuta alla presenza in profondità di una inclusione grosso modo cupoliforme, deducibile dalla disposizione areale delle isoanomale. Sembra che tale intrusione si sia magnetizzata durante l'azione del c.m.t. a polarità inversa.

In direzione di Sarmego la complessità delle anomalie non accenna a diminuire, esistendo colà una serie di anomalie di segno opposto che si completano fuori dell'area in esame.

Verso Campodoro infine le anomalie assumono forma allungata e sembrano disporsi lungo la ben nota direzione strutturale NW-SE.

Avvicinandosi ora alle propaggini settentrionali dei Colli Euganei, si può notare come nella zona compresa fra Bastia e Teolo i dati magnetici siano molto scarsi e a volte del tutto assenti, al contrario della zona termale in generale, dove invece l'abbondanza di stazioni magnetiche consente di scoprire una quantità di anomalie che si rincorrono lungo tutta la zona orientale dei Colli Euganei da Abano fino a Monselice ed oltre. Si notino a questo proposito le intensissime anomalie di Torreglia, Galzignano, Battaglia, Arquà, Este e Monselice. In una parola, la complessità geologico-petrografica dell'area euganea si riflette in una serie di anomalie, in generale ben distinte e marcate.

Nella parte centrale dei Colli Euganei le misure eseguite dalla Società Forze Endogene Venete sono invece più scarse e poco uniformi. D'altronde il loro scopo era dichiaratamente « *di ricognizione informativa dell'ordine di grandezza dei disturbi della zona* » e ciò ha spinto forse i ricercatori a curare maggiormente le aree perimetrali più interessanti ai fini applicativi. Ne risulta che zone centrali ed importanti sotto l'aspetto strutturale quale i Monti Venda, Vendevolo, Rua, Grande e della Madonna, forse a causa anche della asperità topografica, sono stati oggetto di una copertura magnetica a volte solo per interpolazione dei dati di stazioni limitrofe e per lo più localizzate lungo le vallate che delimitano i rilievi stessi.

L'anomalia più intensa è stata comunque riscontrata nei pressi di Cingolina-Galzignano, dove ha raggiunto un valore di + 1005 gamma. Secondo l'ing. SCHEFFER, in base a considerazioni geologiche, questa zona di anomalia massima potrebbe essere assunta come il centro dell'area vulcanica.

Si può ricordare a questo proposito come in effetti in quest'area si raggiungano i più forti valori dell'anomalia di Bouguer dell' intero complesso lessineo-berico-euganeo e che i dati aeromagnetici di campo totale confermino la presenza di una forte anomalia, come si può vedere nella Fig. 84. Forti valori di anomalia magnetica si osservano anche intorno a Teolo, a Sud-Est di Boccon, a Nord di Baone e altrove.

Nella fascia di pianura compresa fra i Colli Berici e gli Euganei si distinguono varie anomalie ben localizzate soprattutto in corrispondenza dei Monti Lozzo e Partizzon, la cui interpretazione ha permesso di evidenziare la loro continuità col corpo centrale degli Euganei.

A Sud il rilievo magnetico copre una vasta area di pianura spingendosi oltre Stanghella e S. Urbano. In quest'ultima località permangono ancora intense anomalie, peraltro già riscontrate per via gravimetrica. In tal modo tutto l'avampaese meridionale dei Colli Euganei è stato indagato e si notano anche qui anomalie magnetiche, come ad esempio nella zona di Ospedaletto Euganeo e Solesino.

Nella Fig. 84 sono riportati due profili magnetici, uno della componente verticale Z misurata a terra ed uno del campo totale F misurato in quota (a 2000 m) ([1]). Essi tagliano il gruppo euganeo secondo la direzione nord-sud e sono stati disposti in modo da comprendere le parti laterali dei Colli Euganei, spingendosi in aree decisamente di pianura a nord e a sud dell'avampaese euganeo.

Si può notare come i profili della componente Z posseggano un andamento molto irregolare, dovuto alla presenza di forti anomalie piuttosto localizzate e indipendenti dai limiti del rilievo euganeo.

L'andamento dei profili aeromagnetici invece è molto più regolare, manifestando uno sfasamento fra le zone di massimo che compaiono traslate verso sud-est.

Nel loro insieme sembrano definire meglio il complesso euganeo pur mostrando valori di campo magnetico non molto intensi.

SOFFEL (1974) misurando le intensità delle magnetizzazioni naturali (N.R.M.) delle rocce vulcaniche euganee vi trovò dei valori decisamente bassi. Questo può forse spiegare almeno in parte la relativa ampiezza di intensità delle anomalie magnetiche che non abbracciano decisamente, come è il caso delle anomalie di Bouguer, i Colli Euganei.

Così se si osserva la Fig. 85, in cui sono riportati il profilo di anomalia di Bouguer, quello aeromagnetico di campo totale e quello fornito a terra dalla componente Z, passanti tutti attraverso Galzignano, si possono almeno qualitativamente valutare i diversi caratteri periodali delle varie grandezze fisiche diagrafate.

([1]) Dati provvisori fornitici dalla Società Western Ricerche Geofisiche di Milano.

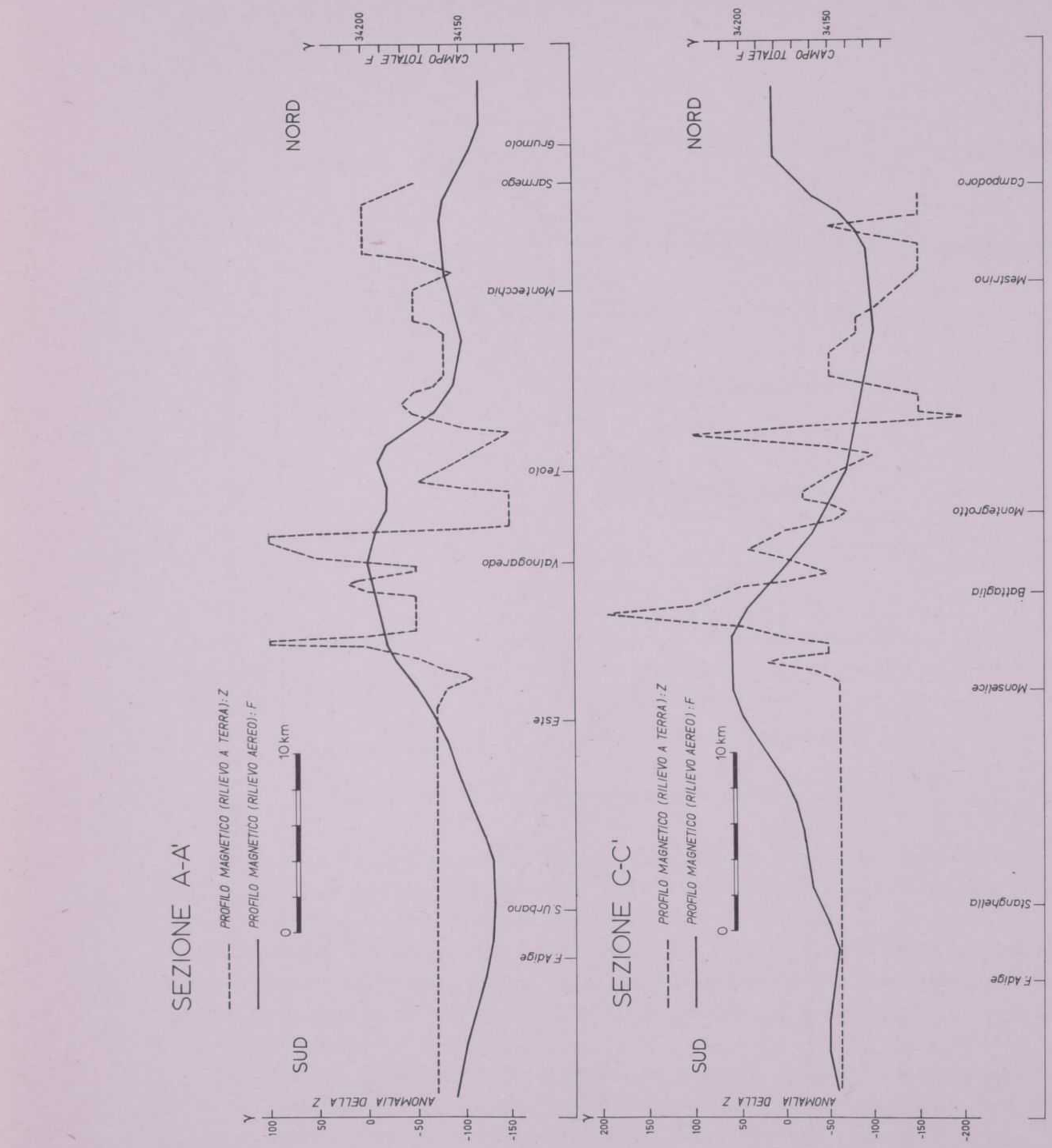


Fig. 84 - Profili magnetici dell'area euganea e delle zone vicine.

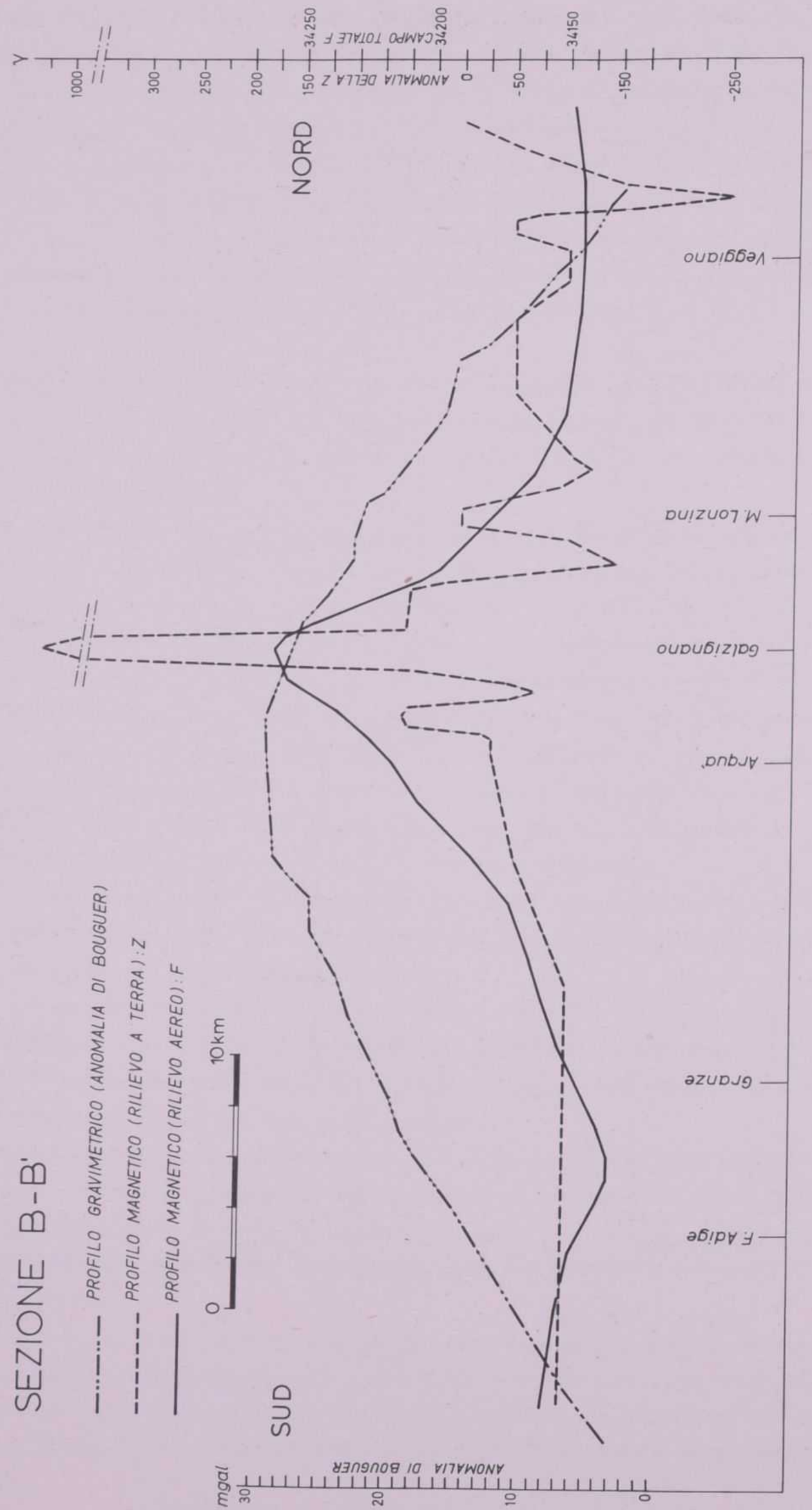


Fig. 85 - Confronto fra profili gravimetrico e magnetico nella regione euganea.

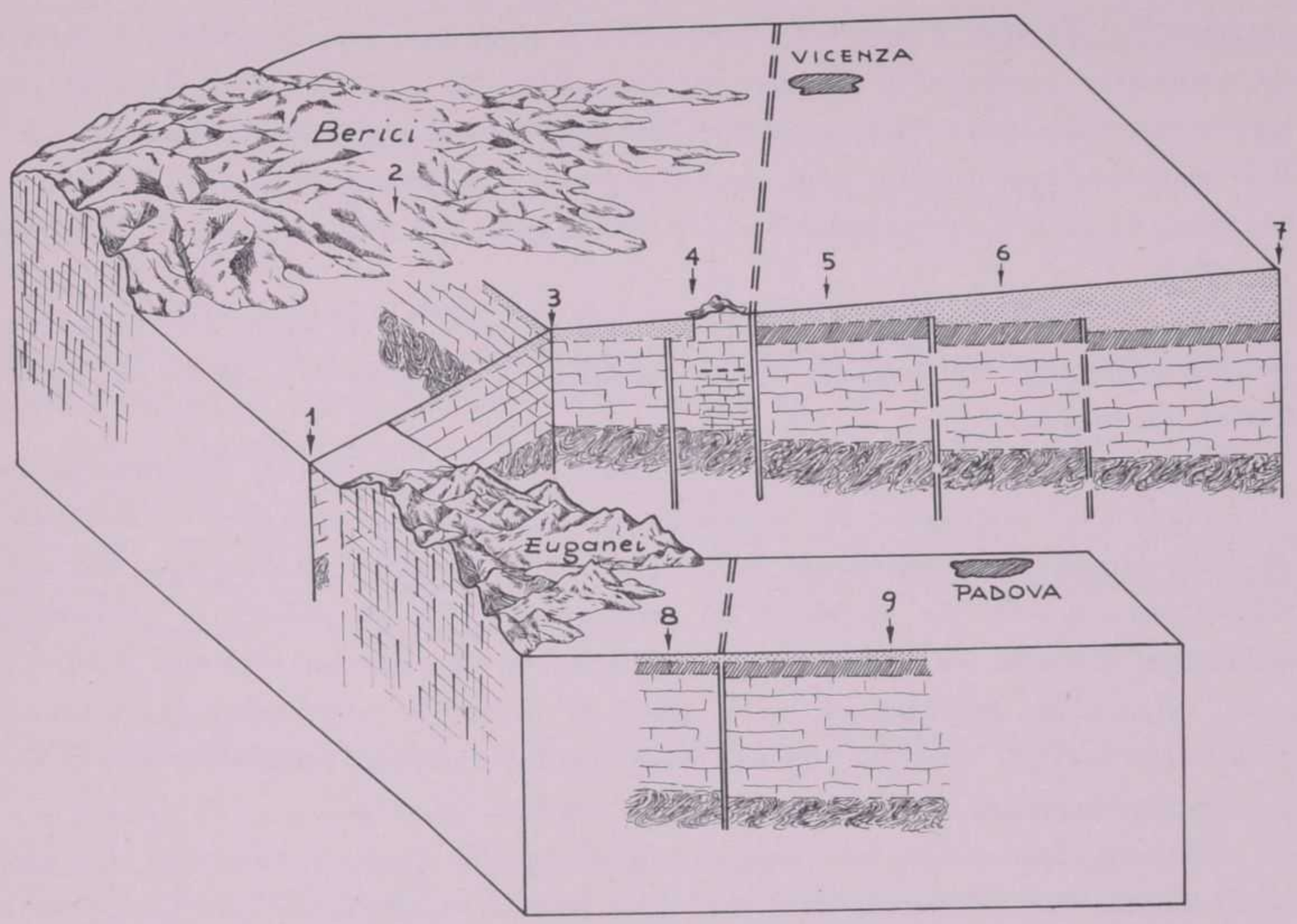


Fig. 86 - Stereogramma strutturale secondo le misure magnetotelluriche.

La scomparsa dell'anomalia positiva di Bouguer, localizzata sugli Euganei, avviene molto lentamente, raggiungendo forti valori negativi sia a Nord sia a Sud (ad es. – 100 mgal fra Bologna e Ferrara).

L'anomalia aeromagnetica invece raggiunge i valori apicali proprio sopra Galzignano, interessando poi buona parte degli Euganei, mentre l'anomalia della componente Z si risolve in una serie di picchi a periodo molto più breve e potenza spettrale marcatissima.

Per finire si può accennare al fatto che per dare spiegazione quantitativa delle anomalie gravimetriche e magnetiche summenzionate risulterebbe difficile non ricorrere a « *masse* » diverse ubicate anche a diverse profondità.

Altri metodi di ricerca geofisica e conclusioni

Come si è visto, quasi tutti i metodi geofisici sono stati impiegati per lo studio del complesso Euganeo, sia pur con scopi diversi.

Per alcuni di essi, quali il gravimetrico e il magnetico, il lavoro di sintesi ha consentito la ricostruzione del paesaggio gravimetrico e magnetico dell'intero gruppo

euganeo. Per gli altri il contributo apportato è stato per lo più idoneo a definire un particolare aspetto delle diverse problematiche che lo studio degli Euganei suggerisce, come ad esempio l'uso dei metodi elettrici. Ad essi può essere associato il metodo magnetotellurico, che è stato indirizzato alla risoluzione di questioni tettonico-stratigrafiche delle aree perimetrali dei Colli Euganei (Dupis, Iliceto e Norinelli, 1972).

Sotto l'aspetto tettonico si è ricostruito lo schema strutturale dell' hinterland Berici-Euganei e si sono chiariti alcuni aspetti della complessa situazione del bacino termale di Abano.

L'indagine magnetotellurica, in virtù anche delle sue possibilità di investigazione profonda del sottosuolo, ha consentito di indagare l' avampaese settentrionale dei Colli Euganei, così fortemente influenzato dalla presenza della linea tettonica Schio-Vicenza e delle sue vicarianti. Si sono riconosciuti gli effetti in profondità dell'insieme di faglie, parallele fra loro, appartenenti al disturbo tettonico Schio-Vicenza, valutandone quantitativamente i rigetti. E' stato pure riconosciuta la continuità della suddetta faglia oltre gli Euganei stessi, mediante stazioni magnetotelluriche impostate rispettivamente a Carrara e a Ronchi (vedasi Fig. 86).

L'insieme delle misure elettriche, comprese quelle magnetotelluriche, ha consentito inoltre di constatare la presenza di un livello conduttore di notevole potenza, anche se variabile secondo i luoghi, e posto a media profondità, compreso nel materasso alluvionale che circonda il rilievo collinare euganeo.

Tutti i sondaggi infatti hanno riconosciuto un terreno avente resistività di circa 5 Ω. m, posto fra i sedimenti più superficiali e grossolani con spessore dell'ordine di un centinaio di metri e il *bed-rock* resistivo, la cui natura e profondità possono essere molto variabili a causa della complessità tettonica della regione.

L'insieme dei dati gravimetrici ha consentito invece di definire dapprima il gruppo euganeo nel suo insieme, riconoscendone un'unità strutturale che abbraccia l'intera area euganea emergente e sepolta dai recenti terreni alluvionali quaternari e poi, in unione anche con le indicazioni fornite soprattutto dalle ricerche elettriche e magnetiche, di portare un notevole contributo conoscitivo della tettonica sepolta nelle zone peri-euganee.

Associando così i risultati dei vari metodi geofisici si sono identificate le zone di alto e basso strutturale, precisandone la natura geologica, associandola a volte anche con i fenomeni dislocativi dei disturbi tettonici.

Le misure magnetiche hanno consentito di localizzare meglio le strutture locali e di aiutare l'interpretazione sulla natura di strutture che la sola gravimetria non permetteva di risolvere.

Per la parte centrale degli Euganei non si è vista col magnetismo una unità di comportamento come in gravimetria e questo rimane un discorso aperto, che si spera di concludere con i risultati del rilievo aeromagnetico. L'insieme delle anomalie che si notano hanno carattere strettamente locale e sono correlabili con manifestazioni vulcaniche, per lo più basiche.

PETROGRAFIA DELLE ROCCE ERUTTIVE DEI COLLI EUGANEI

(Gp. De Vecchi, A. Gregnanin, E. M. Piccirillo)

Il gruppo collinare degli Euganei ha destato già dal secolo scorso l'interesse di parecchi studiosi, come risulta dai numerosi lavori a carattere geologico e petrografico relativi a questa regione (vedi bibliografia).

Senza volerci dilungare in un inquadramento geologico di quest'area, argomento che risulta più approfondito nelle pubblicazioni sopracitate ed in questa stessa memoria, ricorderemo soltanto che negli Euganei sono presenti corpi vulcanici e subvulcanici incassati o poggianti su rocce sedimentarie di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene inferiore.

Chimismo, nomenclatura e considerazioni petrogenetiche

Prima di prendere in considerazione gli eventi magmatici succedutisi nel distretto euganeo, sarà opportuno ricordare che nel Veneto sud-occidentale, in un'area che Schiavinato (1950) valuta di circa 340 km^2, affiorano prodotti vulcanici basici terziari. Una prima fase, che si è manifestata nell'Eocene inferiore e medio, per la quantità dei prodotti emessi può essere definita come principale, in accordo con Piccoli (1966); si tratta di basalti alcalini olivinici e di ankaratriti, diffusi nel Trentino, nel M. Baldo, nelle colline di Verona, nei Lessini e nei Berici. Una seconda fase, forse meno intensa, abbraccia tutto l'Oligocene e si protrae localmente fino al Miocene inferiore. I prodotti di tale attività, ancora basici e diffusi particolarmente nel Marosticano, si possono osservare anche nei Lessini, nei Berici e negli Altipiani Vicentini.

L'Eocene superiore (Priaboniano), almeno per ciò che risulta dalla bibliografia, dovrebbe rappresentare per il Veneto sud-occidentale un periodo di relativa quiete vulcanica. Le uniche vulcaniti (basiche) attribuite a questo periodo sono state segnalate proprio nei Colli Euganei da Dieni e Proto Decima (1963) e da De Vecchi e Sedea (1974). In tale area esse costituiscono la gran parte dei prodotti basici (lave compatte, lave a cuscini, ialoclastiti e tufi) che precedono di poco l'inizio della fase « differenziata » acida caratteristica di questa zona (fase euganea *s. s.*). Quest'ultima attività, ritenuta nel passato di età miocenica o addirittura pliocenica e riconosciuta oligocenica in base ai recenti lavori di Borsi, Ferrara e Piccoli (1969) e di Dieni e Proto Decima (1970), va cronologicamente correlata con la seconda fase eruttiva basica del Veneto sud-occidentale.

Le manifestazioni magmatiche « euganee », che tra l'altro mostrano una sequenza evolutiva inversa (dalle rioliti fino a termini latitici) rispetto a quella che ci si può attendere a seguito di normali processi di differenziazione magmatica, appaiono come una particolarità che deve essere chiarita nel contesto eruttivo terziario del Veneto occidentale, caratterizzato sostanzialmente da prodotti basici ed ultrabasici.

Dopo la memoria conclusiva di Schiavinato (1950) sulla provincia magmatica del Veneto sud-occidentale, non è apparso alcun lavoro che si sia occupato in modo specifico del chimismo delle rocce eruttive euganee.

Purtuttavia, in questi ultimi vent'anni, sono state portate a compimento numerose analisi chimiche, o come indagini inedite degli scriventi, o come corredo a tesi di laurea svolte presso l'Università di Padova, (R. Bernardini, A. Gregnanin, R. Bellati) ([1]).

Fig. 87 - Ubicazione delle rocce per le quali è stata compiuta l'analisi chimica.

([1]) Le analisi della tesi di laurea di A. Gregnanin, di tipo tradizionale, sono state rifatte con i metodi rapidi da Gregnanin e Piccirillo, sicchè alcuni valori non corrispondono a quelli riportati nella tesi.

R.Bellati svolse la sua tesi di laurea sotto la direzione di A. Gregnanin per quanto riguardava la parte petrografica e di G. Piccoli per la parte geologica.

Si possono ricordare particolarmente le seguenti tesi di laurea, inedite, svolte per la parte petrografica presso l'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova:

Bellati R., 1969 - *Studio petrografico e geologico della zona sudorientale dei Colli Euganei*; Bernardini R., 1961 - *Studio geologico-petrografico del gruppo del M. Ceva nei Colli Euganei*; Camposampiero M. A., 1971 - *I feldspati alcalini di alcuni corpi eruttivi dei Colli Euganei*; Gregnanin A., 1963 - *Studio geologico-petrografico della zona Monte Venda-Valle San Giorgio nei Colli Euganei, con particolare riguardo ai caratteri dei filoni basici.*

Il ciclo di ricerche promosso da G. Piccoli sul sistema idrotermale euganeo-berico ha offerto lo spunto per raccogliere organicamente tutti i dati esistenti, per fare un bilancio sulle conoscenze chimiche degli Euganei ed inoltre per fornire una nomenclatura più aggiornata e completa delle rocce eruttive della regione.

Già Schiavinato (1944) ritenne di non dover tenere conto dei dati dei vecchi Autori per le metodologie allora utilizzate. Gli scriventi convengono che questo sia un criterio valido, pur se qualche dato potrebbe essere usato a scopo orientativo. D'altra parte anche tra le prime analisi qui riportate, tra cui quelle di Schiavinato, e le più recenti, vi sono stati notevoli mutamenti metodologici, essendo le prime di tipo gravimetrico (contrassegnate con g), e le ultime di tipo rapido (contrassegnate con r) ([1]).

Studio petrochimico

In questo lavoro non intendiamo affrontare il problema dell'evoluzione delle rocce eruttive euganee, argomento che verrà trattato in una prossima nota. Lo scopo presente è soprattutto quello di classificare le magmatiti euganee partendo da basi essenzialmente chimiche.

Nelle Tabb. XXII - XXVIII sono riportati i dati analitici raccolti, la provenienza dei campioni (la cui ubicazione può essere facilmente individuata nella Fig. 87), le definizioni petrografiche delle rocce, i « valori Niggli » ed i relativi tipi magmatici di confronto.

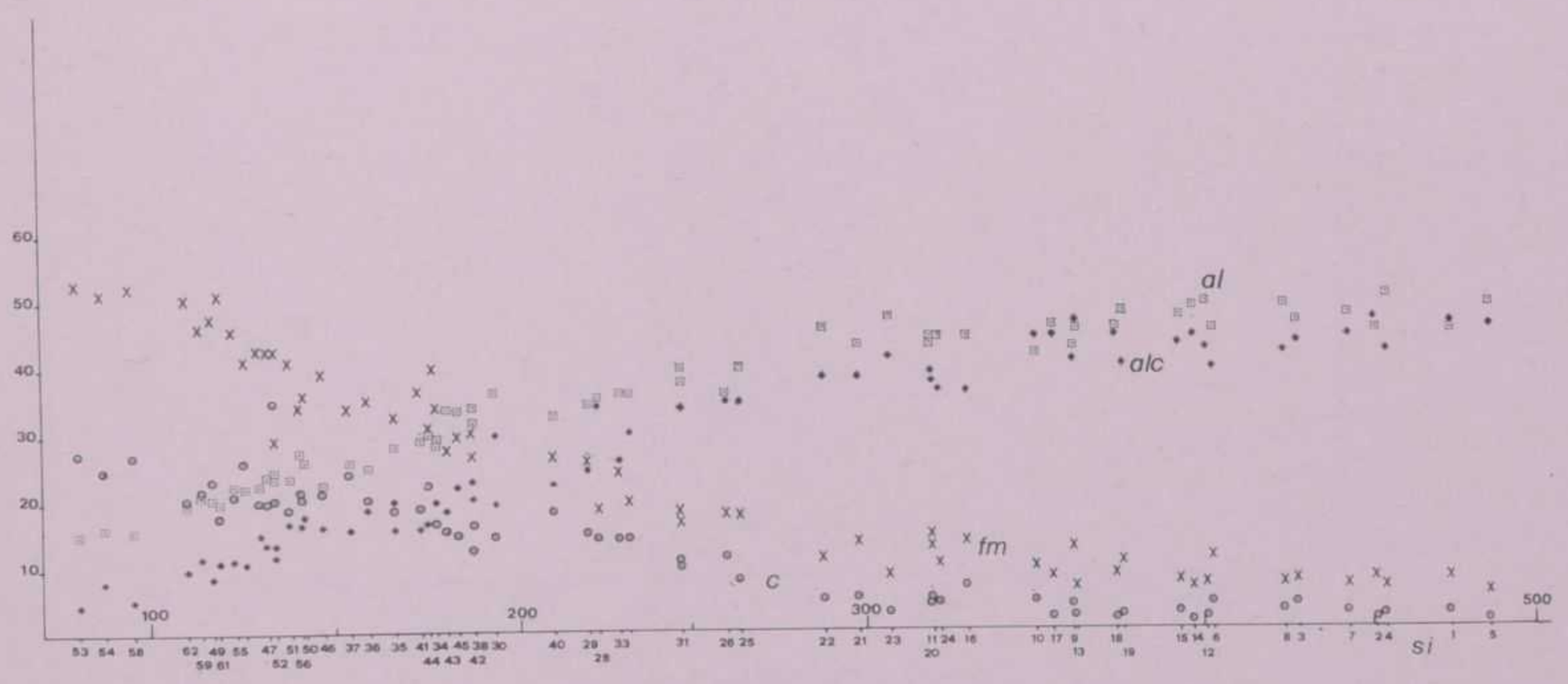


Fig. 88 - Diagrammi di variazione dei « valori Niggli » *al*, *fm*, *c*, *alc* in funzione di *si*. I numeri si riferiscono alle analisi riportate nelle Tabb. XXII-XXV.

([1]) SiO_2 e Al_2O_3 sono stati determinati con metodi spettrometrici in fluorescenza a raggi X; Na_2O e K_2O per fotometria alla fiamma; CaO e MgO per volumetria; gli altri ossidi con metodi colorimetrici.

Molte analisi sono state eseguite su polveri essicate a 110 C°, sicchè non sarebbe del tutto esatto il loro confronto con analisi effettuate su polveri naturali. I contenuti decisamente bassi di H_2O^- delle analisi che riportano questa determinazione mostrano però che tale errore è spesso modesto e irrilevante ai fini del presente lavoro.

Si veda: De Vecchi Gp., Piccirillo E. e Quareni S., 1968 - *Contributo all'analisi rapida di rocce mediante fluorescenza ai Raggi X*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., vol. 24, pagg. 217-228, 1 fig., Pavia.

Nella Tabella XXIX compaiono le analisi chimiche medie delle rocce più rappresentative, divise per gruppi secondo la nuova classificazione che qui usiamo, i realtivi « valori NIGGLI », i raggruppamenti delle basi Q, L, M, e gli indici seriali σ di RITTMANN.

Nella Fig. 88 sono tabulati i valori *al*, *c*, *fm*, *alc*, contro *si*; nella Fig. 89 sono diagrammati i valori *k* contro *mg*, mentre i raggruppamenti fondamentali Q, L, M, delle medie di Tab. XXIX sono riportati nella Fig. 90.

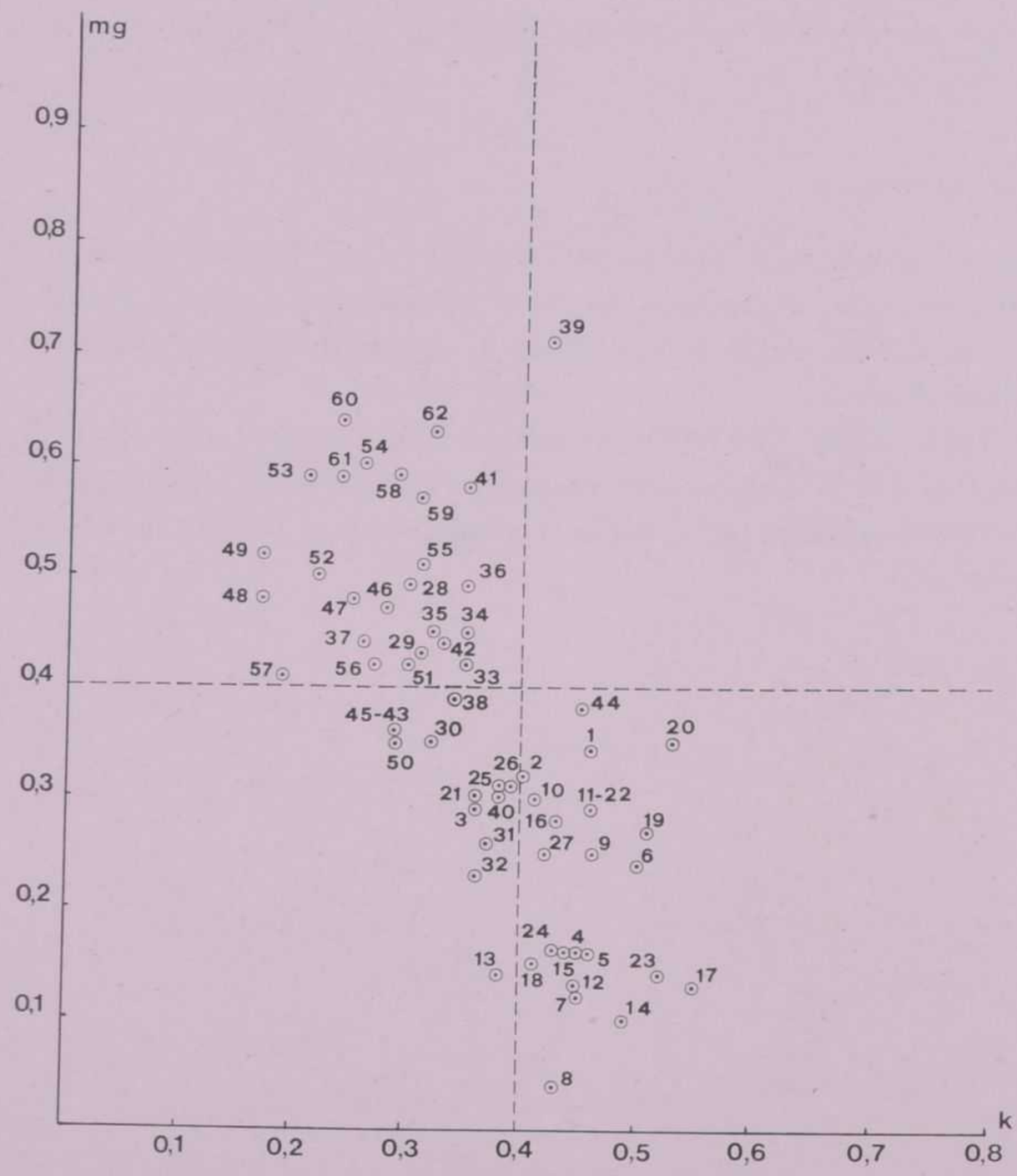


FIG. 89 - Diagramma *k-mg*.

L'esame dei tipi magmatici della Tab. XXVIII e quello delle Figg. 88 e 89 confermerebbero le conclusioni di SCHIAVINATO (1944, 1950) sulla collocazione del chimismo euganeo in una posizione intermedia tra la serie alcali-calcica e quelle alcaline. I dati più significativi che sottolineano questa affermazione consistono nei valori bassi dell'intersezione delle curve *c* e *alc* (*iso c-alc*) intorno a circa 155 di *si*, e dell'*isofalia* intorno a 180 di *si*.

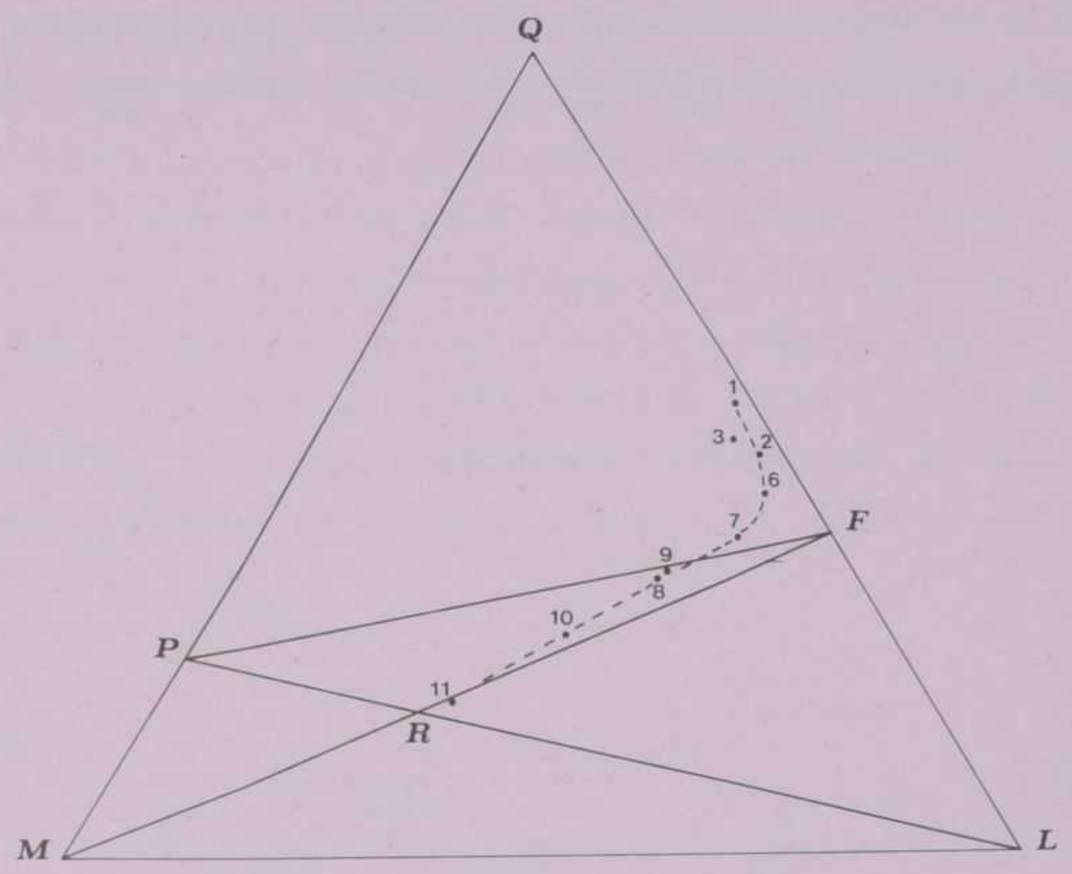


FIG. 90 - Diagramma Q-L-M. I numeri si riferiscono alle medie di Tab. XXIX.

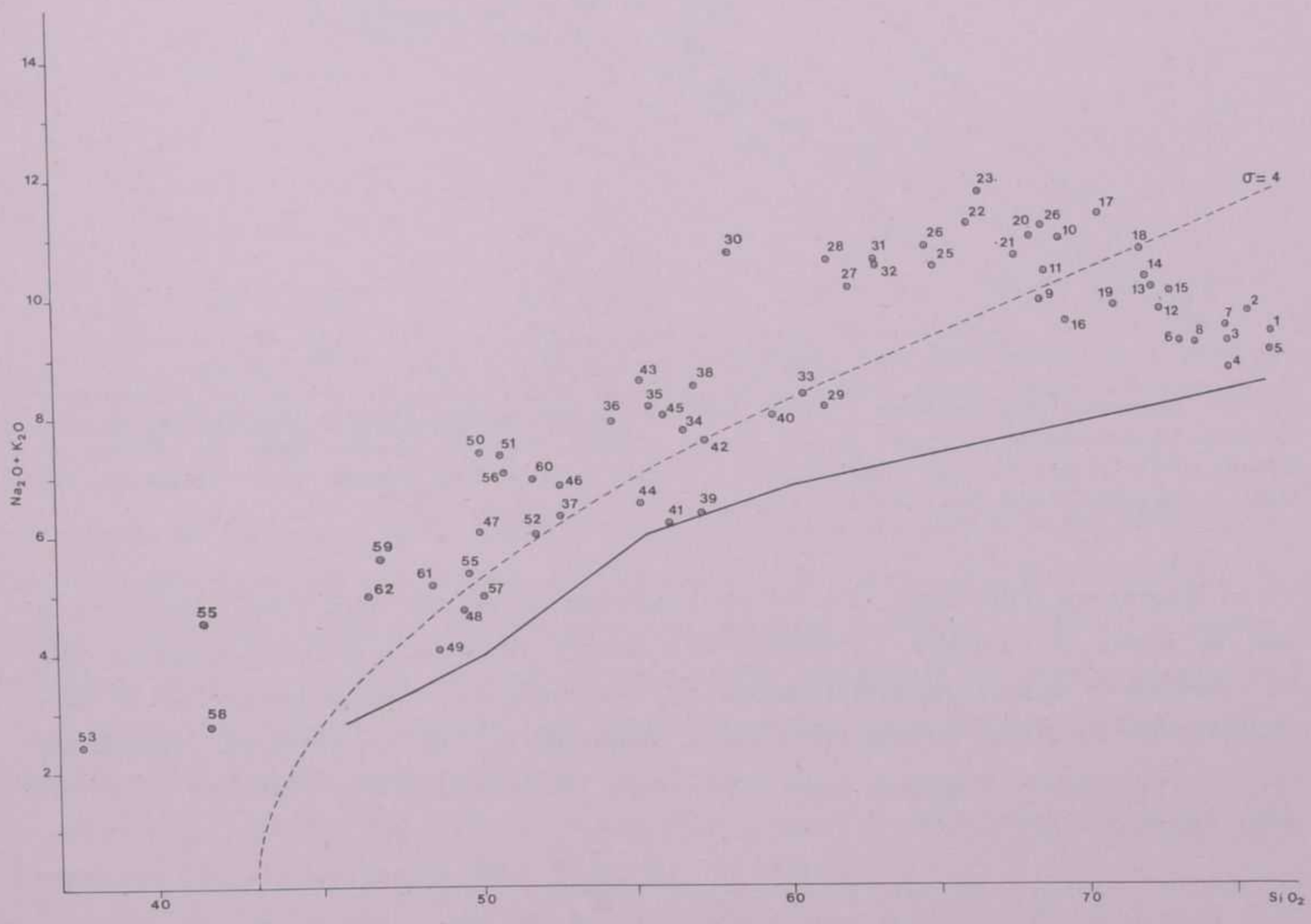


FIG. 91 - Diagramma SiO_2–alc (in peso). La curva continua è stata tratta da KUNO (1967): la curva tratteggiata corrisponde alla parabola $\sigma = 4$ (vedi RITTMANN, 1967).

Un carattere seriale in parte analogo risulterebbe anche in base alla sistematica proposta da Rittmann (1967) ([1]), considerando la parabola relativa a $\sigma = 4$ (vedi Fig. 91) in un diagramma SiO_2/alc, che consente di suddividere il campo delle rocce a carattere atlantico o mediterraneo da quello delle rocce « pacifiche ».

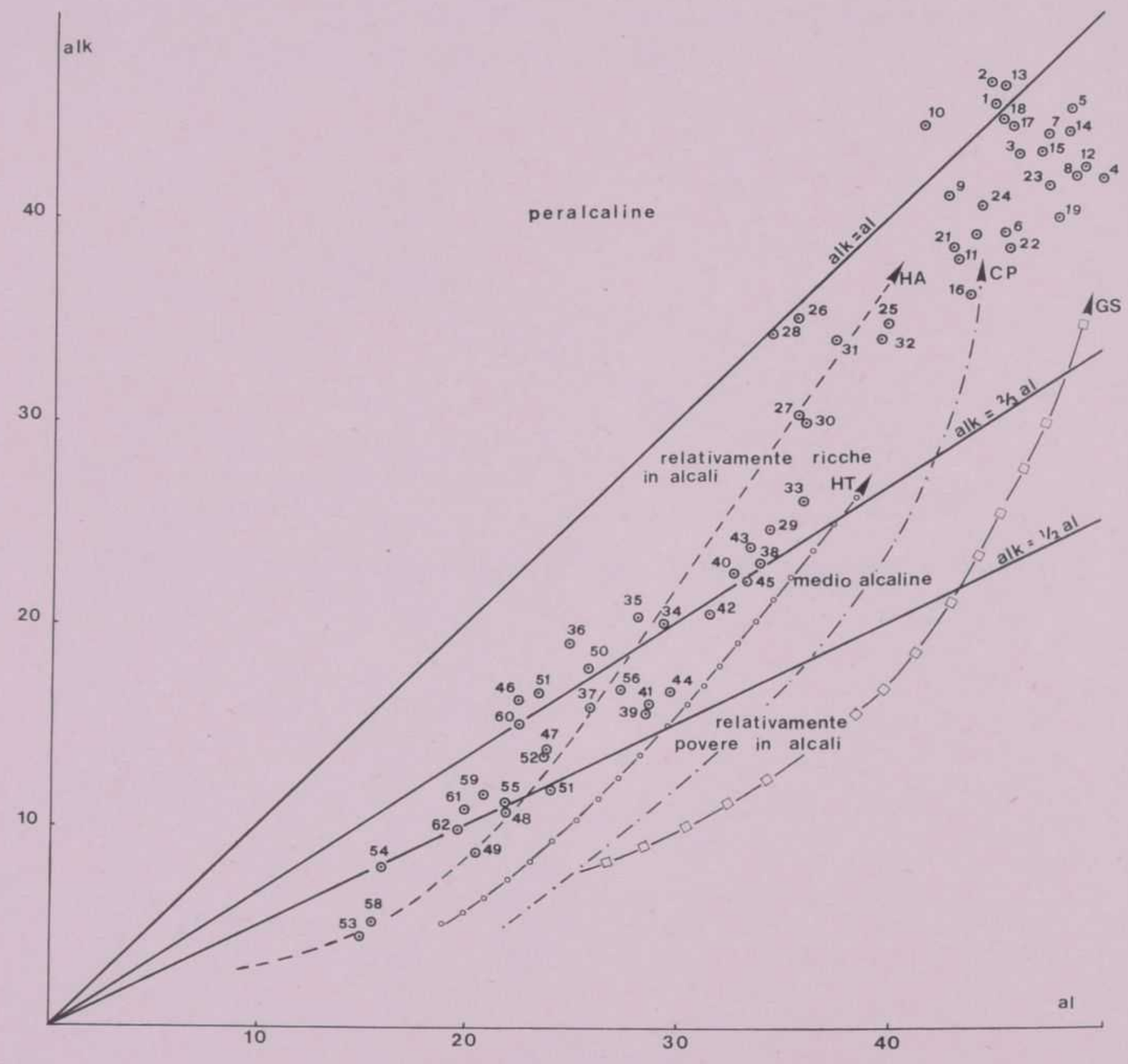


Fig. 92 - Diagramma *alc-al* da Burri e Niggli (1945). Sono state aggiunte le curve Ha, Ht, Cp, Gs, che si riferiscono rispettivamente ai *trends*: Hawaii alcalino, Hawaii tholeiitico (medie tratte da Macdonald e Katsura, 1964), Cascade Province (Anderson, 1941; Williams, 1935 e 1942; Thayer, 1937; Verhoogen, 1937), Massiccio « granitico » delle Serre, Calabria (Hieke-Merlin e Lorenzoni, 1972).

I diagrammi delle Figg. 92 e 93 (rispettivamente *al/alk* e Si^0/Az^0), mettono invece in risalto il carattere sostanzialmente alcalino della serie eruttiva euganea. Questa conclusione appare immediatamente dal confronto del *trend* euganeo con le curve di evoluzione di alcune tipiche associazioni magmatiche (Hawaii alcalina, Hawaii tholeiitica, associazione orogenica degli Stati Uniti nord-occidentali, massicci granitoidi della Calabria) ([2]).

([1]) Rittmann A., 1967 - *I vulcani e la loro attività*. II[a] ed., 359 pagg., Cappelli, Bologna.

([2]) Hieke Merlin O. e Lorenzoni S., 1972 - *Il massiccio « granitico » delle Serre (Calabria). Stato attuale delle conoscenze petrografiche*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. 29, 42 pagg., 5 figg., 2 tavv., Padova.

Lo stesso diagramma di Fig. 91 conferma questa conclusione ove si consideri la curva proposta da KUNO (1968) ([1]), che secondo questo autore separa nel Giappone le associazioni alcaline dalle altre.

L'esame delle Figg. 88, 90 e 93 indica l'esistenza anche di fenomeni di differenziazione magmatica nella provincia euganea, come aveva già dimostrato SCHIAVINATO. Purtuttavia facciamo notare che i nuovi dati chimici sui basalti euganei consentono di ricavare una media che si discosta sensibilmente da quella che SCHIAVINATO (1950) riteneva fosse rappresentativa del « magma iniziale » euganeo. Nel diagramma Q, L, M, di Fig. 81, il punto corrispondente alla nostra media giace su una curva ad andamento quasi rettilineo collegante i punti che rappresentano le medie delle rocce ultrabasiche e mesosiliciche. Al contrario quello della media di SCHIAVINATO sta

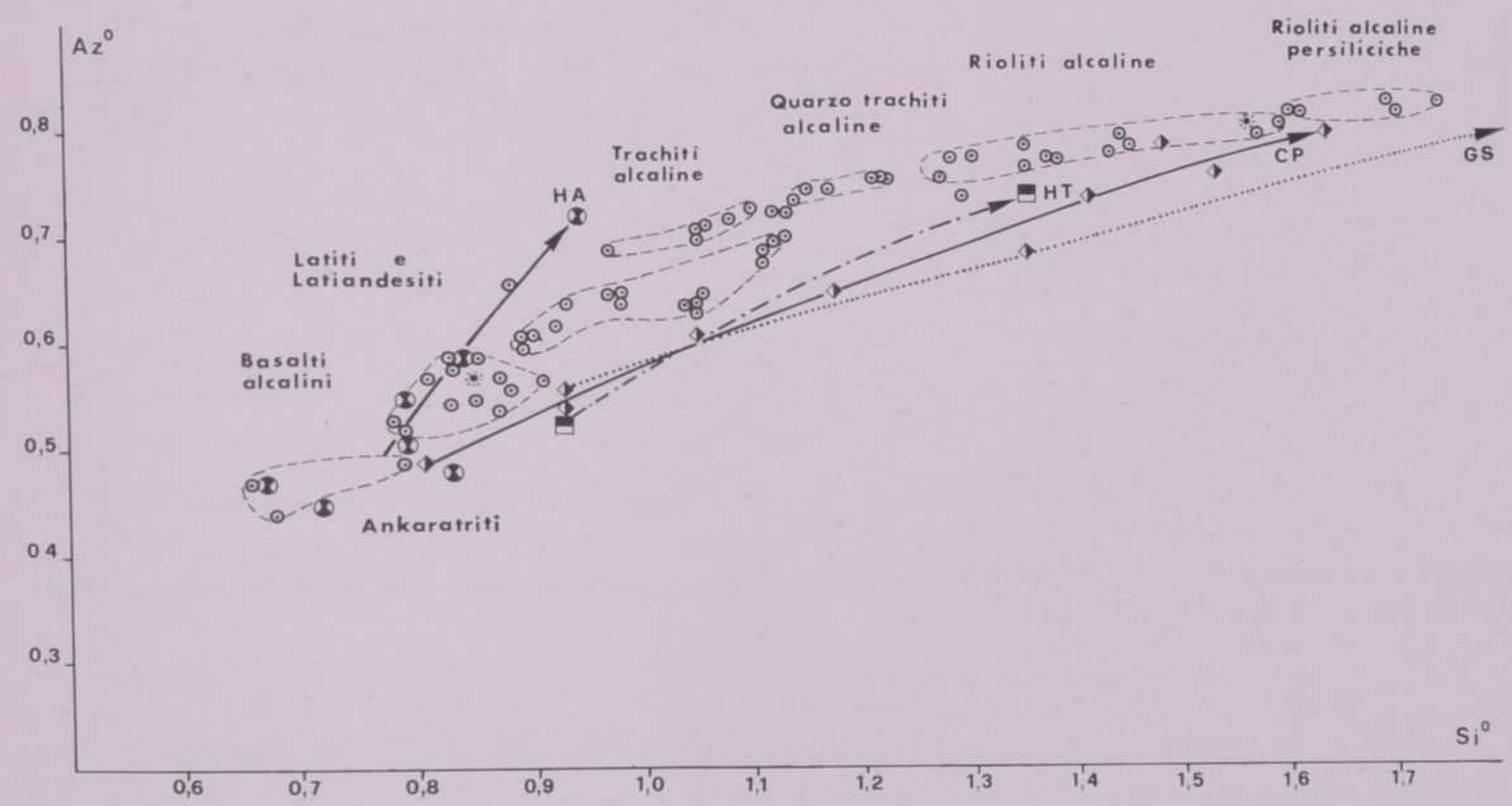


FIG. 93 - Diagramma Si°-Az°. I numeri si riferiscono alle analisi delle Tabb. XXII, XXIII, XXIV, XXV; le curve alle stesse associazioni di riferimento rappresentate nella fig. precedente (Hawaii alcalino e tholeiitico, Cascade Province, Massiccio « granitico » delle Serre.

nettamente al di sopra della curva citata (tale media comprende anche alcune analisi di rocce, talora di età diversa, dei Lessini e dei Berici). Ne deriva pertanto la necessità di nuove indagini per valutare con maggior sicurezza il tipo di « magma iniziale » euganeo al fine di verificare le ipotesi prospettate da questo Autore sui rapporti di tale magma con altri più basici che hanno caratterizzato il ciclo eruttivo cenozoico del Veneto sud-occidentale.

Analoghe conclusioni sulla presenza di fenomeni di differenziazione magmatica si traggono anche dall'esame delle Figg. 91, 92 e 93.

([1]) KUNO H., 1968 - *Differentiation of basalt magmas.* Basalts, vol. 2, pagg., 623-688, J. Wiley & Sons, New York.

Problemi di nomenclatura delle rocce eruttive

I nuovi orientamenti sulla classificazione delle rocce eruttive rendono necessario un adeguamento della nomenclatura dei litotipi euganei. In moltissimi casi tutto si riduce ad un semplice cambiamento di nomi (v. liparite → riolite); purtuttavia l'uso di una nomenclatura unica permette un confronto più immediato con le associazioni di rocce vulcaniche di aree-tipo ed elimina certe inesattezze relative alla natura di alcuni tipi rocciosi euganei (per esempio l'esistenza di vere andesiti e di vere trachiti, il tipo di basalti, ecc.).

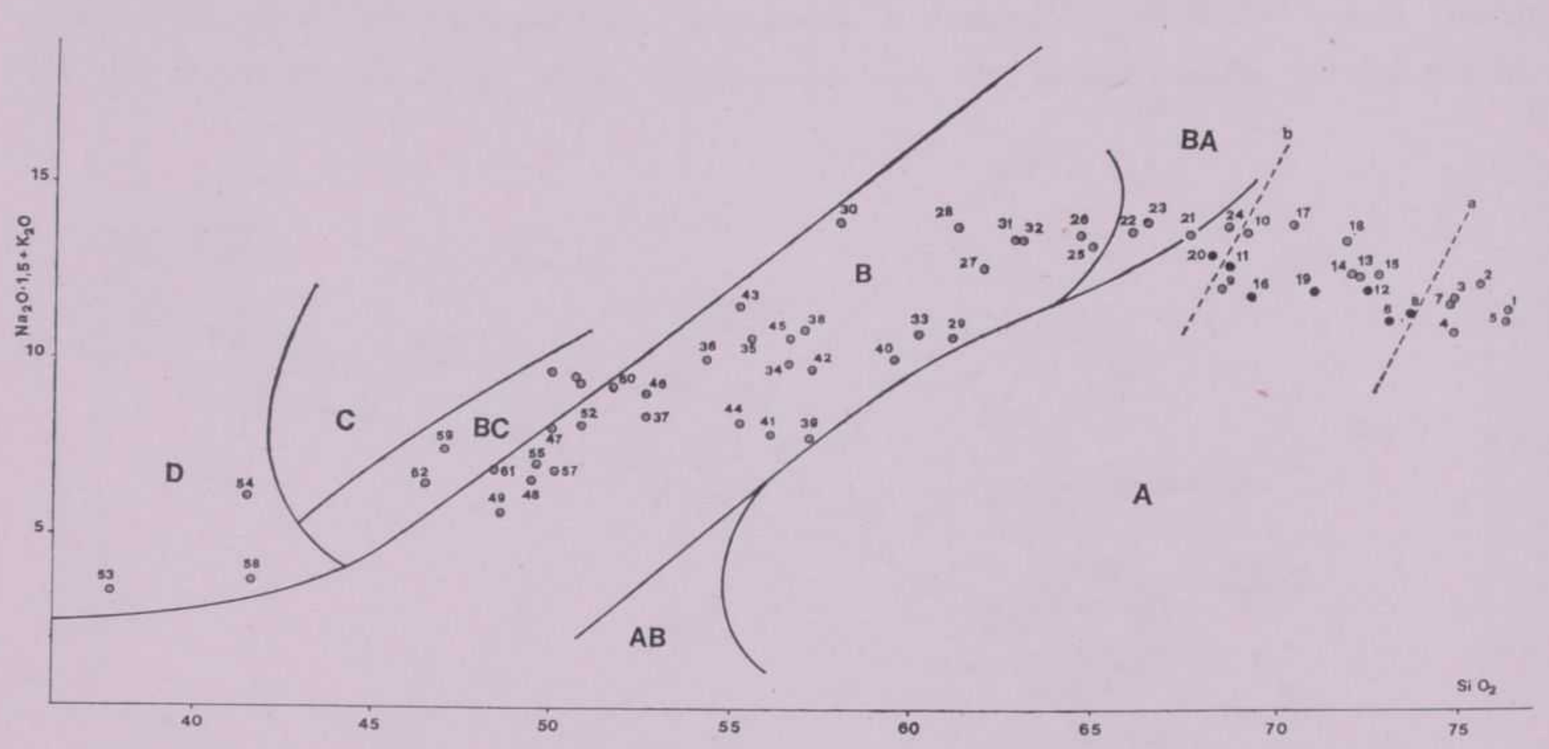


Fig. 94 - Diagramma SiO_2–(1,5 Na_2O+K_2O). Le curve continue sono tratte dalla Fig. IV di Rittmann (1967). Per le curve tratteggiate, vedasi il testo.

Poichè la nuova classificazione modale delle rocce vulcaniche è ancora in fase di elaborazione da parte di Streckeisen *et al.* e poichè non è stata presa alcuna decisione circa le modalità da seguire per la sua utilizzazione partendo da analisi chimiche, gli scriventi hanno usato sostanzialmente gli schemi di classificazione e la chiave di Rittmann (1967, *op. cit*) per le rocce persiliciche e mesosiliciche, mentre per le rocce iposiliciche hanno preferito adottare la nomenclatura ed i criteri proposti da Tilley (1950) ([1]), Yoder e Tylley (1962) ([2]), Macdonald e Katsura (1964) ([3]), Kuno (1968, *op. cit.*) e Wilkinson (1967) ([4]), molto più semplici e di uso generale.

([1]) Tilley C. E., 1950 - *Some aspects of magmatic evolution.* Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 106, pagg., 36-61, London.

([2]) Yoder H. S. jr. e Tilley C. E., 1962 - *Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.* Journ. Petr., vol. 3, pagg. 342-352, London.

([3]) Macdonald G. A. e Katsura T., 1964 - *Chemical composition of Hawaiian lavas.* Journ. Petr., vol. 5, pagg. 82-133, London.

([4]) Wilkinson J., 1967 - *The petrography of basaltic rocks.* Basalts, vol. 1, pagg. 163-214, J. Wiley & Sons, New York.

Abbiamo apportato alcune leggere modifiche a detti schemi, sia per tener conto dei suggerimenti di STRECKEISEN (1967) ([1]), sia per adattare nel migliore dei modi la nuova nomenclatura a quella vecchia. Inoltre bisogna aggiungere che dobbiamo tener conto anche della grande mole di lavori petrografici, in parte inediti, eseguiti sugli Euganei, i quali forniscono spesso efficaci dati complementari, insostituibili per una corretta classificazione dei tipi rocciosi.

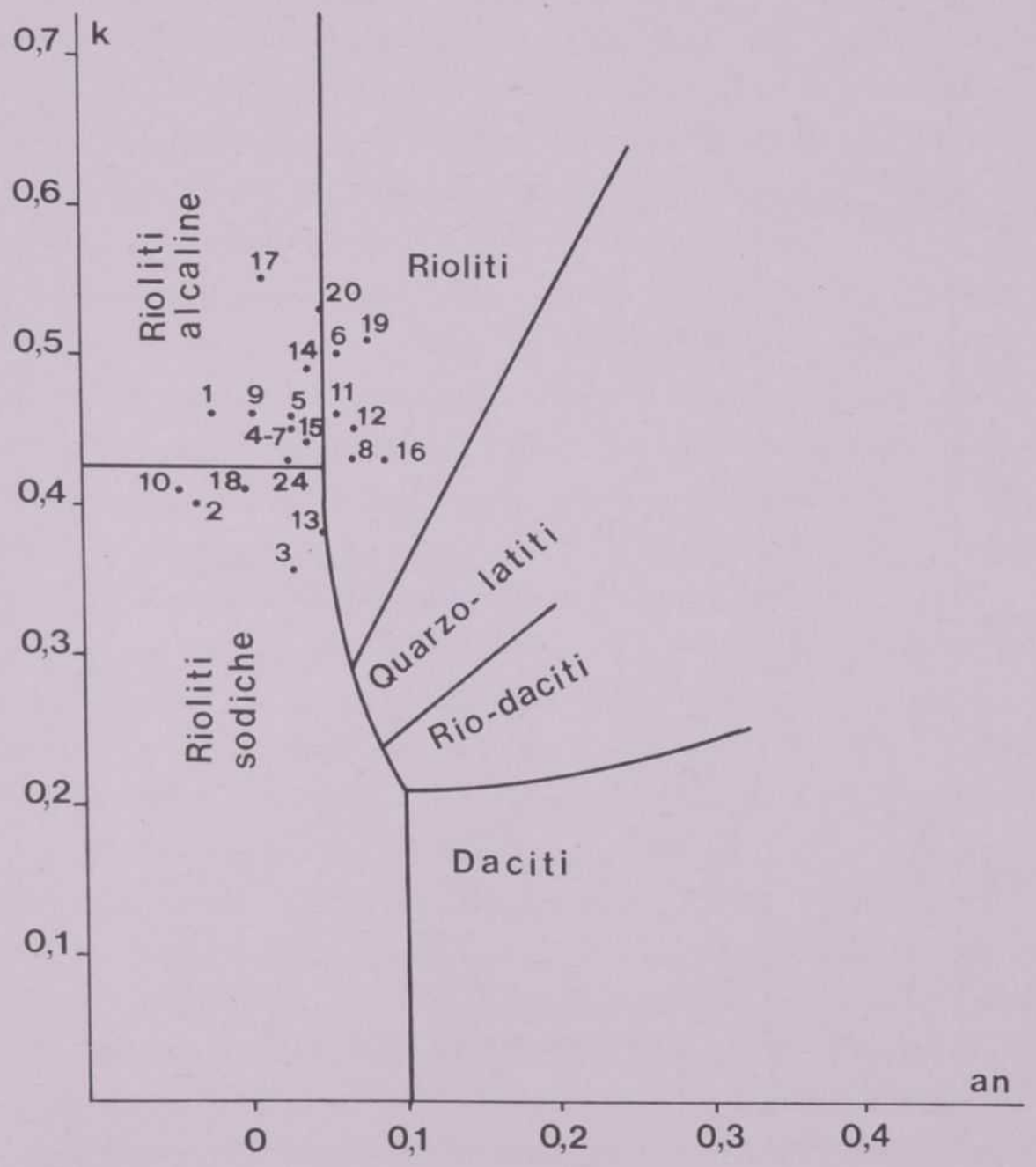


FIG. 95 - Diagramma an-k relativo alle rocce sovrasature tratto dalla Fig. V di RITTMANN (1967).

Nella Fig. 94 dove sono diagrammati i valori in peso di 1,5 $Na_2O + K_2O$ contro SiO_2, sono state riportate alcune curve di RITTMANN (1967, fig. IV, p. 331) le quali limitano i campi delle rocce vulcaniche soprasature (A), sature (B) e sottosature (C e D); il campo D comprende le foiditi.

Per quanto riguarda le rocce eruttive degli Euganei, quelle che cadono nei campi di transizione BA e BC vanno in realtà associate a quelle del campo B per i valori dei coefficienti k ed an di RITTMANN.

([1]) STRECKEISEN A. L., 1967 - *Classification and nomenclature of igneous rocks.* Neues Jahrb. Min., Abh., vol. 107, pagg. 144-240, Stuttgart.

Le rocce degli Euganei possono quindi essere divise in tre gruppi, quelle soprature, quelle sature e quelle sottosature.

Nelle Figg. 95 e 96 sono tabulate rispettivamente le rocce soprasature e sature nei diagrammi k/an tratti dalle Figg. V e VI, p. 333 di Rittmann (1967).

Nel campo delle rioliti *l.s.* si possono distinguere *rioliti s.s.* e *rioliti alcaline*, talora di tipo *sodico*.

Tutte queste rioliti *l.s.* corrispondono alle lipariti persiliciche ed alle lipariti di Schiavinato (1950).

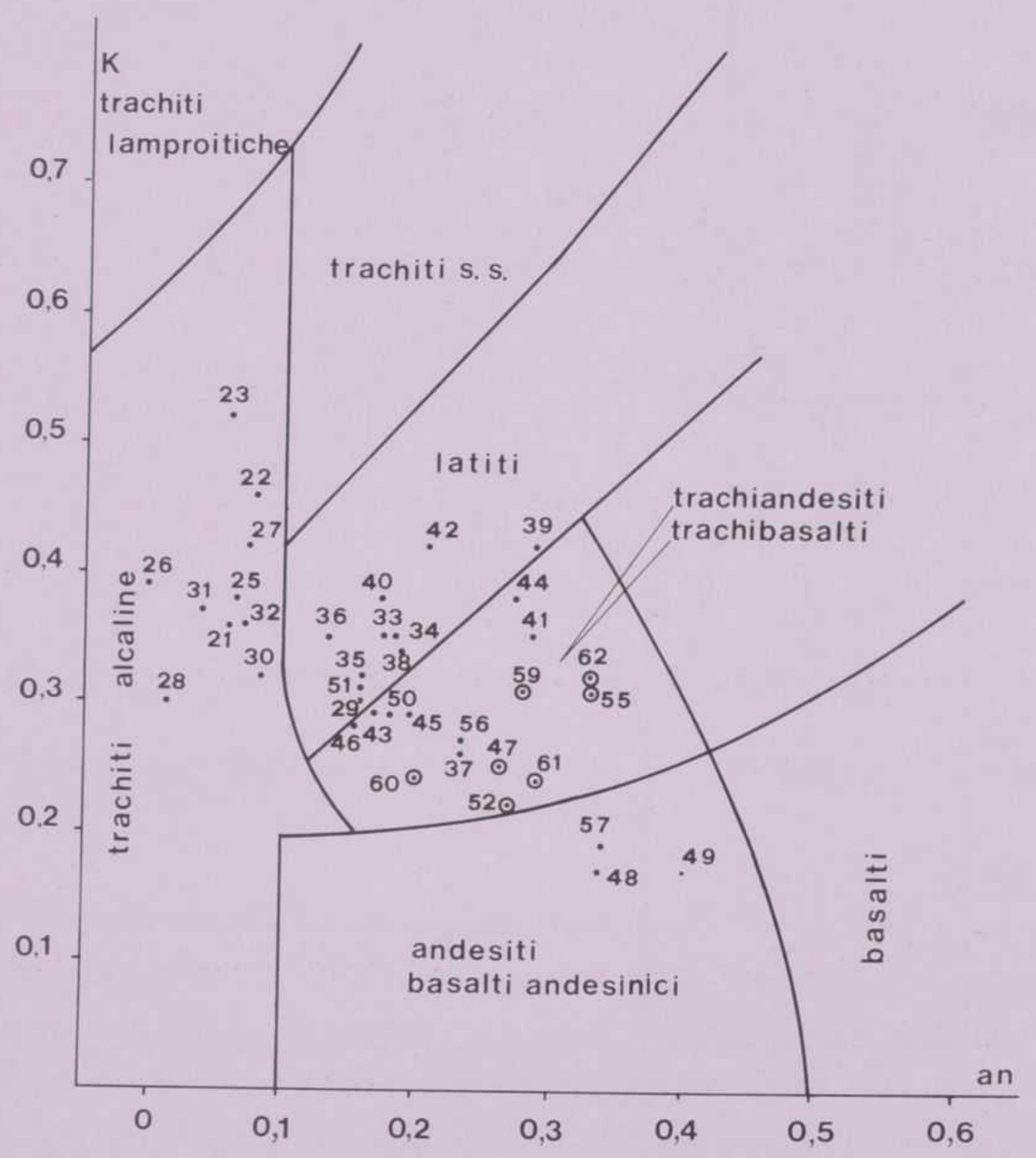


Fig. 96 - Diagramma an-k relativo alle rocce sature tratto dalla Fig. VI di Rittmann (1967).

La Fig. 96 mostra che le rocce sature comprendono trachiti alcaline, latiti, trachiandesiti, trachibasalti ed infine basalti andesinici (tenendo conto anche del coefficiente FM). Le *trachiti alcaline* corrispondono alle trachiti acide ed alle trachiliparite di Schiavanato; le *latiti* e le *trachiandesiti* alle andesiti ed infine i *basalti andesinici* ed i *trachibasalti* ai basalti.

Come abbiamo visto, negli Euganei i litotipi eruttivi variano con continuità da termini acidi a termini ultrabasici.

Per quanto riguarda i termini ricchi o moderatamente ricchi in SiO_2, Stark (1942) nella sua carta geologica aveva distinto lipariti, trachiti a feldspati alcalini,

trachiti plagioclasiche e successivamente SCHIAVINATO (1950), come si è detto, aveva riconosciuto l'esistenza di lipariti persiliciche, lipariti, trachiliparíti, trachiti acide e trachiti.

Queste classificazioni seguivano un probabile « ordine di differenziazione » basato sostanzialmente sul valore di SiO_2. Su queste basi sono stati effettuati i rilevamenti geologici successivi.

La classificazione di RITTMANN invece, applicata alle stesse rocce, le ripartisce innanzitutto in due grandi famiglie, trachiti alcaline *l.s.* e rioliti *l.s.*, suddivisione del tutto inadeguata per il dettaglio raggiunto negli studi petrografici e cartografici esistenti. D'altra parte, mediante i coefficienti k e an di RITTMANN sarebbe anche possibile distinguere ulteriormente, nell'ambito delle rioliti, rioliti alcaline (eventualmente sodiche) e rioliti *s.s.*, rocce che sono distribuite uniformemente in un vasto campo di contenuti in SiO_2, come mostra la Fig. 94.

Poichè gli studi geo-petrologici esistenti mostrano che l'evoluzione del magmatismo euganeo è un fenomeno unitario, ci sembra che non abbia particolare importanza, a questo punto delle conoscenze, porre l'accento su una distinzione basata sull'alcalinità più o meno spiccata dei litotipi, mentre invece sia più significativo, nell'ambito delle due grandi famiglie sopracitate, una suddivisione basata sul probabile « ordine di differenziazione », in quanto vi sono molti elementi che attestano la presenza di un processo di differenziazione magmatica negli Euganei.

In conclusione abbiamo ritenuto opportuno distinguere nella famiglia delle rioliti *l.s.*, individuata con i criteri di RITTMANN, due gruppi: quello delle rioliti particolarmente ricche in SiO_2 (ad esempio i duomi del Venda e Vendevolo) e quello delle rioliti a moderato contenuto in silice (ad esempio il M. Ortone e il M. Ricco). In questo modo si è raggiunto un buon compromesso tra le esigenze delle nuove classificazioni e di quelle usate precedentemente. Infatti le rocce alla destra della curva *a* della Fig. 94, che chiameremo *rioliti alcaline persiliciche* e che comprendono esclusivamente i termini più acidi delle rioliti alcaline secondo RITTMANN (eventualmente sodiche), corrispondono alle lipariti persiliciche di SCHIAVINATO, mentre i termini compresi tra le curve *a* e *b*, che chiameremo *rioliti alcaline* e che comprendono i termini meno acidi delle rioliti alcaline (eventualmente sodiche) e tutte le rioliti *s.s.* di RITTMANN, corrispondono alle lipariti di SCHIAVINATO ([1]). Quindi nelle *rioliti alcaline* da noi definite è ancora possibile distinguere i termini più o meno alcalini con i criteri di RITTMANN, ove se ne ravvisi la necessità, mentre nelle *rioliti alcaline persiliciche* questa ultima suddivisione è inapplicabile, in quanto non sono presenti negli Euganei litotipi riolitici *s.s.* persilicici.

Seguendo questi criteri, abbiamo anche ritenuto opportuno porre tra le rioliti *l.s.* e le trachiti alcaline un gruppo di transizione corrispondente alle trachiliparíti di SCHIAVINATO e comprendente le rocce così definite da questo Autore (campo BA nella Fig. 94) e le poche rioliti *l.s.* a sinistra della curva *b* (vedi oltre). Alle rocce di

---

([1]) Al gruppo di rocce che cadono nel settore compreso fra le curve *a* e *b* è stato assegnato il nome di *rioliti alcaline*, pur se comprendenti litotipi definiti come rioliti *s.s.* da RITTMANN in quanto, come si è già visto, esse appartengono ad un *trend* sostanzialmente alcalino.

questo gruppo proponiamo di assegnare il nome di *trachirioliti alcaline* o *di quarzo-trachiti alcaline* secondo i suggerimenti di STRECKEISEN (1967, *op. cit.*), in quanto le osservazioni petrografiche mostrano che si tratta, anche da questo punto di vista, di termini di transizione tra le rioliti alcaline e le trachiti alcaline, nell'ambito dello schema di classificazione modale di questo Autore. Vi appartengono, ad esempio, le masse eruttive di M. S. Daniele, M. Alto, Rocca di Monselice, M. Rusta, M. Lispida.

Per quanto concerne le cosiddette « trachiti » euganee (M. Zovon e Montemerlo), esse risultano in realtà delle *trachiti alcaline* usando la chiave chimica di RITTMANN. Per quanto riguarda invece la classificazione su base modale bisogna far rilevare che mentre la quantità di plagioclasio presente come fenocristalli è sicuramente valutabile intorno ad alcuni percento, quella della massa di fondo è praticamente indeterminabile al microscopio. I tenori di CaO presenti in queste rocce potrebbero essere spiegati ammettendo una composizione della massa di fondo come quella dei fenocristalli anortoclasici (CAMPOSAMPIERO, 1971). Tuttavia l'analisi diffrattometrica eseguita su dette masse da CAMPOSAMPIERO ha rivelato la presenza anche di riflessi riferiti ad una fase plagioclasica. Pertanto. affinchè sia possibile un confronto corretto fra la classificazione chimica da noi adottata e quella modale relativa alle rocce « trachitiche », è a nostro avviso indispensabile determinare la natura e la composizione dei feldspati della massa di fondo, oltre ovviamente a quella dei fenocristalli.

Alle tipiche « trachiti » euganee (Zovon, Lonzina) SCHIAVINATO diede il nome di *trachiti acide*, mentre riservò il termine di « *trachiti* » a quelle del citato M. Murale, del M. Alto (q. 185) e del M. Rosso, che secondo i criteri qui adottati risultano trachiti alcaline o addirittura latiti (M. Rosso). Pertanto non riteniamo giustificato per il momento adottare il termine di trachite nel senso di SCHIAVINATO (vedi Fig. 96), nè ravvisiamo l'opportunità di assegnarlo a quei pochi campioni che presentano valori di SiO_2 intermedi tra quelli delle trachiti alcaline e quelli delle latiti, in quanto ciò potrebbe essere causa di confusione in campo petrologico, a meno di non ricorrere alla denominazione di *trachiti alcaline povere in silice*.

Per quanto riguarda le cosiddette « andesiti » euganee, bisogna sottolineare che, adottando la chiave di RITTMANN, esse risultano in realtà delle *latiti s.s.* o dei termini di transizione tra queste e le vere andesiti, litotipi che noi proponiamo di chiamare *latiandesiti* secondo i suggerimenti di STRECKEISEN, piuttosto che *trachiandesiti* come propone RITTMANN. Anche in questo secondo caso abbiamo ritenuto opportuno non tener conto del coefficiente FM.

Le masse laccolitiche (Baone) ed i duomi « andesitici » (Battaglia Terme e Ceva) sono di tipo *latitico*, mentre la gran parte dei filoni sono di tipo *latiandesitico*.

Nel caso delle « andesiti » euganee, la nomenclatura di RITTMANN risulta in perfetto accordo con quanto si ricava dai confronti con le associazioni eruttive alcaline più caratteristiche.

Fino ai termini sopracitati è stata usata la classificazione chimica di RITTMANN, seppure con alcune modifiche dettate da criteri petrografici e, ove possibile, da un adeguamento agli schemi di classificazione di STRECKEISEN. In questo modo i

gruppi individuati corrispondono abbastanza bene a quelli stessi definiti dagli Autori precedenti. Ciò rappresenta un enorme vantaggio dal punto di vista cartografico, in quanto consente di riutilizzare tutto il materiale esistente senza contraddire le attuali tendenze in campo sistematico.

La scelta delle curve tratteggiate *a* e *b* (Fig. 94) per suddividere le *rioliti alcaline persiliciche* dalle *rioliti* e *rioliti alcaline* (da noi denominate *rioliti alcaline*), e queste dalle *quarzo-trachiti*, è stata fatta tenendo conto anche dell'esame macroscopico dei campioni. Infatti le rocce alla destra della curva *b*, negli Euganei, mostrano in generale una massa di fondo vetrosa o a grana finissima e sono povere o poverissime di minerali scuri. I litotipi localizzati tra le due curve citate presentano scarsi fenocristalli feldspatici, i quali diventano rari nelle rocce poste alla destra della curva *a* (*rioliti alcaline persiliciche*). Questa classificazione, di indubbia praticità sul terreno, è in buon accordo con quella chimica, considerando il fatto che vengono esclusi dal campo delle *rioliti l.s.* solo pochi campioni.

Le rocce basiche degli Euganei, classificate secondo Rittmann, corrispondono in gran parte a *trachibasalti* ed a *basalti andesinici*.

Schiavinato (1950), basandosi sulla classificazione di Niggli, afferma che il magma capostipite euganeo è rappresentato, come composizione chimica, da « doleriti e basalti doleritici » di tipo normale (alcali-calcici), quali i basalti di M. Olivetto (analisi n. 48), M. Lovertino (n. 47), Moscalbò (n. 55) e Case Valeriani (n. 49). Attualmente però, utilizzando classificazioni più idonee a definire il carattere seriale delle rocce basiche (Macdonald e Katsura, 1967, *op. cit.*; Kuno, 1968, *op. cit.*; vedi Fig. 91) e disponendo di più numerosi dati analitici, risulta che i basalti euganei non sono basalti normali, ma corrispondono a basalti alcalini. Seguendo la nomenclatura proposta da Wilkinson (1967, *op. cit.*) chiameremo questi basalti « *basalti alcalini* », *olivinici* quando l'olivina supera il 5 % in volume.

La presenza di pirosseni poveri di calcio (M. Olivetto) va riconsiderata alla luce di queste conoscenze.

Per quanto riguarda le *rocce ultramafiche* riteniamo che i termini usati da Schiavinato (1948, 1949 *a*, *b* e 1950), cioè augititi e limburgiti, non siano facilmente applicabili, in quanto si basano essenzialmente sul contenuto modale di olivina (meno del 10% nelle augititi, dal 10 al al 20% nelle limburgiti), minerale che spesso è completamente trasformato.

Nostre ricerche su rocce provenienti da località tipiche del Veneto hanno messo in luce che le classiche augititi, cioè ultramafititi afanitiche con pochissima olivina, sono molto rare, in quanto il contenuto medio di olivina è sempre tra il 10 ed il 20%. Pertanto si tratterebbe ancora di limburgiti secondo la nomenclatura proposta da Schiavinato (1949 b) ([1]).

A nostro avviso è preferibile comprendere le rocce citate in un solo gruppo, cioè quello delle *ankaratriti*, ricordando che questo termine caratterizza delle ultramafititi ricche di pirosseni ed a feldspatoidi modali. A tale riguardo va sottolineato che la gran parte delle ultramafititi del Veneto presenta feldspatoidi modali o normativi.

([1]) Schiavinato G., 1947 - *La pigeonite e la sua presenza nei basalti del Veneto*. Rend. Soc. Miner. Ital., vol. 4, pagg. 101-118, Pavia; 1948 - *Sulle rocce effusive ultrafemiche del Veneto*. Ibid., vol. 5, pagg. 127-130; 1949*a* - *Le augititi*. Period. Mineral., vol. 18, pagg. 85-102, 1 tav., Roma; 1949 *b* - *Limburgiti e basalti limburgitici della provincia petrografica euganeo-berico-lessinea*. Rend. Soc. Miner. Ital., vol. 6, pagg. 135-156, 1 fig., 1 tav., Pavia.

Nei differenziati euganei Schiavinato (1944, 1947, 1950) riconobbe alcuni filoni a tendenza lamprofirica, precisamente dei termini di transizione tra le « trachiandesiti ed i basalti sodici da una parte e le spessartiti e le camptoniti dall'altra ».

Con la più recente classificazione di Rittmann (1967, *op. cit.*), queste rocce andrebbero definite come olivin-trachiandesiti (analisi n. 50, 56), latiti (n. 51), e olivin-andesin-trachibasalti (n. 52).

Eccettuato il campione dell'analisi n. 52, che va collocato tra i *basalti alcalini olivinici* (secondo i criteri che abbiamo adottato precedentemente), gli altri filoni lamprofirici mostrano un' alcalinità superiore a quella dei tipici basalti euganei (vedi Fig. 94), alcalinità che si esprime anche mineralogicamente in una tendenza spessartitico-camptonitica. Per uniformare le nomenclature abbiamo ritenuto opportuno modificare leggermente la definizione di Schiavinato, sostituendo il prefisso lati- a quello trachi-. Perciò proponiamo di chiamarli *latibasalti a tendenza spessartitico-camptonitica*.

Conclusioni petrologiche sulle rocce eruttive euganee

L'analisi critica dei nuovi e vecchi dati chimici sulle rocce eruttive degli Euganei ha permesso di definire in modo migliore il chimismo e la nomenclatura dei litotipi più rappresentativi, nonchè di porre le basi per una corretta disamina dell'evoluzione magmatica di questo distretto.

Come abbiamo visto, le cosiddette « trachiti euganee » non sarebbero in realtà vere trachiti, ma andrebbero meglio definite come *trachiti alcaline*. Le andesiti, la cui presenza potrebbe avere particolari implicazioni geo-petrologiche, sono del tutto assenti. I litotipi così chiamati in passato corrispondono invece, per la loro alcalinità seppur moderata, a *latiti* o a *latiandesiti*. Inoltre tutti i dati riguardanti i basalti euganei consentono di definirli come *basalti alcalini* e non basalti normali (basalti subalcalini).

Le rocce euganee mostrano pertanto caratteri chimici fondamentalmente alcalini e nessuna affinità con le tipiche serie orogeniche.

Il processo evolutivo, anche se si è svolto sostanzialmente secondo le linee indicate da Schiavinato (1950), dovrà essere rivisto alla luce delle nuove conoscenze sul magmatismo veneto e nel contesto geotettonico regionale.

I Colli Euganei nell'ambito della provincia eruttiva terziaria del Veneto

Come abbiamo già sottolineato in un'altra memoria di questo volume, l'evoluzione del magmatismo euganeo non può essere trattata singolarmente, ma deve essere veduta nell'ambito della provincia eruttiva terziaria veneta e nel contesto geotettonico regionale.

Nostre recenti ricerche hanno permesso di approfondire le conoscenze chimiche sulle rocce euganee e su quelle del Veneto in generale, fornendo elementi sufficienti per prospettare un'ipotesi genetica unitaria ([1]).

([1]) Gp. De Vecchi, A. Gregnanin e E. M. Piccirillo, 1976 - ***Aspetti petrogenetici del vulcanesimo terziario veneto***. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, vol. 30, 33 pagg., Padova.

Il vulcanesimo veneto, pur mostrando un distinto carattere bimodale, è costituito essenzialmente da termini basici ed ultrabasici. Tutti questi prodotti risultano moderatamente alcalini, ad esclusione di quelli ultrabasici (ankaratriti e nefeliniti), particolarmente diffusi nella provincia, che rivelano un'alcalinità molto più marcata.

Nel complesso quindi la provincia eruttiva stessa deve ritenersi prevalentemente basica ed ultrabasica, da moderatamente a decisamente alcalina. Solo nel Marosticano e negli Euganei sono state ritrovate alcune vulcaniti femiche, volumetricamente subordinate, a carattere subalcalino.

L'esame comparato di tutti i prodotti con quelli di altre tipiche province vulcaniche ha permesso di accertare una stretta affinità con serie infracontinentali legate a zone di distensione e nessuna significativa analogia con i tipici prodotti subvulcanici ed alcalini di aree « orogeniche », ed in particolare con quelli che si riscontrano nell'Alto Adige occidentale.

I prodotti della provincia eruttiva, pur mostrando un *trend* evolutivo relativamente ben definito, possono essere distinti con i consueti criteri classificativi in due serie, una ad affinità sodica (nefeliniti, alcali-olivin-basalti, hawaiiti, mugeariti, latiti, trachiti, rioliti), l'altra ad affinità moderatamente potassica (ankaratriti, latibasalti, latiti, trachiti, rioliti). La tendenza sodica risulta più marcata nei termini basici ed ultrabasici, mentre quella moderatamente potassica appare più evidente nei termini intermedi.

Anche dal punto di vista cronologico, l'attività magmatica non sembra mostrare relazioni dirette con le fasi principali dell'orogenesi alpina.

Dal punto di vista tettonico va rilevato che l'area interessata dal vulcanesimo si trova alquanto lontana dal settore assiale della catena alpina *s.s.*, ed è caratterizzata da una tettonica distensiva a blocchi, le cui direttrici principali sono NW-SE, ENE-WSW, N-S.

Un altro carattere rilevante consiste nel fatto che il vulcanesimo veneto rappresenta una manifestazione peculiare nell'arco alpino interno. A questa constatazione va aggiunta quella sulla esistenza di una marcata anomalia gravimetrica positiva, allungata in senso NW-SE, rilevata nell'area interessata dal vulcanesimo e che secondo Closs può essere correlata con la presenza di un corpo con densità 3,15, $V_P = 7$ km/sec, collocata a circa 30-40 km di profondità.

Questi caratteri geofisici si riscontrano di regola nelle zone di fessurazione e sprofondamento intracontinentale (fosse tettoniche), quale ad esempio l'East African Rift System, ed il Massiccio Centrale Francese; essi sono stati posti in relazione con disturbi termici che hanno coinvolto il mantello superiore ed eventualmente la base della crosta.

Il fatto che nella genesi dei magmi basici del Veneto sia stato interessato il mantello superiore è dimostrato anche dalla presenza di inclusi peridotitici (lherzoliti a spinello), i quali consentono di stimare una profondità di equilibrazione di circa 60-70 km e sono in accordo con i rilievi geosifici che pongono la Moho ad una profondità di 25 km.

Pertanto l'insieme dei dati sul vulcanesimo veneto esclude una genesi legata a fenomeni subduttivi e si inquadra invece fondamentalmente in un modello di fusione parziale del mantello superiore e successiva differenziazione dei prodotti fusi in zone più o meno profonde.

In particolare il chimismo dei magmi emessi suggerisce, in generale, dei bassi gradi di fusione per tutti i termini basici, ed eventualmente la presenza di una modesta quantità di acqua per quelli ultrabasici decisamente alcalini. La profondità di fusione, in base ai dati sperimentali, dovrebbe aggirarsi attorno a 60-70 km. Gli scarsi fusi tholeiitici potrebbero essere stati prodotti o da più elevati gradi di fusione e successiva differenziazione più superficiale, oppure da una adeguata fusione a livelli meno profondi.

Tale modello renderebbe ragione non solo delle analogie petrochimiche dei prodotti con quelli tipici di aree di rift, ma anche della stretta relazione del vulcanesimo con un ambiente caratterizzato da una pronunciata tettonica distensiva, della sua bimodalità o al più del suo carattere fortemente basico, e della localizzazione in una area relativamente limitata dell'arco alpino interno.

I processi di fusione sarebbero stati prodotti da anomalie termiche imputabili o ad un fenomeno tipo *mantle plume*, oppure all'influenza dell'orogeno alpino, nel qual caso la tettonica distensiva, particolarmente sviluppata nell'area in oggetto, avrebbe consentito la presa di posizione dei magmi e forse favorito il fenomeno di fusione.

Per quanto riguarda le rocce acide euganee, che nel complesso rappresentano una limitata porzione dei prodotti emessi nell'intera provincia veneta, si può ricorrere nel quadro sopra delineato, ad un modello genetico analogo a quello proposto da Bailey per le zone di fossa tettonica. Si tratterebbe di processi di fusione frazionata che avrebbero interessato, per una locale risalita delle isoterme, anche la parte più elevata del mantello superiore o la base della crosta, entrambe trasformate da apporti di elementi volatili o a basso punto, di fusione, richiamati da una diminuzione di pressione, indotta da cause tettoniche ([1]).

Tale processo avrebbe prodotto il magma capostipite euganeo, di composizione « trachitica », che in seguito a processi di frazionamento in un bacino relativamente superficiale, avrebbe originato fusi acidi, generalmente poveri di fenocristalli e localizzati nelle porzioni più elevate del bacino stesso, nonchè una porzione meno abbondante e più profonda, ricca di fenocristalli feldspatici. L'emissione avrebbe sostanzialmente rispettato questa ripartizione spaziale, rendendo ragione dei volumi osservati e dell'ordine di messa in posto: rioliti, trachirioliti e trachiti.

La genesi dei prodotti acidi attraverso un semplice fenomeno di fusione di equilibrio ci sembra meno attendibile, per la mancanza di un eutettico riconosciuto in corrispondenza dei termini più evoluti.

Per la loro collocazione nei *trend* evolutivi, i prodotti latitici euganei, volumetricamente trascurabili nell'ambito della provincia veneta, sembrerebbero il risultato di processi di mescolamento di magmi « trachitici » con prodotti fusi basici, verosimilmente subalcalini, piuttosto che di fenomeni di differenziazione.

([1]) Pressnall e Yoder suggeriscono invece, per le associazioni bimodali, semplici fenomeni di fusione frazionata di un materiale *omogeneo*, ma questa ipotesi nel presente caso ci sembra meno probabile.

TABELLA XXII

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	76,30	75,52	74,82	74,78	76,25	73,05	74,70	73,60	68,45	69,11	68,62	72,38	72,13	71,95	72,70
Al_2O_3	12,26	12,74	13,70	13,70	12,91	13,85	13,57	14,36	13,76	13,93	15,73	15,05	15,34	14,90	14,80
Fe_2O_3	0,80	0,94	0,88	0,90	0,61	1,50	0,91	1,13	1,44	1,48	1,75	1,15	1,21	1,10	1,14
FeO	0,15	0,18	0,28	0,19	0,26	0,56	0,28	0,29	0,77	0,15	0,64	0,21	0,18	0,23	0,28
MnO	0,03	0,01	tr	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,06	tr	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05
MgO	0,30	0,27	0,25	0,11	0,09	0,35	0,09	0,03	0,39	0,44	0,61	0,11	0,12	0,05	0,15
CaO	0,34	0,17	0,17	0,33	0,16	0,66	0,36	0,45	0,67	0,81	0,92	0,31	0,37	0,25	0,44
Na_2O	4,07	4,84	4,92	3,88	3,96	3,65	4,20	4,26	4,33	5,35	4,48	4,31	4,60	4,22	4,57
K_2O	5,29	4,85	4,30	4,88	5,08	5,56	5,25	4,91	5,57	5,60	5,92	5,42	5,50	6,10	5,54
TiO_2	0,18	0,07	0,15	0,11	0,08	0,34	0,12	0,21	0,20	0,28	0,41	0,24	0,20	0,22	0,23
P_2O_5	tr	0,02	0,05	0,23	0,03	0,13	0,01	0,03	0,02	0,04	0,06	0,25	0,20	0,32	0,01
H_2O^-	0,11	0,15	0,12	—	—	—	—	—	0,80	1,23	0,34	—	—	—	—
H_2O^+	0,30	0,28	0,35	1,14	0,70	0,78	0,58	0,85	3,62	2,03	0,66	0,86	0,60	0,58	0,57
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,02	0,01	0,00	—	—	—	—	—	0,02	0,01	0,02	—	—	—	—
Cl	0,018	0,01	0,01	—	—	—	—	—	0,19	0,015	0,01	—	—	—	—
F	0,007	0,004	0,000	—	—	—	—	—	0,03	0,000	0,02	—	—	—	—
	100,13	100,07	100,47	100,29	100,16	100,48	100,10	100,15	100,22	100,42	100,35	100,33	100,49	99,98	100,48

1 - *Riolite alcalina persilicica* sotto Roccapendice, presso case Zuccato (Teolo). Anal. L. RICCOBONI (g).

2 - *Riolite alcalina persilicica* di Castelnuovo, alla curva della rotabile ove inizia la discesa verso Torreglia. Anal. L. RICCOBONI (g).

3 - *Riolite alcalina persilicica* del M. Venda, massa principale. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

4 - *Riolite alcalina persilicica* del fianco NE di M. Galbarina, tav. Battaglia Terme. Anal. R. BELLATI (r).

5 - *Riolite alcalina persilicica* di M. Staffolo, a NE di Valsanzibio. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

6 - *Riolite alcalina* del Ghetto, a Nord di Galzignano (Gruppo del M. Siesa). Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

7 - *Riolite alcalina persilicica* di M. Piccolo, a NE di Arquà Petrarca. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

8 - *Riolite alcalina* di M. Castellone, gruppo del M. Ceva, a NW di Battaglia Terme. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

9 - *Riolite alcalina* di Rocca Pendice. Anal. L. RICCOBONI (g).

10 - *Tufo riolitico alcalino* di Castelnuovo, all'inizio della discesa verso Torreglia. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

11 - *Filone di riolite alcalina*, presso Case della Muta (rotabile Castelnuovo-Boccon). Anal. G. SCHIAVINATO (g).

12 - *Riolite alcalina*, fianco orientale del M. Ricco, presso Rio Mingardo, q. 100. Anal. R. BELLATI (r).

13 - *Riolite alcalina*, q. 100 presso cave « Le More », fianco occidentale del M. Ricco. Anal. R. BELLATI (r).

14 - *Riolite alcalina*, q. 55 alla periferia orientale di Arquà Petrarca. Anal. R. BELLATI (r).

15 - *Riolite alcalina* di M. Ortone, a Ovest di Abano Terme. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

Tabella XXIII

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO_2	69,23	70,35	71,80	70,95	68,14	67,54	65,97	66,42	68,56	64,87	64,62	62,01	61,24	61,16	58,04
Al_2O_3	15,63	15,38	14,76	15,35	15,94	16,53	17,67	17,41	16,03	16,72	15,12	16,30	16,14	16,21	18,35
Fe_2O_3	1,84	1,23	1,29	1,37	1,61	2,17	1,73	1,81	1,90	2,77	2,54	4,09	2,97	5,21	3,71
FeO	0,74	0,50	0,41	0,42	0,57	0,57	0,58	0,26	0,42	0,99	1,30	1,00	1,85	0,15	1,20
MnO	0,03	0,04	0,09	0,03	0,09	0,04	0,05	0,02	0,05	0,06	0,09	0,09	0,00	0,15	0,03
MgO	0,54	0,14	0,17	0,35	0,64	0,62	0,49	0,18	0,23	0,91	1,91	0,90	0,91	2,05	1,37
CaO	1,33	0,36	0,28	0,37	0,84	1,04	1,03	0,55	0,82	1,79	2,63	3,48	3,68	3,88	4,08
Na_2O	4,46	4,05	5,20	3,82	4,05	5,70	4,84	4,43	5,23	5,44	5,44	4,85	6,41	4,92	6,28
K_2O	5,09	7,60	5,55	5,97	6,92	4,97	6,38	7,32	5,90	5,08	5,39	5,31	4,21	3,21	4,47
TiO_2	0,42	0,34	0,20	0,36	0,53	0,38	0,38	0,44	0,50	0,69	0,62	0,61	0,84	0,99	1,18
P_2O_5	0,20	0,08	0,01	0,01	0,09	0,12	0,15	0,10	0,10	0,04	0,28	0,51	0,42	0,31	0,57
H_2O^-	—	—	—	—	0,37	0,30	0,18	—	—	0,30	0,17	0,22	0,60	1,14	0,24
H_2O^+	0,75	0,37	0,31	1,29	0,53	0,38	0,45	0,95	0,42	0,38	0,75	0,81	1,14	0,71	0,80
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28	—	—	—
S	—	—	—	—	0,01	0,01	0,00	—	—	0,01	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
Cl	—	—	—	—	0,02	0,025	0,015	—	—	0,015	0,02	0,01	0,02	0,025	0,015
F	—	—	—	—	0,01	0,02	0,000	—	—	0,025	0,022	0,000	0,02	0,03	0,04
	100,26	100,44	100,07	100,29	100,40	100,37	99,98	99,89	100,16	100,01	99,94	100,41	100,38	100,22	100,41

16 - *Riolite alcalina*, M. Moscalbò, gruppo del M. Lonzina, a Sud dell'Abbazia di Praglia. Anal. A. Gregnanin e E. M. Piccirillo (r).

17 - *Riolite alcalina* di M. Partizzon, presso Fontanafredda. Anal. A. Gregnanin e E. M. Piccirillo (r).

18 - *Riolite alcalina*, cave di M. Brusà, fianco occidentale di M. Lonzina. Anal. A. Gregnanin e E. M. Piccirillo (r).

19 - *Riolite alcalina* di M. Rua. Anal. A. Gregnanin e E. M. Piccirillo (r).

20 - *Quarzo-trachite alcalina* di M. S. Daniele. Anal. G. Schiavinato (g).

21 - *Quarzo-trachite alcalina* di M. Alto, q. 203 (verso cave Bonetti). Anal. G. Schiavinato (g).

22 - *Quarzo-trachite alcalina* della Rocca di Monselice (parte inferiore della grande cava). Anal. G. Schiavinato (f).

23 - *Quarzo-trachite alcalina* del M. Lispida, fianco orientale, a SW di Battaglia Terme. Anal. R. Bellati (r).

24 - *Quarzo-trachite alcalina* delle cave di M. Rusta. Anal. A. Gregnanin e E. M. Piccirillo (r).

25 - *Trachite alcalina*, q. 238, cava a Sud di Teolo. Anal. L. Riccoboni (g).

26 - *Trachite alcalina* delle cave di Zovon. Anal. L. Riccoboni (g).

27 - *Trachite alcalina*. M. Lonzina, mulattiera a W di q. 235. Anal. G. Schiavinato (g).

28 - *Trachite alcalina*, cava a Nord di q. 185 di M. Alto. Anal. G. Schiavinato (g).

29 - *Latite*, cava sul versante orientale di M. Rosso. Anal. G. Schiavinato (g).

30 - *Trachite alcalina* di M. Murale (cava sul versante Est). Anal. G. Schiavinato (g).

TABELLA XXIV

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO_2	62,88	62,93	60,20	56,57	55,50	54,29	52,57	57,02	57,16	59,47	56,05	57,25	55,25	55,21	56,60	52,62
Al_2O_3	16,22	17,21	16,14	15,91	16,12	14,66	15,05	17,66	15,66	15,82	15,74	16,48	17,55	15,91	17,59	13,69
Fe_2O_3	3,95	2,91	2,59	2,43	2,97	3,46	5,52	4,16	2,56	2,30	2,80	3,59	5,13	4,46	6,38	3,62
FeO	0,36	1,21	1,95	4,84	4,38	4,14	2,70	2.09	2,00	4,14	3,17	2,90	1,78	2,33	1,25	5,50
MnO	0,16	0,11	0,03	0,11	0,11	0,09	0,13	0,17	0,08	0,13	0,09	0,10	0,09	0,13	0,05	0,16
MgO	0,82	0,67	1,77	3,30	3,35	3,97	3,44	2,17	6,21	2,64	4,62	2,79	2,06	2,97	2,25	4,45
CaO	2,43	2,35	3,49	4,96	5,79	6,38	7,66	4,58	4,78	3,45	5,56	5,01	4,35	6,59	4,24	7,29
Na_2O	5,56	5,67	4,62	4,22	4,80	4,36	4,09	4,72	2,96	4,09	3,36	4,29	5,28	3,33	5,04	4,29
K_2O	5,07	4,85	3,73	3,54	3,36	3,53	2,23	3,78	3,33	3,85	2,80	3,25	3,33	3,15	3,08	2,57
TiO_2	0,89	0,79	1,27	1,75	1,59	1,96	1,98	1,25	1,18	1,22	1,47	1,53	1,76	1,89	1,78	2,43
P_2O_5	0,34	0,43	0,55	0,62	0,69	0,75	0,71	0,78	0,33	0,63	0,69	1,12	1,14	1,09	0,81	0,83
H_2O-	0,54	—	—	0,98	0,08	0,80	1,85	1,50	0,46	—	—	—	—	—	—	0,73
H_2O+	0,92	0,80	3,23	0,83	1,03	1,74	2,23	0,55	3,51	1,86	3,59	1,84	1,99	2,74	1,65	1,60
CO_2	—	—	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,02	—	—	0,06	0,04	0,05	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,02	—	—	0,03	0,03	0,037	0,022	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,016	—	—	0,005	0,02	0,022	0,024	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,22	99,93	100,27	100,10	99,84	100,25	100,28	100,43	100,22	99,60	99,94	100,15	99,68	99,80	100,72	99,78

31 - *Filone di trachite alcalina* di Castelnuovo, all'inizio della discesa verso Torreglia. Anal. L. RICCOBONI (g).

32 - *Trachite alcalina* delle cave di M. Merlo. Anal. F. CALVINO (r).

33 - *Filone di latite* presso Case Bertan, a SE di Faedo (« cave di marmo »). Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

34 - *Latite*. M. Lonzina, sperone SE, q. 100 circa. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

35 - *Latite* delle cave di Baone. Anal. L. RICCOBONI (g).

36 - *Latite* delle cave di Baone. Anal. L. RICCOBONI (g).

37 - *Latiandesite*. Cascata sotto Schivanoia (a Ovest della strada Teolo-Castelnuovo). Anal. L. RICCOBONI (g).

38 - *Latite*, M. Lonzina. Filone che taglia la mulattiera ad oriente di q. 235, a SW dell'Abbazia di Praglia. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

39 - *Latite* presso la cima del M. Ceva, q. 250. Anal. R. BERNARDINI (g).

40 - *Latite* delle cave di Battaglia Terme. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

41 - *Elementi latiandesitici* della breccia autoclastica delle cave di Battaglia Terme. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

42 - *Latite* delle cave di Baone (loc. Moschine, a Nord del M. Cecilia). Anal. R. BELLATI (r).

43 - *Filone di latiandesite* lungo la strada per C. De Battisti, a NE di Valle S. Giorgio. Anal. R. BELLATI (r).

44 - *Filone di latiandesite* lungo il dosso a SW di C. De Battisti, a NE di Valle S. Giorgio. Anal. R. BELLATI (r).

45 - *Filone di latiandesite* del M. Versa, a NW di Valnogaredo. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

46 - *Latiandesite*, sul versante meridionale di M. Lovertino. Anal. Gp. DE VECCHI e A. SCOLARI (r).

TABELLA XXV

	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
SiO_2	49,98	49,44	48,57	49,98	50,65	51,82	37,69	41,47	49,59	50,79	50,10	41,63	46,99	51,48	48,47	46,45
Al_2O_3	15,36	14,61	14,43	15,43	14,63	15,65	12,05	12,89	15,31	16,76	15,25	11,60	14,59	15,26	13,85	14,18
Fe_2O_3	4,44	4,13	5,32	7,89	6,36	2,65	4,95	3,91	3,48	3,14	3,81	6,51	6,07	5,46	5,58	4,77
FeO	6,00	6,00	6,26	2,63	4,55	7,24	7,55	8,24	7,49	5,61	4,25	5,36	4,07	2,37	5,29	4,95
MnO	0,14	0,11	0,19	0,16	0,10	0,19	0,11	0,10	0,15	0,09	0,12	0,08	0,17	0,09	0,12	0,17
MgO	5,18	5,36	6,94	2,93	4,35	5,60	9,96	9,91	6,29	3,52	3,02	9,10	7,28	7,27	8,25	9,12
CaO	6,99	9,47	8,92	6,63	6,43	7,30	12,02	10,75	7,81	7,18	12,12	10,95	8,17	7,29	6,76	7,88
Na_2O	4,03	3,57	3,08	4,59	4,37	4,19	1,74	2,94	3,20	4,52	3,66	1,72	3,37	4,68	3,46	2,92
K_2O	2,02	1,15	0,96	2,82	2,97	1,82	0,72	1,60	2,16	2,54	1,29	1,05	2,34	2,41	1,68	2,05
TiO_2	2,58	2,41	2,18	3,79	2,66	1,97	2,43	3,30	2,37	2,39	1,77	3,39	2,22	2,07	2,45	1,98
P_2O_5	0,78	0,35	0,37	0,91	0,75	0,62	0,84	0,62	0,30	0,98	0,91	0,83	0,86	0,72	0,67	0,83
H_2O^-	0,70	2,25	0,76	1,12	1,32	0,46	5,19	1,04	0,22	0,81	—	3,96	—	—	—	—
H_2O^+	1,47	0,93	2,15	1,30	0,82	0,30	3,38	2,86	1,21	0,97	4,08	1,37	2,63	1,14	2,97	4,04
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,90	—	—	—	—	2,90	1,51	—	—	0,58
S	0,04	0,04	—	0,02	0,07	0,09	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,035	0,02	—	0,02	0,04	0,018	0,035	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,01	0,017	—	0,023	0,02	0,000	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	99,74	99,85	100,17	100,28	100,13	99,89	99,64	99,82	99,58	99,30	100,38	100,45	100,27	100,24	99,55	99,92

47 - *Basalto alcalino*, M. Lovertino, versante Sud. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

48 - *Basalto alcalino*, M. Olivetto (Teolo). Anal. L. RICCOBONI (g).

49 - *Basalto alcalino* di Case Valeriani, a Sud di Teolo. Anal. L. RICCOBONI (g).

50 - *Filone di latiandesite* presso la Cappella di S. Antonio, Castelnuovo. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

51 - *Filone di latite* presso la cascata sotto Schivanoia (ad Oriente della strada Teolo-Castelnuovo). Anal. G. SCHIAVINATO (g).

52 - *Filone di basalto alcalino olivinico* di M. Alto (gruppo del Ceva), a Nord della vetta. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

53 - *Ankaratrite* della perforazione di Bagnarolo, a SW del Ceva, profondità m. 355. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

54 - *Ankaratrite* lungo la strada ad Oriente del M. Gemola. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

55 - *Basalto alcalino olivinico* di M. Moscalbò, a SE dell'Abbazia di Praglia. Anal. G. SCHIAVINATO (g).

56 - *Filone di latiandesite* che interseca il filone dell'analisi n. 38, lungo la mulattiera ad oriente di q. 235 del M. Lonzina. Anal. A. RIEDEL (g).

57 - *Filone di basalto alcalino* della cava presso C. Argine del Vescovo, ad Oriente del M. Cecilia. Anal. R. BELLATI (r).

58 - *Ankaratrite* lungo la strada ad Oriente del M. Gemola. Anal. A. GREGNANIN e E. M. PICCIRILLO (r).

59 - *Trachibasalto andesinico ad olivina* di q. 105 presso Rovolon. Anal. Gp. DE VECCHI (r).

60 - *Trachibasalto andesinico ad olivina* a Nord di Boccon. Anal. Gp. DE VECCHI (r).

61 - *Trachibasalto andesinico ad olivina* di Calto Casara, presso Valnogaredo. Anal. Gp. DE VECCHI (r).

62 - *Trachibasalto andesinico ad olivina* di Case Caenello, presso il Roccolo (ad Est del M. Venda). Anal. Gp. DE VECCHI (r).

TABELLA XXVI

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
si	474	451	428	454	486	403	443	424	361	350	319	401	362	397	393
al	44,9	44,8	46,1	50,0	48,5	45,1	47,4	48,7	42,8	41,6	43,2	49,1	45,3	48,4	47,1
fm	7,4	7,6	7,3	6,2	5,3	11,9	6,4	6,7	12,5	9,6	14,4	6,8	6,4	6,2	7,3
c	2,3	1,1	3,7	2,1	1,1	3,9	2,3	2,8	3,8	4,4	4,6	1,8	2,0	1,4	2,6
alc	45,4	46,5	42,9	41,7	45,1	39,1	43,9	41,8	40,9	44,4	37,8	42,3	46,3	44,0	43,0
p	—	0,03	0,14	n.d.	0,08	0,30	0,04	0,07	0,02	0,12	0,11	n.d.	n.d.	n.d.	0,03
ti	0,85	0,32	0,65	n.d.	0,4	1,4	0,5	0,9	0,79	1,06	1,42	n.d.	n.d.	n.d.	0,9
qz	+ 194	+ 170	+ 156	+ 187	+ 206	+ 147	+ 167	+ 157	+ 98	+ 81	+ 68	+ 122	+ 80	+ 121	+ 121
k	0,46	0,40	0,36	0,45	0,46	0,50	0,45	0,43	0,46	0,41	0,46	0,45	0,38	0,49	0,44
mg	0,37	0,32	0,29	0,16	0,16	0,24	0,12	0,04	0,25	0,34	0,29	0,13	0,14	0,10	0,16
c/fm	0,31	0,14	0,51	0,34	0,21	0,33	0,36	0,42	0,31	0,45	0,32	0,26	0,31	0,23	0,36
Si°	1,69	1,60	1,56	1,70	1,74	1,57	1,61	1,59	1,37	1,30	1,27	1,44	1,28	1,44	1,44
Az°	0,83	0,82	0,81	0,82	0,83	0,80	0,82	0,81	0,78	0,78	0,76	0,80	0,78	0,80	0,80

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
si	329	355	374	376	319	298	288	307	321	264	260	232	223	220	193
al	43,8	45,8	45,3	47,9	44,0	43,0	45,6	47,4	44,3	39,9	35,8	35,9	34,6	34,4	36,2
fm	13,4	8,0	8,5	10,2	12,8	13,6	11,2	8,5	10,2	17,6	17,8	19,9	18,7	26,0	19,5
c	6,8	1,9	1,6	2,1	4,2	4,9	4,9	2,7	4,1	7,9	11,4	14,0	14,3	15,0	14,5
alc	36,0	44,3	44,6	39,8	39,0	38,4	38,3	41,4	41,4	34,6	35,0	30,2	34,2	24,6	29,8
p	0,40	0,18	0,03	0,03	0,17	0,24	0,28	n.d.	0,20	0,07	0,48	0,80	0,65	0,47	0,79
ti	1,5	1,3	0,8	1,4	1,86	1,27	1,26	n.d.	1,8	2,10	1,88	1,70	2,29	2,68	2,96
qz	+85	+78	+96	+117	+63	+44	+35	+41	+55	+25	+20	+11	−7	+22	−26
k	0,43	0,55	0,41	0,51	0,53	0,36	0,46	0,52	0,43	0,38	0,39	0,42	0,30	0,30	0,32
mg	0,28	0,13	0,15	0,27	0,35	0,30	0,29	0,14	0,16	0,31	0,31	0,25	0,49	0,42	0,35
c/fm	0,51	0,24	0,19	0,21	0,33	0,30	0,44	0,32	0,40	0,45	0,64	0,70	0,77	0,57	0,75
Si°	1,35	1,28	1,35	1,45	1,25	1,17	1,14	1,15	1,21	1,10	1,08	1,05	0,97	1,11	0,88
Az°	0,77	0,78	0,79	0,79	0,76	0,75	0,74	0,75	0,76	0,73	0,72	0,70	0,69	0,69	0,66

TABELLA XXVII

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
si	247	247	229	177	166	159	154	187	177	210	173	187	180	175	183	147
al	37,6	39,7	36,1	29,4	28,3	25,0	26,0	34,1	28,6	32,8	28,8	31,7	33,6	29,8	33,4	22,6
fm	18,2	16,7	23,7	34,1	32,8	35,4	34,1	26,8	40,0	26,5	36,6	30,5	27,6	31,2	29,8	39,4
c	10,3	9,9	14,2	16,6	18,6	20,2	24,1	16,2	15,9	18,2	18,7	17,5	15,2	22,4	14,6	21,8
alc	33,9	33,7	26,0	19,9	20,3	19,0	15,8	22,9	15,5	22,5	15,9	20,3	23,6	16,6	22,1	16,2
p	0,57	0,71	0,89	0,83	0,88	0,93	0,88	0,99	0,43	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,10	0,97
ti	2,51	2,3	3,63	4,11	3,57	4,32	4,37	2,96	2,75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4,32	5,10
qz	+ 11	+ 12	+ 25	— 3	— 15	— 17	— 19	— 3,4	+ 15	+ 20	+ 9	+ 6	— 14	+ 9	— 5	— 18
k	0,37	0,36	0,35	0,35	0,32	0,35	0,26	0,34	0,42	0,38	0,35	0,33	0,29	0,38	0,29	0,28
mg	0,26	0,23	0,42	0,45	0,45	0,49	0,44	0,39	0,71	0,30	0,58	0,44	0,36	0,45	0,36	0,47
c/fm	0,57	0,59	0,60	0,49	0,57	0,57	0,70	0,50	0,43	0,69	0,51	0,57	0,55	0,72	0,49	0,55
Si°	1,05	1,05	1,12	0,98	0,92	0,90	0,89	0,98	1,09	1,11	1,05	1,03	0,93	1,05	0,97	0,89
Az°	0,71	0,71	0,70	0,64	0,62	0,61	0,61	0,65	0,64	0,68	0,63	0,65	0,64	0,64	0,65	0,60

	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
si	132	126	117	142	138	134	80	87	123	141	134	95	114	130	119	110
al	23,9	22,0	20,5	25,9	23,5	23,8	15,0	16,0	22,4	27,4	24,1	15,6	20,9	22,6	20,0	19,7
fm	42,7	41,4	47,7	36,0	41,2	42,6	53,1	51,5	45,7	34,5	29,5	52,4	46,2	42,7	51,4	50,6
c	19,7	25,9	23,1	20,3	18,7	20,1	27,3	24,5	20,8	21,4	34,7	26,7	21,3	19,7	17,7	19,9
alc	13,7	10,7	8,7	17,8	16,6	13,5	4,6	8,0	11,1	16,7	11,7	5,3	11,6	15,0	10,8	9,8
p	0,87	0,38	0,38	1,09	0,86	0,68	0,75	0,6	0,30	1,2	1,03	0,79	0,89	0,77	0,69	0,82
ti	5,12	4,63	3,96	8,11	5,43	3,82	3,90	5,2	4,48	5,0	3,57	5,80	4,01	3,91	4,52	3,51
qz	— 23	— 17	— 18	— 29	— 28	— 20	— 38	— 45	— 21	— 25	— 13	— 26	— 32	— 30	— 24	— 29
k	0,25	0,17	0,17	0,29	0,31	0,22	0,21	0,26	0,31	0,27	0,19	0,29	0,31	0,24	0,24	0,32
mg	0,48	0,48	0,52	0,35	0,43	0,50	0,59	0,60	0,51	0,42	0,41	0,59	0,57	0,64	0,59	0,63
c/fm	0,46	0,63	0,49	0,56	0,45	0,47	0,51	0,48	0,45	0,62	1,18	0,51	0,46	0,46	0,34	0,39
Si°	0,85	0,88	0,87	0,83	0,83	0,87	0,68	0,66	0,85	0,85	0,91	0,79	0,78	0,81	0,83	0,79
Az°	0,57	0,56	0,54	0,59	0,58	0,57	0,44	0,47	0,55	0,59	0,57	0,49	0,53	0,57	0,54	0,52

TABELLA XXVIII - Tipi magmatici Niggli di confronto.

Serie	Magmi	Tipi
alcali-calcica	leucogranitici	apliticogranitico (an. 4, 12, (14), 23) granitico engadinitico (an. 6, 8, 16, 19)
	trondjemitici	engadinitico sodico (an. 21) leucoquarzodioritico (an. 33)
	quarzodioritici	quarzodioritico normale (an. 34, 37, 42, 43, 44) peelitico (an. 45, 57)
	dioritici	dioritico normale (an. 34, 35, 36, 37, 41, 56)
	gabbrodioritici	gabbrodioritico normale (an. 47, 48, 49, 52, 55, 59, 61, 62)
	pirossenitici	issitico (an. 53, 54, 58)
alcalina sodica	granitici alcalini	apliticogranitico alcalino (an. 1, 2, 3, 5, (6), 7, (8), 13, 14, (16), 15, 17, 18, (19)) granitico alcalino normale (an. 9, 10, 24) nordmarkitico (an. 21) gibelitico (an. 25, 26, 27, 31)
	foyaitici	lardalitico (an. 28, 29, 30)
	subplagifoyaitici	foyaitico essexitico (an. 28, 29, 30) pulaskitico (an. 32)
	sienitici sodici	menaitico (an. 38, 39, 40)
	essexitici	essexitico-akeritico (an. 35, 36)
	gabbroidi sodici	beringitico (an. 47, 48, 49, 52, 46) mugearitico (an. 50, 51, 60)
	melagabbroidi sodici	ankaratritico (an. 53, 54, 58)
alcalina potassica	leucosienitici	granosienitico (an. 25, 26, 27, 31)
	juvitici	nordmarkitico potassico (an. 11, 20, 22)
	dioritici potassici	dioritico monzonitico (an. 39, 40)

TABELLA XXIX

Analisi chimiche medie, valori Niggli, raggruppamenti Q L M ed altri coefficienti « magmatici » dei litotipi più rappresentativi dei Colli Euganei

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Riioliti persiliciche alcaline	Riioliti alcaline	Riioliti	Media di tutte le rioliti l. s.	Media delle rioliti e delle rioliti alcaline	Quarzo-trachiti	Trachiti alcaline	Latiti in masse	Latiandesiti	Basalti alcalini	Ankaratriti	Filoni latiandesitico-camptonitici
SiO_2	75,39	71,34	71,31	72,68	71,33	67,33	63,09	56,61	54,44	49,20	40,26	50,47
Al_2O_3	13,14	14,85	14,99	14,33	14,92	16,72	16,29	15,80	15,96	14,80	12,18	15,61
Fe_2O_3	0,84	1,24	1,46	1,18	1,35	1,84	3,20	2,95	5,02	4,65	5,12	5,80
FeO	0,22	0,29	0,48	0,33	0,38	0,48	1,12	4,08	2,71	5,51	7,05	4,26
MnO	0,02	0,05	0,07	0,06	0,06	0,13	0,09	0,11	0,11	0,15	0,10	0,12
MgO	0,18	0,18	0,33	0,23	0,25	0,43	1,02	3,21	3,03	6,81	9,66	3,60
CaO	0,26	0,42	0,67	0,45	0,55	0,86	2,73	5,12	6,03	7,84	11,24	6,75
Na_2O	4,31	4,67	4,16	4,38	4,42	4,85	5,56	4,35	4,41	3,61	2,13	4,49
K_2O	4,94	5,98	5,47	5,46	5,73	6,30	4,99	3,51	2,87	1,84	1,12	2,78
TiO_2	0,12	0,25	0,33	0,23	0,29	0,45	0,74	1,61	1,97	2,36	3,04	2,95
P_2O_5	0,02	0,11	0,11	0,08	0,11	0,11	0,34	0,76	0,92	0,55	0,76	0,88
si	458	375	373	399	374	306	242	178	167	126	87	140
al	47,1	46,0	46,2	46,4	46,1	44,7	36,9	29,3	28,8	21,7	15,5	25,6
fm	6,7	7,8	10,7	8,6	9,2	11,5	19,0	33,1	32,7	45,8	52,4	37,3
c	1,7	2,4	3,8	2,6	3,1	4,2	11,2	17,3	19,8	20,9	26,1	20,1
alc	44,5	43,8	39,3	42,4	41,6	39,6	32,9	20,3	18,7	11,6	6,0	17,0
p	0,04	0,25	0,25	0,20	0,25	0,22	0,55	1,02	1,20	0,58	0,70	1,04
ti	0,55	0,98	1,29	0,95	1,13	1,53	2,15	3,82	4,55	4,41	4,95	6,17
qz	+ 180,0	+ 99,8	+ 114,8	+ 129,4	+ 107,6	+ 47,6	+ 10,4	− 3,2	− 7,8	− 20,4	− 37,0	− 28,0
k	0,43	0,46	0,46	0,45	0,46	0,46	0,37	0,35	0,30	0,25	0,26	0,29
mg	0,24	0,18	0,24	0,22	0,21	0,25	0,31	0,45	0,42	0,55	0,59	0,40
c/fm	0,25	0,31	0,36	0,30	0,34	0,37	0,59	0,52	0,61	0,46	0,50	0,54
Q	56,2	50,0	52,0	52,8	50,0	45,1	39,4	35,3	34,2	27,7	19,3	29,0
L	41,9	47,5	43,8	44,3	47,3	50,4	50,2	44,8	44,4	38,2	30,1	44,5
M	1,9	2,5	4,2	2,9	2,7	4,5	10,4	19,9	21,4	34,1	50,6	26,5
Si°	1,65	1,36	1,44	1,48	1,40	1,18	1,04	0,98	0,96	0,86	0,70	0,83
Az°	0,82	0,79	0,79	0,80	0,79	0,75	0,71	0,64	0,63	0,56	0,47	0,58

IDROGEOLOGIA DELLE SORGENTI FREDDE NEI COLLI EUGANEI

(A. Dal Prà e G. Sbettega)

Le ricerche svolte si inseriscono nel programma di studi sui fenomeni idrotermali dei Colli Euganei e Berici condotti ormai da alcuni anni e i cui risultati sono esposti nella seconda parte della presente memoria illustrativa.

Ricerche idrogeologiche sulle sorgenti fredde euganee

Le indagini idrogeologiche sulle sorgenti nell'area dei Colli sono state effettuate sia per verificare la presenza o meno di manifestazioni idriche termalizzate anche in zona collinare (è noto infatti che le sorgenti calde conosciute non si trovano in aree di rilievi, ma a ridosso del pendio al limite della pianura), e sia perchè nello studio generale sul termalismo Euganeo-Berico non poteva essere trascurata la situazione idrogeologica locale, la cui conoscenza può assumere sotto vari aspetti un significato interessante nella valutazione del fenomeno.

Le ricerche si sono dapprima indirizzate alla individuazione delle sorgenti. Successivamente si è proceduto a due misure di temperatura e durezza dell'acqua, rispettivamente nel novembre 1969 e nell'aprile 1970. Un controllo speditivo è stato svolto anche nel giugno-luglio 1975. Durante lo studio si è valutata la portata media delle sorgenti, sia con misurazioni dirette e sia attraverso notizie raccolte presso enti pubblici e privati che utilizzano le polle maggiori.

Le sorgenti sottoposte ad esame sono 80 e praticamente comprendono tutte le manifestazioni idriche naturali apprezzabili esistenti nell'area collinare degli Euganei (vedi la figura allegata).

Occorre tener presente che si possono individuare varie altre decine di sorgenti, tuttavia non perenni, attive solamente durante e subito dopo periodi piovosi e quindi asciutte per la maggior parte dell'anno, e comunque con portate sempre molto ridotte.

Dei due autori A. Dal Prà ha organizzato e diretto la ricerca, G. Sbettega si è prevalentemente interessato del lavoro di campagna; entrambi hanno operato in stretta collaborazione.

Descrizione delle sorgenti

1 - Sorgente Bressan. Si trova sul fondo della valletta che da Monte Gallo scende verso Galzignano, a circa q. 120 (Tav. Battaglia Terme). Sgorga per emergenza da una vasta coltre di detrito trachitico con matrice argillosa, frammisto a detrito di calcare. La temperatura è risultata mediamente di 9,5°C; la durezza di 22°F in fase di magra e di 15°F in fase di piena. La portata, perenne, risulta piuttosto variabile, pari mediamente a circa 0,3 l/s. La sorgente trae la sua alimentazione esclusivamente da circolazione entro la coltre detritica, che viene ricaricata dagli afflussi meteorici locali.

Fig. 97 - Ubicazione delle sorgenti fredde nei Colli Euganei.

2 - Sorgente di Rio Calcina. E' ubicata alla confluenza dei due rami del Rio Calcina (Torreglia), a circa quota 80 (Tav. Battaglia Terme). Risulta perenne e sgorga da una fessura impostata in una piccola scarpata subverticale di calcare (Scaglia rossa) sul fianco destro della valle, a pochi metri dal fondo. La portata è variabile: sempre superiore ad 1 l/s. La durezza, nelle due misure svolte, ha assunto i valori di 25 e 21°F. Con temperature esterne di 2,6° e di 12°, la temperatura dell'acqua è risultata rispettivamente di 9,6 e 9,8°.

3 - Sorgente Tracia. E' situata in località Cingolina (Galzignano), circa a quota 140, 300 m a nord-ovest di case Celadin (Tav. Battaglia Terme). La sorgente sgorga da detrito eterogeneo (di rocce eruttive alterate e frammenti calcarei), circa 10 m sopra la strada della

Cingolina. La sorgente risulta perenne, con una portata media valutabile attorno a 0,5 l/s. La temperatura dell'acqua oscilla leggermente attorno ai 9°, mentre la durezza ha dato valori di 29,3 e 23,8°F. Un fenomeno di frana, verificatosi oltre 30 anni orsono, ha interessato l'area sorgentifera depositandovi un accumulo di detriti.

4 - Sorgente Giazzana. Si trova una cinquantina di metri a nord-ovest della sorgente n. 3 (Tracia), poco sopra la strada della Cingolina (Tav. Battaglia Terme). Recenti lavori stradali hanno modificato il punto di emergenza per cui la portata, perenne, si trova ora dispersa sotto accumuli detritici. In fase di piena può erogare anche 0,1 l/s, tuttavia intorbidandosi; in magra il deflusso rallenta in modo assai sensibile. La temperatura è valutabile sui 9°; si sono misurate durezze di 28,1 e 22,9°F.

5 - Sorgente di M. Orsara. Sgorga a quota 200 circa, sul fondo di una vallecola che scende dal fianco meridionale del Monte Orsara (Tav. Battaglia Terme). Si tratta di una modestissima sorgente, impostata su materiale della coltre di degradazione del substrato riolitico. La portata è valutabile attorno ai 2 l/sec. La temperatura oscilla attorno ai 9-10°. I valori di durezza sono risultati di 17,7 e di 11,7°F.

6 - Sorgente Racola. Sul fianco meridionale del Monte Rua, circa a quota 120, pressapoco 300 m ad ovest delle case Masin (Tav. Battaglia Terme). Sgorga, perennemente, dalla coltre di degradazione del substrato trachitico, con una portata media valutabile a circa 5 l/min. Con una temperatura esterna di 11,2° l'acqua ha fatto registrare 10,3°C. I due valori di durezza sono risultati di 15,8 e 15,7°F.

7 - Sorgente del Pianzio. Si trova sul fondo di una valletta che scende dal Monte Rua verso SE, circa a quota 50, nelle vicinanze della località Pianzio di Galzignano (Tav. Battaglia Terme). La sorgente sgorga da calcare (Scaglia rossa) intensamente fratturato, con una portata perenne, mediamente valutabile attorno ai 2 l/sec e una temperatura attorno ai 9,5°C. La durezza è risultata di 19,7°F.

8 - Sorgente di Monte Orbieso. E' situata sul versante meridionale del Monte Orbieso, circa a quota 180, sul fondo di una vallecola, qualche metro a valle del sentiero che sale da Valsanzibio (Tav. Battaglia Terme). Sgorga da una leggera coltre di detrito calcareo che ricopre la Scaglia rossa entro cui avviene la circolazione, per fessurazione. La sorgente non è perenne: dopo prolungati periodi di siccità può interrompere l'erogazione. La portata media può essere valutata attorno a 0,3 l/sec. Temperatura e durezza sono risultate rispettivamente di 11°C e di 29°F.

9 - Sorgente Volpare. Si trova circa a quota 90 sul versante meridionale di Monte Fasolo, nella parte sommitale dell'anfiteatro vallivo di Valle S. Giorgio, lungo il torrente Calto Volpare (Tav. Lozzo Atestino). La sorgente sgorga sul fondovalle da detriti calcarei, ed è alimentata da circolazione entro la Scaglia rossa assai fratturata. L'erogazione è perenne, ma con forti variazioni di portata: mediamente può essere stimata attorno a 0,2 l/sec, con valori massimi di circa 0,5. L'analisi della durezza ha dato valori di 21 e 19,7°F, mentre la temperatura è risultata attorno ai 10°C.

10 - Sorgente Olivato. Sgorga sul versante sud-orientale del Monte Venda, circa a quota 400, nei pressi di Case Olivato (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua viene a giorno al piede dell'ampia coltre di detrito riolitico che ammanta con continuità le pendici del Monte Venda, assumendo talora spessori rilevanti. La sorgente è perenne: la sua portata media può essere valutata attorno ad 1,5 l/sec. Temperatura e durezza hanno dato rispettivamente i valori di 8,5°C e di circa 2°F.

11 - Sorgente Pissarotto. Si trova sul versante sud-orientale del Monte Gemola, a circa 125 m di quota, in località Valle San Giorgio (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua sgorga

dalla coltre di degradazione della massa trachitica del M. Gemola, in corrispondenza ad una piccola depressione naturale. La portata, perenne, è stimabile su 0,2 l/sec. Misure di temperatura hanno registrato valori sui 12°C. La durezza è risultata di 11,4 e di 9,7°F.

12 - Sorgente Ambrosi. Sgorga a circa 340 m di quota, sul versante sud-occidentale del Monte Venda, 300 m ad est di Case Ambrosi (Tav. Lozzo Atestino). Si trova impostata al piede della fascia di detrito riolitico del M. Venda, al limite con materiali tufacei argillosi, nella stessa situazione geologica della sorgente n. 10. La sorgente risulta perenne: la sua portata, con oscillazioni sensibili, può essere mediamente valutabile attorno a 0,1 l/sec. La temperatura varia leggermente attorno ai 9°C, mentre la durezza ha fatto registrare valori di 2,1 e di 1,7°F.

13 - Sorgente Carpane. Si trova a circa 100 m di quota, sulle pendici occidentali del Monte Vendevolo, in comune di Vò Euganeo, 300 m a monte di Case Fontana (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua fuoriesce da un materasso detritico di Scaglia rossa che riempie il fondo di una valletta. La sorgente è perenne, con una portata media attorno a 0,3 l/sec. La temperatura oscilla attorno ai 12°, mentre la durezza è risultata di 34,5 e di 37°F.

14 - Sorgente di Fontanafredda. Nei pressi del Municipio di Fontanafredda, al piede del Monte Resino, a circa quota 30 (Tav. Lozzo Atestino). Sgorga probabilmente da detrito calcareo. La sorgente è perenne, con una portata media sui 3 l/sec. Misure di temperatura e di durezza hanno dato valori rispettivamente di 13°C e di 29°F. L'acqua non è potabile, per la presenza di tracce di nitriti, presumibilmente imputabili ad inquinamento nel tratto finale del percorso sotterraneo (terreno coltivato).

15 - Sorgente di Monte Resino. Si trova ubicata al piede del versante meridionale del M. Resino, circa a quota 45, pressapoco 250 m ad ovest della Chiesa di Fontanafredda (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua fuoriesce dalla coltre detritica calcarea che ammanta il monte. La sorgente risulta perenne, con una portata media di circa 0,5 l/sec. Si sono misurate una temperatura di 15°C e una durezza di 31,7°F.

16 - Sorgente Buso della Casara. E' ubicata circa a quota 250 sul versante meridionale del gruppo collinare Venda-Vendevolo, sul fondo del Calto Casara (Tav. Lozzo Atestino). Sgorga dalla potente coltre di detrito riolitico che ammanta il massiccio dei due colli. La sorgente è perenne, con una portata oscillante attorno ai 2,5 l/sec. La temperatura risulta di 13-14°C; la durezza ha dato valori di 6,4 e 8,4°F.

17 - Sorgente Candeo. Sgorga allo sbocco della valle che separa il Monte Peraro dal Monte Fasolo, circa a q. 100 (Tav. Lozzo Atestino), al piede della coltre detritica di natura calcarea. Si sono rinvenute evidenti tracce di una captazione in epoca romana. La sorgente è perenne; la sua portata media viene valutata sui 3 l/sec. L'acqua offre una temperatura tra i 10 e gli 11°C e una durezza di 26-27°F.

18 - Sorgente Fontanelle. L'acqua fuoriesce da calcari cretacei fessurati e dissestati, ora ricoperti dall'opera di presa. La sorgente si trova in Via Giarin di Faedo (Tav. Lozzo Atestino) ad una quota prossima a 120 m; essa risulta perenne, con una portata media di circa 1 l/sec. Misure di temperatura e durezza hanno dato valori di 13°C e di 25,7 e 25,4°F.

19 - Sorgente della cava abbandonata. Si trova presso una cava abbandonata, in Via Giarin di Faedo (Tav. Lozzo Atestino), pressapoco a quota 180, sulle pendici nord-orientali di Monte Fasolo. L'acqua sgorga da fessure in calcari cretacei. La sorgente è perenne: la sua portata media è stimabile sui 2 l/sec. La temperatura oscilla in generale tra 10 e 11°C; si sono misurate durezze di 30,6 e di 27,4°F.

20 - Sorgente di Via Giarin. E' situata a circa 150 m ad oriente della cava abbandonata (vedi sorg. n. 19), sul fondovalle, a ridosso del versante settentrionale di Monte Fasolo (Tav. Battaglia Terme, quota 190). Sgorga da calcari cretacei assai fessurati. La sua portata, perenne, risulta mediamente molto ridotta; ha dato valori di 30°F e di 28,3°F. La temperatura oscilla tra 10 e 11°C.

21 - Sorgente di Valle S. Giorgio. Si trova sul fondovalle, a ridosso del versante nord-orientale di Monte Cero, circa a quota 20 (Tav. Este). La sorgente viene alimentata da circolazione per fessura entro calcari cretacei. Essa è perenne, con una portata stimabile attorno ad 1 l/sec. Durezza e temperatura sono risultate rispettivamente di 30,4°F e di 12°C.

22 - Sorgente sul versante meridionale di Monte Ventolone. Sgorga circa a quota 130, sul fianco destro di una valletta che s'innesta, poco sotto, al Calto Mani (Tav. Battaglia Terme). L'acqua viene a giorno da fessure di calcari cretacei, al contatto con un filone trachitico. La sorgente non è perenne; essa si prosciuga normalmente durante i mesi estivi, la portata massima è dell'ordine di 0,5 l/sec; la media può essere valutabile in 0,2 l/sec. Si sono misurati valori di durezza pari a 21,8 e 25,4°F. La temperatura è risultata di 12,8°C.

23 - Sorgente di Valnogaredo. Si trova immediatamente a valle del ponte sul Calto del Brecale, in via Forestana (Tav. Lozzo Atestino), circa a quota 50. L'acqua sgorga, a monte della strada per Valnogaredo, dalla potente coltre detritica che ammanta il gruppo eruttivo del Venda-Vendevolo. La sorgente è perenne, con una portata media sui 4 l/sec. Si sono misurati valori di durezza di 6,4 e di 8,0°F, e una temperatura di 14,5°C.

24 - Sorgente sul versante meridionale del M. Vendevolo. E' situata circa a quota 200 sulla testata di una piccola incisione valliva che si innesta nel Calto Casara, a monte di Valnogaredo (Tav. Lozzo Atestino). Sgorga dalla copertura di detrito riolitico (vedi sorg. n. 23), con un deflusso perenne, la cui portata media è di circa 0,2 l/sec. La durezza dell'acqua ha dato un valore di 4,6°F, mentre la temperatura è risultata di 14,4°C.

25 - Sorgente di Case Mantovane. La sorgente si trova nei pressi di C. Mantovane, circa 250 m ad est, pressapoco a quota 75 (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua sgorga dalla coltre di degradazione del sottostante substrato tufaceo marnoso. La sorgente è perenne con una portata media sugli 8 l/sec. La determinazione della durezza ha dato valori elevati, pari a 44,2 e 37,6°F. La temperatura oscilla tra 10 e 11°C.

26 - Sorgente sul versante occidentale di M. Rusta. E' situata ad un centinaio di metri a sud di una cava di trachite, immediatamente a valle della strada di accesso alla cava, pressapoco a quota 160 (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua sgorga da detrito trachitico grossolano, che riveste il piede della massa trachitica del M. Rusta. La sorgente è perenne, con una portata di 3÷4 l/min. La durezza ha dato valori di 5,1 e di 4,3°F; la temperatura è risultata di 11,6°C.

27 - Sorgente di Case Rusta. La sorgente sgorga tra i vigneti a circa 500 m ad occidente di Case Rusta (Tav. Lozzo Atestino - quota circa 100), tra i rilievi del Monte Cinto e del Monte Resta. Sgorga da detrito riolitico poggiante su un substrato marnoso. La sorgente risulta perenne, con una portata media di 0,2 l/sec. La durezza oscilla attorno ai 15°F; la temperatura è sui 12°C.

28 - Sorgente Roda. Si trova lungo la strada Vò-Cinto Euganeo, al km 28, sulla scarpata di valle della sede stradale, circa a quota 22 (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua fuoriesce da detrito calcareo che ricopre appena la massa rocciosa costituita da Scaglia rossa, al

cui piede è ubicata la sorgente. E' perenne, con una portata media di circa 2 l/sec. La temperatura oscilla leggermente attorno a 12,5°C. La durezza ha dato valori di 34,1 e di 34,3°F.

29 - Sorgente Fontanòn. Si trova al piede del versante meridionale del Monte Lozzo, lungo la strada che si snoda attorno al rilievo collinare, circa 300 m a sud della chiesa di Lozzo Atestino (Tav. Lozzo Atestino - quota 10). La sorgente risulta perenne, con una portata media di 0,5 l/sec, una temperatura oscillante attorno ai 15°C e una durezza che ha indicato un valore di 30,5°F.

30 - Sorgente dei pressi di Case Muraro. E' ubicata al piede del versante settentrionale del Monte Lozzo, circa a quota 15 (Tav. Lozzo Atestino). Sgorga nei prati a valle della strada che cinge il rilievo collinare e, come la precedente, viene alimentata dalla circolazione esistente entro calcari cretacei. Questi costituiscono la copertura del laccolite trachitico che forma il colle. La sorgente è perenne, con una portata media di 0,3 l/sec, una durezza attorno ai 30-32°F e una temperatura oscillante tra 13 e 15°C.

31 - Sorgente Fontana Mura. Si trova presso Case Mura, in comune di Vò Euganeo, al piede occidentale del gruppo del Venda-Vendevolo, circa a quota 60 (Tav. Lozzo Atestino). Sgorga da detrito grossolano, al limite tra la massa eruttiva riolitica e tufi basaltici. La sorgente è perenne, con una portata media valutabile a 0,7 l/sec. La temperatura dell'acqua si aggira tra i 13,5 e i 14°C. Due determinazioni di durezza hanno dato valori di 11,6 e 10,6°F.

32 - Sorgente del Lago di Venda. E' situata sul versante nord-occidentale del Monte Venda, circa a quota 225, 200 m a sud di Casa Veronese (Tav. Lozzo Atestino). La sorgente, che sgorga in corrispondenza ad un affioramento di tufi, alimentata da una circolazione in materiali riolitici, risulta perenne, con una portata media di poco meno di 2 l/sec. La temperatura oscilla attorno ai 10°C, mentre la durezza offre valori molto bassi: 2,6 e 1,2°F.

33 - Sorgente di Baiamonte. Risulta ubicata sul versante occidentale del Colle Baiamonte, lungo la strada Castelnuovo-Venda, a quota 400 circa (Tav. Lozzo Atestino). La sorgente è localizzata al limite tra tufi basaltici e brecce riolitiche, entro le quali avviene la circolazione idrica. La portata media può essere valutata in 3 l/min: la polla è perenne. La temperatura varia leggermente attorno ai 10°C; si sono misurate durezze molto basse, con valori di 2,1 e 1,7°F.

34 - Sorgente di Casa della Muta. Si trova sul fianco occidentale del Colle Baiamonte, a quota 275, sul fondo di una piccola incisione valliva. Sgorga dalla coltre detritica formata di terreni tufacei e di frammenti riolitici. La sorgente risulta perenne: la sua portata media è stimabile in 0,5 l/sec. L'acqua ha una temperatura attorno agli 8°C e una durezza che ha fatto rilevare valori di 24,7 e 21,6°F.

35 - Sorgente Gazzolina. E' ubicata sul fondo di una modesta incisione valliva che s'innesta nel Calto della Gazzolina, nei pressi del paese di Boccon (Tav. Lozzo Atestino - quota 60). La sorgente, perenne, si trova impostata al limite tra la massa eruttiva riolitica del Venda-Vendevolo e i tufi basaltici che affiorano al piede. Sgorga con una portata media di circa 0,5 l/sec, una temperatura di 12-13°C e una durezza molto bassa (5,3 e 3,2°F).

36 - Sorgente Albere. Sorga circa a quota 150 sul versante collinare che si affaccia alla pianura tra Zovòn e Vò (Tav. Teolo), sul fondo argilloso di una valletta impostata nelle marne eoceniche. E' perenne, con una portata media di circa 1 l/sec, una temperatura tra 12 e 13°C e una durezza che ha dato valori di 36,5 e 36,0°F.

37 - Sorgente dei Pozzetti. Si trova sul fianco occidentale del Monte delle Forche, circa a quota 140 (Tav. Lozzo Atestino). L'acqua viene a giorno dalla coltre di disgrega-

zione di un modesto ammasso riolitico di natura filoniana, avvolto da marne eoceniche. La sorgente è perenne, con una portata assai limitata, valutabile in 3 l/min. La temperatura oscilla attorno ai 13°C; la durezza ha dato valori di 3,7 e 2,1°F.

38 - Sorgente Pendisella. E' situata sul versante occidentale di Monte Pendice, lungo la strada Teolo-Castelnuovo, circa a quota 240 (Tav. Teolo). L'acqua sgorga dalla coltre tufacea che fascia il piede del filone trachitico di Rocca Pendice. La sorgente risulta perenne, con una portata media valutabile di 0,2 l/sec, una temperatura tra i 12 e i 13°C e durezza elevata (30,2 e 34,6°F).

39 - Sorgente Cannola. Si trova nei pressi del paese di Teolo, lungo la strada che scende a Zovòn (Tav. Teolo - quota 125). Sgorga dalla coltre detritica di natura trachitica poggiante sopra marne eoceniche. E' perenne; la portata può essere stimata mediamente di 0,6 l/sec; la temperatura si aggira attorno ai 13°; la durezza è risultata di 18,8°F.

40 - Sorgente Fontana Maggiore. La sorgente alimenta la fontana posta sulla piazza di Teolo. Essa si trova ubicata nei pressi del paese, sul fondo della valle che separa, a sud, il Monte della Madonna dal Monte Grande, circa a quota 250. L'acqua sgorga da detrito calcareo; risulta perenne, con portata mediamente valutabile di 0,4 l/sec. La temperatura varia leggermente attorno ai 10°C; la durezza è risultata di 28,1 e 27°F.

41 - Sorgente Infernella. E' situata nelle immediate vicinanze di Villa di Teolo (Tav. Teolo), circa a quota 100, sul versante sud-orientale di Monte Grande. L'acqua scaturisce da detrito calcareo argilloso (Scaglia rossa). La sorgente risulta perenne, con una portata media di circa 0,3 l/sec e una temperatura oscillante attorno ai 13°C. La durezza ha dato valori di 20,6 e di 22°F.

42 - Sorgente Masoni. Si trova lungo la strada Villa di Teolo-Teolo, sulla scarpata di monte, pressapoco al km 18 (Tav. Teolo). Sgorga da fessure carsiche nella Scaglia rossa, con un regime molto variabile. La sorgente è perenne; la sua portata media può essere stimata in 0,2 l/sec. La temperatura si aggira attorno ai 12°C. L'acqua ha presentato valori di durezza pari a 35,6 e 35°F.

43 - Sorgente situata a Sud di Rovolon. Si trova a circa 300 m a monte dell'abitato di Rovolon, pressapoco a quota 220, sul fondo dell'incisione valliva che separa a nord il Monte Grande dal Monte della Madonna (Tav. Teolo). L'acqua sgorga da detrito trachitico, quasi al limite con le sottostanti marne, mentre a monte il fondovalle è coperto da detrito calcareo. La sorgente risulta perenne, con una portata media di circa 0,1 l/sec. La temperatura ha dato valori attorno agli 8-9°C; la durezza si aggira sui 24°F.

44 - Sorgente di Monteforte. Sgorga sul versante settentrionale del Monte della Madonna, circa a quota 150, lungo la strada che da Rovolòn conduce a Carbonara (Tav. Teolo). L'acqua viene a giorno a ridosso di una brusca scarpata rocciosa di trachite degradata, al limite con la sottostante formazione delle marne eoceniche. La sorgente, captata, ha una portata perenne valutabile mediamente tra 1,5 e 2 l/sec. I valori della durezza sono bassissimi: le due misure effettuate hanno dato valori di 2 e di 1,7°F. La temperatura oscilla tra 10,5 e 11°C.

45 - Sorgente di Bagnara. Si trova sul versante settentrionale del Monte della Madonna, circa a quota 100, lungo la strada tra Rovolòn e Carbonara (Tav. Teolo). La sorgente sgorga da trachite, al limite con le marne sottostanti. L'acqua fuoriesce dalla roccia perennemente, con una portata media di circa 0,5 l/sec e una durezza oscillante attorno a 1,5-2°F. La temperatura resta attorno ai 10,5-11°C.

46 - Sorgente di Carbonara. La sorgente è ubicata sul fianco occidentale del Monte della Madonna, circa a quota 50, immediatamente a monte dell'abitato di Carbonara (Tav. Teolo). Viene captata su roccia trachitica al limite con sottostanti marne eoceniche, sul fondo dell'alveo di una piccola incisione valliva. Risulta perenne; la portata media è dell'ordine di 1 l/sec, con ampie oscillazioni. La durezza, relativamente bassa, offre valori attorno agli 8°F, con una temperatura sugli 11°C.

47 - Sorgente Fontana Coperta. La sorgente si trova al piede nord-occidentale del gruppo collinare Monte della Madonna-Monte Grande, lungo il limite con la pianura, circa a quota 25, nelle vicinanze dell'Osteria Madonnina, lungo la strada pedemontana che da Carbonara conduce a Bastia (Tav. Teolo). L'acqua sgorga da fessure impostate in calcari cretacei (Biancone). La sorgente risulta perenne, con una portata media di circa 1 l/sec, tuttavia con forti oscillazioni in relazione agli afflussi piovosi. Anche la durezza oscilla notevolmente, avendo dato valori di 25,4 e di 16,1°F. La temperatura si aggira attorno ai 12°C.

48 - Sorgente ubicata tra il M. Lonzina e Moscalbò. E' situata sulle pendici orientali del Monte Lonzina, circa a quota 100, sul fondo di una piccola incisione valliva aperta entro il detrito trachitico che copre la massa eruttiva del Monte Lonzina (Tav. Abano Terme). L'acqua sgorga perennemente, con una portata media di circa 0,1 l/sec, e una durezza con valori oscillanti tra 5 e 6°F. La temperatura è risultata tra i 10,5 e gli 11,5°C.

49 - Sorgente di Moscalbò. Risulta ubicata sul versante nord-orientale del Monte Lonzina, a quota attorno a 50 m, nelle prime pendici del colle circa 300 m a sud dell'Abbazia di Praglia (Tav. Abano Terme). Sgorga da detrito trachitico, perennemente, con una portata media valutabile sullo 0,1 l/sec. La durezza oscilla su valori attorno agli 11-12°F. La temperatura varia tra 9 e 10°C.

50 - Sorgente situata a nord di Praglia. Si tratta di una polla che sgorga da fessure della massa trachitica del Monte Lonzina, all'estremità settentrionale del rilievo, pochi metri sopra la pianura, 500 m circa a nord dell'Abbazia di Praglia (Tav. Abano Terme). Mostra un'attività perenne, con una portata media molto bassa, dell'ordine di 0,2 l/sec. La durezza ha fatto registrare valori minimi, 5,3 e 2,6°F, con una temperatura di 10-12°C.

51 - Sorgente di Case Bellina. La sorgente si trova presso Case Bellina, circa 250 m ad est, sul versante settentrionale del Monte Lonzina, circa a quota 60, una trentina di metri sopra la pianura di Bresseo-S. Biagio (Tav. Abano Terme). L'acqua sgorga dalla coltre di disgregazione della massa trachitica del Monte Lonzina, con una portata media valutabile attorno a 0,3 l/sec. La polla, perenne, ha una durezza molto bassa, 5,6 e 3,6°F, e una temperatura tra i 12 e i 13°C.

52 - Sorgente di Monte Lonzina. Si trova ubicata poco sotto la dorsale sommitale del Monte Lonzina, circa a quota 175, (Tav. Abano Terme), sul fianco occidentale. L'acqua viene a giorno dalla copertura di degradazione della massa rocciosa trachitica, con una portata assai limitata, inferiore a 0,1 l/sec. La sorgente è risultata perenne, con una temperatura attorno agli 11°C e una durezza bassissima, tra 1 e 2°F.

53 - Sorgente di Casa Bernardi. Sul versante nord occidentale del Monte Lonzina, nei pressi di Casa Bernardi, circa a quota 80. La sorgente non è perenne e la sua portata massima assume sempre valori assai limitati, dell'ordine di 0,05 l/sec. L'acqua sgorga dalla coltre di degradazione della sottostante roccia trachitica, con una durezza attorno ai 2°F e una temperatura di circa 11°C.

54 - Sorgente di Monte Brusà. Si trova sul versante occidentale del gruppo collinare del M. Lonzina, sul fianco meridionale di Monte Brusà, circa a quota 50, pressapoco 200 m a nord-est di Villa Gilda (Tav. Abano Terme). La sorgente non è perenne e

sgorga dalla coltre detritica che ammanta la massa di riolite. Durante periodi piovosi la portata, sempre molto limitata, si aggira sui 0,2 l/sec. L'acqua mostra durezze bassissime, dell'ordine di 2-3°F e una temperatura oscillante attorno ai 12,5°C.

55 - Sorgente situata al piede occidentale del Monte Lonzina. Si trova sulla stretta piana che separa il Monte Lonzina dal gruppo principale dei Colli Euganei, a ridosso del versante occidentale del Monte Brusà (Tav. Abano Terme), circa a quota 20, nei pressi di alcune cave di riolite. Viene alimentata da circolazione per fessura entro la massa eruttiva del M. Lonzina. La sorgente risulta perenne, con una portata media valutabile attorno a 0,1 l/sec, una durezza di 1,5-2,5°F e una temperatura attorno ai 10-11°C.

56 - Sorgente di Villa dei Vescovi. Sul versante meridionale di Monte Solone, presso Luvigliano, circa a quota 75, poco più di 200 m ad occidente di Villa dei Vescovi (Tav. Abano Terme). Sgorga perennemente da detrito calcareo che copre la sottostante formazione della Scaglia cretacea. La sua portata media può essere valutata in 0,3 l/sec. Misure di durezza hanno fatto registrare valori di 27,3 e di 27,9°F. La temperatura oscilla attorno ai 13°C.

57 - Sorgente La Busa. Si trova entro l'ampia depressione valliva situata sul versante settentrionale del Monte Solone, prospiciente la piana di Treponti, circa a quota 175 (Tav. Abano Terme). L'acqua viene a giorno dalla copertura detritico-alluvionale di natura calcarea che copre la sottostante Scaglia cretacea. La sorgente risulta perenne; il valore medio della portata è di circa 0,3 l/sec. Misure di durezza hanno dato valori elevati, pari a 30,0 e 24,5°F. La temperatura oscilla attorno ai 12,5°C.

58 - Sorgente di Case Sengiari. Si trova sul versante orientale del gruppo collinare del Lonzina (Tav. Abano Terme), a 100 m circa di quota, 250 m a NE di Case Sengiari. L'acqua sgorga dal detrito trachitico della coltre di copertura della massa eruttiva del Monte Lonzina, al limite con la formazione sottostante delle marne eoceniche. La sorgente è perenne; la sua portata media è dell' ordine di 0,1 l/sec. Durezza e temperatura mostrano rispettivamente valori di 9-9,5°F e di 10°C.

59 - Sorgente della Cava di Pietra. Viene così denominata perchè si trova al piede del fronte di sbancamento di una vecchia cava di calcare (Scaglia rossa). Si trova a ridosso del versante settentrionale di Monte Spinazzola, nell'ampia Valle di Papafava, a livello pianura (Tav. Teolo). L'acqua sgorga perennemente da fessure impostate nella massa rocciosa calcarea, con una portata media di circa 0,1 l/sec. Misure di durezza hanno dato valori di 19,7 e di 21,8°F. La temperatura oscilla tra i 12 e i 13°C.

60 - Sorgente Fonte del Petrarca. Sgorga nelle immediate vicinanze di una chiesa nella parte bassa di Arquà Petrarca, circa a quota 50 (Tav. Battaglia Terme), dai calcari fessurati della Scaglia rossa, al limite con una piccola massa riolitica che costituisce il dosso di Monte Castello. La sorgente è perenne, con una portata media di 0,3-0,4 l/sec. La durezza risulta elevata, con valori di oltre 35°F. Misure di temperatura hanno dato valori attorno ai 12°C.

61 - Sorgente di Monte Bevilacqua. Si trova al limite settentrionale della piana denominata le Valli, (Tav. Battaglia Terme), al piede del versante meridionale del piccolo Monte Bevilacqua, che si collega verso nord-ovest con il gruppo collinare del Monte Ricco. L'acqua sgorga dalla coltre detritica calcarea, con una portata media di circa 0,5 l/sec. La sorgente, perenne, mostra valori elevati di durezza, generalmente tra 35 e 40°F, e una temperatura oscillante attorno ai 13°C.

62 - Sorgente Sita. Risulta situata in località Covolo, sulla piana valliva tra Monte Bignago e la dorsale di Sassonegro, a ridosso del versante rivolto ad oriente (quota 10 circa,

Tav. Battaglia Terme), in comune di Arquà Petrarca. L'acqua sgorga ai piedi del pendio collinare costituito prevalentemente da calcari, con una portata media attorno ad 1 l/sec. La durezza, elevata, dà valori superiori a 30°F. La temperatura oscilla attorno ai 12,5°C.

63 - Sorgente Brusalesega. Si trova in località Brusalesega, nella piana delle Valli, a sud di Arquà Petrarca, lungo il limite con il rilievo collinare di natura calcarea, circa a quota 10 (Tav. Battaglia Terme). La sorgente, perenne, eroga una portata media dell'ordine di 0,4 l/sec. L'acqua ha valori di durezza elevati, di oltre 30°F e una temperatura di 14-15°C.

64 - Sorgente di Monte Brecale. E' situata sul versante meridionale del Monte Venda, circa a quota 300, sul fianco settentrionale del piccolo Monte Brecale (Tav. Lozzo Atestino). Si tratta di una sorgente perenne, la cui portata è mediamente valutabile sui 2 l/sec. L'acqua sgorga da roccia riolitica costituente un filone subverticale attraversante marne e tufi.

65 - Sorgente situata a N di Monte Sereo. Si trova all' estremità settentrionale dei Colli Euganei, lungo il limite tra la pianura e il piede del rilievo collinare di Monte Sereo, circa á quota 25, presso Bastia (Tav. Teolo). Sgorga da detrito calcareo della coltre di degradazione della Scaglia rossa cretacea sottostante, con una portata perenne valutabile mediamente a poco meno di 1 l/sec.

66 - Sorgente Fonte Puie. Sul versante meridionale di Monte Castello, a nord di Este, pressapoco a quota 50 (Tav. Este). La sorgente è perenne, con una portata media di 1,2 l/sec.

67 - Sorgente a N del Pianzio. Sgorga sul fianco orientale di Monte Rua, circa a quota 110, sul fondo di una piccola incisione valliva (Tav. Battaglia Terme), tra il Pianzio e il Ghetto, 1 km circa a nord di Galzignano. L'acqua viene a giorno da roccia riolitica molto degradata. La sorgente risulta perenne. La sua portata è valutabile mediamente attorno a 0,02 l/sec, con forti oscillazioni. Misure di durezza hanno dato valori attorno ai 12°F; la temperatura varia leggermente attorno ai 10°C.

68 - Sorgente ad W del Ghetto. Si trova sul fianco orientale del Monte Rua, circa a quota 150, sul fondo di una piccola e stretta incisione valliva che sbocca nella piana del Ghetto (Tav. Battaglia Terme), 1 km circa a nord di Galzignano. L'acqua sgorga da vari punti, perennemente, affiorando da roccia riolitica talora molto alterata. La sua portata media è valutabile attorno ai 0,05 l/sec. La durezza oscilla attorno ai 3°F, mentre la temperatura si aggira sui 10°C.

69 - Sorgente del Ghetto. Risulta ubicata sul fianco orientale del Monte Rua, circa a quota 75, nelle immediate vicinanze del Ghetto, circa 1 km a nord di Galzignano (Tav. Battaglia T.). La sorgente è perenne, con una portata media stimabile a circa 0,05 l/sec. La durezza è risultata di poco superiore ai 16°F, la temperatura sui 10°C.

70 - Sorgenti a S di Villa Antonelli. Si tratta di un gruppo di 5 sorgenti, che sgorgano a pochi metri una dall'altra, dalla coltre di degradazione della massa riolitica del Monte Rua, al piede del versante settentrionale del rilievo, circa 250 m a sud di Villa Antonelli (quota 150 circa - Tav. Battaglia T.). La zona sorgentifera è mal curata e coperta da fitta vegetazione. La portata complessiva, misurata globalmente dai ruscelli che confluiscono sul fondo di una valletta, ha dato un valore di circa 3 l/sec. La durezza è risultata pari a 8°F. La temperatura è valutabile sui 9°C.

71 - Sorgente Rifugio del Rua. Si trova nei pressi del Rifugio del Rua, sul fianco settentrionale del monte omonimo, circa a quota 180 (Tav. Battaglia T.). La sorgente è perenne; essa sgorga da riolite degradata, con una portata media valutabile attorno a 0,05 l/sec. L'acqua offre una durezza attorno ai 4°F, e una temperatura di 9°C circa.

72 - Sorgente ad Est di Rocca Pendice. Sgorga al piede orientale della cresta rocciosa di Rocca Pendice, al contatto tra il noto filone trachitico subverticale e i tufi basici con marne che ne ammantano la base, circa a quota 185 (Tav. Teolo). La sorgente risulta perenne, con una portata media valutabile sui 0,05 l/sec. Misure di durezza hanno fatto rilevare valori oscillanti attorno ai 18°F. La temperatura oscilla attorno ai 9°C.

73 - Sorgenti di Castelnuovo. Si tratta di un gruppo di tre sorgenti ubicate qualche decina di metri una dall'altra, nei pressi di Castelnuovo, sul piede sud-orientale del filone trachitico di Rocca Pendice, al limite con materiali marnosi e tufacei (quota circa 270, Tav. Lozzo A.). Le sorgenti sono perenni; la loro portata complessiva è dell'ordine di 0,4 l/sec, con una durezza piuttosto elevata, oscillante attorno ai 32°F, e una temperatura sui 9°C.

74 - Sorgente La Fontanella. E' ubicata circa 500 ad W di Castelnuovo, sul fondo del Calto Contea, profonda incisione che scende dal Monte Baiamonte (quota 200 circa, Tav. Lozzo A.). La sorgente al contatto con marne risulta perenne: la sua portata media è dell'ordine di 0,05 l/sec. La durezza è risultata di 26-27°F; la temperatura di 9,5°C.

75 - Sorgente Fontana della Vergine. Si trova nelle vicinanze di Case Salarola, sul versante nord-orientale di Monte Castello di Calaone, circa a quota 150. L'acqua sgorga perennemente sulla parte sommitale di una profonda incisione, con una portata media valutabile a circa 0,05 l/sec, venendo a giorno disordinatamente dalla copertura di degradazione sotto una folta vegetazione. La durezza è risultata molto elevata, superiore ai 30°F, giustificabile con la presenza nella zona di lembi calcarei e marnosi. La temperatura è dell'ordine dei 10°C.

76 - Sorgente ad W del Monte delle Forche. La sorgente è ubicata tra Case Toniolo e Case Costanzo, tra Castelnuovo e Vò, circa a quota 160, pressapoco 500 m ad occidente della cresta rocciosa del Monte delle Forche (Tav. Lozzo A.). L'acqua sgorga perennemente, con una portata media di circa 0,2 l/sec, e una temperatura sui 12°C.

77 - Sorgente di Monte Cecilia. Scaturisce dal fianco nord-orientale del Monte Cecilia, ad est di Baone, pressapoco a quota 110 (Tav. Este). Sgorga da una fessura rocciosa in calcare, perennemente, con una portata media di circa 0,03 l/sec e una durezza attorno ai 25°F. La temperatura è oscillante attorno ai 10°C.

78 - Sorgenti Bon Bévare. Sono due sorgenti, distanti 30 m una dall'altra, situate sul dosso occidentale del Monte Vendevolo, nella zona di Valpantena (quota 150 circa, Tav. Lozzo A.). Sgorgano perennemente da riolite degradata, con portate medie dell'ordine di 0,1 l/sec per la sorgente superiore, e di 0,25 l/sec per quella inferiore. La durezza offre valori leggermente oscillanti attorno agli 8°F, la temperatura assume valori tra i 10 e gli 11°C.

79 - Sorgente di Bastia. Si trova al piede del versante occidentale di Monte Seréo, di natura calcarea, pressapoco a quota 20, sul limite con la pianura, 500 m circa ad Est di Bastia (Tav. Teolo). L'acqua sgorga dalla coltre terrosa, alla testa di un fossato, con una portata perenne ma molto variabile, mediamente valutabile a 0,2 l/sec. La durezza è risultata di 25-26°F. La temperatura oscilla attorno ai 12°C.

80 - Sorgente di Frassanelle. Si trova all'estremità settentrionale del gruppo collinare euganeo, al limite della pianura, a ridosso del versante nord-orientale dei monti di Frassanelle, 300 m circa a NW della Villa Montesi (quota 20 circa, Tav. Teolo). La sorgente sgorga ai piedi del versante calcareo dal terreno vegetale, non perennemente, prosciugandosi generalmente nel periodo estivo. La portata massima è valutabile a circa 3 l/sec. Si sono misurate durezze dell'ordine dei 25°F.

Considerazioni sui risultati della ricerca relativa alle sorgenti fredde euganee

Uno dei caratteri tipici dell'assetto idrogeologico dei Colli Euganei è rappresentato dal numero assai elevato di sorgenti: circa 80, perenni, su una superficie di poco più di 100 km^2. Occorre far notare che le polle non risultano particolarmente raggruppate su aree ristrette, ma al contrario abbastanza uniformemente distribuite.

Assai numerose sono pure le sorgenti temporanee, strettamente legate ai periodi piovosi e asciutte la maggior parte dell'anno.

Un altro carattere tipico viene offerto dai valori delle portate: le sorgenti euganee offrono sempre portate di entità molto ridotta. I valori medi più elevati si aggirano sui 2-3 l/s.

Delle 80 sorgenti considerate solo 17 raggiungono o superano 1 l/s. Anche le portate massime sono valutabili sull'ordine di alcuni litri al secondo.

Il regime delle sorgenti è relativamente molto variabile ed essenzialmente collegato agli afflussi meteorici locali. Le oscillazioni della portata possono essere più o meno marcate e più o meno sfasate in funzione della permeabilità dei terreni acquiferi e dell' ampiezza del bacino idrologico superficiale, ma sempre correlabili con eventi piovosi locali.

Le misure di temperatura più volte effettuate permettono di escludere la presenza di manifestazioni idrotermali nell'area strettamente collinare. Tutte le sorgenti offrono infatti valori di temperatura tipici delle sorgenti fredde, compresi tra 8 e 15°C. Si ricorda che la temperatura esterna media annua dei Colli Euganei varia da 14° ai piedi dei rilievi fino a 11°C nelle parti sommitali, mentre le temperature medie mensili vanno da valori massimi di oltre 20°C nei mesi di luglio-agosto a valori minimi di poco superiori ad 1°C nei mesi di dicembre-gennaio.

La maggior parte delle sorgenti è impostata nelle coltri di degradazione che frequentemente, nei Colli Euganei, ricoprono le rocce eruttive o marnose, oppure ai piedi delle ampie fascie detritiche che sovente ammantano la base delle masse rocciose collinari. Molto meno frequenti sono le sorgenti di fessura da roccia.

Dal punto di vista del chimismo, che è stato considerato sulla base dei valori di durezza delle acque (normalmente la durezza rappresenta come è noto la quantità di sali di calcio e magnesio), le sorgenti mostrano chiaramente un contenuto salino in stretta relazione con la natura litologica dei materiali dai quali affiorano o delle rocce poste immediatamente a monte, offrendo così un dato molto significativo sul percorso sotterraneo delle acque.

Sorgenti impostate in materiali di tipo trachitico o riolitico oppure in materiali tufacei basaltici offrono, salvo rare eccezioni, valori di durezza assai bassi, normalmente inferiori ai 10°F, e spesso dell'ordine di 2-3°F. Acque molto dure sono invece quelle che sgorgano da terreni calcarei (Scaglia, Biancone) e marnosi (marne eoceniche): la durezza raggiunge in questi casi, piuttosto numerosi, valori quasi sempre superiori ai 25°F e, nella maggior parte dell'ordine dei 28-30°F.

I caratteri idrogeologici che sommariamente sono stati esposti e che riguardano, come si è visto, l'elevato numero delle sorgenti, il valore assai limitato delle portate

singole, il regime strettamente collegato agli afflussi meteorici locali, i valori normali delle temperature, le nette relazioni tra durezza delle acque e composizione petrografica delle rocce affioranti nella zona, evidenziano in modo chiaro gli aspetti tipici della circolazione sotterranea nei Colli Euganei, che possono essere così schematizzati: l'assenza di una grande circolazione e di ampi bacini idrogeologici; l'esistenza per contro di innumerevoli piccoli bacini sotterranei, assai localizzati, generalmente indipendenti tra di loro; una circolazione idrica che nel complesso si sviluppa nella parte corticale dei rilievi collinari e quindi con caratteri che risentono chiaramente di una alimentazione strettamente collegata agli afflussi locali e di un chimismo affine a quello dei materiali affioranti nella zona.

Si è tentato di valutare il rapporto quantitativo esistente tra gli afflussi meteorici nell'area collinare e la quantità d'acqua complessivamente erogata alle sorgenti. Il calcolo appare piuttosto complesso, in relazione al numero assai elevato di sorgenti temporanee, asciutte la maggior parte dell'anno ed eroganti invece durante e subito dopo i periodi piovosi, sorgenti la cui portata è assai difficilmente stimabile, anche approssimativamente.

Si può dire che nei Colli Euganei, sui quali la piovosità media annua calcolata nel trentennio 1921-1950 si aggira attorno agli 800 mm e la cui superficie si estende per poco più di 100 km^2, giunga un afflusso medio annuo dell'ordine di $80 \times 10^6 m^3$.

Il deflusso alle sorgenti perenni da noi esaminate, che complessivamente supera di poco i 50 l/s, assume un valore medio di circa $1{,}6 \times 10^6 m^3$/anno.

La quantità d'acqua perennemente sorgente ammonta, come si può constatare, ad un valore trascurabile nei confronti di quanto arriva sulla superficie dei Colli dalle precipitazioni.

Tale notevolissimo divario è giustificabile sia con fattori geologici e sia con fattori morfologici, come ora verrà esposto.

A parte l'evapotraspirazione, difficilmente valutabile con esattezza ma che comunque dovrebbe assumere valori normali, esistono in realtà alcuni aspetti particolari che occorre evidenziare e che concorrono in maniera determinante a creare il divario notevolissimo tra afflussi al suolo e deflussi perenni dalle sorgenti..

Innanzitutto il ruscellamento superficiale riveste una importanza assai rilevante dal punto di vista quantitativo. Negli Euganei la variabilità della morfologia ha disegnato un numero assai elevato di piccole incisioni vallive, di « calti », normalmente asciutti gran parte dell'anno: in occasione di eventi piovosi intensi, anche se non prolungati, essi portano acqua talora abbondantemente e con regime torrentizio e, ciò che riveste un particolare interesse, il loro deflusso persiste per alcuni giorni anche dopo l'episodio piovoso, nonostante la scarsissima estensione areale dei singoli bacini idrologici.

Questo particolare carattere della rete idrica superficiale dei Colli Euganei, che fa defluire in pianura gran parte degli afflussi meteorici, è attribuibile a vari fattori: la pendenza normalmente molto accentuata dei versanti collinari, che favorisce il ruscellamento superficiale a svantaggio dell'infiltrazione; la notevole estensione di coltri di degradazione di natura argillosa, e quindi poco permeabili, che sovente coprono le masse rocciose permeabili per fessurazione e che provocano un notevole deflusso superficiale delle acque di pioggia; l'esistenza di innumerevoli sorgenti non perenni, strettamente legate alle piogge locali, che attestano una attiva circolazione

corticale sotterranea a carattere temporaneo, entro le diffuse coltri detritiche e di alterazione, ben presto drenata dal fitto reticolo idrografico che incide spesso profondamente la superficie del suolo (quest' ultimo aspetto è la causa del persistere del deflusso idrico entro le incisioni vallive anche per alcuni giorni dopo l'evento piovoso).

Occorre ancora considerare che una parte non indifferente della circolazione sotterranea corticale si immette direttamente entro le falde idriche della pianura che ammanta i Colli, come si può supporre dai livelli della falda freatica che, a ridosso dei versanti collinari, si trovano a quota più elevata di quelli esistenti nella prospiciente pianura.

Si deve infine tener conto di una certa penetrazione profonda che può interessare le masse rocciose collinari. A questo proposito sono possibili alcune considerazioni che, pur non permettendo valutazioni quantitative, danno modo di svolgere tutta una serie di utili osservazioni.

Una infiltrazione idrica profonda sembra possibile, in via diretta, attraverso le masse rocciose dei corpi vulcanici e subvulcanici, molti dei quali, formati da rocce discretamente fratturate, si spingono a profondità elevate (come il gruppo del Venda, il Monte Grande, il Monte della Madonna, ecc.). Le aree interessate da penetrazione sono tuttavia limitate alle parti sommitali di questi apparati, essendo i fianchi sovente ricoperti da spesse coltri di alterazione argillosa.

Per ciò che riguarda le formazioni calcaree, spesso molto fessurate e notevolmente estese nell'area collinare (la Scaglia rossa in particolare), si ricorda che i calcari del Cretaceo superiore giacciono sopra il livello argilloso del Cenomaniano, che ostacola l'approfondimento della circolazione idrica: fanno eccezione i casi, piuttosto frequenti, nei quali la Scaglia viene direttamente a contatto con i corpi eruttivi riolitico-trachitici.

Gli altri termini della serie rocciosa (marne e vulcaniti basaltiche terziarie) sono da considerare a permeabilità assai ridotta, per la presenza delle coltri di alterazione argillosa che generalmente li ricoprono.

Da quanto si è potuto constatare, si ha nel complesso l' impressione che dal punto di vista quantitativo l'infiltrazione profonda assuma dimensioni piuttosto modeste: sembrano convalidare questa ipotesi la limitata estensione delle aree di effettivo affioramento delle masse eruttive fratturate; l'elevato valore del ruscellamento superficiale; il fatto che i corpi eruttivi efficaci ai fini della penetrazione idrica affiorino generalmente in aree sommitali del rilievo collinare e non in zone di drenaggio delle acque superficiali.

Occorre tuttavia tener in evidenza che alcuni pozzi, perforati nei Colli Euganei ad altitudini di varie decine di metri sopra la pianura, hanno incontrato discreti quantitativi idrici entro roccia a profondità di 300-400 m. L'acqua emunta, in tutti i casi noti, ha fatto riscontrare sempre valori termici tipici delle acque fredde. Per esempio nei pressi di Arquà Petrarca esiste un pozzo, a quota 85 circa s.l.m., profondo attorno ai 350 m, che sfrutta un acquifero in pressione il cui livello statico si trova a circa 70 m sotto il piano di campagna. La portata emunta si aggira sui 2 l/s, con un abbassamento dinamico di 5-6 m.

Le considerazioni qui esposte sembrano suffragare quanto è stato affermato circa il significato delle acque locali euganee nel fenomeno del circuito idrotermale berico-euganeo.

RIASSUNTO

La memoria sul fenomeno idrotermale euganeo-berico e sulla geologia dei Colli Euganei è divisa in tre parti.

La premessa indica l'organizzazione delle ricerche, gli studiosi che vi hanno preso parte e gli enti finanziatori delle indagini e della pubblicazione dei risultati.

La parte dedicata al sistema idrotermale euganeo-berico espone il tipo di termalismo, di carattere geotermale, e lo sviluppo del circuito dalle Prealpi vicentino-trentine ai Berici e soprattutto agli Euganei. Le acque calde del pedemonte berico sono di tipo carbonatico-solfatico, quelle euganee sono salso-bromo-iodiche e suddivise a loro volta in sottogruppi, con circuiti profondi differenziati. La risalita avviene in una zona interessata da un reticolo di faglie profonde ed è condizionata anche dal carico idraulico delle acque piovane locali che cadono sui rilievi euganei. La durata del percorso delle acque termali, dalla zona di ricarica a quella di emergenza (70-100 km), non è inferiore a 25 anni; l'origine delle acque è meteorica.

La produzione di acqua calda dev'essere regolata in modo da non turbare con emunzioni eccessive l'equilibrio del sistema; le diverse caratteristiche dei pozzi consentono di orientare la coltivazione. Lo sviluppo futuro dell'area termale potrebbe essere diretto anche alla ricerca di nuove zone e livelli produttivi.

La parte dedicata alla geologia dei Colli Euganei espone la successione stratigrafica, secondo le ricerche più recenti anche in base alle zonazioni micropaleontologiche, i lineamenti tettonici e la storia geologica della regione dal Giurese superiore all'Oligocene inferiore, epoca delle eruzioni euganee meso e persiliciche.

I corpi eruttivi sono descritti in dettaglio e la composizione delle lave è trattata con nuovi studi: prevalgono le rioliti alcaline e le rioliti alcaline persiliciche accanto alle trachiti alcaline e alle quarzotrachiti alcaline. Latiti e rocce affini completano il quadro delle vulcaniti oligoceniche, mentre quelle dell'Eocene superiore rientrano fra le ankaratriti.

Le ricerche geofisiche, di tipo gravimetrico, magnetico e magnetotellurico hanno consentito di inquadrare gli Euganei nella dorsale euganeo-berico-lessinea e di precisare strutture locali del sottosuolo perieuganeo, significative per lo sviluppo del fenomeno idrotermale.

Lo studio delle sorgenti fredde euganee ha precisato il contributo delle acque piovane locali allo svolgersi del fenomeno idrotermale.

SUMMARY

I - Introduction . . . . . p. 3

The aim of the research group, in which 24 authors took part, was to investigate hydrothermal phenomena of the Euganean and Berici hills area and to reconstruct the origin, circulation and characteristics of the thermal waters, particularly developed at Abano, Montegrotto, Battaglia and Galzignano (Colli Euganei, Padova) and the smaller outcrops near Mossano, Barbarano and Villaga (Colli Berici, Vicenza).

The authors and their researches are listed, together with the institutions to which they belong.

The financial grants, which supported the research and the publication of the results, are also reported.

II - The Euganean-Berical hydrothermal system . . . . . p. 5

Historical introduction . . . . . p. 5

Observations and scientific studies regarding the hydrothermal phenomenon are shortly summarized, starting from the Roman times to the latest research, undertaken by the Istituto di Geologia dell'Università di Padova, E.N.E.L.-Ente Nazionale per l'Energia Elettrica - Direzione degli Studi e Ricerche and other groups in 1970 and concluded recently by many searchers.

The volcanic origin of the thermal water and even of the heat can no longer be sustained, since the eruptions have been found to belong to a very ancient period (Lower Oligocene).

Geological situation . . . . . p. 8

The regional geological situation of the Western Venetian region and nearby Trentino can be shortly exposed as follows. On the crystallin basement, represented mainly by phyllites with some gneiss and few granitic intrusions (e.g. Cima d'Asta), rests a thick carbonatic sequence (about 2000 m) which belongs to the Upper Paleozoic-Mesozoic-Lower Tertiary age and is formed by limestones and dolomias. Volcanites are interbedded in Middle-Upper Triassic and Lower Tertiary stages. They are mainly basic in the Paleogene, with the exception of Euganean Hills, where rhyolites, trachytes and latites of the Lower Oligocene predominate. The latter form mainly laccolithes and similar subvolcanic bodies, and dykes.

Marls and clays are rare (mainly Upper Eocene and Neogene); sandstones are restricted to Permian, Werfenian and Miocene. The plain is formed by Quaternary alluvial.

The tectonic plateau represented by Trentinian and Vicentinian Prealps is cut by some fault systems; in the zone studied the Schio-Vicenza fault line system (NW-SE) is the main one.

A hill ridge parallel to the Schio-Vicenza fault is represented by the Eastern Lessinian, Berici and Euganean Hills; it is a kind of wedge between the Po plain and the Venetian plain. The Riviera dei Berici line represents a transversal fault inside the zone studied in greater detail. The two anticlines of the Colli Euganei and Colli Berici and the syncline, formed by the Western Berici and the Easternmost Lessini, lie parallel to it.

Hydrogeological situation . . . . . p. 20

Starting from the sea shore, the alluvial plain is formed by loose materials, from a clayey and fine sandy composition to coarse sands and gravel, found near the foot of the hills and mountains, which form a crown all around the Northern Adriatic Sea.

In vertical sequence coarser and finer materials are interbedded, due to the severe climatic variations during the Pleistocene age, with glacial and interglacial periods. Because of this many superimposed aquifers are found in the alluvial plain; they pinch out towards the sea and their waters are confined and in pressure (artesian), except, of course, in the upper aquifer. This is directly fed by the rivers and rains; the deeper ones receive their recharge through the coarse alluvials at the foot of the mountain slopes.

The calcareous-dolomitic plateaus of Asiago, Tonezza and other nearby karstified zones discharge almost all the rainfall through big springs situated at their foot.

The underground aquifers of carbonatic type, extended beneath the alluvial plain, are fed by distant water penetration, which occurs in the north-western part of the considered area, that is near the boundary between Trentino and Vicentino. The average rainfall in such area ranges from 1000 to more than 2000 mm per year.

In the Berici Hills the local rainfall forms suspended ground water bodies, sustained by the marly limestones of the Upper Eocene age (Priabonian).

In the Euganean Hills the marls (Lower Eocene-Lower Oligocene) have a practically total runoff; the Scaglia rossa (Upper Cretaceous-Lowermost Eocene) is fissured and receives rain water into its depth; the volcanic outcrops also, which are relatively wide, allow water to sink into the depths through thick fracture systems that cut them in all directions. The local average rainfall is about 800 mm per year.

Monthly and yearly temperature and rain variations have been recorded for more than a century. External mean annual temperature is 11 ÷ 13° C.

In the thermal area, which is found at south-eastern rim of the Berici Hills and all around the Euganean Hills, and is particularly developed at their eastern margin in the nearby plain, some thermal springs still discharge spontaneously a small amount of warm water. In the past thermal springs were more in number than they are today, and some of them were hot (about 87° C). Nowadays the thermal water is mainly obtained by means of drilled wells, which are often pushed to more than 500 m in depth from the surface level.

The study of spontaneous warm springs still existing shows a big difference between the Berici and Euganei thermal waters; the first are of carbonatic-sulphatic type, the second are of salso-bromo-jodic type. The temperatures do not reach 30°C at the surface in the Berici area.

The variations in discharge (some springs are temporary) and in temperature, related to the local rains, reveal a connection between thermal and local rain water; commixtion of the two types of waters, deep and superficial, is a general feature in the spontaneous thermal springs.

The many wells drilled in the main (Euganean) thermal area (a few hundred) have in several cases a good stratigraphic log. The reconstruction of the underground geological situation shows a stratigraphic series similar to that cropping out in the hills; the main aquifer is the Biancone (limestone of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age), about 120 m thick, which rests on Jurassic limestones. On it rests the Scaglia rossa (80-130 m thick, mainly Upper Cretaceous age); they are separated from one another by thin marls, clays and graphitic shales, 2 to 10 m thick, which are of considerable hydrogeologic importance. Where these intermediate rocks are lacking, the aquifer is mainly the Scaglia rossa, covered by the impermeable Eocene clayey marls. Some thermal waters are found in the alluvials extended on the ground rocks, or in the Tertiary volcanics of buried bodies. The temperature of the thermal water reaches in some case 89°C at the surface.

The Euganean thermal area and its production of hot water . . . . . p. 60

Thermal water production has been highly increased in the last few years, due to the increase of thermal users (over 2.500.000 in 1974 and about the same number in 1975). A precise calculation of the total discharge is very difficult, because the production data of the many wells are not always registered or they are not all contemporary. It is estimated at about 2 m^3/s in the whole area, with 1100 l/s of contemporary production.

The temperature varies from less than 60°C to about 87°C, from well to well. With the same discharge some wells cause a more pronounced lowering of the piezometric level than others. The rise of pressure, when production is interrupted, takes different lengths of time from well to well.

The general piezometric level has been dropped from year to year, due to the increase of total thermal water production. It has been more pronounced in the Abano area, which is the biggest. During the seasonal arrest of production, the piezometric level increases, but it has not reached the values of the previous year, at least since 1971. An experimental interruption of production from a group of wells in Abano during 1975 allowed a recovery of the piezometric dynamic level in three months.

It is advisable to restrict thermal water production to the wells with less influence on the piezometric level (in respect to their discharge) and to search for new thermal water in other nearby areas or levels.

The situation in Montegrotto and other thermal zones is also considered.

Geochemistry of the Euganeo-Berical thermal waters . . . . . p. 113

Geochemical study of the thermal waters, based on their salt contents and isotopic composition of their oxygen, shows that such waters are rain waters, which enter into the ground at an elevation of more than 1500 m above sea level, and receive their salinity (and temperature) from the rocks through which they pass. Their corrivation time is greater than 25 years (^3H percentage not influenced by war and post-war atomic explosions). The recharge area is to be identified with the Alps near the Adige valley (Vicenza and Trento provinces).

The Berici and Euganei thermal waters appeare to have a common origin, but the underground path for the two groups is different. At least three Euganean branches can be distinguished. The highest salt contents is found in the Abano zone (almost 6000 parts per million). This seems to correspond to the deepest circulation which feeds the thermal phenomenon.

The Euganeo-Berical hydrothermal circulation . . . . . p. 147

The hydrothermal circulation can be depicted as a geothermal system, the recharge of which takes place in the alpine region and the discharge about 70-100 km away, in the Berico-Euganean area. The thermality and salinity are received in the depths. A particular geological situation causes the waters to come out in this area. Some rock blocks, separated by faults and formed by aquifers which are sealed by layers of clay or fine sand, contain thermal waters circulating inside them by convection currents. In some cases thermal waters crop out spontaneously through fissures, or they are reached by boreholes. Hydraulic pressure is provided also by local rain water which descends towards the depth mainly through the fissured volcanic rocks of the Euganean area or through the Scaglia rossa.

New thermal zones, at greater depths, could exist all around the main thermal area, especially on its eastern side. Indirect (geophysical) and direct researches are needed to delimit them, so that the today production in the main area could be reduced and aquifer not excessively exploited.

III - Geology of the Euganean Hills . . . . . p. 147

The geological features of the Euganean area . . . . . p. 147

The chapter opens with a short historical outline of previous research, from the recognition of the volcanic origin of the Euganean Hills to the description of the stratigraphical sequence and the dating of the main volcanism to the Lower Oligocene period. Older basic volcanites erupted in Upper Eocene. The geological situation is then described.

The stratigraphical series starts in outcrop with the Rosso ammonitico veneto Formation (Upper Jurassic), a nodular red limestone rich in fossils.

Older geological formations were reached by a deep borehole (1842 m), down to the Middle Triassic. The Biancone (Uppermost Jurassic-Lower Cretaceous), a platty, pure, white limestone about 120 m thick, rests on the Rosso ammonitico.

Above the Biancone comes the Scaglia rossa (Upper Cretaceous and locally Lowermost Eocene), a red, flacky, almost pure limestone, only locally somewhat clayey, which reaches 80 m of thickness in the northern part and 130 m in the southern one. Between them 2 to 10 m of marls, clay, graphitic shales are found (mainly Cenomanian).

On the Scaglia rossa were deposited the Euganean marls, with basic volcanics interbedded (lava flows, hyaloclastites, tuffs); their total thickness reaches 100 m, including the volcanic intercalations. Their age is Lower Eocene to Lower Oligocene, the basic volcanites being of Upper Eocene age.

In the Lower Oligocene a series of volcanic and subvolcanic phenomena began, with lavas of rhyolitic, trachytic and latitic composition and some basic final dykes. These acid to mesosilisic volcanites are peculiar to the Euganean area. The eruptions ended within the Lower Oligocene.

The main volcanic and subvolcanic bodies are described in detail.

The tectonic structure of the hill group studied can be shortly outlined as an anticline directed NE-SW, with several fault systems: the main ones are NW-SE, NE-SW and N-S.

A detailed research on the Scaglia rossa Formation and its chemical composition, significant for the water circulation in its interior, showed an almost pure limestone composition (and not a marly one, as was previously supposed). Karstic phenomena are known.

The detailed geological history of the area from the Upper Jurassic to the Lower Oligocene is then traced.

Geophysical study of the Euganean area . . . . . p. 197

Gravimetric and magnetic study of the Euganean zone allowed its precise collocation inside the Lessini-Berici-Euganei ridge and in particular the recognition of a thick fault net in the thermal part of the area (this is confirmed by many boreholes).

The connection with the nearby Berici Hills and the relationships with the main fault (Schio-Vicenza) were studied also by means of the magnetotelluric method. The lowering of the deeper side of the fault occurs in steps.

The gravimetric maximum of the Euganean area must be connected with the volcanic bodies.

The local tectonic lineaments in the peri-Euganean plain were investigated.

Petrography of the igneous rocks of the Euganean Hills . . . . . p. 213

The petrographic and petrochemical research showed that the alcaline rhyolites and the persilisic alcaline rhyolites are more common than was previously supposed and that the alcaline trachytes and alcaline quartzotrachytes are somewhat less frequent.

Latites, latiandesites and latibasaltic dykes complete the sequence of the Oligocenic magmatic types. The Upper Eocenic volcanic rocks are ankaratrites.

In the Tertiary Venetian magmatic province, of a basic type, which is connected with a rift system and refusion of the upper mantle, the acid Euganean volcanism can be interpreted as due to refusion phenomena of the lower crust and fractioning in a superficial magmatic basin.

Hydrogeology of the cold springs in the Euganean Hills . . . . . p. 237

The study of the non-thermal springs of the Euganean area (80 in total, almost all with a very small discharge) shows how little of the local rain water penetrates underground. Nevertheless even this quantity is significant, since it provides hydraulic pressure for the deep thermal water circulation.

BIBLIOGRAFIA

Altre pubblicazioni, soprattutto di vecchia data, si potranno ricavare dagli elenchi bibliografici dei lavori qui citati.

ACCORDI B., 1950 - *Esame geologico-paleontologico di un pozzo terebrato a Cartura (Padova).* Memorie dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova, vol. 16, 22 pagg., 1 fig., 1 tav., Padova.

AMADEI G., MAINO A., MOTTA A., TRIBALTO G., 1973 - *Contributo allo studio geofisico del bacino euganeo.* Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, vol. 93, pagg. 3-21, 7 figg., 4 tavv. Roma.

BENEO E., 1963 - *Considerazioni sul bacino idrotermale euganeo.* Giornale di Geologia, II serie, vol. 31, pagg. 27-37, Bologna.

BENVENUTI G. e NORINELLI A., 1967 - *Contributo alla conoscenza delle strutture sepolte tra i Colli Euganei e i Berici.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. 9, pagg. 269-284, 4 figg., 2 tavv., Trieste.

BERTOLIO S., 1893 - *Notes sur quelques roches des collines euganéennes.* Bulletin de la Société Géologique de France, III serie, vol. 21, pagg. 406-437, Paris.

BILLOWS E., 1917 - *Nuove osservazioni sulla molibdenite ed altri minerali di Zovon (Euganei).* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol. 49, pagg. 49-89, Padova.

BORSI S., FERRARA G. e PICCOLI G., 1969 - *Determinazione col metodo K/Ar dell'età delle eruzioni euganee.* Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, vol. 25, pagg. 27-34, 1 fig.. Pavia.

BRAGAGNOLO G., 1936 - *Le acque minerali del Veneto.* Annali di Chimica Applicata, vol. 26, pagg. 460-475, Ferrara.

BREISLAK S., 1818 - *Atlas géologique ou vue d'amas de colonnes basaltiques.* 53 tavv., Imprimerie Impériale et Royale, Milan.

BULGARELLI G., 1973 - *Alcuni problemi riguardanti il bacino idrotermale euganeo con particolare riguardo alla situazione di Montegrotto Terme.* Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Montegrotto Terme, 14 pagg., 1 fig., Stocchiero, Vicenza.

BURRI C., 1961 - *Le province petrografiche postmesozoiche dell'Italia.* Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, vol. 17, pagg. 3-40, 8 figg., Pavia.

BURRI C., 1966 - *Problemi petrochimici del vulcanismo italiano.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 78, pagg. 109-133, 5 figg., Padova.

CALVINO F., 1967 - *Su uno sprofondamento del suolo verificatosi ad Abano Terme (Padova).* Tecnica italiana, vol. 32, pagg. 133-144, 8 figg., Trieste.

CALVINO F., 1969 - *Studi sulle proprietà tecniche della trachite da taglio di Montemerlo (Colli Euganei).* Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 27, 36 pagg., 6 figg., 1 tav., Padova.

Calvino F. e Barrocu G., 1965 - *Fenomeni di flessione superficiale dei prismi di fessurazione osservati in trachiti e lipariti dei Colli Euganei.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 77, pagg. 187-200, 4 tavv., Padova.

Calvino F. e Costantini P., 1970 - *Osservazioni idrogeologiche sulle sorgenti subtermali e ipotermali della Riviera dei Berici, Vicenza.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 82, pagg. 163-186, 6 figg., 1 tav., Padova.

Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1 : 100.000: Fogli 50 Padova e 64 Rovigo, Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia, Boboli, 1947 e 1950, Firenze.

Catullo T. A., 1828 - *Osservazioni sopra le peperiti delle provincie Austro-Venete, su quelle particolarmente scoperte dall'Autore presso Teolo nei Monti Euganei.* Giornale dell'Italiana Letteratura, n. 50, 24 pagg., Padova.

Catullo T. A., 1829 - *Memoria epistolare sopra i petrefatti dei monti Euganei.* Giornale delle Scienze e Lettere delle Provincie Venete, vol. 16, pagg. 22-79, Venezia.

Catullo T. A., 1836 - *Sopra le acque termali del territorio padovano.* Nuovi Saggi dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, vol. 4, 21 pagg., Padova.

Catullo T. A., 1866 - *Sopra alcuni fenomeni geologici osservati nei Colli Euganei.* Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, III serie, vol. 11, pagg. 841-848, Venezia.

Centanin O., 1952-54 - *La trachite euganea per l'industria ceramica.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, vol. 64, pagg. 78-83 e vol. 66, pagg. 147-154, Padova.

Chino A., 1960 - *Studio micropaleontologico e granulometrico del pozzo N. 55 (P. Nazionale) di Abano Terme, Padova.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matem. e Naturali, vol. 72, pagg. 167-178, 1 tav., Padova.

Comel A., 1931 - *Sulle terre rosse dei Colli Euganei.* Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. 50, pagg. 135-142, Roma.

Comel A., 1936 - *I terreni dei Colli Euganei.* Annali della Sperimentazione Agraria, vol. 20, 107 pagg., 2 tavv. (1 carta geoagronomica 1 : 50.000), Roma.

Conedera C., Dal Passo G., Piccoli G., Travaglia Saccardi P., 1972 - *Studio fotogeologico del Veneto centro-occidentale fra il Lago di Garda ed il fiume Brenta.* Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 28, 43 pagg., 18 figg., 3 tavv., Padova.

Conedera C., Dieni I., Piccoli G., Saccardi P., 1969 - *Studio fotogeologico dei Colli Euganei.* Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 27, 20 pagg., 9 figg., Padova.

Corniani M. A., 1810 - *Memoria sul vetro coll'applicazione all'arte vetraria della petroselce perlata dei Colli Euganei.* 54 pagg., Parolari, Venezia.

Cornu F., 1906 - *Petrographische Untersuchung einiger enallogener Einschlüsse aus den Trachyten der Euganeen.* Beiträge zur Geologie und Paläontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, vol. 19, pagg. 35-48, 1 tav., Wien.

Dal Piaz G., 1896-97 - *Studi geologici-petrografici intorno ai Colli Euganei.* Rivista di Mineralogia e Cristallogr. Ital., vol. 16, pagg. 49-69, 2 tavv. e vol. 17, pagg. 74-80, Padova.

Dal Piaz G., 1899 - *Sopra l'analcime ed altri minerali di Pendisetta negli Euganei.* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol 23, pagg. 90-92, Padova.

DAL PIAZ G., 1902 - *Di un incluso granitico nella trachite degli Euganei.* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol. 28, pagg. 41-50, 1 tav., Padova.

DAL PIAZ G., 1935 - *La costituzione geologica dei Colli Euganei.* Atti e Memorie dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, vol. 51, pagg. 11-19, Padova.

DAL PIAZ G., 1948 - *On the mineral hot springs of the Euganean Hills and particularly of Abano* (*Padova*). Union Géodésique et Géophysique Internationale, Procès Verbaux des Séances, Assemblèe Générale d'Oslo, pagg. 121-123, Oslo.

DAL PIAZ G., 1957 - *I Colli Euganei e le loro sorgenti termali.* 20 pagg., 13 figg., Azienda Autonoma di Cura di Abano Terme, Tipografia del Messaggero, Padova.

DAL PIAZ G., 1971 - *L'imbasamento geologico della zona idrotermale euganea.* Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 83, pagg. 111-120, 1 fig., Padova.

DAL PIAZ Gb., 1928 - *Il basalto di Rio Schivanoia negli Euganei e i suoi inclusi.* Memorie dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova, vol. 7, 24 pagg., 1 tav., Padova.

DA RIO N., 1836 - *Orittologia euganea.* 179 pagg., 2 tavv., (1 carta geognostica 1 : 48.000 circa), Cartallier, Padova.

DA RIO N., 1844 - *Intorno ad una ippurite trovata nella scaglia dei Monti Euganei.* Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, 1843-44, pag. 366, Venezia.

DE BOER J. e SCHOUTEN J. A., 1965 - *Paleomagnetism as a stratigraphic and petrographic expedient for the igneous rocks of the Colli Euganei* (*NE Italy*). Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 77, pagg. 241-262, 6 figg., Padova.

DE CONCINI C., 1967 - *Studio dei movimenti del suolo nella zona berico-euganea mediante livellazioni ripetute.* 28 pagg., 3 figg., 1 tav., Società Coop. Tipografica, Padova.

DELL'AGNOLA G. e CALLEGARI E., 1964 - *Studio chimico e mineralogico di alcuni terreni dei Colli Euganei. Caratteristiche mineralogiche.* Consiglio Nazionale delle Ricerche, 37 pagg., 16 figg., Società Cooperativa Tipografica, Padova.

DELL'AGNOLA G., CALLEGARI E. e MAGGIONI A., 1964 - *Studio chimico e mineralogico di alcuni terreni dei Colli Euganei. Caratteristiche chimiche e granulometriche.* La Ricerca Scientifica, vol. 34 (II B), pagg. 3-18, Roma.

DE MARCHI L., 1905 - *L'idrografia dei Colli Euganei nei suoi rapporti con la geologia e la morfologia della regione.* Memorie dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, vol. 27, 76 pagg., 15 figg., Venezia.

DE MARCHI L., 1927 - *L'origine delle acque termali di Montegrotto* (*Euganei*). Rendiconti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, vol. 5, pagg. 841-845, Roma.

DE MARCHI L., 1935 - *Idrografia ed evoluzione morfologica dei Colli Euganei.* Atti dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, vol. 1, pagg. 1-26, Padova.

DE PIERI R., GREGNANIN A. e PICCIRILLO E.M., 1974 - *I feldspati alcalini delle rocce eruttive dei Colli Euganei. Caratteristiche mineralogiche e considerazioni petrogenetiche.* Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 31, 22 pagg., 5 figg., 2 tavv., Padova.

DE TONI A., 1911 - *Di alcuni recenti lavori geologici sui Colli Euganei.* Atti e Memorie dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, vol. 27, pagg. 167-178, Padova.

De Vecchi Gp. e Sedea R., 1974 - *Sui basalti eocenici dei Colli Euganei.* Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 31, 26 pagg., 6 figg., 1 tav., Padova.

De Zigno A., 1845 - *Sopra due fossili rinvenuti nella calcarea dei Monti Padovani.* 8 pagg., 1 tav., Sicca, Padova.

De Zigno A., 1846 - *Sul marmo di Fontanafredda nei Monti Euganei.* Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, 1845-46, 6 pagg., Venezia.

De Zigno A., 1861 - *Sulla costituzione geologica dei Monti Euganei.* Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, 1861, 20 pagg., Padova.

Dieni I. e Piccoli G., 1968 - *Sul meccanismo di eruzione di alcuni diatremi euganei.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 80, pagg. 315-325, 3 figg., 2 tavv., Padova.

Dieni I. e Proto Decima F., 1963 - *Eruzioni sottomarine con lave a cuscini nell'Eocene superiore dei Colli Euganei.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 74, pagg. 161-170, 2 figg., 4 tavv., Padova.

Dieni I. e Proto Decima F., 1970 - *Documentazione paleontologica dell'età oligocenica inferiore del vulcanismo euganeo.* Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 82, pagg. 321-360, 7 figg., 2 tavv., Padova.

Dona' F., 1964 - *Di un nuovo studio sulla morfologia degli Euganei.* Rivista Geografica Italiana, vol. 71, pagg. 55-62, Firenze.

Dondi Orologio A. C., 1789 - *Saggio di littologia euganea.* Saggi Scientifici e Letterari dell'Accademia di Padova, vol. 2, pagg. 164-184, Padova.

Dupis A., Iliceto V. e Norinelli A., 1972 - *Deep structural investigation by the magnetotelluric method in the area of the Berici-Euganean ridge.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. 14, pagg. 41-58, 9 figg., Trieste.

Fabiani R., 1915 - *Il Paleogene del Veneto.* Memorie dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova, vol. 3, pagg. 1-336, 36 figg., 9 tavv., Padova.

Ferasin F. e Proto Decima F., 1954 - *Micropaleontologia dei terreni cretaceo-eocenici del M. Ceva (Colli Euganei).* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 66, pagg. 1-18, Padova.

Giani A., 1905 - *Studio petrografico intorno ad alcune rocce eruttive dei Colli Euganei nell'Atestino.* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol. 32, pagg. 57-96, 2 tavv., Padova.

Gorlato L., 1969 - *Abano, Montegrotto e Battaglia, centri turistico-termali.* L'Universo, vol. 49, pagg. 873-902, 26 figg., Firenze.

Graeff F. e Brauns R., 1893 - *Zur Kenntniss des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganeen bei Padua.* Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1893 (1), pagg. 123-133, 2 figg., Stuttgart.

Hantken, von, M., 1893 - *Die Clavulina-Szabòi Schichten im Gebiete der Euganeen und in den Meeralpen und die cretacische Scaglia in den Euganeen.* Mathematische-Naturwissenschaftliche Berichte von Ungarn, vol. 2, pagg. 121-169, 4 tavv., Budapest.

Hoernes R., 1877 - *Il primo piano mediterraneo nella Valsugana e nei Monti Euganei.* Bollettino del Comitato Geologico d'Italia, vol. 8, pagg. 372-375, Roma.

ILICETO V., 1966 - *Anomalie magnetiche dell'area compresa fra i Colli Berici e i Colli Euganei e loro interpretazione.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Mat. e Naturali, vol. 78, pagg. 73-88, 2 tavv., Padova.

ILICETO V., 1974 - *Gravity investigation in the eastern edge of the Berici-Euganean ridge.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. 16, pagg. 160-174, 6 figg., Trieste.

ILICETO V. e NORINELLI A., 1970 - *Risposta geofisica di masse basaltiche radicate.* Atti dell'Associazione Geofisica Italiana, 1970, 13 pagg., 9 figg., Roma.

LONA F., 1957 - *I depositi lacustri euganei: archivio paleontologico del tardo glaciale e del periodo postglaciale.* Mem. di Biogeografia Adriat., vol. 5, pagg. 1-11, 2 figg., Venezia.

LONGHI P., 1905 - *Appunti per uno studio geologico sopra le colline Albettone, Lovertino e Costa di Vo nel gruppo dei Colli Euganei.* Atti dell'Accademia Scientifica Veneto-Trentino-Istriana, III serie, vol 2, pagg. 37-67, 5 figg., 2 tavv., Padova.

MADDALENA L., 1910 - *Contributo allo studio geologico e petrografico dei Colli Euganei.* Atti della Società Italiana di Scienze Naturali, vol. 49, pagg. 92-121, 1 tav., Milano.

MADDALENA L., 1914 - *Sopra un microgranito dei Colli Euganei.* Memorie dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova, vol. 2, pagg. 243-247, Padova.

MAMELI E. e CARRETTA U., 1954 - *Due secoli di indagini fisiche e chimiche sulle acque minerali ipertermali, sui fanghi e sui gas euganei.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, vol. 66, pagg. 1-146, 10 figg., Padova.

MASSARI F. e MEDIZZA F., 1973 - *Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali (con particolare riguardo agli hard-grounds della Scaglia rossa veneta).* Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 28, 63 pagg., 18 figg., 4 tavv., Padova.

MONGELLI F. e MORELLI C., 1961 - *Contributi alla prospezione geotermica.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. 3, pagg. 297-306, 5 figg., Trieste.

MORELLI C., 1950-51 - *Rilievo sperimentale gravimetrico-magnetico nell'avampaese dei Colli Euganei.* Annali di Geofisica, vol. 3, pagg. 523-566, 16 figg., e vol. 4, pagg. 355-367, 6 figg., Roma.

MORGANTE S., 1951 - *Considerazioni sulla natura e sull'origine delle acque termominerali euganee.* Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, vol. 7, pagg. 89-93, Pavia.

MORGANTE S., 1957 - *Ulteriori considerazioni sull'origine delle acque termominerali euganee.* Bollettino della Società Adriatica di Scienze Naturali, vol. 48, pagg. 1-8, Trieste.

NEGRI G. B., 1889 - *Sugli strati di tufo basaltico nei dintorni di Teolo negli Euganei.* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol. 6, pagg. 19-21, Padova.

NEGRI G. B., 1891 - *Studio micrografico di alcuni basalti dei Colli Euganei.* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol. 8, pagg. 88-95, Padova e Atti della Società Veneto-Trentina di Scienze Naturali, vol. 12, pagg. 369-376, Padova.

NORINELLI A., 1955 - *Nuovi dati geofisici sul distretto eruttivo euganeo-berico-lessineo; Parte I - Dati gravimetrici.* Bollettino di Geodesia e Scienze Affini, vol. 14, pagg. 33-89, 1 fig., 2 tavv., Firenze.

NORINELLI A. (con la collaborazione di A. BERNARDI e G. V. DAL PIAZ), 1963 - *Rilievo gravimetrico della zona di Padova.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 75, pagg. 189-202, 5 figg., Padova.

NORINELLI A., 1964 - *Studio strutturale mediante prospezione geofisica in località S. Urbano (Padova).* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol 76, pagg. 27-64, 6 tavv., Padova.

NORINELLI A. e BERNARDI A., 1961 - *Distribuzione delle masse eruttive sepolte nella zona di M. Lozzo (Colli Euganei).* Atti dell'XI Convegno dell'Associazione Geofisica Italiana, pagg. 79-89, 3 figg., 2 tavv., Roma.

NORINELLI A. e SOCARO L., 1956 - *Nuovi dati geofisici sul distretto eruttivo euganeo-berico-lessineo. Parte II - Dati magnetici.* Bollettino di Geodesia e Scienze Affini, vol. 15, pagg. 517-530, 1 tav., Firenze.

PANEBIANCO R., 1911 - *Brennerite in una roccia effusiva dei Colli Euganei.* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol. 40, pagg. 79-84, 1 fig., Padova.

PENCK W., 1910 - *Geologische Beobachtungen aus den Euganeen.* Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1910, pagg. 575-581 e 597-608, 3 figg., Stuttgart.

PERIN G., 1960 - *Studio di una microfauna paleogenica di Teolo nei Colli Euganei.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 72, pagg. 156-166, Padova.

PICCOLI G., 1958 - *La costituzione geologica dei Colli Euganei e l'origine delle acque termali.* Rivista Euganea, anno 1, nn. 8-9, pagg. 7-10, 6 figg., Padova.

PICCOLI G., 1962 - *Segnalazione di camini vulcanici d'esplosione nei Colli Euganei.* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 74, pagg. 41-48, Padova.

PICCOLI G., 1963 - *Cenni di geologia euganea.* Colli Euganei. Guida Alpinistico-Turistica, Club Alpino Italiano Padova, pagg. 29-38, 1 tav., Tipografia Antoniana, Padova.

PICCOLI G., 1966 - *Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto.* Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 26, 100 pagg., 16 figg., 5 tavv., Padova.

PICCOLI G., DAL PRA' A., SEDEA R., BELLATI R., DI LALLO E., CATALDI R., BALDI P., FERRARA G. C., 1973 - *Contributo alla conoscenza del sistema idrotermale euganeo-berico.* Atti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Memorie della Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, VIII serie, vol. 11, pagg. 103-133, 9 figg., Roma.

PICCOLI G., SEDEA R., BELLATI R., DI LALLO E., 1975 - *Note illustrative della Carta Geologica dei Colli Euganei alla scala 1 : 25.000.* 38 pagg., 12 figg., 3 tavv., 1 carta geologica 1 : 25.000, Società Cooperativa Tipografica, Padova.

PICCOLI G. e SERANDREI BARBERO R., 1966 - *Determinazione paleontologica dell'età delle prime eruzioni acide euganee.* Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. 85, pagg. 133-149, 2 figg., Roma.

PICCOLI G. e TRAVERSO E., 1962 - *La fauna di echinidi del M. Lovertino (Colli Euganei).* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 74, pagg. 49-68, 1 tav., Padova.

PIRONA A. C., 1870 - *Costituzione geologica dei Monti Euganei.* Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, III serie, vol. 15, pagg. 1153-1226, Venezia.

PROTO DECIMA F., 1966 - *Note stratigrafiche sul sottosuolo di Abano Terme (Padova).* Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, vol. 78, pagg. 347-361, 2 figg., Padova.

PROTO DECIMA F. e FERASIN F., 1954 - *Nuove specie di foraminiferi nell'Eocene del Monte Ceva (Colli Euganei)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, vol. 60, pagg. 247-252, 1 fig., 1 tav., Milano.

PROTO DECIMA F. e SEDEA R., 1966 - *Lacune stratigrafiche fra Cretaceo e Terziario nei Colli Euganei (Padova)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. 85, pagg. 203-208, 2 figg., Roma.

PROTO DECIMA F. e SEDEA R., 1970 - *Segnalazione di Oligocene marino nei Colli Euganei (Padova)*. Accademia Nazionale dei Lincei. Rendiconti della Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, VIII serie, vol. 48, pagg. 156-163, 1 tav., Roma.

RATH, von, G., 1864 - *Geognostiche Mitteilungen über die Euganäsischen Berge bei Padua*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, vol. 16, pagg. 461-529, 2 tavv., Berlin.

REYER E., 1877 - *Die Euganeen. Bau und Geschichte eines Vulcanes*. 95 pagg., 16 figg., 1 carta geologica 1 : 29.000, Hölder, Wien.

RICCOBONI L., 1939 - *Contributo alla conoscenza chimico-petrografica dei Colli Euganei*. Memorie dell'Acc. di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, vol. 55, pagg. 1-35, Padova.

RIEDEL A., 1950 - *Geologia degli Euganei nord-occidentali*. Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona, vol. 2, pagg. 107-124, 2 tavv., Verona.

RIEDEL A., 1950 - *Su alcuni inclusi enallogeni a facies intrusiva nel basalto del Monte Lovertino (Colli Euganei)*. Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze, Lettere ed Arti, nuova serie, vol. 62, 4 pagg., Padova.

RIEDEL A. e SCHIAVINATO G., 1947 - *La differenziazione magmatica delle rocce del Lonzina (Colli Euganei)*. Rendiconti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, VIII serie, vol. 3, pagg. 115-124, 1 fig., Roma.

SCHIAVINATO G., 1941 - *Contributo alla conoscenza chimico-petrografica degli Euganei*. Memorie dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, vol. 57, pagg 1-36, Padova.

SCHIAVINATO G., 1944 - *Studio chimico-petrografico dei Colli Euganei*. Memorie dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova, vol. 15, 62 pagg., 11 figg., 7 tavv., Padova.

SCHIAVINATO G., 1950 - *La provincia magmatica del Veneto sud-occidentale*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, vol. 17, 40 pagg., 6 figg., 1 tav., Padova.

SCHIAVINATO G., 1951 - *Sull'anortoclasio incluso in una roccia effusiva femica del Monte Gemola (Euganei)*. Period. di Mineralogia, vol. 20, pagg. 193-208, 2 figg., 1 tav., Roma.

SCHIAVINATO G., 1952 - *Sulla costituzione geologico-petrografica dei Colli Euganei e sui caratteri del vulcanismo terziario nel Veneto sud-occidentale*. Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, vol. 8, pagg. 37-52, 2 tavv., Pavia.

SCHIESARO G., 1970 - *Il bacino euganeo. Tecnica della produzione delle acque termali*. Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Abano Terme e Teolo, 28 pagg., 10 figg., Liviana, Padova.

SCHIESARO G., 1971 - *Studi sul bacino termale euganeo*. Gestione Unica del Bacino Idrotermale di Abano Terme e Teolo, 32 pagg., 10 figg., 3 tavv., Liviana, Padova.

SCHLARB A., 1961 - *Morphologische Studien in den Euganeen*. Frankfurter Geographische Hefte, vol. 37, pagg. 171-199, 8 figg., Frankfurt am Main.

SEDEA R. e DI LALLO E., 1973 - *I camini vulcanici d'esplosione dei Colli Euganei*, Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. 92, pagg. 783-800, 12 figg., Roma.

SOFFEL H., 1974 - *Palaeomagnetism and rock magnetism of the Colli Euganei volcanites and the rotation of northern Italy between Eocene and Oligocene.* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. 16, pagg. 333-355, 15 figg., Trieste.

SORBINI L., 1974 - *Un nuovo giacimento di pesci fossili cretacei nel territorio di Cinto Euganeo.* Boll. del Museo Civico di Storia Nat. di Verona, vol. 1, pagg. 538-540, 1 fig., Verona.

SQUINABOL S., 1899 - *Revisione della florula fossile di Teolo.* Atti della Società Veneto-Trentina di Scienze Naturali, II serie, vol. 4, pagg. 40-47, 1 tav., Padova.

SQUINABOL S., 1902 - *Le depressioni peri-euganee.* Atti e Memorie dell'Accademia di Scienze, Lettere ed Arti di Padova, vol. 18, pagg. 243-248, Padova.

STARK M., 1906 - *Die Euganeen.* Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins, vol. 4, pagg. 77-96, Wien.

STARK M., 1906 - *Gauverwandschaft der Euganeen Gesteine.* Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, vol. 25, pagg. 319-334, 1 fig., Wien.

STARK M., 1908 - *Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen.* Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, vol. 27, pagg. 399-588, 22 figg., Wien.

STARK M., 1912 - *Beiträge zum geologisch-petrographischen Aufbau der Euganeen und zur Lakkolithenfrage.* Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, vol. 31, pagg. 1-80, Wien.

STARK M., 1936 - *Tiefengesteinsgebiete im Zentrum der Euganeen.* Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung A, Beilage, vol. 71, pagg. 363-457, 1 tav., Stuttgart.

STARK M., 1942-43 - *Basische Gesteine der Euganeen.* Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, vol. 54, pagg. 123-177 e 277-372, 7 figg., 1 carta geologica 1 : 25.000 e vol. 55, pagg. 137-192 e 213-270, 14 figg., Wien.

STARK M., 1952 - *Andesitische Gesteine nebst lamprophyrischen Felsarten der Euganeen.* Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, vol. 83, pagg. 151-312, 7 figg., Stuttgart.

STRANGE G., 1775 - *An account of a curious giant causeway, or group of angular columns, newly discovered in the Euganean Hills, near Padua, in Italy.* Philosophical Transactions of the Royal Society of London, vol. 65, pag. 418, London.

STRANGE G., 1778 - *De' monti colonnari ed altri fenomeni vulcanici dello Stato Veneto. Memoria.* 70 pagg., 11 tavv., Maselli, Milano.

SUESS E., 1870 - *Der Vulcan Venda bei Padua.* Sitzungsberichte der Akademie von Wissenschaften zu Wien, II Abteilung, vol. 71, 7 pagg., 1 tav., Wien.

SUSMEL L. e FAMIGLIETTI A., 1968 - *Condizioni ecologiche ed attitudini colturali dei Colli Euganei.* Annali del Centro di Economia Montana delle Venezie, vol. 6, 357 pagg., 42 figg., 2 tavv., Padova.

VERNIORY R., 1956 - *Observations sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur des Monts Euganéens, Padova (Saccocomas et Tintinnoïdiens).* Archives des Sciences, vol. 9, pagg. 127-130, Genève.

ZANOLLI V., 1902 - *Di un nuovo giacimento di zeoliti nel gruppo montuoso degli Euganei.* Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana, vol. 28, pagg. 91-94, Padova.

INDICE

PRESENTAZIONE

I - PREMESSA . . . . . pag. 3

II - IL SISTEMA IDROTERMALE EUGANEO-BERICO . . . » 5

INTRODUZIONE STORICA . . . . . » 5

SITUAZIONE GEOLOGICA . . . . . » 8

Situazione geologica regionale . . . . . » 8

Geologia della regione euganeo-berica . . . . . » 11

Geologia della pianura veneta centrale . . . . . » 18

SITUAZIONE IDROGEOLOGICA . . . . . » 20

Lineamenti idrogeologici della pianura alluvionale . . . » 20

Lineamenti idrogeologici dei rilievi montuosi estesi tra Adige e Piave . . . . . » 22

Lineamenti idrogeologici dei colli Berici ed Euganei . . » 24

Aspetti meteorologici del distretto euganeo - berico e della regione circostante . . . . . » 26

Regime termico delle sorgenti termominerali euganeo-beriche » 34

Situazione geologica e idrogeologica dell'area termale euganea » 46

LA ZONA TERMALE EUGANEA E LA SUA PRODUZIONE DI ACQUE CALDE » 60

La zona termale di Abano Terme e Teolo . . . . » 64

Caratteristiche idrotermali del campo di Abano Terme . . » 80

La zona termale di Montegrotto Terme . . . . . » 94

L'area termale di Battaglia Terme - Galzignano . . . » 103

Pozzi situati in località varie al di fuori delle zone termali classiche . . . . . » 107

Perforazione e sistemazione dei pozzi . . . . . » 109

GEOCHIMICA DELLE ACQUE TERMALI EUGANEO-BERICHE . . . . » 113

Cenni introduttivi . . . . . » 113

Scopo delle indagini geochimiche . . . . . » 114

Cenni sulle metodologie geochimiche . . . . . » 115

Discussione dei risultati delle analisi geochimiche . . . » 119

Valutazione delle temperature profonde . . . . . » 133

Conclusioni geochimiche . . . . . » 136

IL CIRCUITO IDROTERMALE EUGANEO - BERICO . . . . . » 142

Ricostruzione del circuito idrotermale . . . . . » 142

Emergenza e cattura delle acque termali . . . . . » 144

III - GEOLOGIA DEI COLLI EUGANEI . . . . . pag. 147

La costituzione geologica della regione euganea . . . . . » 147
Cenni sugli studi geologici relativi ai Colli Euganei . . . » 147
La serie stratigrafica dei Colli Euganei . . . . . » 150
L'età delle eruzioni euganee . . . . . » 151
I corpi eruttivi principali dei colli padovani . . . . » 152
La struttura tettonica degli Euganei . . . . . » 162
Cenni di geomorfologia euganea . . . . . » 165
Ricerche stratigrafiche e calcimetriche sulla Scaglia rossa euganeo - berica . . . . . » 166
L'evoluzione geologica dell'area euganea tra il Giurese superiore e l'Oligocene inferiore . . . . . » 174

Studi geofisici dell'area euganea . . . . . » 197
Ricerche geofisiche precedenti . . . . . » 198
Contributo gravimetrico . . . . . » 201
Contributo magnetometrico . . . . . » 204
Altri metodi di ricerca geofisica e conclusioni . . . . » 211

Petrografia delle rocce eruttive dei Colli Euganei . . . » 213
Chimismo, nomenclatura e considerazioni petrogenetiche . » 213
Studio petrochimico . . . . . » 215
Problemi di nomenclatura delle rocce eruttive . . . . » 220
Conclusioni petrologiche sulle rocce eruttive euganee . . » 226
I Colli Euganei nell'ambito della provincia eruttiva terziaria del Veneto . . . . . » 226

Idrogeologia delle sorgenti fredde nei Colli Euganei . . . » 237
Ricerche idrogeologiche sulle sorgenti fredde euganee . . » 237
Considerazioni sui risultati della ricerca relativa alle sorgenti fredde euganee . . . . . » 248

RIASSUNTO . . . . . » 251

SUMMARY . . . . . » 252

BIBLIOGRAFIA . . . . . » 257

INDICE . . . . . » 265

TAVOLE I - XIV . . . . . » 267

TAVOLA I

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

La regione in cui si sviluppa il circuito idrotermale euganeo-berico fotografata dal satellite artificiale americano ERTS-1 (fotogramma N.A.S.A. 8121809335-7, del 26 febbraio 1973). Scala della figura 1:750.000 circa, da un originale alla scala 1:250.000. Si confronti con lo stereogramma della Fig 6.

Il sistema idrotermale euganeo - berico. Geologia dei Colli Euganei.

TAV. I

TAVOLA II

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

Fig. 1 - Visione panoramica dei Colli Berici dai Colli Euganei. Le sorgenti termali sono ubicate nella parte centrale al piede dei rilievi. Dietro ai Berici, sullo sfondo, si osservano i Lessini orientali e quindi le Piccole Dolomiti.

Fig. 2 - Visione panoramica dei Colli Euganei, dai Colli Berici. L'origine eruttiva dei rilievi si riconosce facilmente nella morfologia. Sulla sinistra il M. Grande e il M. della Madonna, al centro il gruppo del Venda-Vendevolo con il M. Cinto, a destra i monti Cero e Castello di Calaone.

Il sistema idrotermale euganeo - berico. Geologia dei Colli Euganei.

Fig. 1

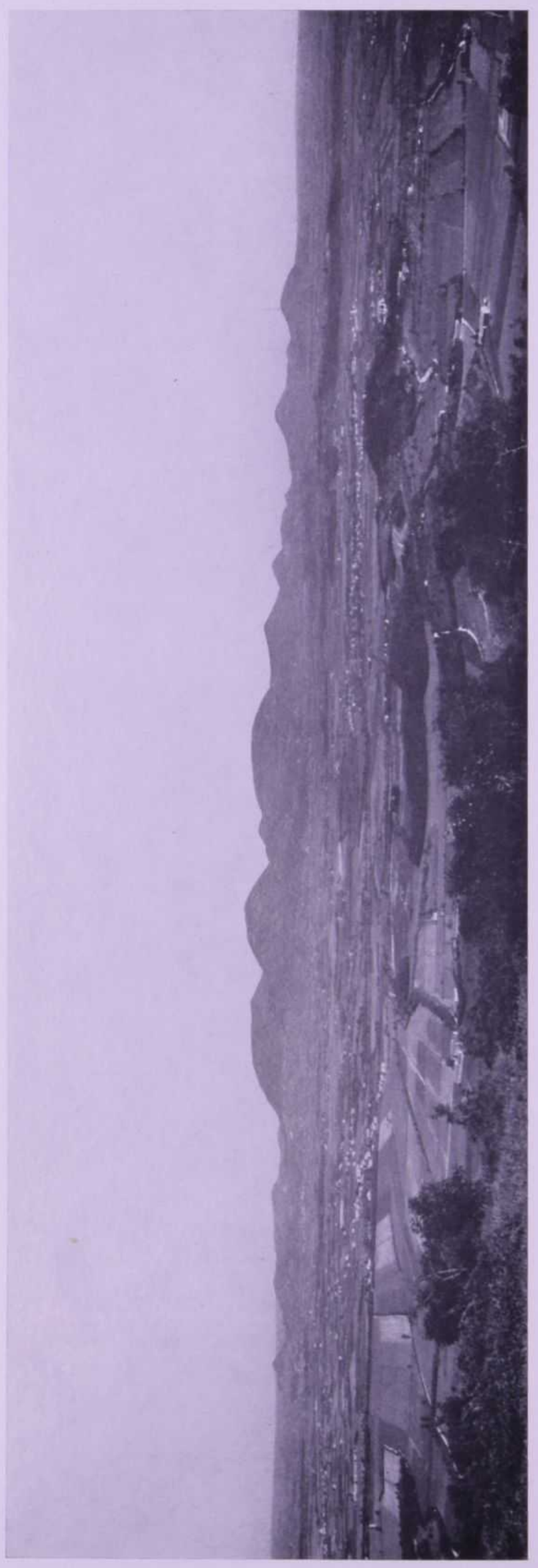


Fig. 2

TAVOLA III

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

Fig. 1 - L'orlo sudorientale dei Colli Berici, con le formazioni calcaree (acquiferi superficiali) acclivi e gli orizzonti marnosi (livelli di base delle falde) con versanti meno ripidi.

Fig. 2 - L'orlo dei Colli Berici con la zona delle sorgenti termali. In primo piano il colle di S. Pancrazio, sullo sfondo la valle Scaranto, che corrisponde ad una zona di faglia.

Fig. 3 - Il filone trachitico di M. Pirio nei Colli Euganei, con una bella fessurazione colonnare della roccia eruttiva.

Fig. 4 - Il M. Lozzo, che corrisponde ad un antico laccolite di eruzione. La rottura di pendio avviene al passaggio fra la trachite, affiorante nella parte superiore, e la Scaglia rossa.

Il sistema idrotermale euganeo - berico. Geologia dei Colli Euganei.

Fig. 2

Fig. 4

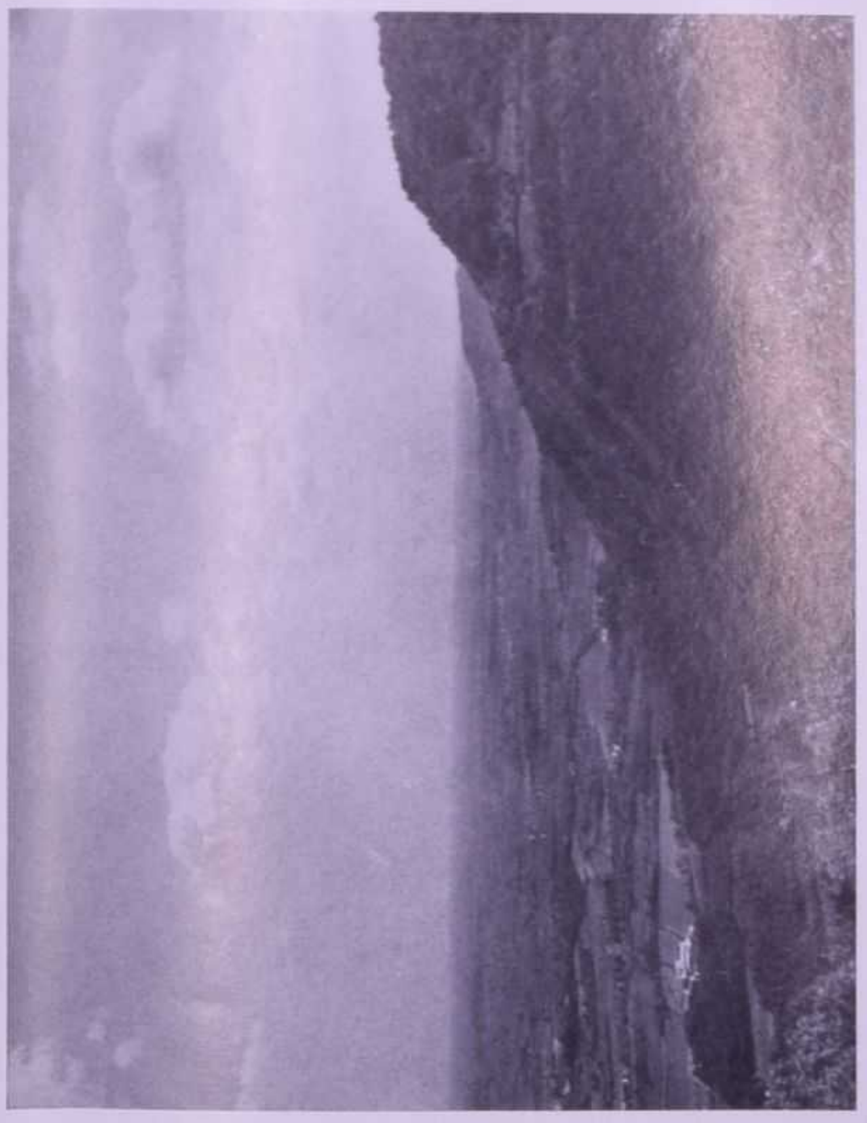


Fig. 1

Fig. 3

TAVOLA IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV

Fig. 1 - Fessurazione colonnare nella riolite del M. Brusà (gruppo del M. Lonzina, Euganei nordorientali).

Fig. 2 - Il laccolite latitico di Baone (M. Cecilia) negli Euganei meridionali. La roccia eruttiva, fessurata in colonne, è ricoperta dalla Scaglia rossa, che ha subito leggeri processi di metamorfismo termico per contatto con il magma.

Fig. 3 - L'intrusione riolitica di Fontanafredda (Euganei occidentali), con il corpo laccolitico ricoperto dal Biancone, attraversato e sormontato a sua volta da un'apofisi riolitica, visibile in alto a sinistra.

Fig. 4 - Il filone riolitico del Monte delle Forche negli Euganei centrali. Esso sporge dalle più erodibili vulcaniti basiche che ne rappresentano la roccia incassante.

Il sistema idrotermale euganeo - berico. Geologia dei Colli Euganei.

TAV. IV

FIG. 2

FIG. 4

FIG. 1

FIG. 3

TAVOLE V - XIV

ELENCO DELLE TAVOLE V-XIV

TAV. V - Schema geologico del Veneto centro-occidentale.

TAV. VI - Carta del rilievo e delle isoiete nel Veneto centro-occidentale.

TAV. VII - Correlazioni stratigrafiche del Veneto centro-occidentale.

TAV. VIII - Oscillazioni termiche delle sorgenti termali nella zona dei Colli Berici.

TAV. IX - Oscillazioni termiche delle sorgenti termali nella zona dei Colli Euganei.

TAV. X - Carta geologica del sottosuolo nella zona termale euganea e sezioni interpretative.

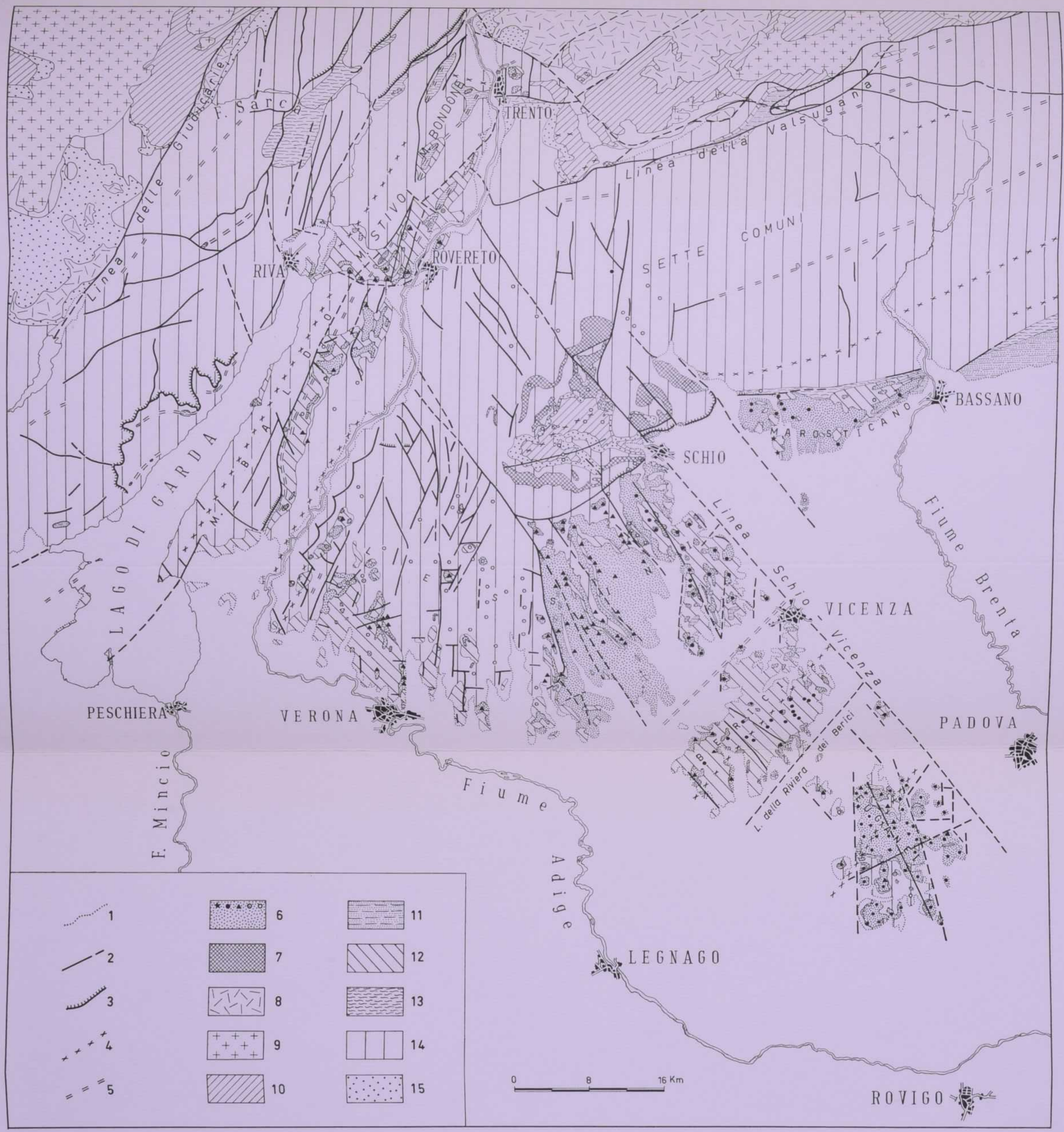
TAV. XI - Distribuzione dei cloruri nelle acque termali euganee.

TAV. XII - Distribuzione del rapporto fra cloruri e solfati nelle acque termali euganee.

TAV. XIII - Campo idrotermale di Abano Terme. Fig. 1: Temperature a bocca pozzo all'inizio della produzione; Fig. 2: Portate specifiche (l/s per metro di abbassamento del livello idrodinamico); Fig. 3: Prospetto della mineralizzazione idrotermale in relazione alla temperatura e alla salinità delle acque.

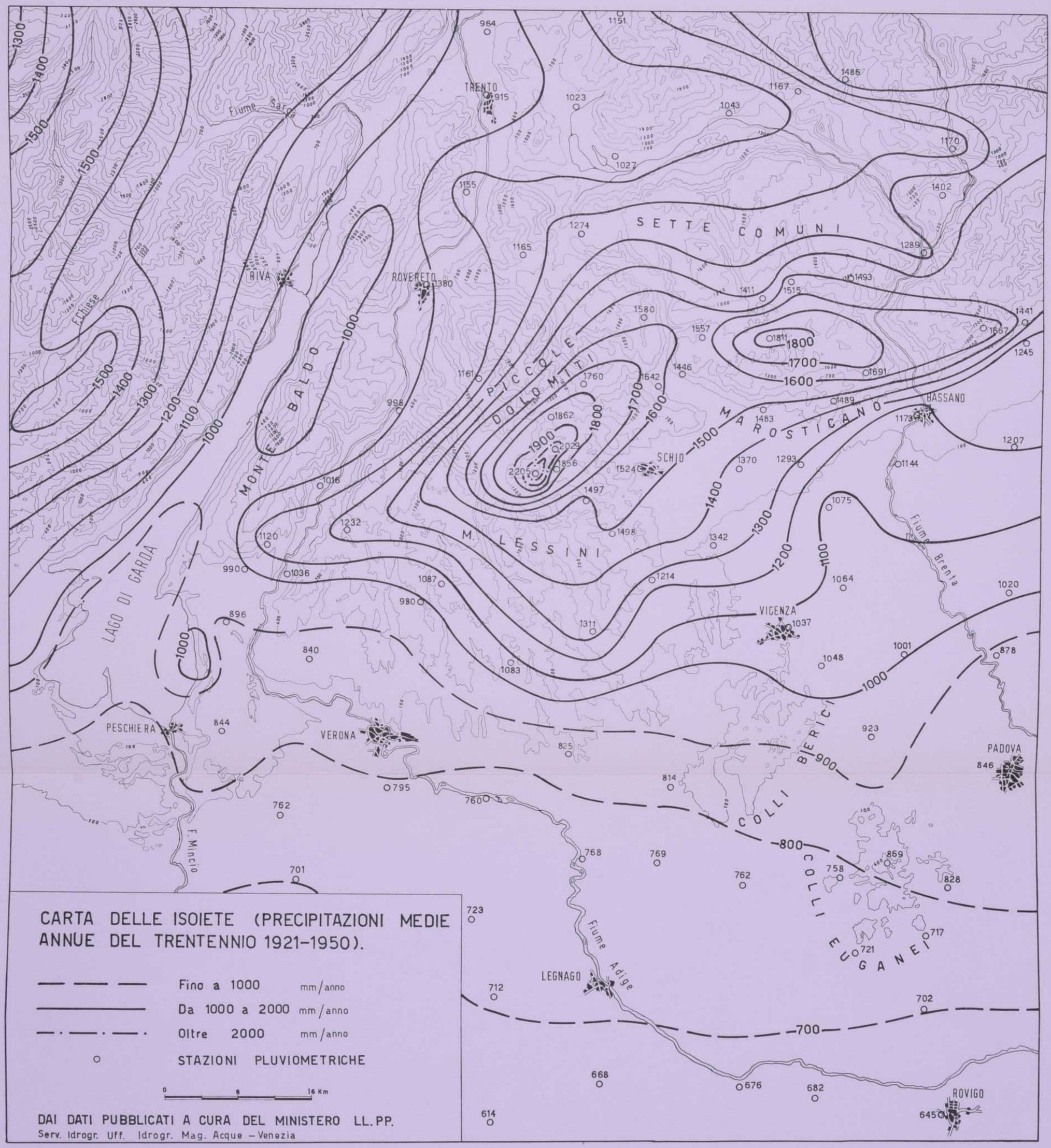
TAV. XIV - Andamento dei livelli idrodinamici nel sottosuolo di Abano fra il 1971 e il 1975.

Il sistema idrotermale euganeo - berico. Geologia dei Colli Euganei.



Schema geologico del Veneto centro-occidentale. ***Spiegazione dei simboli*****: 1 - Limite dei rilievi rocciosi; 2 - Faglie; 3 - Sovrascorrimenti tettonici; 4 - Assi di anticlinali; 5 - Assi di sinclinali; 6 - Vulcaniti cenozoiche e loro principali centri eruttivi; 7 - Vulcaniti triassiche; 8 - Vulcaniti permiane; 9 - Plutoniti; 10 - Scisti cristallini prepermiani; 11 - Marne e arenarie del Miocene; 12 - Calcari nummulitici del Paleogene e calcari del Miocene inferiore; 13 - Marne argillose eoceniche e oligoceniche; 14 - Calcari e dolomie del Trias, Giurese e Cretaceo; 15 - Arenarie permo-werfeniane e Formazione a Bellerophon del Permiano superiore.**

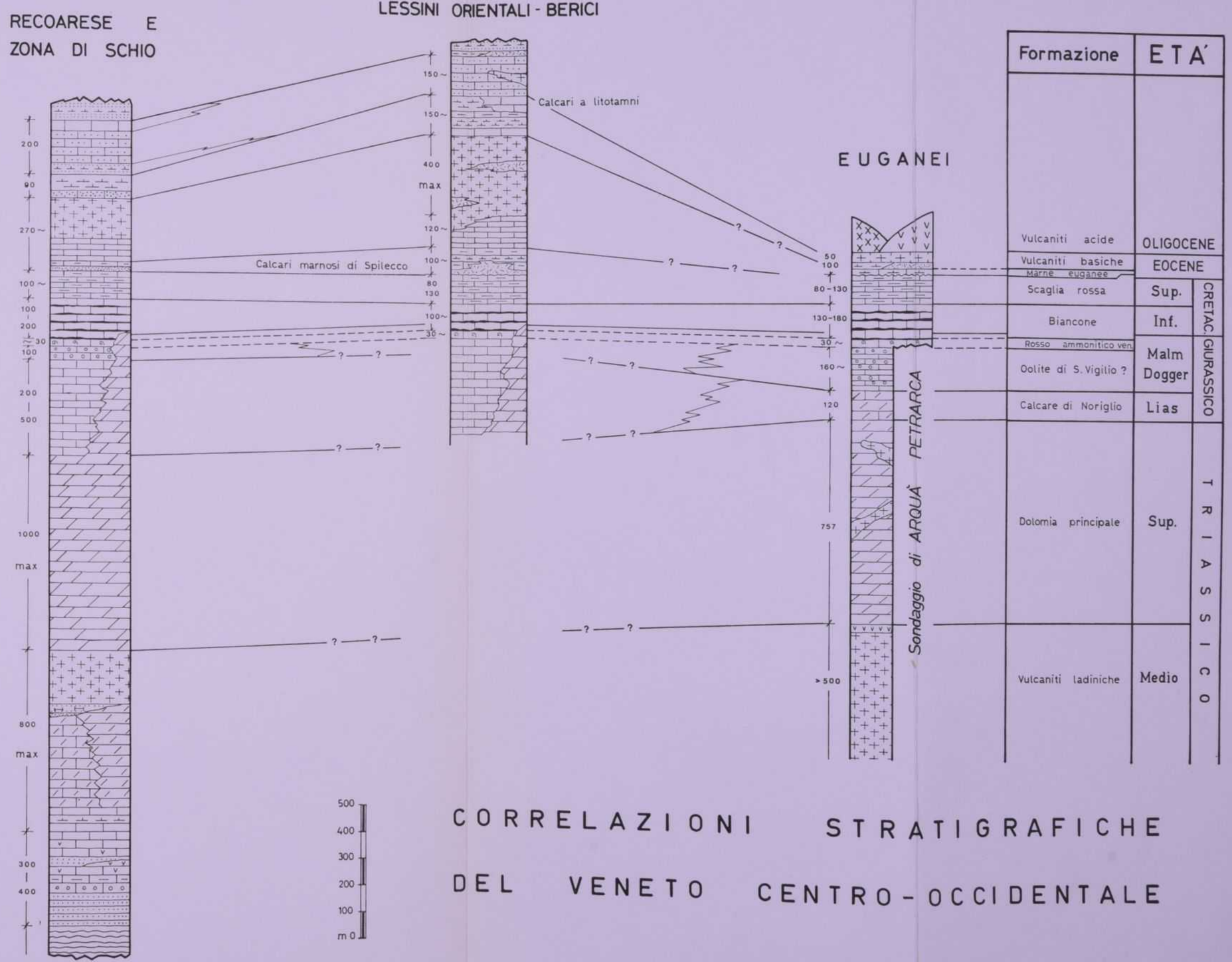
Il sistema idrotermale euganeo - berico. Geologia dei Colli Euganei.



Tav. VI

Il sistema idrotermale euganeo - berico. Geologia dei Colli Euganei.

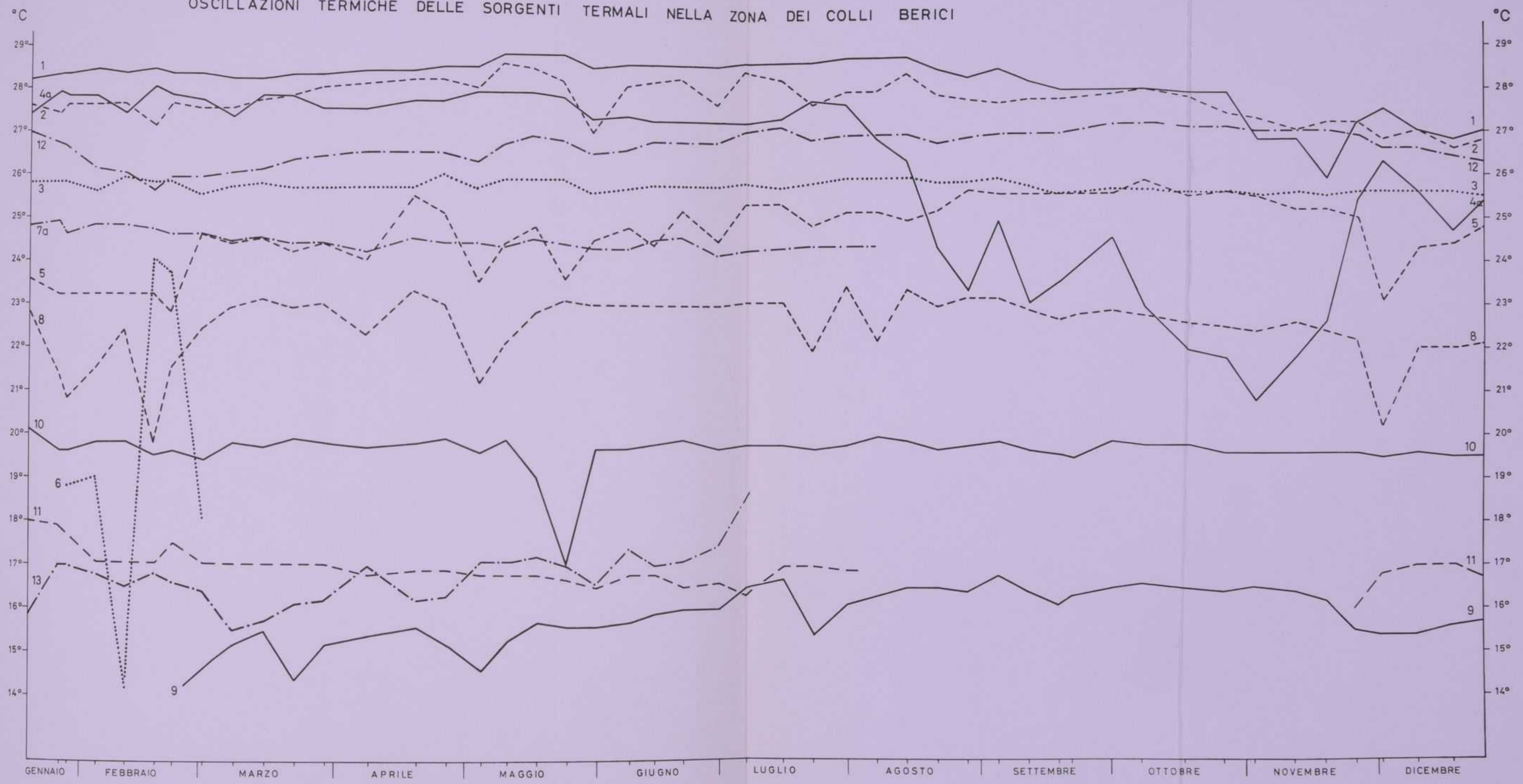
ETA'		Formazione
MIOCENE	Inf.	Arenaria di S. Urbano e di Schio
OLIGOC.	Sup.	Calcare di Lonedo
	Medio	Calc. di Castelgomberto
	Inf.	Arenaria di Sangonini
EOCENE	Sup.	Marna di Priabona
	Medio-Inf.	Vulcaniti basiche
		Calcari nummulitici
PALEOCENE		
CRETAC.	Sup.	Scaglia rossa
	Inf.	Biancone
GIURASSICO	Malm Dogger	Rosso ammonitico ven.
		Oolite di S. Vigilio
	Lias	Calcare di Noriglio
TRIASSICO	Sup.	Dolomia principale
	Medio	Porfiriti del Ladinico
		Calcare di M. Spitz
		Strati a trinodosus e Calcare di Recoaro
	Inf.	Formazione di Werfen
PERM.	Sup.	Calcare a Bellerophon
	Medio-Inf.	Arenaria di Val Gardena
PRE PERMIANO		Scisti cristallini



Formazione	ETA'	
Vulcaniti acide	OLIGOCENE	
Vulcaniti basiche	EOCENE	
Marne euganee		
Scaglia rossa	Sup.	CRETAC. GIURASSICO
Biancone	Inf.	
Rosso ammonitico ven.		
Oolite di S. Vigilio ?	Malm Dogger	
Calcare di Noriglio	Lias	
Dolomia principale	Sup.	TRIASSICO
Vulcaniti ladiniche	Medio	

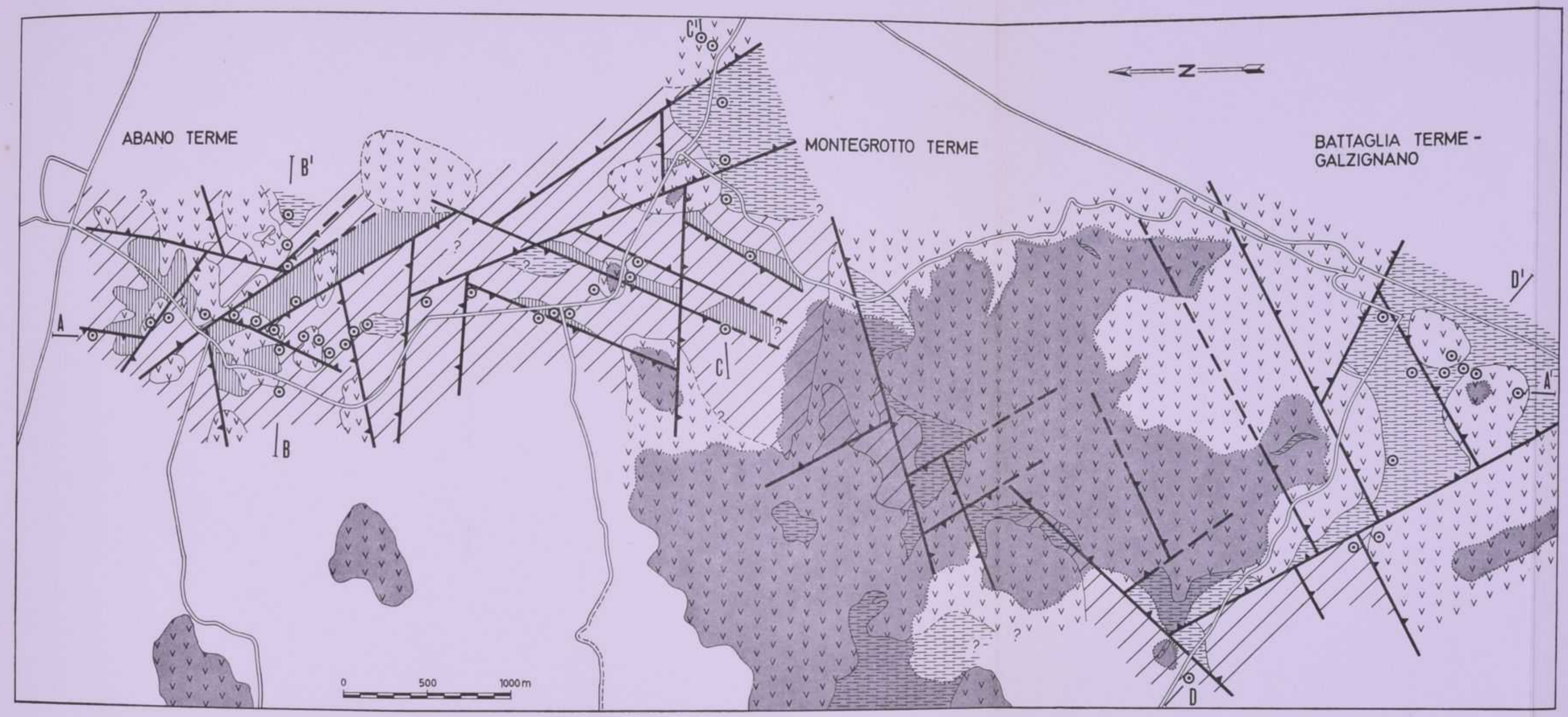
CORRELAZIONI STRATIGRAFICHE DEL VENETO CENTRO-OCCIDENTALE

OSCILLAZIONI TERMICHE DELLE SORGENTI TERMALI NELLA ZONA DEI COLLI BERICI



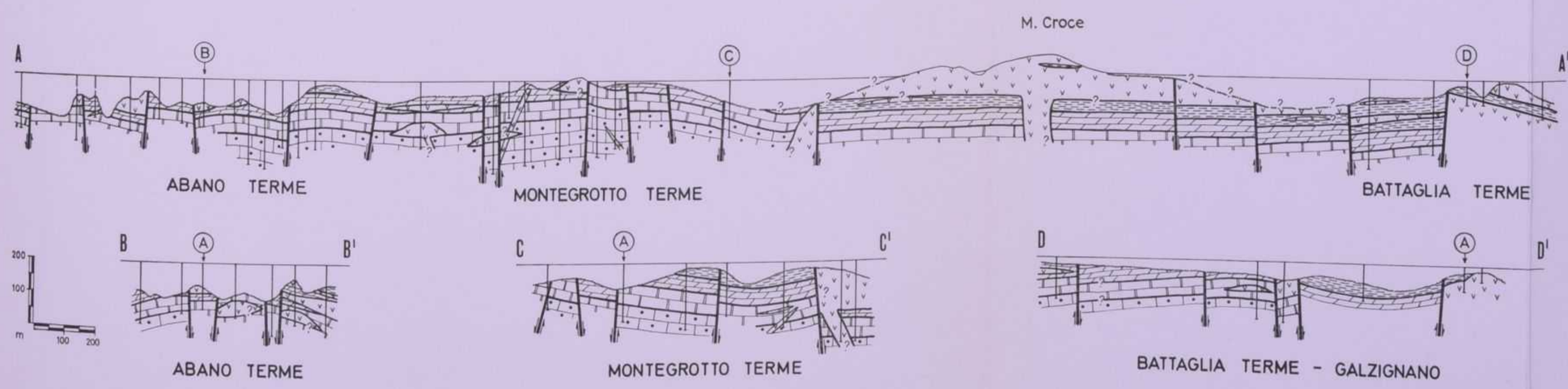
1 9 7 1

OSCILLAZIONI TERMICHE DELLE SORGENTI TERMALI NELLA ZONA DEI COLLI EUGANEI.



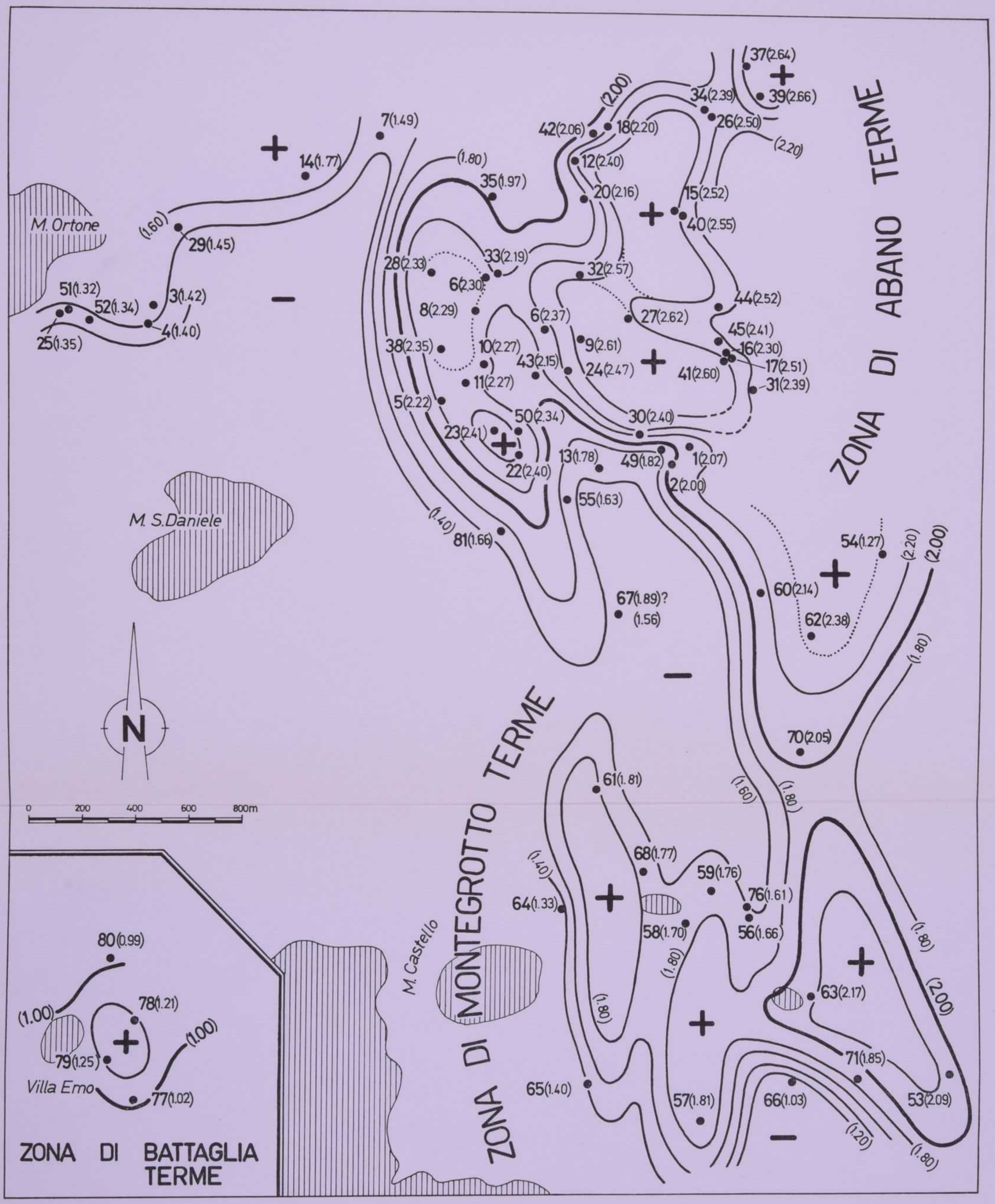
LEGENDA

- AREE NON ESAMINATE
- VULCANITI
- MARNE EUGANEE
- SCAGLIA ROSSA
- BIANCONE
- ROCCE AFFIORANTI
- FAGLIE
- POZZI CONSIDERATI

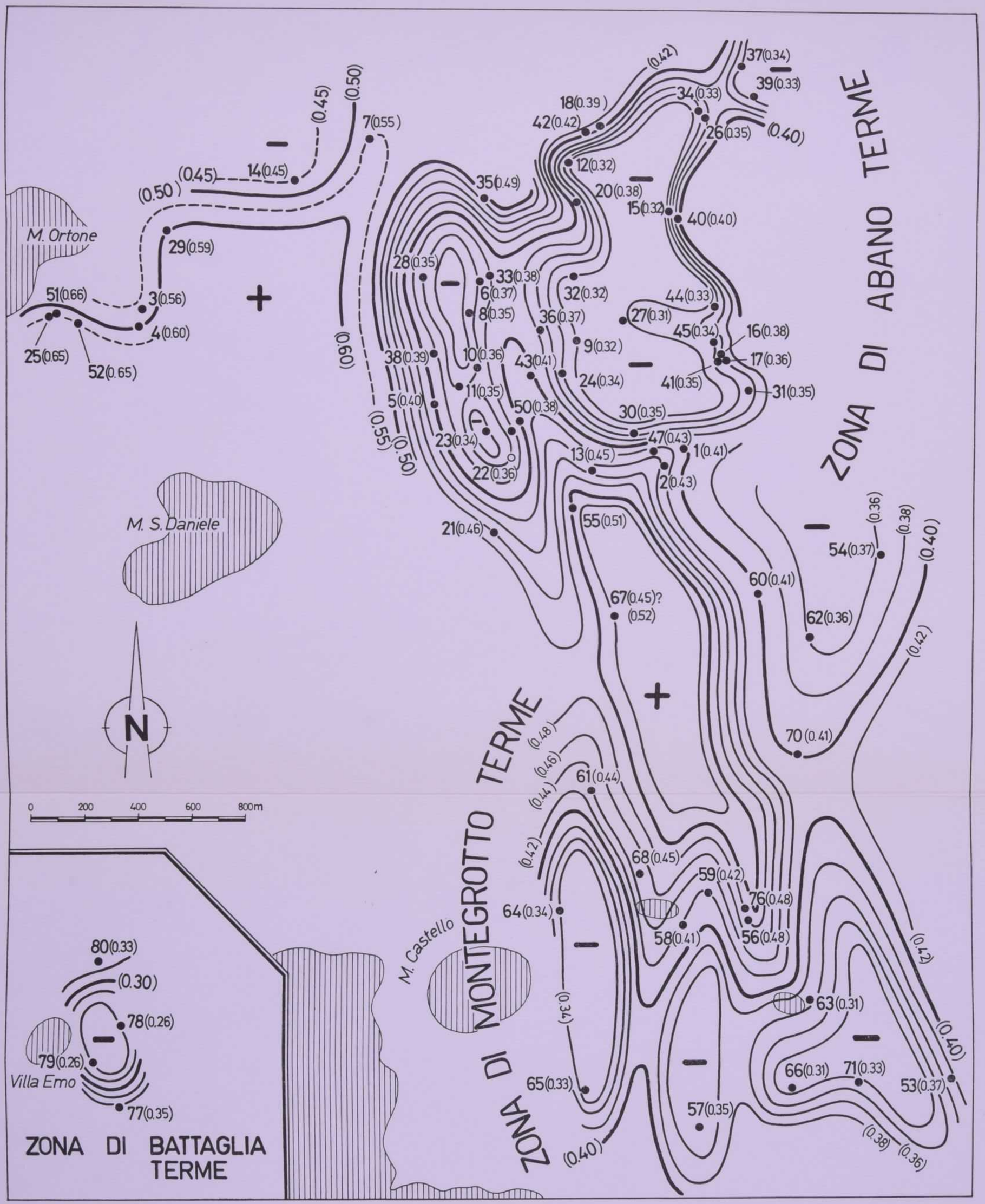


- ALLUVIONI QUATERNARIE
- VULCANITI
- MARNE EUGANEE
- SCAGLIA ROSSA
- BIANCONE
- CALCARI GIURESI
- FAGLIE
- POZZI CONSIDERATI

Carta geologica del substrato roccioso prequaternario nella zona termale euganea e sezioni interpretative.



Distribuzione dei cloruri nelle acque termali euganee.



Distribuzione del rapporto fra cloruri e solfati nelle acque termali euganee.

Fig. 1 - Campo idrotermale di Abano Terme: distribuzione delle temperature a bocca pozzo all'inizio della produzione.
La spazieggiatura delle isoterme rappresentate in linea continua è di 5°C, di quelle tratteggiate è di 1°C. Le frazioni contengono al numeratore l'indicazione della temperatura, al denominatore l'anno di completamento del pozzo.

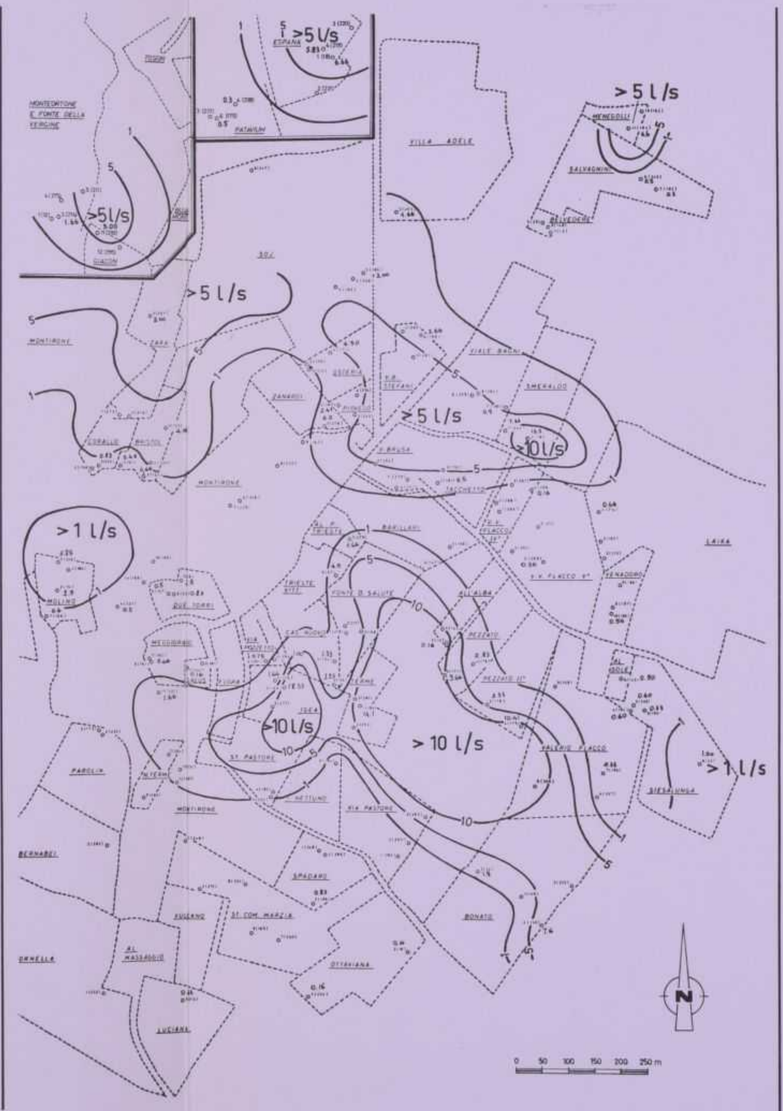


Fig. 2 - Campo idrotermale di Abano Terme: distribuzione delle portate specifiche.
I numeri indicano la portata in l/s per m di abbassamento del livello idrodinamico, le linee continue rappresentano curve di isoportata specifica. I numeri in carattere piccolo corrispondono al numero del pozzo nella concessione.

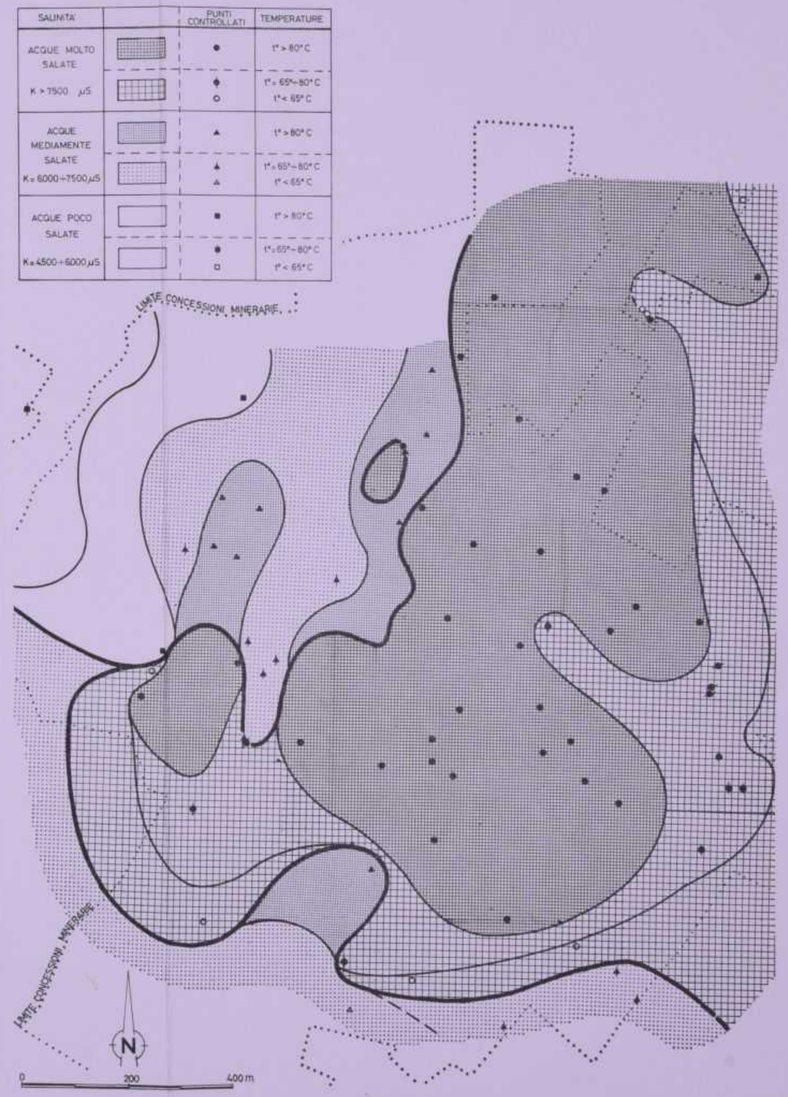


Fig. 3 - Campo idrotermale di Abano Terme: prospetto della mineralizzazione idrotermale. Rapporti fra concentrazione chimica e temperatura delle acque (Ghezzi e Marchetti).

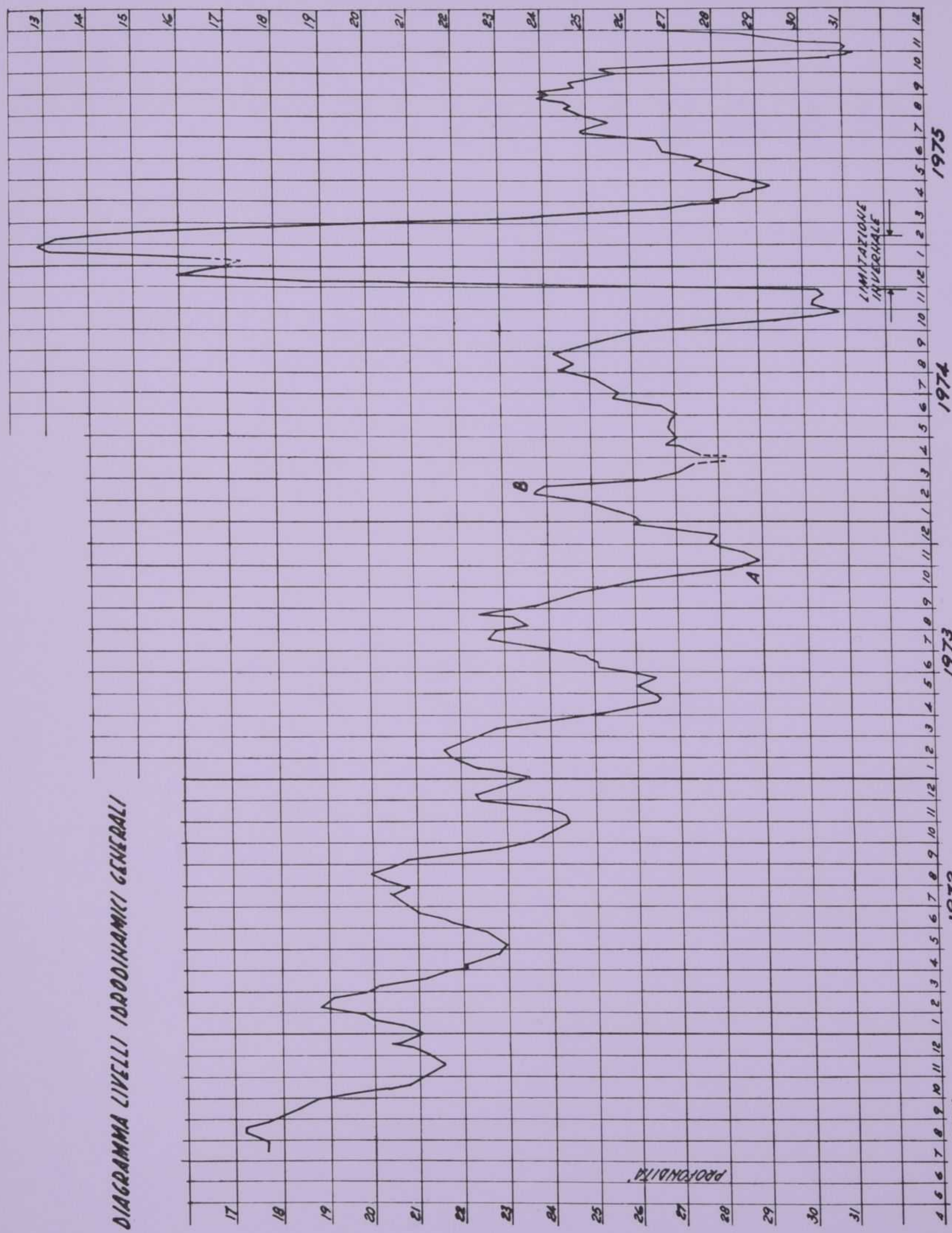


Diagramma dell'andamento dei livelli idrodinamici nel sottosuolo di Abano Terme tra il 1971 e il 1975 (G. SCHIESARO).