

Acque calde e geotermia della provincia di Verona

Aspetti geologici e applicazioni

a cura di

E. Castellaccio - R. Zorzin

Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona - 2. serie

Sezione Scienze della Terra - N. 8 - 2012

COORDINAMENTO EDITORIALE

Leonardo Latella

A CURA DI

Enrico Castellaccio - Roberto Zorzin

AUTORI

Laura Agostini - Enrico Castellaccio - Matteo Collareda - Davide Dal Degan - Fabrizio Galadini - Luca Micheletti - Giovanni Monegato - Sergio Rogledi - Giancarlo Scardia - Roberto Zorzin

REFEREES

Andrea Bertolo (Padova) - Franco Cucchi (Trieste) - Fabio Minchio (Padova)

Volume citation

Castellaccio E., Zorzin R. (eds.), 2012. Acque calde e geotermia della provincia di Verona. Aspetti geologici e applicazioni. Memorie del Museo Civico di Storia Naturale di Verona - 2. Serie. Sezione Scienze della Terra, 8.

© Copyright 2012 - Comune di Verona

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, without the prior permission in writing of the publishers and of the Authors.

Direttore responsabile:

Angelo Brugnoli

Stampa Grafiche Fiorini - Verona

ISBN 978-88-89230-24-4

ISSN 0392-0089

INDICE

Summary	9
Riassunto	11
1. INTRODUZIONE	15
2. LE ACQUE CALDE DEL VERONESE	16
2.1 Generalità sulla risorsa termale	16
2.2 Cenni alla geotermia in Italia	18
2.3 Le possibilità geotermiche del veronese	27
2.4 Idrogeologia delle acque termali del veronese	38
2.5 Le conoscenze idrogeologiche sull'area termale euganea	45
2.6 Caratteristiche chimiche e fisiche delle acque termali veronesi	48
2.7 Aspetti crenologici e clinici dell'acqua termale	67
3. LINEAMENTI GEOLOGICI DELL'AREA VERONESE	71
3.1 La situazione litologica e strutturale dell'ambito collinare-montano	71
3.2 La situazione geomorfologica e litologica dell'ambito di pianura e dell'area morenica	72
3.3 I metodi geofisici utilizzati per indagare il substrato roccioso	74
3.4 Assetto strutturale regionale	79
3.5 Considerazioni genetiche sull'anomalia termica	84
4. LINEAMENTI IDROGEOLOGICI DELL'AREA VERONESE	87
4.1 L'ambito collinare-montano	88
4.2 L'ambito di pianura: morenico e alluvionale	91
4.3 Caratteristiche idrogeologiche e termiche di alcuni tipi di terreni e rocce	94
5. CARATTERISTICHE DEI PRINCIPALI CAMPI TERMALI	98
5.1 Il Campo termale di Caldiero	98
5.2 Il Campo termale di S. Ambrogio – Domegliara – Pescantina	120
5.3 I campi termali dell'area morenica: Piovezzano e Colà di Lazise	129
5.4 L'area termale di Sirmione	140
6. UTILIZZO RAZIONALE DELLA GEOTERMIA	141
6.1 Classificazione delle risorse geotermiche	142
6.2 Tecnologie al servizio della risorsa geotermica a bassa entalpia	144
6.3 I costi di un impianto geotermico	148
6.4 Esempio di applicazione della risorsa geotermica nell'area di pianura del Comune di Sant'Ambrogio di Valpolicella ...	152
6.5 La realizzazione dei pozzi termali presso Domegliara – Ospedaletto	154
6.6 Costi e benefici di un impianto del tipo GWHP	160
6.7 Valutazione economica preliminare per la realizzazione di un sistema di teleriscaldamento abbinato ad un impianto geotermico GWHP	163
7. QUADRO NORMATIVO PER LA REALIZZAZIONE DI IMPIANTI GEOTERMICI CON POMPA DI CALORE	165
8. BIBLIOGRAFIA	169
8.1 Bibliografia e siti internet	174

ACQUE CALDE E GEOTERMIA
DELLA PROVINCIA DI VERONA

ASPETTI GEOLOGICI E APPLICAZIONI

SUMMARY

The authors studied the thermal waters in the province of Verona.

The examination of several geological and chemical conditions, both present and historical, provided new data for the interpretation of hydrothermalism in Western Veneto.

Their purpose was to evaluate its exploitation as a possible source of energy.

The studies permitted to draw up cartographic-based boundaries of the Veronese thermal areas, which were then divided into two main thermal districts where thermal fields were detected. They showed the same homogenous, geological, thermometric and chemicals conditions. The Eastern Plain Thermal District (A) is mainly around the village of Caldiero, but it also includes the Municipalities of the villages of Belfiore, Colognola ai Colli, Lavagno, S. Martino B. A., S. Bonifacio, Zevio, Ronco all'Adige and Arcole. In this area, the temperature of the fluids fluctuates between 15 °C and 31 °C. Those peculiar hydrogeological characteristics allow conditions of flowing artesian phenomena and the emergence of the ancient springs of Brentella and Cavalla, the only thermal groundwater emergences of the province of Verona. The second district, named Northern Plain Thermal District (B), is divided into two different areas. The same hydrogeological conditions define the eastern part, which includes the Thermal Field of the Municipalities of the villages of Sant'Ambrogio di Valpolicella, San Pietro in Cariano and Pescantina. The western part includes the morainic area thermal fields of the Municipalities of the villages of Pastrengo, Lazise, Bardolino, Peschiera d/G. and Castelnuovo d/G. This district spreads between the villages of Sirmione (BS) and Sant'Ambrogio di V.lla where the highest subsoil water temperature decreases from West (about 70 °C) to East (46 °C).

In the surroundings of Sant'Ambrogio di V.lla, hot springs are discovered mainly by means of wells that reach the rocky substrate situated between -60 MBGL ÷ -130 MBGL, while the temperatures vary from a minimum of 15 °C to 46 °C. The thermal water-bearing stratum s.s. is in rock and shows artesian phenomena, but flowing is not among them. The water levels at rest depend on the different zones, but they are between -50 MBGL and -90 MBGL depths.

In the morainic area, however, higher temperature water zones are located between the hamlets of Piovezzano and Colà di Lazise. In the surroundings, we can find the highest amount of deep wells, between -140 MBGL and -240 MBGL. They allow the water drain with different temperatures ranging from 35 °C to 52 °C.

Reports of wells showing thermic anomaly at low thermalism (15 °C ÷ 22 °C) are rare outside the thermal districts which are considered more reliable for warm water discoveries. This situation proves the vast extent of the hydrothermal system and the existence of complex hydrogeological phenomena which cause the fluid movement.

The exhaustive studies on Veronese thermalism carried out for the present work considered the most important national geothermal events. Those events show that the main heat source of geothermal reservoirs is to be found in the Italian Tyrrhenian belt and in its north-central hinterland, on Aeolian islands and in Sicily and Sardinia. In those areas, geologically recent or current eruptive bodies are found at 3.000 ÷ 4.000 MBGL where the steam or water overlying fluid circulation found at a few hundred or several thousand meters can reach temperatures raging from 150 °C to 350 °C. With regard to geoelectrical energy production, the geothermal exploration which has been carried out by ENEL and by AGIP since '80s has identified the most favorable areas in the pre-Apennine belt in Tuscany, Lazio and Campania and on the volcanic islands of the Tyrrhenian zone. In particular, the most economically promising centers are in Tuscany (Larderello, Travale-Radicondoli, Monte Amiata) and in Lazio and Campania, where the rock temperatures are higher than 250 °C.

There is, however, some thermal water whose origin is connected to a fluid circulation within carbonate structural clusters heated by normal geothermal gradient. They can be found in the Po Valley, on the edge of the south-central chain of Apennines and in the Calabrian-Peloritanian area. The geothermal mapping of the Italian territory for that type of thermal areas shows a great and readily available thermic capability and it can be found in the areas between Sirmione and the River Adige Valley and the vast area surrounding the village of Caldiero. The low enthalpy thermal springs of Verona is, therefore, a possible important source of energy for air-conditioning environments (houses, industries, hospitals, etc.), for agriculture (greenhouses for vegetables and flowers, drying, pasteurization of milk, hydroculture, etc.) or breeding (valuable fish species farming, incubation of eggs and poultry), or thanks to warm fluids with a favorable salt content, the development of spas and balneotherapy.

In the province of Verona, the "usual" temperatures of the so-called "cold water" related to aquifers found at depths within 300 m and 600 m range from 10 °C to 14 °C; whereas, when hydrogeologic bodies are found at higher temperatures (15 °C and more) they are considered as "thermal anomalies" caused by the hydrothermal aquifer system. The geothermal gradient in the Veronese area is about 30 °C/km.

In the hill and flat area (alluvial and morainic zone) of the province of Verona the subsoil lithological and hydrogeological situation has been studied using seismic geophysical methods including HVSR and Re.Mi. Two main types of geothermal reservoirs were identified. The first type (a carbonate reservoir) is contained in the pre-Quaternary rock substrate rocks of the plain and the deep sub-alpine and alpine layers, where there is intense hydrothermal fluid movement with little or no connections with the cold surface water systems. Another type (a clastic type reservoir) is made of Quaternary sediments melted in the plain whose hot fluid concentration is related to the dispersals and to the landfill of the deeper rock hydrothermal system.

The hydrochemical investigations carried out on thermal water ($^{18}\text{O} = -8.2 \div -9.1 \text{ ‰}$) oxygen stable isotopes fix the rainwater recharge infiltration altitude at approximately 1.000 ÷ 1.500 m high. Cross-checking the isotopic data with the geological and structural overview of the Trentino-Veronese region, the area of the "geothermal reservoir" recharge seems to include the northern portions of Lessinia and Monte Baldo, the Small Dolomites and probably the mountains as far as Trento. This vast area which is characterized by a high permeability due to the strong tectonization and the karst is the recharging area of the whole hydrothermal system of western Veneto where the western sub-basins feeding the thermal areas of Sirmione, in the districts A and B of Verona, of M. Berici and Euganean Hills have their origin.

Infiltration water gets a hydraulic gradient from the mountains of the charging area and that is the main geological factor to give the energy needed to operate and keep the process going as far as the thermal hydrodynamic plain. The thermal aquifer buoyancy determines a static level between about 30 m and 50 m in both the Veronese districts. Hot springs flow spontaneously as high as +8 MAGL right where the District of the Eastern Plain is located at an average altitude of 30 m above sea level.

Regarding the Northern Plain District, where the ground level is at an average altitude of 120 m to 130 m above sea level, the hot springs are artesian but their level at rest keeps as below the topographic surface as 70 MAGL/100 MAGL.

In the Veronese area, the data obtained by geothermometers (Si, Na, K, Ca) together with and the geological context indicate that the Eastern sub-basin (District A) is 1.000/2.000 m deep, while the North Western one (District B), which is part of the thermal area of Sant'Ambrogio di V.la – Colà di Lazise, can reach 4.000 m. The lower limit of the fluid movement probably corresponds to the Carnic acquiclude evaporitic level and to the schist -crystalline basement completely inclined towards the plain.

The thermal Veronese area originate mainly from a structural-tectonic order. The basement of the Northern Plain thermal district is characterized by tectonic deformations in the “giudicariense” (NNE-SSW) and “Schio” (NW-SE) styles, while the Eastern Plain Thermal District is influenced by a series of less deep and visible dislocations than those in District B, which belong to the “Schio” deformation style. The hot springs upwelling in the piedmont is thought to be a consequence of the intersection of present tectonic styles, which lead to local conditions of high permeability due to fracturing. In particular, the water upwelling would be enhanced by the presence of active fault segments, which move reciprocally, and the strain field persistence would keep the needed permeability developed vertically. In the piedmont there are, therefore, “hydro traps” (preferential hidro vents) which focus most on the underlying thermal water upwelling and spread in very restricted areas in the thermal districts A and B. The presence of thermal water can also be considered among the evidence of the tectonic, and sometimes seismic, activity of the structural overview at regional level.

The salt content in thermal water depends on different factors and it tends to increase as long as the fluids flow underground, whilst its chemical composition is influenced by the rock types with which the water comes in contact. Depending on the districts the thermal water is classified as average hard or hard, half-mineral or mineral water with a fixed residual value less than 1200 mg/l and with a weak presence of radon (^{222}Rn).

As long as the temperature increases the thermal waters get less sweet but slightly brackish. Sulfates are a result of the exchanges with the deep rock reservoir characterized from mineral evaporitic origin (dolomite and limestone dolomited). The chlorides may be related to the presence of marine origin sedimentary rocks which are not fully consolidated and still containing brackish water. They form the upper part of the pre-Pliocene Po substrate.

The hydrothermal water belonging to the circuits have typical storage times equal to thousands of years. For the Eastern Plain Thermal District, the measurement on a thermal water sample from Lendinara (Municipality of Zevio), obtained thanks to the ^{14}C method, gave the correct age of 3.400 years. This makes the same order of magnitude reasonable for the Northern Plain Thermal District.

The hot and cold waters in the Veronese area are quite homogeneous in their chemical composition, and they belong to the single sulfate-bicarbonate-alkaline earth family in which the most significant chemical changes in thermalized water concern mainly about their total salt content, their composition, and in particular the anionic bicarbonate / sulfate + chloride ratio.

The hydrochemical survey allowed to classify the thermal waters of the Districts A and B using the Piper- Schoeller diagrams. In the Eastern Plain Thermal District warm waters are calcium-bicarbonate, almost sulphate with a modest amount of alkalis (Na + K) but with significant quantity of magnesium. Thanks to their chemical nature these waters belong to the bicarbonate-calcium-magnesium primary alkaline earth facies/a Secondary sulphate-calcic facies.

The warm waters of the Northern Plain Thermal District have different characteristics depending on whether you consider the Adige plain region of Sant'Ambrogio di V.la – Pescantina, or the area between the moraine zone surrounded by the villages of Pastrengo, Lazise, Peschiera d/G and Castelnuovo d/G.

The plain Adige thermalized waters of Sant'Ambrogio di V.la – Pescantina show a regular and progressive change in chemical composition as the temperature increases. For temperatures from 15 °C to 30 °C the characteristic facies is bicarbonate-calcium and slightly alkaline, while for higher temperatures gradually to 46 °C, the primary facies tends to become chlorine calcium-sulfate as alkalis (especially Na) increase.

In the moraine between Piovezzano, Lazise, Peschiera d/G. and Castelnuovo d/G. the water with temperature up to about 36 °C. has a quite constant average amount of the characteristic ions, showing significant calcium-bicarbonate conditions with important magnesium and alkali concentrations, but poor in sulfates. As the temperature rises as high as 52 °C, the water characteristic ions increase considerably and its chemical concentrations show a strong increase of sodium in alkaline conditions, but a decrease of calcium and magnesium. The character becomes chlorinated but shows fewer bicarbonates and sulphates. That water belongs to a primary chlorinated alkaline (sodium) facies which tends to develop into the calcium-sulfate one.

This research has also provided a set of operable information about thermal resources aimed at promoting the rational use of geothermal energy purposes. As the geothermal heat tends to dissipate on the surface originating a persistent heat-flow outside, it can be used for geothermal purposes in many ways and may be considered as a form of clean, renewable and environmentally sustainable energy. The province of Verona has some very interesting geological and geographic features which can prove to be functional in this field.

Among all the technologies useful to low-enthalpy geothermal resources, geothermal heat can be directly used when draining water from abnormal temperature or thermalized aquifers (>15 °C to 52 °C). It is also possible to exploit the heat capacity of soil and water at regular temperature (10 °C – 14 °C) using heat exchangers stuck in the ground (vertical geothermal probes) together with heat pumps. The research considered a GWHP (Ground Water Heat Pump) air conditioning system installed in the Northern Plain Thermal District. It consisted of a pumping well from which a submersible pump drained warm water (40 °C). The water was then sent to a heat ex-

changer for household use. In short, comparing the initial costs of this system (although higher) to the expenses of the traditional natural gas heating, the payback period may be less than five years.

It was also remarked that GWHP systems can be really good for a multi-family housing complex where there is a district heating system serving at least one hundred homes. In this case the initial investment cost per unit is less than the cost of the traditional independent gas generator system. The benefits are both of the environment, as there is a minimal production of combustion waste, and of the management and maintenance of the system.

The research made its contribution to the design of closed circuit heat exchange systems (combined vertical geothermal heat pumps) focusing on drawing a map showing the thermal performances of the different subsurfaces in the province of Verona. It allowed to estimate the extraction thermal power as deep as 100 m. Then a standard geothermal power plant was analyzed to estimate its energy balance, its operating and maintenance costs and payback.

The use of a geothermal heat pump probe is not very difficult: it is a “heat engine” which manages the heating, cooling and domestic warm water production for the facilities of a residential building. When 1.0 kWh electricity is used, at least 4 kWh energy is obtained. In other words, if we think about the fuel consumption in a remote power plant, a geothermal power plant offers a very profitable thermal performance, because it allows a positive balance between the cost of primary energy consumption (electricity) and the thermal energy produced. This turns to be both convenient and significant for the energy saving. This solution has a positive effect also on the environment as it reduces pollutant emissions produced by conventional generators using solid, liquid or gaseous fuel.

In order to respect the “principle of environmental sustainability”, that heat engine should always work in a reversible way during the year (heating/cooling), i.e. it should cool the ground in winter and warm it in summer.

The payback period of that geothermal system is about 7 years, if compared to a traditional gas boiler, and it may be less if the geothermal system supplies energy for air conditioning in summer (cooling). In case of the opportunity to integrate the system with a photovoltaic system, this may reduce the payback period to three or four years.

RIASSUNTO

Gli Autori, attraverso l'esame di varie situazioni geologiche, chimiche attuali e storiche, hanno studiato le acque termali della provincia di Verona e fornito nuove conoscenze e interpretazioni sull'idrotermalismo del Veneto occidentale, con il fine ultimo di permetterne un utilizzo razionale a scopi energetici.

La ricerca ha permesso di delimitare, su base cartografica, le aree termali del veronese suddividendole in due distretti principali all'interno dei quali è stato possibile distinguere “campi termali” caratterizzati da omogenee condizioni geologiche, termometriche e chimiche: il Distretto termale della pianura orientale (A) è incentrato per lo più nell'intorno di Caldiero, ma accorpa anche i comuni di Belfiore, Colognola ai Colli, Lavagno, S. Martino B.A., S. Bonifacio, Zevio, Ronco all'Adige e Arcole. In esso la temperatura dei fluidi assume valori compresi tra 15 e 31 °C e le peculiari caratteristiche idrogeologiche permettono condizioni di artesianesimo zampillante con la manifestazione in superficie delle storiche sorgenti Brentella e Cavalla, le uniche risorgenze termali della provincia di Verona.

Il secondo distretto, denominato Distretto termale della pianura settentrionale (B), distingue due settori per l'esistenza di differenti condizioni idrogeologiche: verso Est, si estende il Campo termale dei comuni di Sant'Ambrogio di V.la, San Pietro in Cariano e Pescantina, mentre più ad Ovest si sviluppano i campi termali dell'area morenica che interessano i comuni di Pastrengo, Lazise, Bardolino, Peschiera d/G. e Castelnuovo d/G. Tale distretto è compreso nella fascia che collega Sirmione (BS) con Sant'Ambrogio di V.la dove la temperatura massima delle acque del sottosuolo tende a diminuire da Ovest (circa 70 °C) verso Est (46 °C).

Nell'intorno di Sant'Ambrogio di V.la il rinvenimento delle acque calde avviene, soprattutto, mediante pozzi che raggiungono il substrato roccioso situato tra -60 ÷ -130 m dal piano di campagna mentre le temperature variano tra un minimo di 15 °C fino a 46 °C. L'acquifero termale s.s. è contenuto in roccia ed è dotato di artesianesimo, comunque mai zampillante; i livelli statici, a seconda delle zone, si mantengono a profondità variabili tra -50 e -90 m dal piano di campagna. Nell'area morenica, invece, le zone caratterizzate dalla presenza di acque calde a temperature più elevate sono comprese tra le frazioni di Piovezzano e Colà di Lazise; in particolar modo, nell'intorno delle medesime località si concentra il maggior numero di pozzi, con profondità comprese tra i -140 e i -240 m dal p.c., che permettono di emungere acque con valori di temperatura variabili da 35 a 52 °C.

Esternamente ai distretti termali ritenuti più omogenei per il rinvenimento di acque calde, sono possibili isolate segnalazioni di pozzi con anomalia termica a basso termalismo (15 ÷ 22 °C). Tale situazione testimonia, da una parte la vasta estensione del sistema idrotermale e, dall'altra, l'esistenza di complessi fenomeni idrogeologici all'origine della circolazione dei fluidi di cui il presente lavoro contribuisce a darne spiegazione.

Il lavoro di approfondimento sul termalismo veronese dapprima ha preso in considerazione le manifestazioni geotermiche più importanti a livello nazionale, da cui si evidenzia che la sorgente di calore dei principali serbatoi geotermici italiani è localizzata nella fascia tirrenica e nel suo entroterra centro-settentrionale, nelle isole Eolie e in varie località della Sicilia e della Sardegna dove è caratterizzata dall'esistenza di corpi magmatici, geologicamente recenti o attuali.

Nell'ambito della Pianura Padana e in altre zone situate ai bordi degli Appennini centro-meridionali e dell'arco Calabro-Peloritano, esistono, invece, acque termali la cui genesi è collegata ad una circolazione di fluidi all'interno di ammassi strutturali carbonatici riscaldati dal normale gradiente geotermico. La mappatura geotermica del territorio italiano relativa a tale tipologia di termalismo evidenzia un potenziale termico molto grande e facilmente disponibile, tra cui rientrano le zone comprese tra Sirmione e la Val d'Adige e la vasta area circostante Caldiero. Il termalismo a bassa entalpia del veronese costituisce, pertanto, una possibile importante fonte energetica per la climatizzazione di ambienti (utilizzo residenziale, industriale, ospedaliero, sportivo, ecc.), per l'agricoltura (riscaldamento di serre

per verdure e fiori, essiccatoi, pastorizzazione del latte, idrocolture, ecc.) o per l'allevamento (calore per l'itticoltura di specie pregiate, incubazione di uova e pollame) o ancora, a seguito della presenza nei fluidi caldi di un ricco contenuto salino, per lo sviluppo di centri benessere e balneoterapici.

In provincia di Verona le temperature "normali" delle acque cosiddette fredde, relative alle falde acquifere comprese entro i 300 – 600 m di profondità, sono dell'ordine dei $10 \div 14$ °C mentre, quando si rinvenivano corpi idrogeologici con temperature superiori (15 °C e più) si parla di "anomalia termica" indotta dal sistema acquifero idrotermale. Nel territorio veronese il gradiente geotermico risulta dell'ordine dei 30 °C/km.

Per quanto riguarda la zona collinare-montana e di pianura (zona morenica e alluvionale) della provincia di Verona è stata studiata la situazione litologica ed idrogeologica del sottosuolo utilizzando anche metodi geofisici di tipo sismico (array di tipo Re.Mi. e H.V.S.R. a stazione singola). Sono stati individuati due tipi principali di serbatoi geotermici: un primo tipo (serbatoio carbonatico) è contenuto nelle rocce del substrato pre-quaternario della pianura e nelle compagini rocciose profonde dei rilievi alpini e prealpini, in cui si verifica un'intensa circolazione di fluidi idrotermali con nulle o minime connessioni con i sistemi idrici freddi superficiali. Un altro tipo (serbatoio di tipo clastico) è costituito, invece, dai sedimenti quaternari sciolti della pianura la cui concentrazione di fluidi caldi è legata alle dispersioni e alla scarica del più profondo sistema idrotermale sviluppato in roccia.

Le indagini idrochimiche effettuate sugli isotopi stabili dell'ossigeno delle acque termali ($^{18}\text{O} = -8,2 \div -9,1\%$) pongono ad un'altitudine di 1.000 \div 1.500 m la quota approssimativa di infiltrazione delle acque meteoriche di ricarica. Incrociando i dati isotopici con il quadro geologico e strutturale del territorio veronese-trentino appare verosimile che l'area di ricarica del "serbatoio geotermico" accorpi le porzioni settentrionali della Lessinia e del Monte Baldo, fino a comprendere le Piccoli Dolomiti e probabilmente il settore montuoso che prosegue a Nord, verso Trento.

Tale vasta area, caratterizzata da una permeabilità elevata per l'intensa tettonizzazione e in subordine per carsismo, costituisce la zona di ricarica di tutto il sistema idrotermale del Veneto occidentale da cui si dipartono i sottobacini che alimentano le aree termali di Sirmione, dei distretti A e B del veronese, dei M. Berici e dei Colli Euganei.

Dai rilievi montuosi della zona di ricarica le acque di infiltrazione si caricano di un gradiente idraulico che costituisce il fattore idrogeologico principale capace di fornire l'energia necessaria ad azionare e mantenere attivo il processo idrodinamico termale fino alla pianura. La spinta idrostatica dell'acquifero termale determina in entrambi i distretti veronesi un livello statico compreso tra circa 30 e 50 m s.l.m. Nel Distretto della pianura orientale, il cui piano di campagna è situato ad una quota media di 30 m s.l.m., le acque termali si portano spontaneamente a zampillare fino a +8 m al di sopra della superficie. Per il Distretto della pianura settentrionale, invece, in cui il piano di campagna è localizzato ad una quota media di 120 \div 130 m s.l.m., le acque termali presentano un artesianesimo il cui livello statico rimane sempre al di sotto della superficie topografica per 70 \div 100 m.

I dati forniti dai geotermometri (Si, Na, K, Ca) e dal contesto geologico generale indicano che il sottobacino termale più orientale (Distretto A) sarebbe profondo tra i 1.000 e 2.000 m, mentre quello posto a Nord-Ovest (Distretto B), che fa capo all'area termale di Sant'Ambrogio di V.la – Colà di Lazise, potrebbe spingersi fino a 4.000 m dalla superficie. Il limite inferiore della circolazione dei fluidi corrisponde probabilmente al livello acquicludico evaporitico del Carnico e in subordine al basamento scistoso-cristallino che mostrano un'inclinazione complessiva verso la pianura.

All'origine della presenza termale nel veronese vi sarebbero importanti cause di ordine tettonico-strutturale. Il sottosuolo del Distretto termale della pianura settentrionale è impostato entro discontinuità tettoniche appartenenti agli stili "giudicariense" (NNE-SSO) e "scledense" (NO-SE), mentre il Distretto termale della pianura orientale è condizionato da una serie di dislocazioni meno profonde e morfologicamente poco evidenti rispetto a quelle del Distretto B, che nel complesso appartengono allo stile di deformazione "scledense". La risalita delle acque calde nella fascia pedemontana viene interpretata come una conseguenza dell'intersezione degli stili tettonici presenti, in cui si determinerebbero locali condizioni di elevata permeabilità come conseguenza della fratturazione. In particolare, la risalita delle acque sarebbe favorita dalla presenza di segmenti di faglia attivi, tra loro in reciproco movimento, in cui la persistenza del campo di sforzi consentirebbe di mantenere nel tempo la permeabilità necessaria sviluppata in senso verticale. Nella zona pedemontana si identificano, pertanto, dei camini idrici preferenziali che tendono a concentrare la maggior parte della risalita e della diffusione idrica termale sottesa a monte, in aree alquanto ristrette corrispondenti ai distretti termali A e B. La presenza delle acque termali, inoltre, può essere annoverata tra le testimonianze dirette dell'attività tettonica e talora sismica del quadro strutturale a livello regionale.

Il contenuto salino delle acque termali è legato a vari fattori ed esso tendenzialmente aumenta in ragione al tempo di permanenza dei fluidi nel sottosuolo, mentre la sua composizione chimica è condizionata dai litotipi con cui l'acqua viene a contatto. A seconda dei distretti termali, le acque sono classificate da mediamente dure a dure, da mediominerali a minerali con un valore del residuo fisso inferiore ai 1200 mg/l e con una debole presenza di radon (^{222}Rn).

Tendenzialmente all'aumentare della temperatura, le acque termali passano da dolci a debolmente salmastre: i solfati deriverebbero dagli scambi con le profonde rocce serbatoio caratterizzate da minerali di origine evaporitica (dolomie e calcari dolomitizzati) mentre i cloruri, potrebbero essere legati alla presenza di rocce sedimentarie di origine marina, non completamente consolidate e ancora impregnate di acque salmastre, costituenti la parte sommitale del substrato pre-pliocenico padano.

Le acque appartenenti ai circuiti idrotermali presentano tipicamente tempi di giacenza dell'ordine delle migliaia di anni. Per il Distretto termale della pianura orientale la misura effettuata con il metodo del ^{14}C su un campione di acqua termale proveniente da Lendinara (comune di Zevio) ha fornito un'età corretta di 3.400 anni, rendendo plausibile che anche per il Distretto termale della pianura settentrionale le datazioni siano dello stesso ordine di grandezza o maggiori.

Le acque calde e fredde del veronese sono relativamente omogenee per quanto riguarda la loro composizione chimica ed esse appartengono ad un'unica famiglia del tipo bicarbonato-solfato-alcalinoterroso in cui, per quanto concerne le acque termalizzate, le variazioni più

significative del chimismo riguardano essenzialmente il contenuto salino totale, la composizione anionica e in particolare il rapporto bicarbonato/solfato+cloruro.

L'indagine idrochimica ha permesso di classificare le acque dei Distretti termali A e B nei diagrammi di Piper e di Schöeller. Nel Distretto termale della pianura orientale (Caldiero) le acque calde risultano calciche bicarbonate, tendenzialmente solfatice e moderate in alcali (Na + K), ma con valori significativi di magnesio. Il carattere chimico di tali acque rientra nella facies primaria bicarbonato calcica-magnesiaca alcalinoterrosa con tendenza verso una facies secondaria solfato-calcica.

Le acque calde del Distretto termale della pianura settentrionale presentano caratteri diversi a seconda che si consideri l'ambito della pianura atesina di S. Ambrogio di V.la – Pescantina, oppure l'area morenica compresa tra Pastrengo, Lazise, Peschiera d/G. e Castelnuovo d/G.

Le acque termalizzate della pianura atesina di Sant'Ambrogio di V.la – Pescantina evidenziano una regolare e progressiva variazione del chimismo con l'aumentare della temperatura. Per temperature da 15 °C fino a circa 30 °C la facies caratteristica risulta bicarbonato-calcica debolmente alcalina, mentre per temperature via via maggiori fino a 46 °C, la facies primaria tende a divenire clorurato solfato-calcica con una marcata tendenza ad aumentare in alcali (soprattutto Na).

Nell'area morenica compresa tra Piovezzano, Lazise, Peschiera d/G. e Castelnuovo d/G. si rileva che per le acque dotate di temperatura fino a circa 36 °C il contenuto medio degli ioni caratteristici si mantiene circa costante, evidenziando condizioni dominanti di tipo bicarbonato-calcico con significative concentrazioni di magnesio e alcali, ma una certa povertà di solfati. All'aumentare progressivo della temperatura fino ai 52 °C, invece, si registra un aumento significativo della salinità e degli ioni caratteristici. Le concentrazioni chimiche evidenziano condizioni alcaline, con un forte aumento del sodio rispetto al calcio e al magnesio e il carattere delle acque diviene clorurato a scapito dei bicarbonati e dei solfati. Tali acque appartengono, quindi, ad una facies primaria clorurato alcalina (sodica) che tende ad evolvere verso quella solfato-calcica.

La ricerca ha fornito anche una serie di informazioni applicative sulla risorsa termale finalizzata a promuovere l'uso razionale della geotermia a scopi energetici. In ragione del fatto che il calore geotermico tende a dissiparsi verso la superficie originando un persistente flusso termico verso l'esterno, esso si presta ad essere utilizzato per scopi geotermici in svariati modi e può costituire a tutti gli effetti una forma di energia pulita, rinnovabile ed ecosostenibile. A tal riguardo il territorio della provincia di Verona presenta delle peculiarità geologiche e geografiche molto interessanti.

Nell'ambito di una svariata possibilità di tecnologie al servizio della risorsa geotermica a bassa entalpia, il calore geotermico può essere utilizzato direttamente, mediante il prelievo di acque con temperatura > 15 °C fino a 52 °C oppure, per mezzo di scambiatori di calore posti in superficie o infissi nel terreno (sonde geotermiche verticali) abbinati a pompe di calore, è possibile sfruttare la capacità termica "normale" delle acque (temperatura 10 ÷ 14 °C) o dei terreni.

A titolo di riferimento, nel corso della presente indagine è stato preso in considerazione un impianto di climatizzazione tipo GWHP (Ground Water Heat Pump) da realizzarsi nel Distretto termale della pianura settentrionale, che sarà costituito da un pozzo di emungimento dal quale, per mezzo di una pompa sommersa, viene prelevata acqua calda alla temperatura di 40 °C poi inviata ad uno scambiatore di calore ad uso domestico. Dopo attenta analisi costi/benefici è possibile dimostrare che, a fronte di un maggior impegno finanziario iniziale rispetto al tradizionale riscaldamento con il gas metano, il tempo di ammortamento di tale impianto è quantificabile in poco meno di cinque anni.

Si è constatato, inoltre, che gli impianti di tipo GWHP trovano la loro maggiore convenienza nei complessi edilizi plurifamiliari in cui è previsto un sistema di teleriscaldamento al servizio di almeno un centinaio di abitazioni. In tal caso, la spesa di investimento iniziale per ogni unità abitativa risulta inferiore al costo del tradizionale impianto autonomo con generatore a gas metano. Inoltre, i vantaggi si ripercuotono sia sui minori costi legati ai consumi energetici e alle manutenzioni, che ad una produzione minima di residui della combustione liberati nell'atmosfera.

Per gli impianti di scambio termico a circuito chiuso (sonde geotermiche verticali), il contributo offerto dalla presente ricerca alle fasi di progettazione che utilizzano tali sistemi ha riguardato la stesura di una carta sulla resa termica dei diversi sottosuoli della provincia di Verona che permette di stimare la potenza termica di estrazione fino alla profondità di circa 100 m. Successivamente è stato studiato il bilancio energetico di un impianto geotermico standard e analizzato i costi di esercizio e di ammortamento. Gli impianti costituiti da una o più sonde geotermiche abbinate alla pompa di calore, rappresentano una "macchina termica" alimentata a corrente elettrica che è in grado di gestire il riscaldamento, il raffrescamento e la produzione di acqua calda sanitaria per i servizi necessari al fabbisogno di un edificio civile. Si constata che impiegando 1,0 kWh elettrico si ottiene, nella peggiore delle situazioni, energia termica per 4 kWh. In altre parole, considerando il consumo di combustibile nella centrale elettrica remota, l'impianto geotermico permette una resa termica molto vantaggiosa con un bilancio positivo tra costo di energia primaria assorbita (energia elettrica) ed energia termica prodotta a favore di un notevole risparmio energetico ed economico. Tale soluzione presenta, inoltre, ripercussioni favorevoli sull'ambiente poiché contribuisce a ridurre drasticamente le emissioni inquinanti derivate dai tradizionali generatori a combustibile: solido, liquido o gassoso.

Per questo tipo di macchina termica il "principio della sostenibilità ambientale" viene favorito facendola lavorare in modo reversibile nel corso dell'anno (alternanza tra riscaldamento e raffrescamento), ovvero con la tendenza a raffreddare il terreno d'inverno e a riscaldarlo in estate. Il tempo di ammortamento di un simile impianto geotermico rispetto a quello tradizionale con caldaia a gas metano è quantificato in circa 7 anni ed esso tende a ridursi ulteriormente qualora l'impianto geotermico fornisca anche l'energia per la climatizzazione estiva (raffrescamento). Se a questo vantaggio va aggiunta la possibilità di integrare il sistema con un impianto elettrico fotovoltaico è possibile abbattere ulteriormente i tempi di ammortamento a tre o quattro anni.

1. INTRODUZIONE

Il presente studio, di carattere scientifico-divulgativo, vuole fornire una serie di informazioni geologiche riguardanti le manifestazioni idrotermali e le potenzialità geotermiche della Provincia di Verona, con l'auspicio di sensibilizzare e di far conoscere l'utilizzo razionale del potenziale energetico diffuso nel sottosuolo veronese. Il territorio considerato fa parte dell'ambito della pianura padana in cui sono già note numerose manifestazioni termali quali, le storiche sorgenti di Sirmione, le derivazioni termali del bacino euganeo-berico, quelle dei dintorni di Padova o delle foci del Tagliamento e tra esse si inseriscono a pieno titolo anche quelle del Veneto occidentale presenti nella Provincia di Verona, la cui notorietà, fino a pochi anni or sono, era circoscritta all'area di Caldiero.

Per la prima volta è stato possibile individuare a livello provinciale, due aree omogenee per temperatura e per qualità dell'acqua, denominate Distretto della pianura settentrionale e Distretto della pianura orientale, in cui le manifestazioni termali possiedono specifiche caratteristiche termali e geochemiche, nonché peculiari condizioni genetiche e di circolazione nel sottosuolo.

Già nel passato alcuni Autori su tale aspetto si sono cimentati nel fornire importanti contributi di ordine geochemico e geologico-strutturale e a tal riguardo possono essere citati i lavori di Sighinolfi *et al.* (1982) e di Sorbini *et al.* (1984) che hanno riguardato, in particolare, il settore orientale della pianura veronese incentrato sull'area di Caldiero.

Successivamente agli anni '80, il progressivo aumento del numero delle perforazioni profonde per la ricerca d'acqua ha fornito nuove conoscenze sul termalismo e sulle condizioni geologiche del sottosuolo i cui dati sono stati elaborati nel presente lavoro secondo la seguente articolazione:

- individuazione delle aree geografiche del veronese in cui è possibile rinvenire acque calde;
- geografia delle aree indiziate di termalismo suddivise a seconda del valore della temperatura;
- definizione dei principali caratteri geochemici ed isotopici delle acque termali, correlando i dati ai vicini distretti termali di Sirmione e dell'area berico-euganea;
- analisi dell'origine del sistema idrotermale veronese e delle modalità di risalita e di circolazione dei fluidi, alla luce di una più moderna interpretazione degli stili di deformazione tettonica;
- elaborazione di una prima serie di elementi idrogeologici finalizzati alla conoscenza delle potenzialità idrotermali del veronese orientate ad incentivare lo sfruttamento razionale della risorsa tenendo conto degli equilibri idrodinamici;
- formulazione di una serie di ipotesi sull'utilizzo energetico delle acque termali da parte dei privati e dell'industria, il cui sviluppo potrà affiancare con successo i tradizionali sistemi energetici di approvvigionamento (elettricità, gas, gasolio).

In definitiva, i dati esposti nel presente lavoro propongono uno schema interpretativo della situazione idrogeologica, geochemica e geotermica del territorio veronese che, nelle sue linee generali, può essere esteso alle zone di Sirmione e del sistema berico-

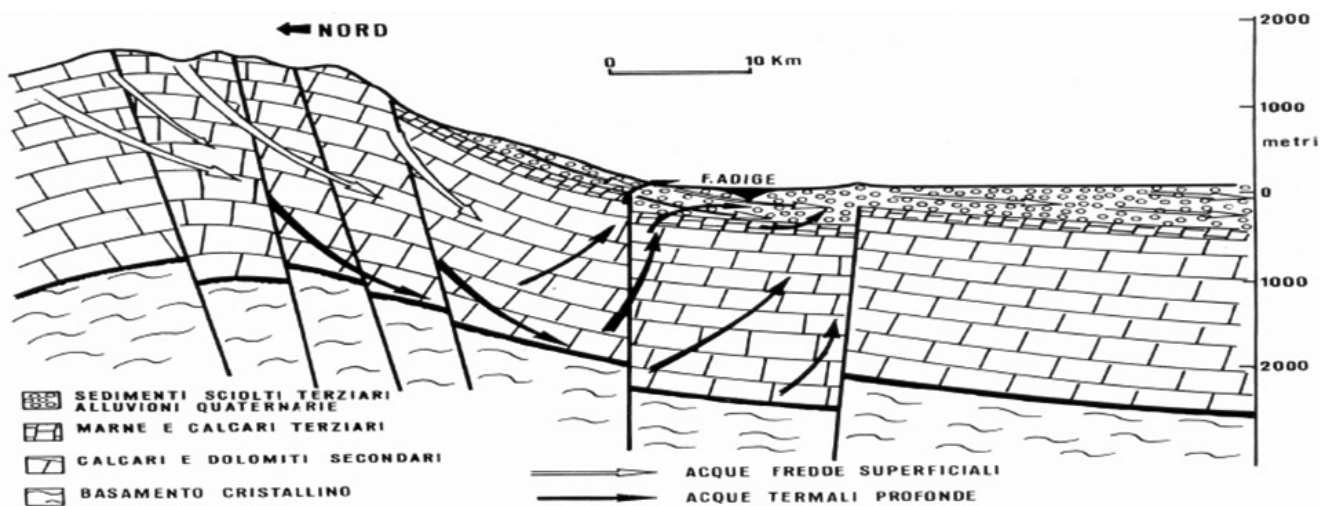


Fig. 1.1 – Modello idrogeologico sulla circolazione idrotermale del veronese individuato negli anni '80 (Sorbini *et al.*, 1984).

euganeo, dove si riconoscono manifestazioni idrotermali simili che cadono in settori caratterizzati da analoghe situazioni idrogeologico-strutturali. Col presente lavoro si è voluto inoltre perseguire anche l'aspetto applicativo dell'uso termale, delimitando le zone nelle quali è possibile concentrare eventuali ricerche di acque termalizzate soprattutto per usi diretti, quali lo scambio termico per l'uso civile, agricolo, industriale e ludico-balneoterapico, fornendo anche una prima serie di indicazioni per la salvaguardia della risorsa contro forme di inquinamento e/o di sovrasfruttamento.

Nell'ambito del "Distretto termale della pianura settentrionale" è stata individuata l'area geografica più promettente ove impostare eventuali ricerche geotermiche a bassa entalpia per la produzione di energia elettrica, come ad esempio auspicato nel Progetto "Geotermia innovativa" condotto dall'ENEL.

In relazione alla possibilità di realizzare impianti di climatizzazione che impiegano come fonte energetica l'acqua del sottosuolo, tutto il territorio della Provincia di Verona presenta delle peculiarità geologiche molto interessanti che si traducono nell'esistenza di condizioni favorevoli per recuperare energia termica/frigorifera pulita, rinnovabile ed ecosostenibile a costi contenuti. A supporto delle fasi progettuali, il presente lavoro ha fornito una serie di elementi di valutazione di natura geologica e sono stati identificati i criteri ove individuare aree omogenee per profondità della falda acquifera, per porosità dei materiali e per conducibilità termica. A riguardo della realizzazione di sonde geotermiche verticali è stata proposta una prima classificazione del territorio provinciale in cui sono state identificate aree omogenee per potenza termica di estrazione tenendo conto del principio della "sostenibilità ambientale".

Infine, è stato ritenuto importante esporre una rassegna di tecnologie per l'utilizzo della risorsa geotermica a bassa entalpia e fornire una serie di considerazioni di ordine economico per evidenziare i vantaggi legati all'impianto di sfruttamento geotermico. Il presente lavoro propone, quindi, una serie di analisi valutative di fattibilità per la realizzazione di impianti di climatizzazione mediante pompa di calore con prelievo di acqua di falda termale (GWHP), che può essere di riferimento per le applicazioni ingegneristiche della geotermia nel veronese.

Tra gli approfondimenti successivi del lavoro, la priorità degli interventi sarà rivolta alle conoscenze idrogeologiche sulle falde acquifere e sul sistema am-

bientale sotterraneo nel suo complesso, i cui esiti potranno essere di supporto allo sviluppo delle applicazioni geotermiche nonché all'azione di controllo ed autorizzativa esercitata dagli Enti territoriali preposti.

GLI AUTORI

2. LE ACQUE CALDE DEL VERONESE

2.1 Generalità sulla risorsa termale

(Enrico Castellaccio)

Quando si parla di acque "calde" viene subito alla mente l'area termale di Sirmione (BS), la cui antica fonte "Boiola" rappresenta da decenni un punto di riferimento storico per le cure termali dell'area veronese-bresciana.

Tuttavia, conosciute da una minor cerchia di pubblico, nell'entroterra gardesano e nella pianura veronese esistono diverse fonti termali con temperature fino a 52 °C dotate di un benefico contenuto salino, che negli ultimi anni hanno avuto un rilancio di tipo produttivo ed economico così da poter essere considerate un'ulteriore risorsa energetica del territorio e un'interessante alternativa a quanto già sviluppato presso gli stabilimenti termali di Sirmione e dell'area Euganea.

Notizie sulla presenza di acque termali in alcune aree del veronese è nota da diversi secoli, come ad esempio presso le Antiche Terme di Giunone di Caldiero o nella zona di Domegliara di Sant'Ambrogio di Valpolicella, ma solamente gli attuali studi hanno permesso di identificarne maggiormente le zone di affioramento e di approfondirne le conoscenze sul piano geografico, geologico e chimico così che la presente pubblicazione può costituire un valido supporto tecnico ai numerosi impianti di sfruttamento già in essere o in progetto promossi da strutture private e pubbliche.

Si tratta di un termalismo a bassa entalpia adatto per usi diretti, concentrato in due zone circoscritte della pianura veronese (Distretto della pianura orientale e Distretto della pianura settentrionale) che sono caratterizzate da valori di temperatura rispettivamente compresi tra 15 e 31 °C e tra 15 °C e 46 °C con punte fino a 52 °C. Solamente in tali zone la quantità di energia geotermica messa a disposizione dal sottosuolo si trova a profondità ed in condizioni tali per consentirne uno sfruttamento a larga scala e a costi contenuti.

Anno di riferimento	1978	1990	1990	1993	2010
bassa entalpia (°C)	< 90	< 125	< 100	= 150	< 90
media entalpia (°C)	90 – 150	125 – 225	100 – 200	–	90 – 150
alta entalpia (°C)	> 150	> 225	> 200	> 150	> 150

Tabella 2.1 – Classificazione delle risorse geotermiche in base alla temperatura nel corso degli anni. Per quanto attiene all'anno 2010 è stato fatto riferimento al D.lgs n. 22 del 11.02.2010.

Le acque “calde” del veronese si prestano per essere particolarmente adatte ad essere utilizzate come fonte energetica per la climatizzazione di ambienti nel settore residenziale, industriale, ospedaliero, sportivo, scolastico, ecc. Nel settore agricolo tali risorse geotermiche si stanno sviluppando, assieme ad altre energie rinnovabili (biomasse, fonti solari ed eoliche, biocombustibili, ecc.), per il controllo della crescita delle piante e nell'allevamento di animali. Nell'ambito Veneto l'utilizzazione più comune riguarda principalmente il riscaldamento delle serre per la coltivazione di ortaggi fuori stagione e di fiori che richiedono climi particolari, sebbene si stiano diffondendo con successo per essiccare essenze vegetali e per l'allevamento razionale di maiali, mucche, galline, pollami e pesci in associazione alle attività di pastorizzazione del latte e ai lavori di pulizia, sterilizzazione e deumidificazione di ambienti dell'azienda agricola. Inoltre, si stanno affermando anche per la lavorazione e commercializzazione dei prodotti agricoli la cui richiesta energetica viene utilizzata per la conservazione dei prodotti e per la produzione di acqua sanitaria (Gazzin, 2011).

In particolar modo negli ultimi anni, nel veronese le acque termali stanno godendo di un certo successo nei centri benessere o per la balneoterapia come dimostrato dall'apertura di diversi centri termali: “Antiche Terme di Giunone” di Caldiero, “Aquadens” di Pescantina, “Villa Rovereti Zurla” a Sant'Ambrogio di V.la, “Fonte Termale Corte dei Frati” a Pastrengo, il “Parco Termale del Garda” presso Colà di Lazise.

Il maggior sfruttamento delle acque termalizzate rispetto un tempo sembra legato a due aspetti fondamentali, quali le nuove e facili tecnologie di estrazione dal sottosuolo e una rinnovata richiesta del mercato che tende a diversificare le energie disponibili così da introdurre un fattivo risparmio energetico e quindi minori costi per le imprese e per i privati, nonché un accertato vantaggio per l'ambiente in termini di riduzione della diffusione delle sostanze inquinanti.

L'energia geotermica può pertanto ridurre sensi-

bilmente i costi di gestione delle attività e, anche per il veronese, il suo sfruttamento interessa due diversi contesti del sottosuolo: la prima tipologia attiene propriamente allo sfruttamento delle acque termali provenienti da complessi geologici profondi che tendono a stazionare in vicinanza della superficie. La seconda tipologia riguarda l'utilizzo del normale contenuto energetico termico del terreno oppure quello delle acque sub-superficiali dotate di temperature inferiori a 15 °C (8 ÷ 14 °C).

Quale che siano le modalità di estrazione e utilizzo del calore dal sottosuolo si ritiene che lo sviluppo globale dovrà basarsi in forma crescente su tale sorgente di energia che permette di coniugare allo stesso tempo elevati risparmi energetici, ad esempio pari ad oltre il 50% di quelli elettrici e il rispetto della sostenibilità ambientale.

Fondamentale risulta quindi che lo sfruttamento energetico del sottosuolo venga incoraggiato da provvedimenti legislativi che in varia misura portino a premiare economicamente chi integra i tradizionali combustibili con sistemi alternativi ecocompatibili, tra i quali fino ad oggi il settore geotermico non gode di specifiche priorità. Parimenti, si rende altrettanto necessaria una precisa conoscenza della risorsa geotermica per evitare condizioni di degrado, da cui possano derivare precise norme di tutela dell'ambiente sotterraneo così da preservarlo anche per le generazioni future.

Secondo tali auspici di fondo, il presente lavoro intende fornire un contributo scientifico e tecnico che potrà essere di riferimento per chi già utilizza la risorsa geotermica o per chi intende aprire nuovi impianti. Nel contempo, potrà essere di supporto anche per l'Ente regionale preposto a definire il quadro normativo rivolto alla pianificazione dello sfruttamento a livello provinciale.

Considerazioni sulla geotermia

Come in altre zone d'Italia, anche nell'ambito della provincia di Verona, negli ultimi anni appare sempre più sensibile il problema dell'approvvigionamento energetico a costi contenuti dimostrato da una crescente domanda da parte di singoli

cittadini e dell'industria di installare impianti di climatizzazione che impiegano come fonte energetica l'acqua del sottosuolo, sia essa dotata di temperatura normale ($12 \div 14$ °C) o di un valore più elevato di provenienza idrotermale, che per il veronese è compreso tra 15 °C fino a 52 °C.

Il territorio della provincia di Verona presenta delle peculiarità geologiche molto interessanti per lo scambio geotermico attraverso cui è possibile recuperare energia termica/frigorifera pulita, rinnovabile ed ecosostenibile, capace di concorrere al contenimento di altre forme di energie "sporche", sia a livello locale che nelle zone remote nel corso delle fasi di estrazione e di raffinazione dei combustibili fossili, come auspicato dalle linee di indirizzo comunitario e nazionale.

Gli impianti di scambio termico utilizzati sono del tipo a circuito aperto e a circuito chiuso e possono interessare acquiferi normali o termalizzati oppure terreni privi di circolazione idrica. Come dimostrato da un'ampia casistica nazionale ed internazionale, lo sviluppo di tali metodologie permette sempre di limitare molto i costi di gestione del riscaldamento e raffreddamento dei locali in rapporto ai tradizionali sistemi comunemente utilizzati che si avvalgono di caldaie a gas o a gasolio.

2.2 Cenni sulla geotermia in Italia

(Enrico Castellaccio)

Posizionata al centro del Mediterraneo, l'Italia si trova in un'area geologica particolarmente attiva come lo testimoniano le giovani catene montuose di cui è formata. Per quanto riguarda le Alpi, i processi tettonici di sollevamento sono iniziati a partire da 70 milioni di anni fa, mentre per la catena appenninica risultano più recenti e pari a $10 \div 30$ milioni di anni fa. I fenomeni endogeni responsabili dei sollevamenti orogenetici dimostrano anche attualmente la loro vitalità tramite la diffusa sismicità del territorio e l'esistenza di complessi vulcanici attivi.

Nella fascia pre-appenninica della Toscana, Lazio e Campania fino alla Sicilia si assiste ad un assottigliamento della crosta e alla risalita di flussi magmatici dal mantello terrestre che danno luogo ad elevati flussi di calore con la messa in posto di intrusioni magmatiche a profondità di pochi chilometri e l'esistenza di attività vulcaniche recenti o attive.

In queste aree sono presenti le più importanti manifestazioni geotermiche italiane, collegate a rocce permeabili, di solito sepolte sotto formazioni geologiche impermeabili che fanno da copertura, che creano in tal modo le condizioni più favorevoli per la presenza di serbatoi geotermici a più alta temperatura e ad alta entalpia.

Il flusso geotermico

La geotermia è la scienza che si occupa dello studio e dello sfruttamento del calore esistente all'interno della Terra. Il calore geotermico è prevalentemente di origine radiogenica, dovuto essenzialmente ai processi di decadimento radioattivo che avvengono per lo più nel mantello e in parte nella litosfera (quelli più importanti sono il torio 232, l'uranio 238 e 235, il potassio 40) e, subordinatamente, per i settori più profondi, di origine cosmogenica quale residuo del calore primordiale di tipo gravitazionale-frizionale. Nell'ambito della litosfera contribuiscono al calore geotermico anche determinate reazioni chimiche esotermiche come l'ossidazione di solfuri, l'idratazione dell'anidrite, ecc.

Il flusso di calore, o flusso geotermico, è la quantità di calore che giunge in superficie dall'interno del pianeta per poi irradiarsi verso l'atmosfera ed esso è 5000 volte inferiore al flusso termico proveniente dal sole, avente direzione opposta.

Annualmente circa 10^{21} Joule di energia geotermica raggiungono la superficie terrestre e il flusso geotermico, cioè la quantità di calore che fluisce nell'unità di tempo attraverso un'unità di superficie, vale mediamente 63 mW/mq ($1\text{W} = 1\text{ Joule/s}$) ed è compreso tra 50 e 120 mW/mq in Europa.

A livello internazionale l'unità di misura del flusso geotermico prende il nome di "Heat Flow Unit" (H.F.U.) e corrisponde a 10^{-6} cal/cm²/s, ovvero a 42 mW/mq, per cui la media terrestre vale 1,5 H.F.U. ovvero 1,5 microcalorie per centimetro quadrato al secondo.

Quindi il flusso geotermico verso la superficie è la conseguenza del fatto che per ristabilire l'equilibrio termico, il calore, che è energia, si sposta da zone ad alta temperatura a quelle a bassa temperatura secondo due principi fondamentali: la conduzione (senza trasporto di materia) e la convezione (con la presenza di un vettore fluido, di norma acqua o vapore).

I serbatoi geotermici sono costituiti da rocce nelle quali l'acqua piovana si infila in profondità e si scalda circolando a contatto con rocce calde nelle fratture o nei pori di rocce permeabili. I più importanti acquiferi italiani ospitanti acque di circolazione geotermica sono contenuti in rocce carbonatiche principalmente di età mesozoica ($190 \div 65$ milioni di anni fa) che sono presenti a varie profondità, fino a più di 3.000 m, ed essi risultano generalmente molto permeabili per fratturazione.

La sorgente di calore dei principali serbatoi geotermici italiani è localizzata nella fascia tirrenica e nel suo entroterra centro-settentrionale e nelle isole Eolie, ed è costituita da corpi magmatici diffusi a $3.000 \div 4.000$ m di profondità, geologicamente recenti o attuali, in cui la sovrastante circolazione di fluidi in fase di vapore o di acqua può raggiungere temperature molto elevate fino a $150 \div 350$ °C a profondità da poche centinaia ad alcune migliaia di metri. Tali situazioni geologiche, si verificano in par-

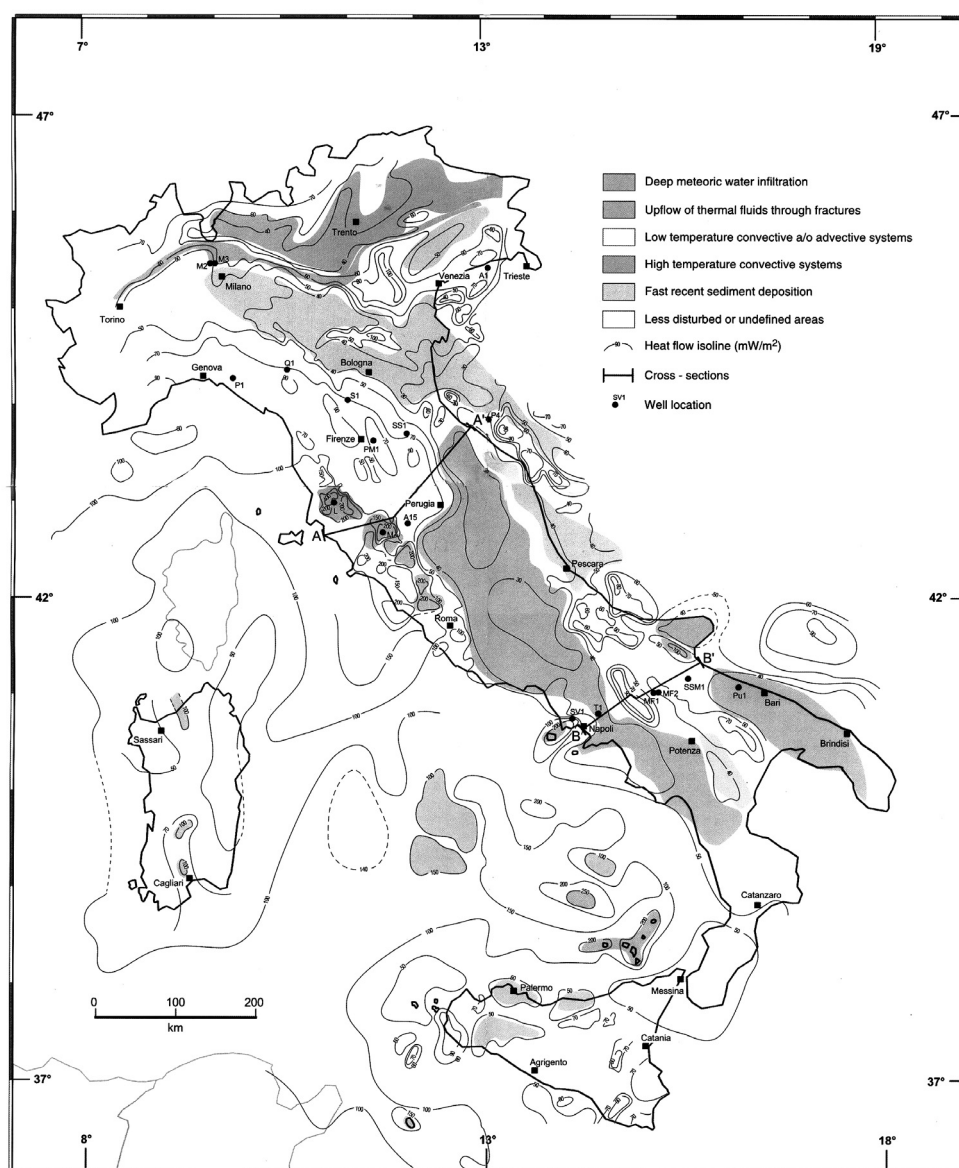


Fig. 2.1 – Mappa del flusso di calore geotermico in Italia (Della Vedova *et al.*, 2000).

ticolare in Toscana e nel Lazio dove i serbatoi geotermici a più elevata temperatura sono localizzati nelle rocce metamorfiche e carbonatiche sovrastanti le intrusioni magmatiche. Tuttavia, tali condizioni si riscontrano anche in corrispondenza delle rocce magmatiche di tutti gli apparati vulcanici recenti o attivi d'Italia, come presso i Campi Flegrei o nelle isole vulcaniche dell'arcipelago delle Eolie, o in varie località della Sicilia e a Pantelleria. Analoghi sistemi geotermici sono presenti in Sardegna dove esistono circolazioni di acque termali in corpi magmatici che si trovano nella loro fase finale di raffreddamento.

Nell'ambito della Pianura Padana e in altre zone situate ai bordi degli Appennini centro-meridionali e dell'arco Calabro-Peloritano, le acque termali presenti in superficie o prelevate con pozzi dal sottosuolo, presentano una genesi diversa da quelle fino ad ora trattate e non sono collegate ad alcun corpo magmatico attivo o in via di raffreddamento. Esse emergono da rocce carbonatiche in cui la sorgente di calore proviene direttamente dal mantello terrestre, il cui effetto è di favorire circolazioni convettive di fluidi all'interno degli ammassi strutturali, generalmente dotati di elevata permeabilità, riscaldate dal gradiente geotermico.

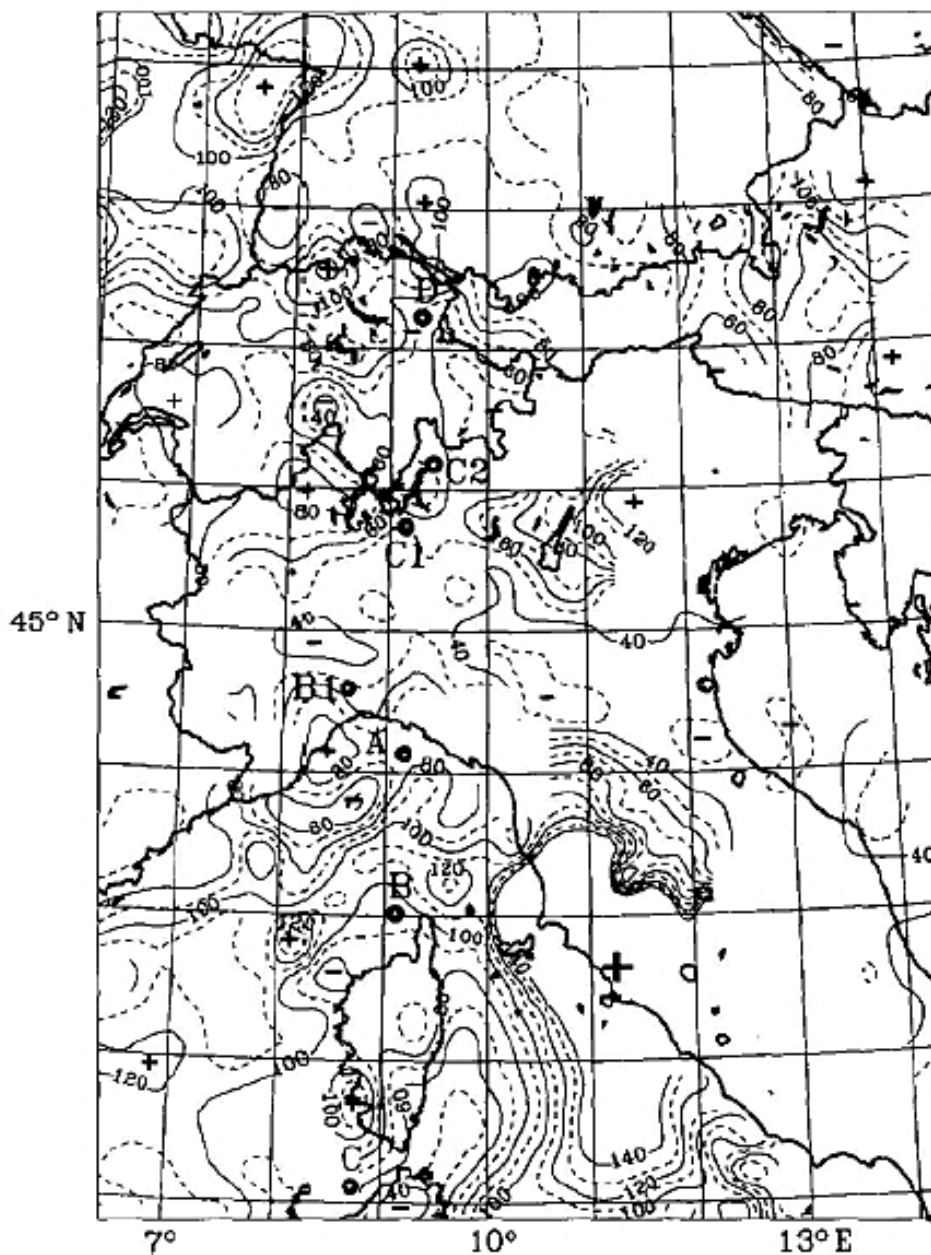


Fig. 2.2 – Mappa del flusso di calore geotermico dell'Italia centro-settentrionale. Valori espressi in mW/m^2 (Della Vedova *et al.*, 1995).

Tali contesti carbonatici sede di circuiti geotermici, quando sepolti al di sotto dei sedimenti quaternari delle pianure, possono costituire sorgenti di calore per gli acquiferi freddi contenuti nei depositi alluvionali e dare luogo a locali aumenti di temperatura. Altre volte, costituiscono direttamente i serbatoi geotermici dai quali i fluidi caldi risalgono verso la superficie seguendo linee di frattura profonde, determinando tipiche sorgenti termali (caso tipico dei margini padani ed appenninici).

Il termalismo del veronese appartiene a tale seconda tipologia genetica.

Il gradiente geotermico e il sistema idrotermale veronese

L'energia geotermica è una forma di energia sfruttabile che deriva dal calore presente negli strati più profondi della crosta terrestre.

Per quanto riguarda lo strato più superficiale, compreso tra la superficie terrestre fino alla profondità media di circa $18 \div 20$ m, la temperatura del terreno risente della temperatura esterna e quindi varia durante l'anno. Al di sotto dello strato

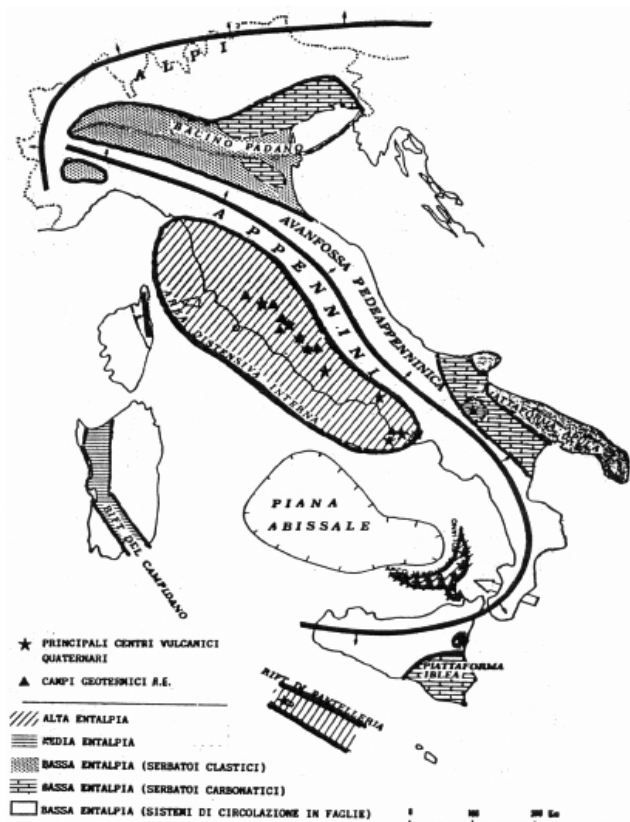


Fig. 2.3 – Mappa delle potenzialità geotermiche italiane (Gorgoni *et al.*, 1982).

di escursione stagionale è invece possibile definire una superficie *omoterma* (superficie a temperatura costante) che normalmente, nel sottosuolo, segue il profilo topografico sovrastante, con smussamenti ove vi sono asperità altimetriche e presenta locali variazioni riconducibili a fenomeni geologici circoscritti.

Il gradiente geotermico dà la misura dell'aumento di temperatura con la profondità. Sotto la superficie omeoterma la temperatura terrestre aumenta con un incremento che mediamente corrisponde a $2,5 \div 3,3$ °C ogni 100 m di profondità, ma che può variare sensibilmente a seconda delle zone del pianeta in cui si manifestano condizioni geologiche diverse generalmente accompagnate da anomali flussi termici provenienti dal mantello (generalmente $1,5 \div 7,0$ °C/100 m).

Al di sotto della superficie di omoterma, il gradiente geotermico, può essere calcolato, conoscendo (o stimando) le temperature a due profondità distinte, con la seguente formula:

$$\text{Gradiente geotermico [°K/m]} = (t_2 - t_1) / d_2 - d_1$$

in cui:

t_1 = Temperatura misurata alla profondità d_1 ;

t_2 = Temperatura misurata alla profondità $d_2 > d_1$.

A titolo esemplificativo, valido per il veronese, partendo da una temperatura media del terreno di circa 12 °C al di sotto dei primi metri dalla superficie ($10 \div 14$ °C) e considerando un incremento medio di $2,5 \div 3,3$ °C/100 m, la temperatura normale a 2.000 m di profondità si può ritenere compresa tra 62 e 72 °C, considerando cioè che nello spessore considerato

possono esistere delle variazioni del flusso di calore e della conducibilità termica che sono responsabili delle oscillazioni naturali del locale gradiente geotermico.

Tale gradiente corrisponde a circa 30 °C/km medi nella crosta terrestre, a 0,3 °C/km nel mantello e a 0,8 °C/km nel nucleo. All'interno della litosfera l'aumento della temperatura con la profondità non segue sempre un ritmo costante, nel senso che parti diverse del pianeta possono avere un diverso gradiente geotermico: vicino alle dorsali oceaniche (margini divergenti) si arriva a valori di oltre 400 °C/km o al contrario, nel sottosuolo di pianure in forte subsidenza i valori si riducono a 12 °C/km. Queste variazioni della temperatura interna della Terra vengono chiamate gradienti geotermici anomali.

Nell'ambito della crosta terrestre in cui è meno influente il contributo termico dovuto agli elementi radioattivi, il gradiente geotermico (T) è dato dal rapporto tra il flusso di calore geotermico (q) e la conducibilità termica del terreno (λ), secondo la seguente espressione:

$$T = q / \lambda \text{ [°K/m]}$$

Tale grandezza rappresenta una quantità fisica utilizzata per descrivere la direzione e l'intensità delle variazioni di temperatura e formalmente è un campo vettoriale, detto campo di temperatura, appartenente ad una funzione a più variabili in cui, generalmente, si considera che il verso di maggior crescita della temperatura sia disposto secondo la direzione verticale.

Considerando ad esempio uno spessore di terreno di 100 m che presenta una conducibilità termica media (λ) pari a 2,2 W/(m °K), soggetto al flusso di calore medio terrestre di 63 mW/mq, in questo caso il gradiente geotermico assume il va-

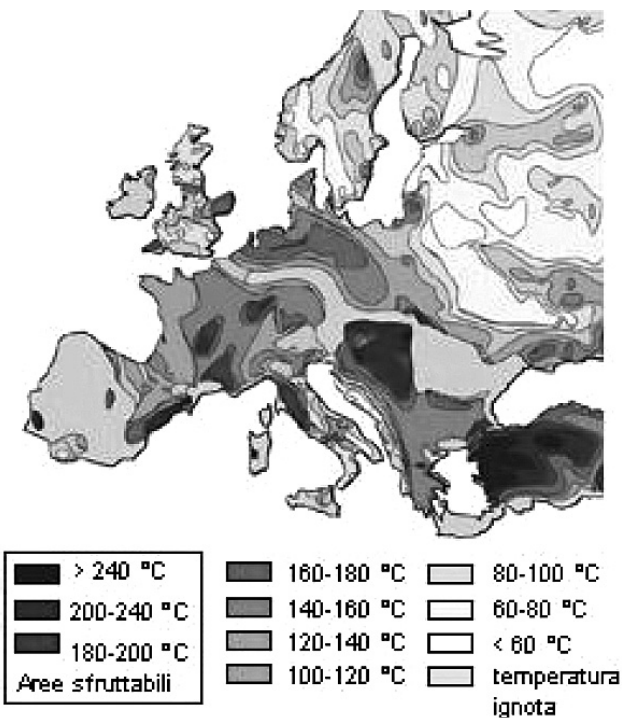


Fig. 2.4 – Temperature delle rocce in Europa a 5 km di profondità (Mongelli *et al.*, 1987 e Cataldi *et al.*, 1995).

lore medio di $3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ($= 0,03\text{ }^{\circ}\text{K}/\text{m}$).

Nel caso della Pianura Padana, in cui gli elevati spessori dei depositi alluvionali sono accompagnati da una forte subsidenza regionale, il flusso di calore tende ad essere di per se più ridotto rispetto alle zone circostanti (figg. 2.1 e 2.2) ed anche la conducibilità termica del terreno assume valori bassi per la presenza di litotipi molto porosi e spesso includenti elevati volumi di acqua (cfr. paragrafo 4.3). In questo contesto, pertanto, anche il gradiente geotermico presenta un valore minore rispetto a quello medio terrestre.

Semplificando, un sistema geotermico è in genere costituito da tre elementi fondamentali: la sorgente di calore, il serbatoio e il fluido che trasporta il calore. La sorgente può essere costituita dal normale calore interno prodotto dal pianeta (caso dell'idrotermalismo veronese) o un'intrusione magmatica posizionata a debole profondità dalla superficie. Il serbatoio è rappresentato da rocce permeabili nelle quali i fluidi possono circolare assorbendo o scambiando calore. Il fluido termale è generalmente costituito da acqua di origine meteorica, in fase liquida o di vapore, spesso arricchito da composti chimici e da sostanze volatili, il cui ciclo idrologico garantisce la rinnovabilità della risorsa.

Per essere economicamente vantaggiosi i sistemi geotermici devono essere preferibilmente poco profondi, possedere una circolazione del calore per conduzione e/o convezione ed essere protetti da coperture impermeabili in modo da limitare o impedire la dispersione dei fluidi e della temperatura. Nel sistema idrotermale del veronese (per lo più di tipo aperto) sono attivi un insieme di complessi processi idro-termodinamici in cui sono coinvolti fluidi caldi situati ad elevate profondità che danno luogo ad una falda acquifera idrotermale in continuo movimento e rinnovata da nuovi apporti meteorologici caduti nelle aree di ricarica.

La prima classificazione geotermica del territorio italiano risale al 1988, nell'ambito di una serie di provvedimenti legislativi volti a incoraggiare lo sviluppo dell'energia geotermica e alla compilazione dell'inventario delle risorse geotermiche nazionali.

Tramite tale classificazione sono state individuate e descritte le caratteristiche geotermiche delle aree più interessanti e promettenti, sia quelle con fluidi geotermici più caldi e pregiati per la produzione di energia elettrica, sia quelle zone con acque termali, talvolta comunque molto calde, che si prestano ad essere utilizzate per via diretta negli impianti di riscaldamento e per la balneoterapia.

Per quanto riguarda la produzione dell'energia elettrica, l'esplorazione geotermica effettuata dall'ENEL e dall'AGIP a partire dagli anni '80, ha individuato in poche zone dell'Italia le aree più favorevoli potenzialmente destinabili allo sfruttamento in tal senso, che risultano concentrate nella fascia pre-appenninica toscano-laziale-campana e nelle isole vulcaniche del Tirreno per un totale non maggiore dell'1% della superficie dell'in-

tero territorio nazionale. Le zone economicamente più promettenti si trovano in Toscana (zone di Larderello, Travale-Radicondoli, Monte Amiata) e in subordine nel Lazio e in Campania ove esistono rocce molto calde con temperature maggiori di $250\text{ }^{\circ}\text{C}$, ma purtroppo spesso dotate di permeabilità discontinue e talora prive di fluidi.

L'impiego della geotermia, sempre finalizzato alla generazione elettrica, ha prodotto un notevole sviluppo scientifico, tecnologico, industriale e sociale tanto da porre il nostro Paese in una netta posizione di leadership mondiale in questo ambito energetico. Dati relativi al 2006 evidenziano come la produzione geotermoelettrica italiana rappresenti circa il 10% di tutta la produzione mondiale che, in termini quantitativi, corrisponde a circa il 25% del fabbisogno elettrico della regione Toscana.

Questo importante traguardo è dovuto ai positivi risultati ottenuti nell'ambito delle strategie sulla reiniezione dei fluidi e al successo delle perforazioni profonde (fino a circa 4.000 m), nonché alle ricadute legate al rinnovamento e al miglioramento dell'efficienza di 12 impianti di generazione attualmente concentrati in Toscana e in particolare nelle Province di Pisa, Siena e Grosseto, in cui il vapore utilizzato proviene dai campi geotermici di Larderello, Travale-Radicondoli, Piancastagnaio e Bagnare.

Il recente progetto "Geotermia innovativa" promosso dall'ENEL, permette inoltre di tenere in viva considerazione anche bacini geotermici a bassa entalpia e più superficiali rispetto a quelli attualmente sfruttati in Toscana. La mappatura geotermica del territorio italiano ha in generale evidenziato che il potenziale geotermico, entro profondità accessibili di $3 \div 4\text{ km}$, è molto grande. A tal proposito, nella figura 2.5 sono inserite le aree più promettenti per contenere serbatoi geotermici dotati di temperatura di almeno $70\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 2.000 m di profondità, che sono considerati dei parametri fondamentali per rendere economicamente vantaggioso il lavoro di estrazione dei fluidi dal sottosuolo.

Tra le numerose aree di interesse geotermico italiane è stata individuata anche la zona compresa tra "Sirmione e la Val d'Adige" (n. 25 di Fig. 2.5) in cui, a seguito dei dati termici disponibili e di altre conoscenze geologiche in parte da confermare, si ritiene "probabile" la presenza di un serbatoio geotermico localizzato a $1.500 \div 2.000\text{ m}$ di profondità contenente fluidi primari alla temperatura di $70 \div 90\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Come si dirà, tale area, la più promettente ai fini

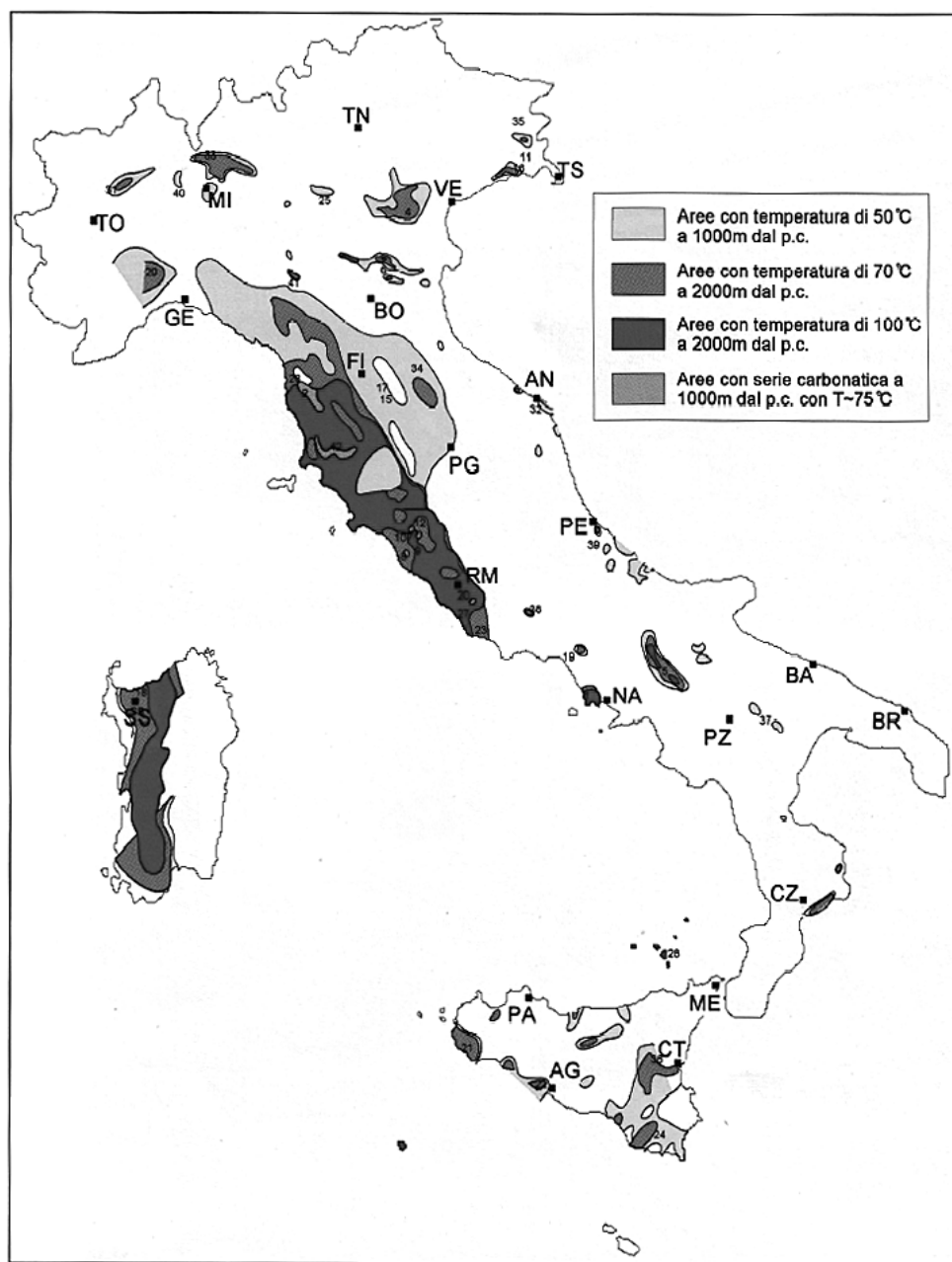


Fig. 2.5 – Aree di interesse geotermico in Italia in funzione della temperatura delle rocce a 2 km di profondità (Rybach, 2007).

energetici locali, coincide con il “Distretto termale della pianura settentrionale” ed essa presenta strette analogie idrogeologiche con le risalite termali di Sirmione.

In aggiunta alle aree indicate in Fig. 2.5, che rappresentano quelle di maggior interesse sotto il profilo energetico, il territorio italiano possiede numerose altre zone in cui la risorsa geotermica risulta meno pregiata e caratterizzata da temperature comprese tra $20 \div 50\text{ }^{\circ}\text{C}$, comunque adatta per costituire una risorsa termica (cioè non elettrica) da combinarsi alle pompe

di calore e allo sviluppo di impianti integrati di riscaldamento/raffrescamento. Dal punto di vista ambientale, tale energia possiede inoltre un impatto nullo o molto basso e rappresenta una valida alternativa ai tradizionali combustibili fossili i cui costi sono peraltro in continua ascesa.

Pertanto, come auspicato dalle direttive comunitarie europee, sarà necessario che nel prossimo futuro tale ingente potenziale energetico diffuso, fino ad ora rimasto ad un livello assai modesto, possa essere

	Localizzazione sul territorio italiano <i>Main Italian geothermal areas</i>	Temp. prevista <i>Estimated temp.</i> (°C)	Profondità del tetto del serbatoio <i>Depth to potential reservoir</i> (m)	Tipo di risorsa <i>Type of resource</i>	Tipologia del serbatoio <i>Type of reservoir</i>
1	CAMPI FLEGREI (Campania)	250	1200	AC	VULCANITI
2	VAL D'ERA (Toscana)	150/200	1500/2000	AC	ROCCE CARBONATICHE
3	GROSSETANO (M. LABBRO-GROSSETO-S.FILIPPO-ROCCALBEGNA) (Toscana)	100/150	1000/2000	AC	ROCCE CARBONATICHE
4	COLLI EUGANEI-ABANO-VICENZA (Veneto)	70/90	500/2000	AC	ROCCE CARBONATICHE
5	BENEVENTO-AVELLINO-M.FORCUSO (Campania)	100	1500/2000	AC	ROCCE CARBONATICHE
6	FERRARESE-MIRANDOLA (Emilia-Romagna)	70/90	1700/2000	AC	ROCCE CARBONATICHE
7	VITERBO (BAGNACCIO) (Lazio)	60	300	AC	ROCCE CARBONATICHE
8	CIVITAVECCHIA (TOLFA) (Lazio)	50/80	300/1000	AC	ROCCE CARBONATICHE
9	VITERBO (VICO) (Lazio)	70	700	AC	ROCCE CARBONATICHE
10	VITERBO (ISCHIA DI CASTRO) (Lazio)	50	400	AC	ROCCE CARBONATICHE
11	GRADO (FOCE del TAGLIAMENTO) (Friuli Venezia Giulia)	50	400	AC	Ghiaie e sabbia
12	FERENTO (VITERBO) (Lazio)	90	700	AC	ROCCE CARBONATICHE
13	PANTELLERIA (Isola di)	240	700	PR	VULCANITI
14	PANTELLERIA (Isola di)	140	300	PR	VULCANITI
15	SIENA (ACQUA BORRA) (Toscana)	70	600	PR	ROCCE CARBONATICHE
16	GRADO-FOCE TAGLIAMENTO (Friuli Venezia Giulia)	70	800	PR	ROCCE CARBONATICHE
17	SIENA (PALAZZETTO) (Toscana)	110	1300	PR	ROCCE CARBONATICHE
18	COGHINAS-CASTELDORIA (Sardegna)	100	1000	PR	GRANITO
19	ROCCAMONFINA-SUIO (Campania)	100	2000	PR	ROCCE CARBONATICHE
20	ROMA-COLLI ALBANI (Lazio)	90	1600	PR	ROCCE CARBONATICHE
21	TRAPANI (Sicilia)	90	2000	PR	ROCCE CARBONATICHE?
22	SCIACCA (Sicilia)	90	2000	PR	ROCCE CARBONATICHE?
23	FOGLIANO (Lazio)	80	1000	PR	ROCCE CARBONATICHE
24	IBLEI (GELA-CALTAGIRONE-RAGUSA) (Sicilia)	80	2000	PR	ROCCE CARBONATICHE
25	SIRMIONE-VAL D'ADIGE (Veneto)	70/90	1500/2000	PR	ROCCE CARBONATICHE
26	PIANURA PISANA-PISA-PONTEDERA-CASCIANA T. (Toscana)	60/70	1000	PR	ROCCE CARBONATICHE
27	LATINA (Lazio)	60	1400	PR	ROCCE CARBONATICHE
28	EOLIE (LIPARI) (Isole)	200	1000	PS	VULCANITI
29	ACQUI TERME (Piemonte)	100	2000/3000	PS	SCONOSCIUTO/Unknown
30	CAMPIDANO (Sardegna)	70/100	1500/2000	PS	SCONOSCIUTO
31	IVREA (Piemonte)	80	2000	PS	SCONOSCIUTO
32	ANCONA e DINTORNI (Marche)	70/80	1500/2000	PS	ROCCE CARBONATICHE
33	COMO-BERGAMO-VALBREMBANA (Lombardia)	70	1500/2000	PS	ROCCE CARBONATICHE
34	BAGNI DI ROMAGNA (Emilia-Romagna)	70	2000/3000	PS	SCONOSCIUTO
35	UDINE (Friuli Venezia Giulia)	60	1000	PS	ROCCE CARBONATICHE
36	CATANIA-PATERNO' (Sicilia)	70/90	1000/2000	PS	ROCCE CARBONATICHE
37	FOSSA BRADANICA (Puglie)	70	2000	PS	SCONOSCIUTO/Unknown
38	VALLE LATINA (Lazio)	50/70	1000/2000	PS	ROCCE CARBONATICHE
39	PESCARA e AREE LIMITROFE (Abruzzo)	70	2000	PS	Ghiaie e sabbia
40	MILANO-VALLE DEL TICINO (Lombardia)	70/80	2000	PS	Ghiaie e sabbia
41	FIDENZA-SALSOMAGGIORE (Emilia-Romagna)	70	2000	PS	Ghiaie e sabbia?
42	SUVERETO-MASSA MARITTIMA-ROCCASTRADA (Toscana)	75	1000	PS	ROCCE CARBONATICHE

Tabella 2.2 – Aree di interesse geotermico in Italia in funzione della temperatura delle rocce a 2 km di profondità relativa alla Fig. 2.5. Legenda: AC) risorsa accertata; PR) probabile; PS) possibile (Rybach, 2007).

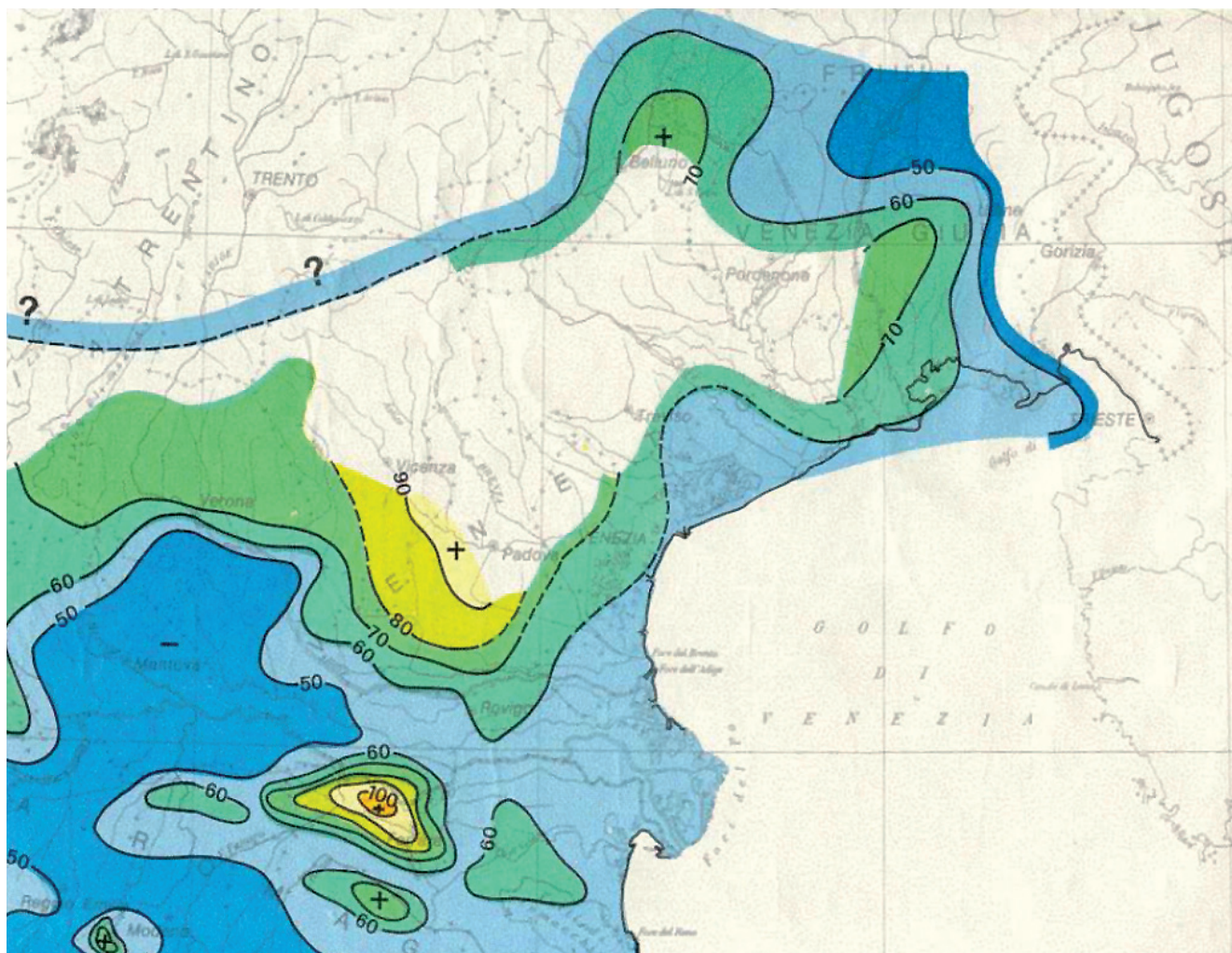


Fig. 2.6 – Carta delle isoterme della Regione Veneto a -2.000 m di profondità ricavata dai rilievi Agip del 1967 (Drigo, 2005).

sfruttato per ogni tipo di uso diretto così da costituire una frazione importante di qualunque mix energetico. Una proiezione riguardante lo scenario sulle previsioni di crescita degli usi diretti all'anno 2020 effettuata da Rybach (2007) evidenzia una crescita da un minimo di 6 ad un massimo di 9 volte rispetto al 2006, con un risparmio di $1,2 \div 1,8$ milioni di TEP (tonnellate equivalenti di petrolio) e la mancata emissione in atmosfera di $8 \div 10$ milioni di tonnellate all'anno di CO_2 in Italia.

Le pompe di calore

Le pompe di calore rappresentano una tecnologia ormai consolidata nella climatizzazione degli ambienti domestici ed industriali e molto semplicemente sono delle “macchine termiche” in grado di trasferire calore da un corpo a temperatura più bassa ad un corpo a temperatura più alta utilizzando energia elettrica.

Esse basano il loro funzionamento sul ciclo termodinamico inverso, ovvero una combinazione di trasformazioni termodinamiche mediante le quali una macchina operante in modo ciclico è in grado di trasferire calore da un livello di temperatura inferiore ad uno superiore attraverso l'apporto di energia dall'esterno. Il principio di funzionamento è analogo a quello che sta alla base di un comune frigorifero che, come noto, raffredda all'interno ma tende a riscaldare l'esterno.

Nella pratica le pompe di calore sono applicate in combinazione con gli scambiatori di calore da alloggiare nel terreno (ad esempio le sonde geotermiche verticali) e permettono di elevare la temperatura fornita dal sottosuolo fino ai valori desiderati per l'uso igienico-sanitario e per il riscaldamento. Normalmente sono reversibili e funzionano in ciclo estivo per i condizionatori, e in ciclo invernale al servizio dell'impianto di riscaldamento.

In un impianto di condizionamento (si veda il Capitolo 6) l'apporto geotermico del sottosuolo è in grado di fornire fino al 75% del fabbisogno energetico previsto, mentre il restante 25% sarebbe assicurato dall'elettricità consumata dalla pompa di calore.

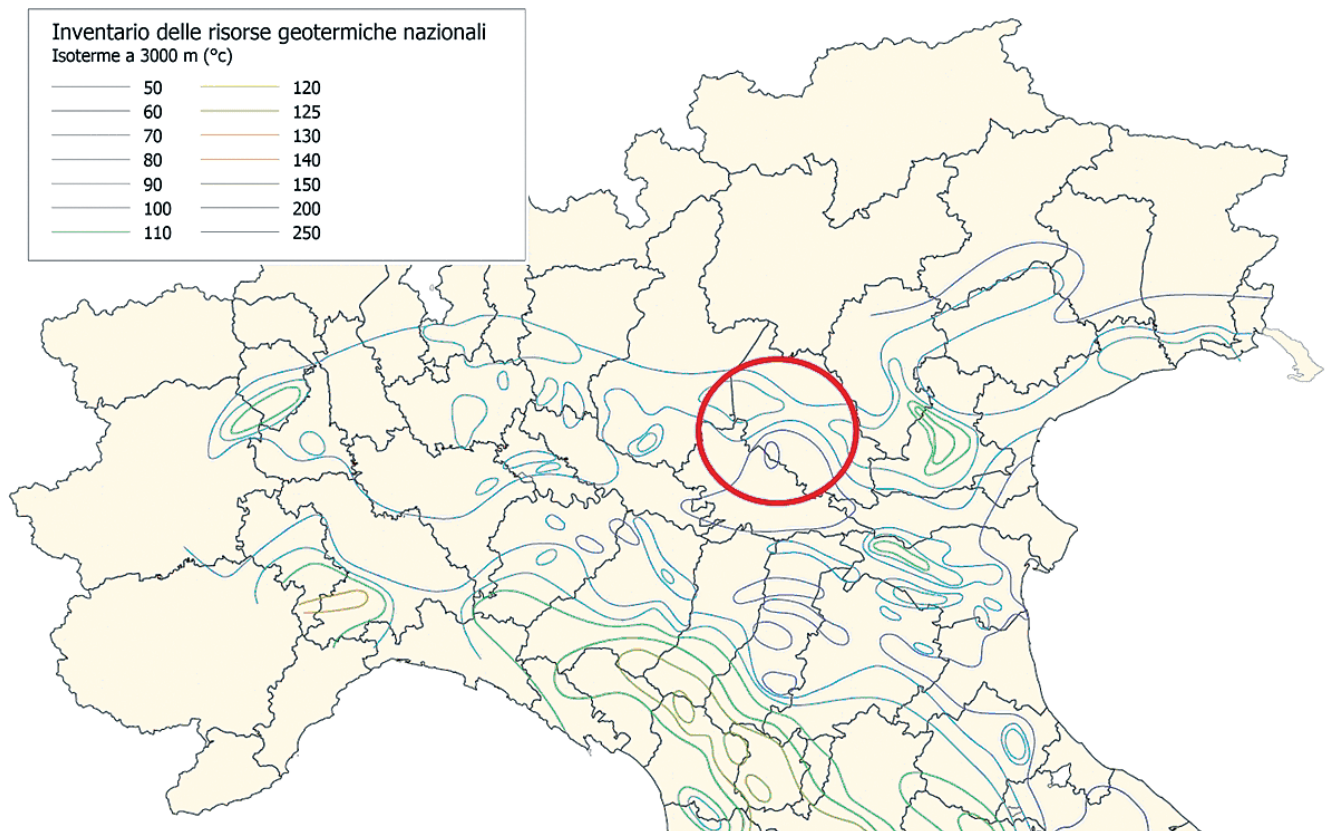


Fig. 2.7 – Mappa delle isoterme a 3.000 m di profondità aggiornata al febbraio 2010 in cui, per il veronese (area cerchiata in rosso), viene evidenziata l'esistenza di temperature comprese tra 80 e 100 °C (Ministero dello Sviluppo Economico – Direzione Generale per le Risorse Minerarie ed Energetiche).

L'efficienza di una pompa di calore è intesa come il rapporto tra l'energia termica resa all'ambiente da riscaldare e l'energia consumata e il parametro di riferimento prende il nome di C.O.P. (Coefficient of Performance) che dovrebbe essere sempre superiore a 4.

Sonde geotermiche verticali: vengono realizzate mediante perforazioni verticali della lunghezza da 50 a 150 m in cui sono calati 2 o 4 tubi di polietilene, entro i quali scorre un fluido avente funzione di prelevare o cedere calore (inverno-estate) al terreno. Importante è il loro dimensionamento, in termini di lunghezza e di tipologia dei materiali da utilizzare, in modo da garantire l'energia termica di scambio prevista.

Il Progetto "Geotermia innovativa"

Il Progetto "Geotermia innovativa", condotto dall'ENEL in collaborazione con il Politecnico di Milano, rappresenta un'applicazione degli studi tecnologici più avanzati nel settore geotermoelettrico e potrebbe trovare elevate potenzialità applicative su vaste aree del territorio italiano, compreso il veronese.

Esso si propone di valorizzare i sistemi idrotermali a bassa entalpia per la produzione di energia elettrica, ponendo l'accento sull'ottimizzazione del ciclo di lavoro e dei fluidi refrigeranti, con la possibilità di arrivare, nella condensazione a fred-

do, a 300 °C partendo da acque termali dotate di temperature di soli 60 °C.

L'area del veronese più promettente in tal senso è compresa tra Sant'Ambrogio di Valpurga e Colà di Lazise.

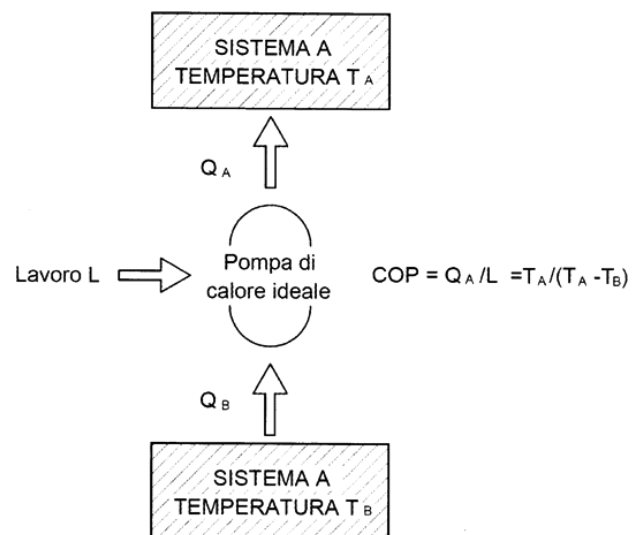


Fig. 2.8 – Schema termodinamico sul principio di funzionamento della pompa di calore (Basta & Minchio, 2008).

2.3 Le possibilità geotermiche del veronese (Enrico Castellaccio)

La struttura geologica del territorio italiano, che appartiene al sistema orogenetico Alpino, è costituita dalle catene Alpina e Appenninica. Quella appenninica rappresenta l'ossatura della penisola che separa un'avanfossa esterna dal nome padano-adriatico- ionica dotata di bacini geotermici definibili "freddi", da una fascia interna più "calda" conosciuta come tirrenica dove, come in Toscana e nel Lazio, nelle località di Larderello, Travale, Cesano, Agnano, si misurano gradienti geotermici elevati che vanno dai 5 ai 20 °C/100 m e flussi di calore fino a 402 mW/mq, quando il valore medio terrestre è pari a 63 mW/mq.

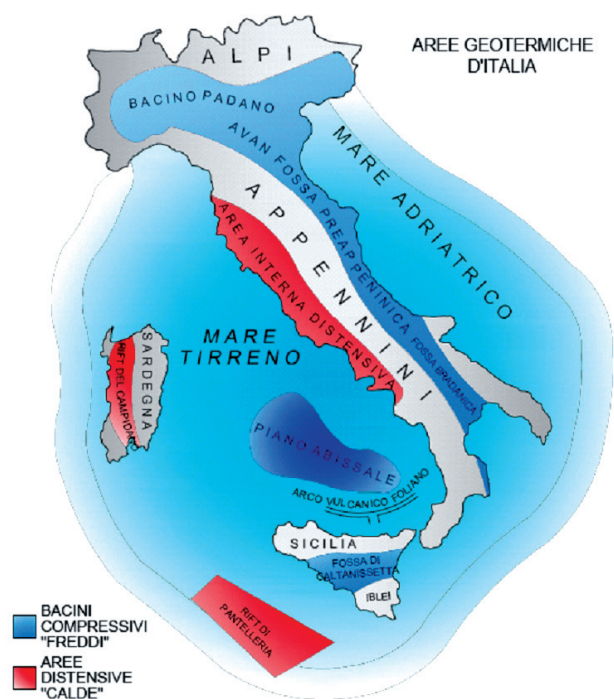


Fig. 2.9 – Quadro strutturale delle aree geotermiche d'Italia (ENI-AGIP, 1972).

Il Bacino Padano, in cui si inserisce il territorio veronese, fa parte dell'avanfossa esterna della catena appenninica ed è rappresentata da un bacino sedimentario originato dalla convergenza di placche litosferiche soggette ad una tettonica di tipo compressivo e trascorrente. Per tale bacino, le caratteristiche geotermiche generali tendono essere caratterizzate da valori di flusso termico generalmente inferiori a quelli medi terrestri per poi aumentare in corrispondenza della fascia pedemontana prealpina fino a flussi di calore medi compresi tra 60 m e 80

mW/mq (Mongelli *et al.*, 1991; Della Vedova *et al.*, 1995).

Ad esclusione di alcuni "alti strutturali" distribuiti nella pianura lodigiana e piacentina e tra Modena e Ferrara, in cui il gradiente geotermico è raramente inferiore a 24 °C/km (Rebonato, 2002), Sommaruga e Guglielminetti (1979) e Bortolami (1981) sulla base dell'interpretazione di numerose prospezioni AGIP attribuiscono al cosiddetto "bacino padano" gradienti geotermici dell'ordine di 15 ÷ 21 °C/km. Secondo tali autori i bassi valori del gradiente geotermico sarebbero dovuti soprattutto all'ispessimento della litosfera, al fenomeno della subsidenza regionale e al raffreddamento operato in varia misura dalla circolazione delle acque meteoriche che, mescolandosi anche con quelle geotermiche, talora fanno scendere i valori anche al di sotto dei 12 °C/km.

Nella pianura veronese, in cui il substrato roccioso prequaternario risulta relativamente superficiale (profondità di 500 ÷ 600 m) e in continuità con le porzioni più interne della catena alpina, si ritiene invece più verosimile l'esistenza di gradienti geotermici normali dell'ordine di 30 °C/km.

In provincia di Verona le temperature "normali" delle acque cosiddette fredde, relative alle falde acquifere comprese entro i 300 – 600 m di profondità, sono dell'ordine dei 12 ÷ 14 °C e pertanto, quando si rinvenivano temperature superiori (15 °C e più) si parla di "anomalia termica".

La pianura veronese presenta la serie stratigrafica composta verso l'alto da terreni clastici quaternari (ghiaie, sabbie e argille) dello spessore accertato da pochi metri fino ad oltre 1.150 m (Pozzo AGIP – Nogarole Rocca 1), che poggiano su di un substrato calcareo-marnoso e dolomitico di età compresa tra il terziario e il mesozoico.

Nell'ambito del territorio veronese esistono due tipi di serbatoi di fluidi geotermici a pressione idrostatica:

— "serbatoi carbonatici", contenuti nelle rocce lapidee del substrato prequaternario della pianura e nelle compagini rocciose profonde dei rilievi alpini e prealpini. Tali serbatoi sono ritenuti i più interessanti sotto il profilo della potenzialità idrotermale, ma anche i più sensibili a situazioni di sovrasfruttamento: presentano buona permeabilità per fratturazione e per carsismo, e sono sede di movimenti attivi di convezione delle acque calde che convogliano i fluidi al di sotto e/o a contatto con i sedimenti permeabili della pianura. Talora, i movimenti di acque

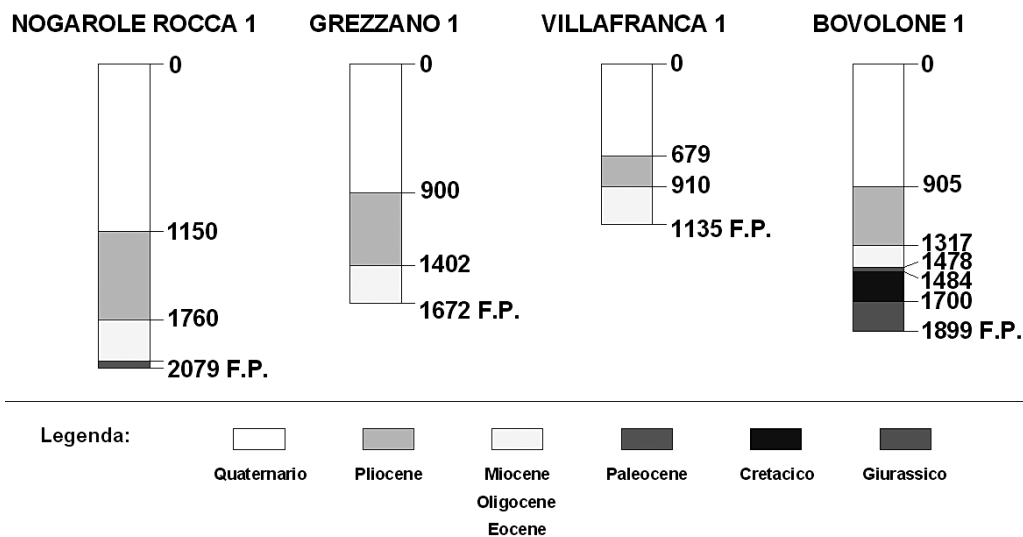


Fig. 2.10 – Colonne litostratigrafiche dei sondaggi profondi (AGIP) nella pianura veronese (Antonelli *et al.*, 1990, ridisegnata).

calde all'interno delle rocce calcareo-dolomitiche costituenti il substrato fino alla pianura, determinano aree in cui si verifica, per l'accumulo o per il fluire delle acque calde, una concentrazione di calore maggiore rispetto alle zone circostanti;

— “*serbatoi clastici*”, contenuti nei sedimenti quaternari sciolti della pianura, normalmente caratterizzati dalla presenza di acque dolci fino a 300 ÷ 350 m dalla superficie, al di sotto delle quali si incontrano acque salmastre e/o salate. L'esistenza di acquiferi termali nel contesto sotterraneo della pianura è legata alle dispersioni e alla discarica del più profondo sistema geotermico sviluppato in roccia, il cui fronte caldo in linea di massima va dal Lago di Garda al vicentino ed oltre. Il valore della temperatura riscontrato per le acque di tali acquiferi (freatici ed artesiani) dipende sia dai rapporti di mescolanza dei flussi termali con le acque fredde locali ma, talora, anche dalla temperatura primaria delle stesse acque termali fuoriuscenti dal substrato roccioso.

Il sottosuolo profondo della Pianura Padana

Secondo lo studio condotto da Cassano *et al.* (1986) le caratteristiche geologiche del sottosuolo profondo della Pianura Padana, evidenziano che gli strati rocciosi prequaternari individuati al di sotto dei depositi alluvionali della pianura veronese sono la continuazione delle stesse rocce che affiorano in corrispondenza dei rilievi lessinei e baldensi.

Il substrato roccioso si immergerebbe con gradualità verso le aree centrali della Pianura Padana a costituire una sorta di monoclinale sepolta, mentre, più a Sud sono presenti le dorsali di Cavone-Ferrara e di Solecchio-Parma che rappresentano il margine esterno appenninico, ripiegato e sovrascorso su se stesso verso Nord (Fig. 2.11).

Per localizzare le aree di maggiore termalismo del veronese occorre considerare un ambito particolare della pianura, ovvero quello situato nella fascia pedecollinare a ridosso dei rilievi prealpini che corrisponde all'affioramento a livello del substrato di una fascia di deformazione tettonica con movimenti trascorrenti che, a tratti, permette una forte circolazione dei fluidi provenienti dal circuito idrotermale sviluppato a monte.

Attraverso la sovrapposizione degli aspetti tettonici, delle misure termometriche e chimiche effettuate su numerosi pozzi e sorgenti che drenano, a vari livelli, le rocce affioranti o sepolte e i materiali sciolti della pianura, è stato possibile tracciare dei limiti di affioramento delle acque termali a livello provinciale.

Nell'ambito del veronese, la presente indagine ha permesso di identificare con buona approssimazione alcune aree geograficamente distinte, definite “distretti termali”, in cui all'interno è possibile distinguere “campi termali” più circoscritti caratterizzati da omogenee condizioni geologiche, termometriche e chimiche.

Le aree più termalizzate sono comprese nella fascia che collega Sirmione (BS) con S. Ambrogio di V.la in cui le temperature medie variano da Ovest verso Est tra circa 70 e 45 °C. Procedendo verso il veronese orientale la temperatura dei fluidi tende a diminuire ulteriormente fino a valori compresi tra 20 e 31 °C tra Caldiero e S. Bonifacio.

Esternamente alle aree ritenute più omogenee per il rinvenimento di fonti di acque calde, esistono isolate segnalazioni di pozzi con anomalia termica a bas-

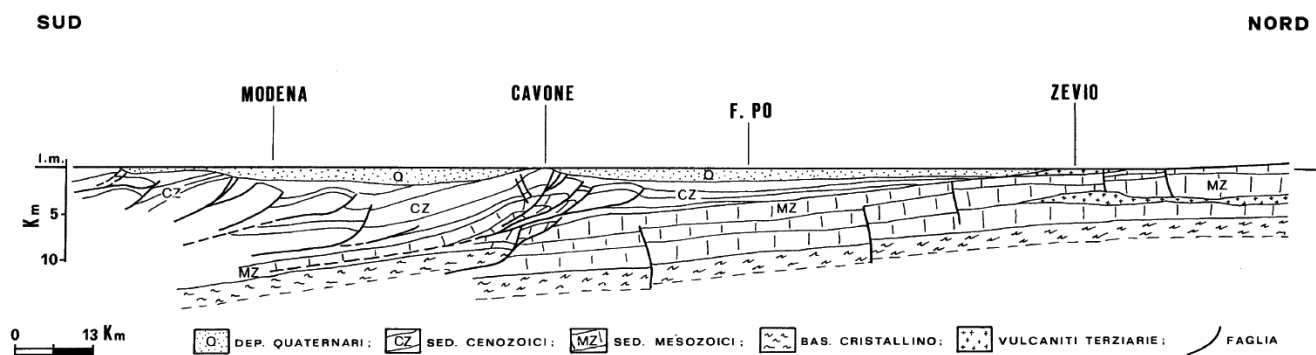


Fig. 2.11 – Profilo geologico riguardante la pianura veronese e parte di quella padana (Cassano *et al.*, 1986, modificato).

so termalismo ($15 \div 22\text{ }^{\circ}\text{C}$), la cui presenza testimonia, da una parte la vasta diffusione del sistema idrotermale e dall'altra, l'esistenza di complessi fenomeni idrogeologici alla base della circolazione dei fluidi.

1. Distretto termale della pianura orientale – A. I

Comuni interessati sono: Caldiero, Belfiore, Colongola ai Colli, Lavagno, S. Martino B.A., S. Bonifacio, Zevio, Ronco all'Adige, Arcole (Fig. 2.17).

In questo settore le acque termali presentano una temperatura variabile tra $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ fino a $31\text{ }^{\circ}\text{C}$ e possono essere classificate tra le acque bicarbonate con residuo fisso di circa 460 mg/l (si veda il paragrafo 2.6).

Il rinvenimento di acque calde è reso possibile soprattutto mediante perforazioni idriche che sfruttano le falde acquifere freatiche ed artesiane ospitate per lo più nei terreni sabbiosi di origine atesina, in cui le acque si presentano termalizzate a seguito della diffusione dei fluidi caldi che fuoriescono dal sottostante substrato roccioso attraverso una serie di "spaccature" di origine tettonica.

I prelievi di acque a più alta temperatura (tra 26 e $31\text{ }^{\circ}\text{C}$) si verificano mediante pozzi che pescano direttamente dal substrato roccioso calcareo in corrispondenza all'area di Caldiero ed in particolare, presso e nell'intorno delle Antiche Terme di Giunone. In questa zona esisterebbe una condizione geologica e tettonica particolare capace di favorire una facile salita idrotermale ed essa può essere identificata nel Campo termale di Caldiero. Tale area è costituita da una dorsale rocciosa sepolta ubicata a Sud del Monte Rocca che si approfondisce fin oltre 130 m dal piano di campagna in direzione meridionale, ove si trova località Fornaci.

Nell'ambito di tutto il distretto, la zona circostante le Antiche Terme di Giunone corrisponde a quel-

l'area dotata di maggiore termalismo e nella quale si verificano le principali e copiose risalite di fluidi caldi dal substrato roccioso.

Essa costituisce il Campo termale di Caldiero della superficie di circa 100 ettari, compresa tra le Antiche Terme di Giunone e le località Canova, Pastrope, Santi e Fornaci. Entro tale zona il sottosuolo è interessato da una rilevante portata idrotermale fuoriuscente dal fronte roccioso sepolto capace di modificare termicamente le falde acquifere (freatiche ed artesiane) della sovrastante pianura alluvionale per uno spessore di oltre un centinaio di metri (si veda il paragrafo 5.1).

In quest'area i valori massimi di temperatura misurano $31\text{ }^{\circ}\text{C}$ ed essi riguardano acque del sottosuolo provenienti da un pozzo di tipo esplorativo realizzato per conto dell'Autorità di Bacino Nazionale del Fiume Adige in località Fornaci del Comune di Caldiero spinto alla profondità di 150 m (Fig. 2.13).

Presso località Lendinara di Zevio, un'altra perforazione profonda 60 m dal piano di campagna ha riscontrato un'altra area, più circoscritta della precedente, in cui si rinvenivano acque alla temperatura di $28,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ provenienti da una falda artesianica zampillante contenuta nei sedimenti alluvionali (Sighinolfi *et al.*, 1982).

In corrispondenza del Campo termale di Caldiero, le acque calde contenute nella compagine rocciosa del substrato roccioso risultano in pressione e tendono spontaneamente a diffondersi nei materiali porosi alluvionali o a zampillare al di sopra del piano di campagna fino ad alcuni metri ($+2/+8\text{ m}$). Tale condizione di artesianesimo dell'acquifero termale è quindi all'origine della diffusa anomalia termica presente nelle falde acquifere freatiche ed artesiane contenute in alluvioni a cui si associano modificazioni del loro contenuto chimico.

Nell'ambito di tutto il veronese le caratteristiche

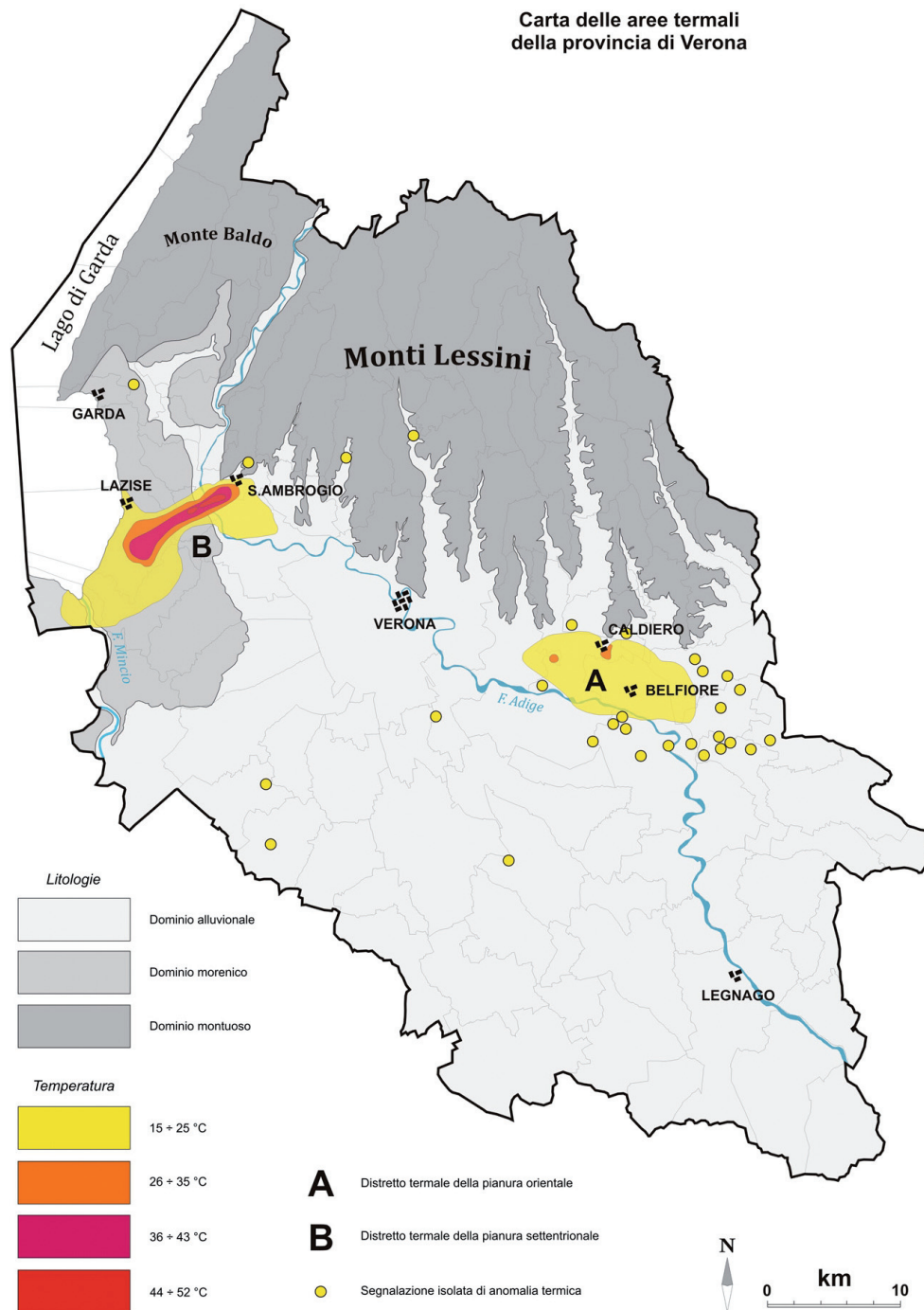
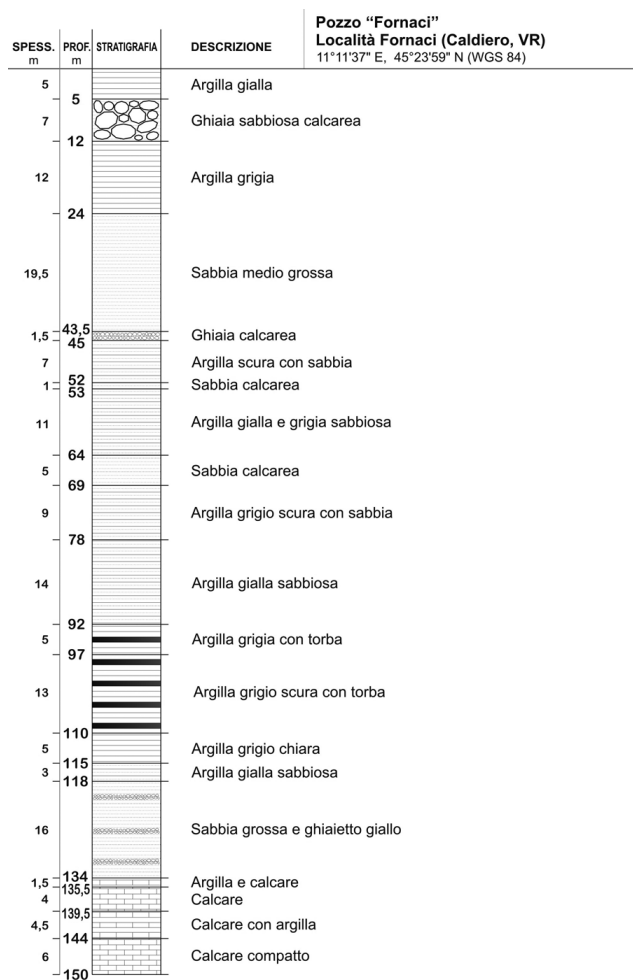


Fig. 2.12 – Carta dei distretti termali della provincia di Verona con indicazione del grado di termalismo e delle principali segnalazioni isolate di pozzi con anomalia termica (disegno S. Zannotti).

idrogeologiche di tale distretto risultano peculiari per l'elevato artesianesimo zampillante e per l'esistenza delle sorgenti Brentella e Cavalla, le uniche sorgenti termali della Provincia di Verona.

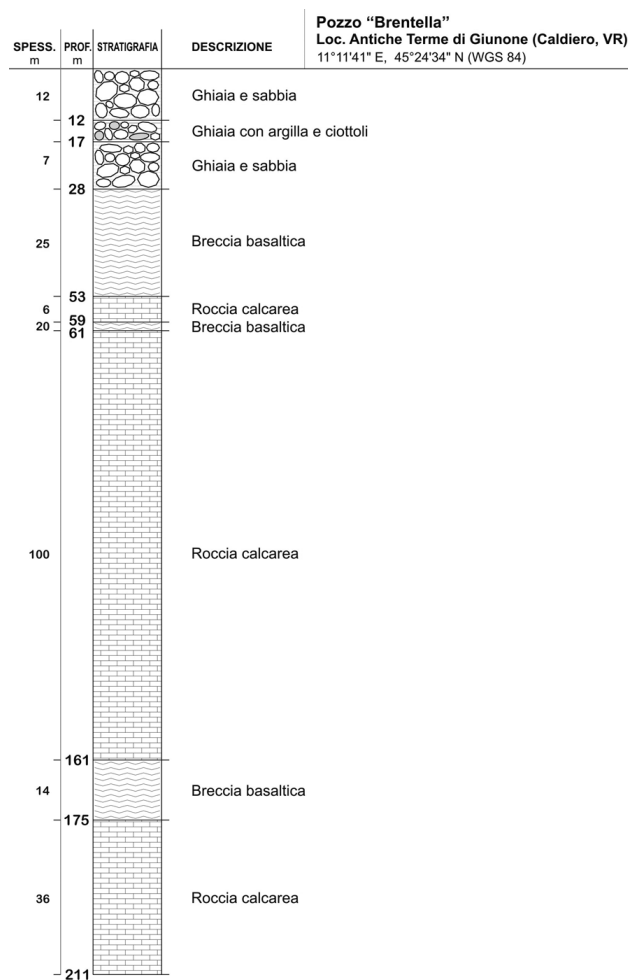
Tali sorgenti storiche, la cui origine è riconducibile a particolari condizioni deposizionali da parte di

sedimenti alluvionali atesini avvenute durante il Pleistocene superiore (al termine dell'ultima grande fase glaciale Würm), presentano la temperatura di $26,6 \pm 0,5$ °C ed esse, conosciute da centinaia di anni, sono state considerate tra le migliori e più rinomate terme d'Europa durante il Rinascimento.



P.c.: 24 m; Ø scavo: 311 mm; T_{100} : 30 + 31 °C; portata spontanea al p.c.: 15 l/s; in roccia; filtri da -126 + -138 m (in ghiaia e sabbia); livello statico: +2 + +4 m p.c.; zampillante; non accessibile (realizzato da Autorità di Bacino Fiume Adige).

Fig. 2.13 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo “Fornaci” (disegno S. Zannotti).



P.c.: 26,5 m; Ø scavo: 300 mm; T_{100} : 26,2 + 26,3 °C; Q: 7 + 15 l/s (da 30 a 50 mc/ora); Q media: 14 l/s (2010); zampillante; filtranti in roccia; uso termale; a bocca aperta; anno 1900; livello statico: +2 + +4 m p.c.

Fig. 2.15 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo “Brentella” (disegno S. Zannotti).



Fig. 2.14 – Panoramica del Distretto termale della pianura orientale visto da Nord con, in primo piano, il colle isolato del Monte Gazzo e del Monte Rocca ai piedi del quale si trovano le Antiche Terme di Giunone (foto E. Castellaccio).

2. Distretto termale della pianura settentrionale
 – **B.** I comuni interessati sono: Sant’Ambrogio di V.la, San Pietro in Cariano, Pescantina, Pastrengo, Lazise, Bardolino, Peschiera d/G e Castelnuovo del Garda.

In questo settore le acque più calde fino ad ora riscontrate presentano valori di temperatura variabili tra 46 e 52 °C, ed esse, a seconda delle località e del termalismo, possono essere classificate salso-solfato-calciche o clorurato-sodiche con valori di residuo fisso fino a circa 1,2 g/l (si veda il paragrafo 2.6).

Attorno alle aree più termalizzate si rinvencono acque calde dotate di temperatura minore e variabile tra 15 ÷ 25 °C che localmente sono contenute negli acquiferi freatici dei depositi alluvionali della pianura

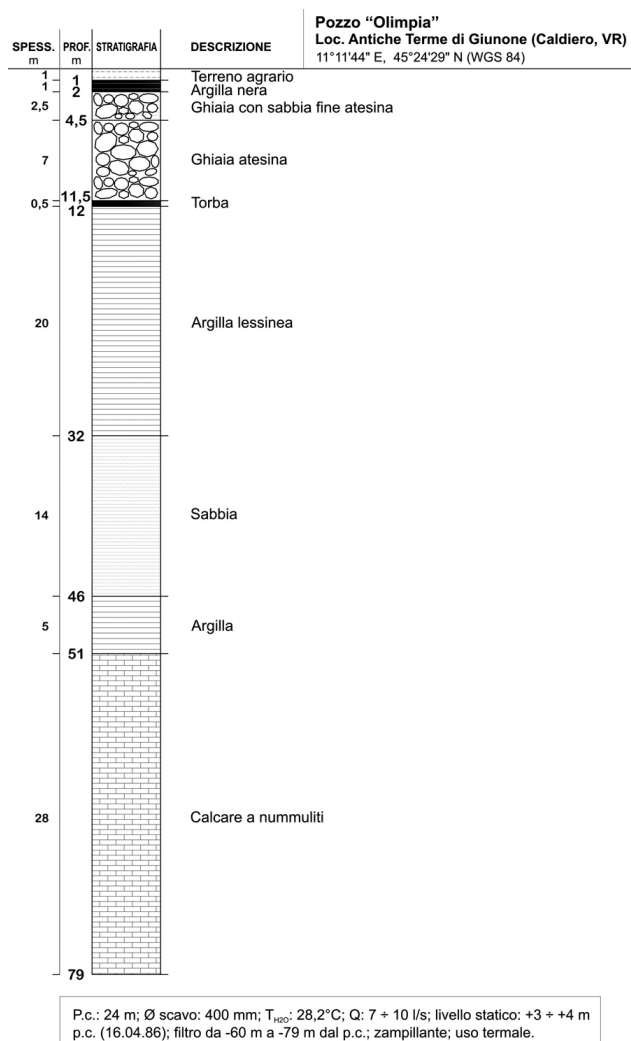


Fig. 2.16 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo "Olimpia" (disegno S. Zannotti).

atesina presso Domegliara e Pescantina, oppure negli acquiferi artesiani dei sedimenti fluvioglaciali del grande apparato del Garda meridionale, compresi tra la riviera gardesana e l'entroterra morenico fino a Pastrengo.

Nell'ambito di tale distretto è possibile distinguere due settori, diversi per condizioni idrogeologiche, poiché appartenenti ad unità geomorfologiche ben distinte: verso Est, si trova il Campo termale dei comuni di Sant'Ambrogio di Valpolicella, San Pietro in Cariano e Pescantina, mentre più ad Ovest si sviluppano le aree termali dei comuni di Pastrengo, Lazise, Bardolino, Peschiera d/G. e Castelnuovo del Garda.

Il campo termale orientale (comuni di Sant'Ambrogio di Valpolicella, San Pietro in Cariano e Pescantina) fa parte dell'unità geomorfologica dell'Alta

pianura veronese in senso stretto, caratterizzata da un materasso alluvionale ghiaioso con sabbia, potente da circa 50 m fino ad oltre 200 m, che appoggia su di un substrato calcareo che si trova in continuità litologica e strutturale con le rocce affioranti nella fascia collinare.

In esso, il rinvenimento delle acque calde avviene soprattutto mediante pozzi che raggiungono il substrato roccioso situato tra -60 ÷ -130 m dal piano di campagna e in cui le temperature variano tra un minimo di 15 °C fino a un massimo 46 °C. I valori più alti riguardano gli attingimenti circoscritti nell'intorno del rilievo isolato del Colle Montindon e nell'area che prosegue verso le frazioni di Domegliara e Ospedaletto, fino all'ampia pianura dell'Adige denominata Il Campagnon, in cui le acque normalmente presentano valori compresi tra 36 °C fino ai 46 °C e sono dotate di una salinità di poco superiore a 1,1 g/l.

Esternamente a tale area più competente, esiste un vasto territorio di pianura compreso tra le frazioni di Ponton, S. Lucia fino a Pescantina, in cui i numerosi pozzi sviluppati nei sedimenti alluvionali presentano acque calde con temperature generalmente comprese entro i 20 ÷ 25 °C.

L'acquifero termale in s.s. è contenuto in roccia ed è dotato di artesianesimo, ma mai zampillante e i livelli statici, a seconda delle zone, si mantengono a profondità variabili tra -50 e -90 m dal piano di campagna. Nella pianura alluvionale atesina compresa tra Domegliara e Pescantina (tra le località Campagnon, Fossa Fumara e Ospedaletto) il livello spontaneo raggiunto dalle acque calde in risalita si raccorda alla quota dell'acquifero freatico che è localizzandosi tra -50 e -70 m dal piano di campagna.

La produttività degli attingimenti alimentati dall'acquifero termale contenuto nel substrato roccioso si presenta molto variabile e legata al grado di fratturazione della compagine rocciosa che ne condiziona il volume idrico di ricarica entro la colonna dei pozzi. Per talune opere la produzione si limita a valori inferiori al litro al secondo, mentre per altre la portata misurata arriva a 75 l/s con temperature di 40 ÷ 46 °C.

Come precedentemente citato, al Distretto termale della pianura settentrionale appartiene anche un secondo settore termale, situato ad Ovest rispetto al precedente. Esso è interamente sviluppato nell'unità geomorfologica del grande apparato morenico del Garda in cui, dal punto di vista stratigrafico, coesistono sedimenti morenici in s.s. dotati di

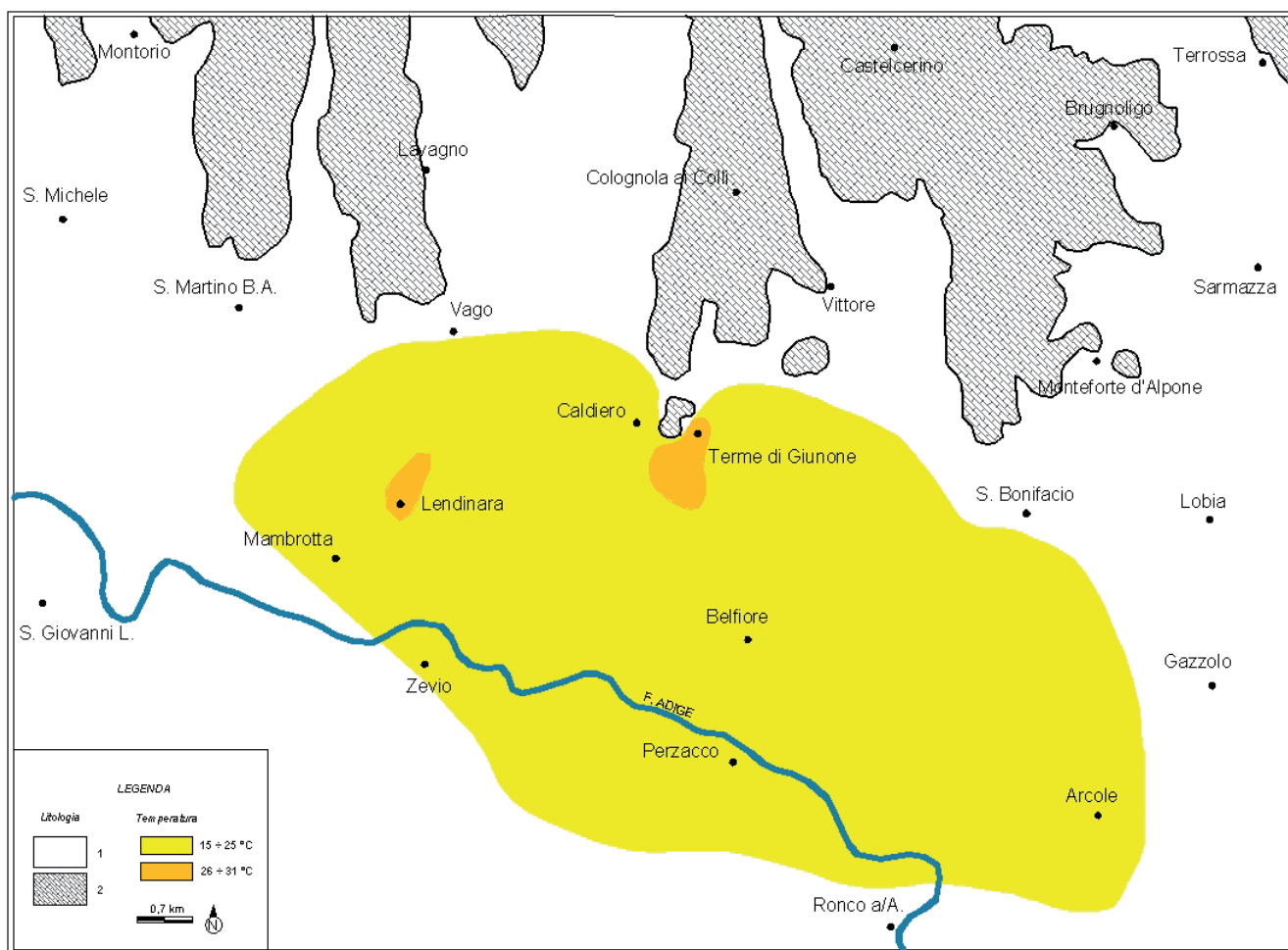


Fig. 2.17 – Area di diffusione delle acque termali nel Distretto termale della pianura orientale. Legenda: 1) depositi alluvionali; 2) rilievi collinari (disegno E. Castellaccio).



Fig. 2.18 – La piscina circolare Brentella con il pozzo Brentella infisso al suo interno nei primi anni del 1900 (foto E. Castellaccio).

bassa permeabilità e sedimenti fluvioglaciali porosi, caratterizzati da buone-elevate condizioni di drenaggio, in cui trovano sviluppo acquiferi freatici ed artesiani.

La grande variabilità litologica e strutturale dei corpi sedimentari che costituiscono i depositi morenici e i materassi porosi fluvioglaciali determina, anche su brevi distanze, brusche variazioni di permeabilità che condizionano la diffusione in verticale e in orizzontale delle acque termalizzate provenienti dal basamento roccioso. È, infatti, una caratteristica di tutto l'ambito morenico riscontrare pozzi per acqua che intercettano strati acquiferi dotati di temperatura diversa all'interno della stessa perforazione (si veda il pozzo La Quercia – paragrafo 5.3), oppure pozzi dotati di elevata temperatura nel cui intorno e alle stesse quote, persistono condizioni di minore termalismo e di disponibilità idrica (per esempio l'area termale di Piovezzano).



Fig. 2.19 – Panorama dell'area termale di S. Ambrogio – Pescantina in cui, sullo sfondo, sono visibili le colline moreniche ove è situata l'area termale di Piovezzano (foto E. Castellaccio).

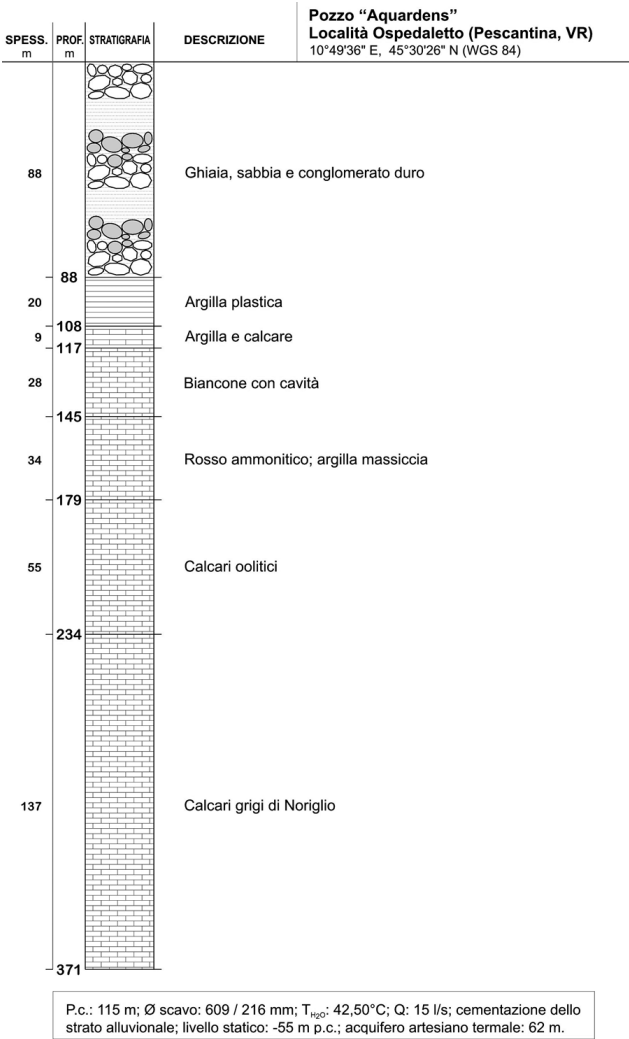


Fig. 2.20 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo "Aquadens" (disegno S. Zannotti).

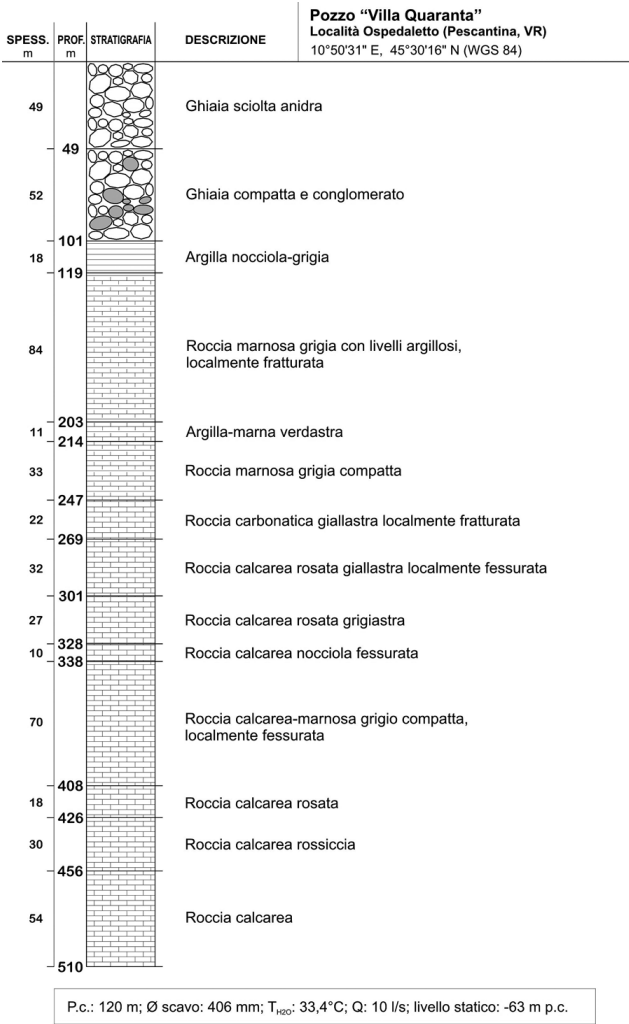


Fig. 2.21 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo "Villa Quaranta" (disegno S. Zannotti).

Nell'area morenica del Distretto termale della pianura settentrionale, la fascia più promettente per la ricerca di acque calde dotate di temperature più elevate è compresa tra le frazioni di Piovezzano e Colà di Lazise e, in particolar modo, nell'intorno delle medesime località si concentra il maggior numero di pozzi profondi, compresi tra i -140 e i -240 m dal p.c., che permettono di emungere acque con valori di temperatura compresi tra i 35 e 52 °C (Fig. 2.22).

Esternamente a tale fascia si trova un ampio territorio compreso tra i comuni di Bardolino, Lazise, Castelnuovo del Garda e Peschiera d/G. in cui, sempre attraverso pozzi infissi a profondità variabili tra una decina di metri fino a circa 150 m entro gli acquiferi freatici ed artesiani, possono essere rinvenute acque dotate di anomalia termica con valori di temperatura generalmente compresi entro i 25 °C.

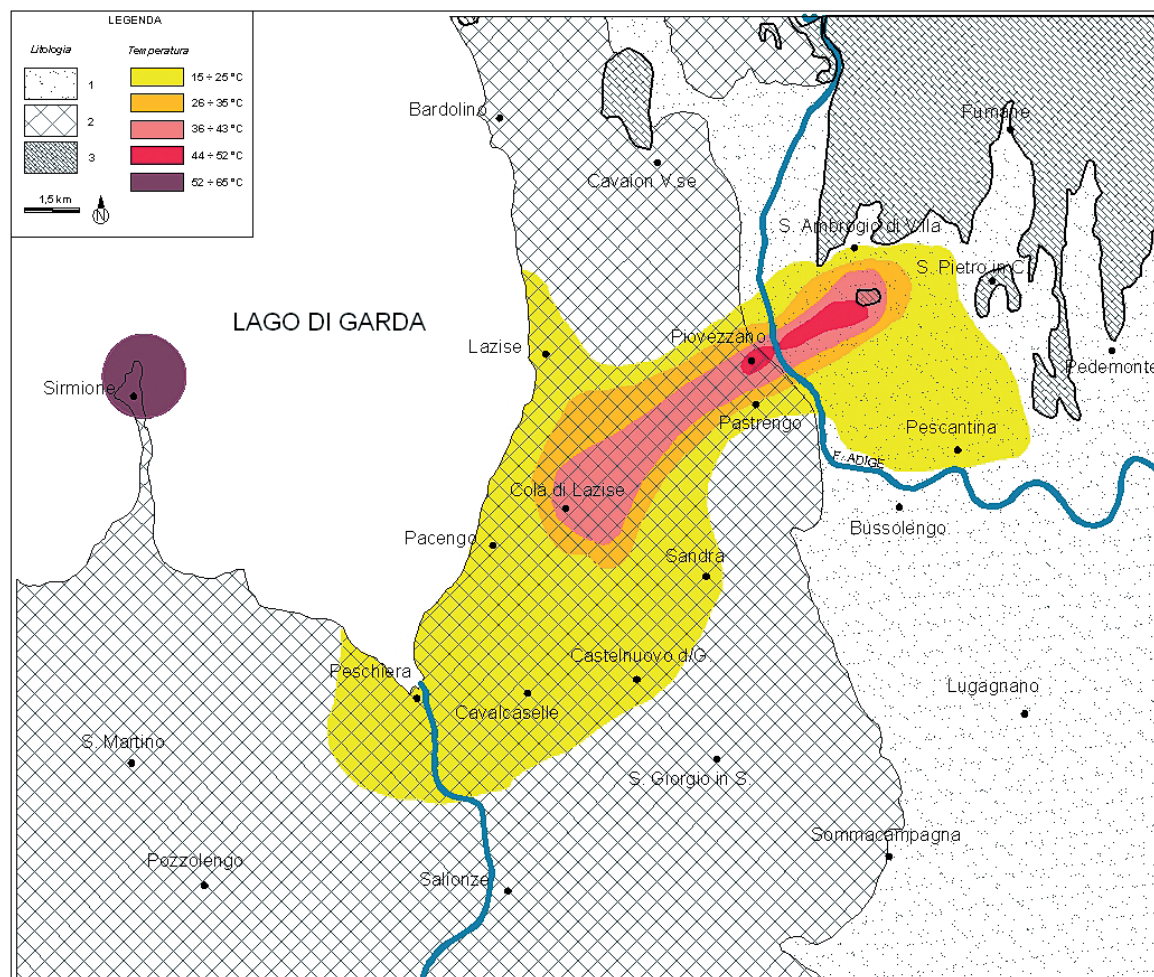


Fig. 2.22 – Area di diffusione delle acque termali nel Distretto della pianura settentrionale. Legenda: 1) depositi alluvionali; 2) depositi morenici; 3) rilievi collinari (disegno E. Castellaccio).

In questo ambito rivierasco del Garda, la presenza delle anomalie termiche è riconducibile sia alle dispersioni dei fluidi termali provenienti dal substrato roccioso che ad una circolazione termale suborizzontale sviluppata all'interno di sedimenti fluvioglaciali porosi alimentata dalle dispersioni provenienti dalla fascia termale più competente compresa tra Colà di Lazise e Piovezzano (cfr. i paragrafi 2.4, 3.4, 5.3).

Per quegli acquiferi confinati e dotati di un basso tasso di rinnovamento, all'aumento della temperatura si accompagnano anche elevate concentrazioni di alcuni parametri chimici, quali ferro, ammoniaca, manganese, alluminio e talora arsenico, che spesso rendono l'acqua non potabile o dotata di scadenti requisiti organolettici e, quindi, compromessa anche per l'uso crenoterapico. Per tali situazioni, tipicamente caratterizzate da valori di temperatura compresi entro i 15 ÷ 25 °C, sembra che la situazione

idrochimica del sottosuolo sia condizionata da alcuni fattori concomitanti quali l'esistenza di significative pressioni idrostatiche e la presenza di livelli torbosi disposti a varie quote che tendono a rilasciare in soluzione particolari prodotti di alterazione in risposta al riscaldamento ricevuto.

Nello specifico, le reazioni chimiche che vi si svolgono sarebbero principalmente condizionate dal pH il cui valore tendenzialmente basico (> 7), favorirebbe un aumento della solubilità degli elementi chimici normalmente presenti in relazione all'aumento della temperatura e della pressione di confinamento. Nel nostro contesto, un maggiore valore del pH nelle soluzioni contenute all'interno di terreni argilloso-sabbiosi con elevato contenuto di sostanza organica, tende a mobilitare in modo particolare metalli e metalloidi (As, Al, Cr, Zn, Mn, Fe) che divengono potenzialmente tossici a certe concentrazioni.



Fig. 2.23 – Panorama dell’ambito morenico del Distretto termale della pianura settentrionale compreso tra Pastrengo e Colà di Lazise e, sullo sfondo, la penisola di Sirmione (foto L. Agostini).



Fig. 2.24 – Panorama della frazione di Piovezzano appartenente all’area morenica del Distretto termale della pianura settentrionale (foto E. Castellaccio).

In tutto il settore morenico i pozzi termali fino ad ora realizzati sono stati infissi esclusivamente nei materiali quaternari senza mai raggiungere il substrato roccioso. Appare comunque evidente che per le acque calde a più alta temperatura (> 40 °C) è possibile invocare la presenza nel sottosuolo di regolari e potenti livelli ghiaiosi permeabili in stretto collegamento idrogeologico col basamento roccioso relativamente poco profondo (400 ÷ 600 m dalla superficie) da cui si verificherebbe la fuoriuscita dei fluidi termali. Per tale contesto geologico, compreso tra Colà di Lazise e Piovezzano (Fig. 2.22), i dati idrochimici rivelano nulle o minime mescolanze dei fluidi termali profondi con gli acquiferi superficiali, mentre

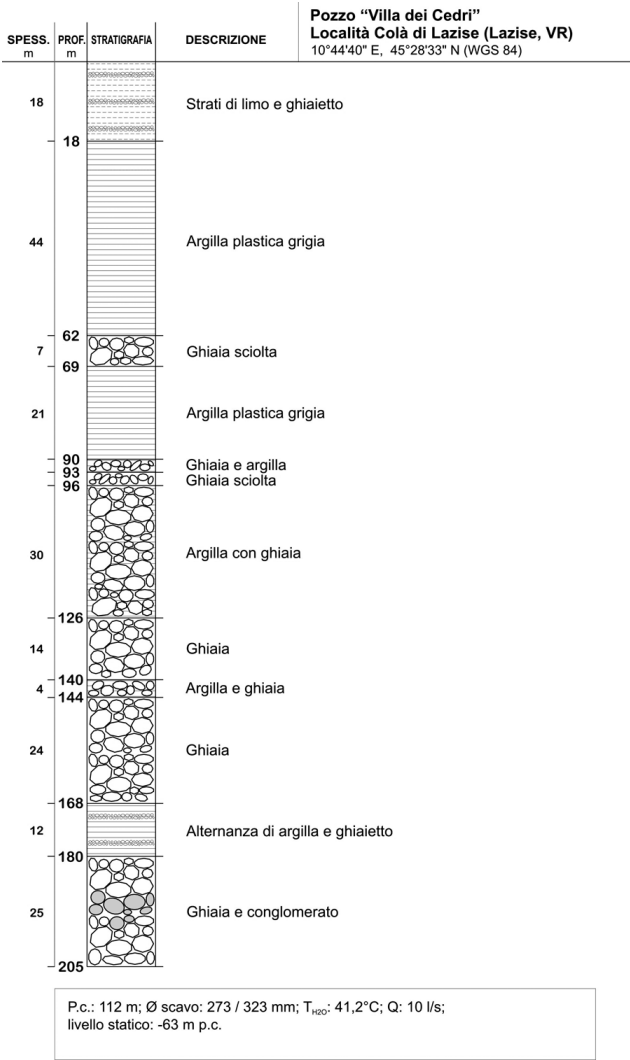


Fig. 2.25 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo “Villa dei Cedri” (disegno S. Zannotti).

i rilievi stratigrafici e geofisici rendono plausibile l’ipotesi secondo cui esisterebbe nel sottosuolo una dorsale rocciosa sepolta allineata secondo un andamento NE-SO (cfr. paragrafo 5.3).

Tale disposizione strutturale del basamento roccioso potrebbe corrispondere, di fatto, al fronte di risalita di un sovrascorrimento sepolto nell’ambito dello stile di deformazione Giudicariense, il cui modello tettonico risulta compatibile con altre strutture simili individuate mediante prospezioni sismiche profonde condotte dall’AGIP (cfr. paragrafo 3.4).

Tutti i pozzi termali presenti nell’area morenica testimoniano elevati valori di artesianesimo, ovvero dagli acquiferi confinati intercettati nel sottosuolo si riscontra una spontanea risalita di acqua la cui altezza, a seconda delle zone, varia tra 60 m fino ad ol-

tre un centinaio di metri. A tali pozzi corrispondono livelli statici compresi tra -120 m dal p.c. (zona Pastrengo) a -60 m dal p.c. (zona Colà di Lazise).

Il pozzo dotato di più alta temperatura fino ad oggi rinvenuta nel veronese, si trova a Piovezzano di Pastrengo ed appartiene alla concessione mineraria “Fonte Termale Corte dei Frati”. L’acqua prelevata, con una produzione di circa 10 l/s, presenta la temperatura di 52 °C e proviene da un livello conglomeratico fratturato compreso tra -216 e -230 m dal piano di campagna.

Presso l’area termale di Colà di Lazise sono stati infissi diversi pozzi per acqua che permettono ragguardevoli portate alle temperature comprese tra 35 e 42 °C emunte da livelli ghiaioso-conglomeratici situati tra -144 e -205 m dal p.c. In quest’area le portate di ogni pozzo possono assumere valori dell’ordine di 30 ÷ 50 l/s anche con temperature superiori ai 40 °C. Nel complesso, presso Colà di Lazise le numerose perforazioni a più alta temperatura (36 ÷ 42 °C) permettono una portata complessiva pari ad almeno 300 l/s continuativi che, negli ultimi 10 anni, pare abbia mantenuto inalterati i valori relativi alla temperatura e all’artesianesimo.

2.3.1 Le potenzialità idriche termali del veronese (Enrico Castellaccio)

Premesso che l’economicità dell’estrazione dei fluidi è condizionata dalla temperatura e dalla profondità alla quale i fluidi stessi si trovano, vale la pena soffermarsi sulle potenzialità attuali e su alcune in-

dicazioni circa il possibile sviluppo futuro della risorsa geotermica veronese.

Le possibilità geotermiche del Veronese (si veda il paragrafo successivo) sono riconducibili al particolare assetto tettonico-strutturale delle rocce carbonatiche di età triassica e giurassica che costituiscono i rilievi collinari e montani, nonché il sottosuolo profondo nell’ambito di pianura.

In corrispondenza alle aree più termalizzate dei Distretti termali A e B una serie di indicazioni di ordine tettonico-strutturale e geochimico evidenziano che, sebbene per entrambe le aree esistano le medesime condizioni di elevata permeabilità per fessurazione e carsismo che permettono una veloce circolazione di fluidi e marcate condizioni di anomalia geotermica, le strutture geologiche profonde, sede dei serbatoi idrotermali pedemontani, sembrano localizzate a profondità diverse.

Infatti, la circolazione idrotermale del Distretto termale della pianura settentrionale (B) risulta verosimilmente la più profonda, pari a 2 ÷ 4 km, in cui potrebbero esistere fluidi primari dotati di temperatura dell’ordine di 70 ÷ 90 °C. Per tale area, quindi, potrebbero esistere le condizioni tecniche ed economicamente vantaggiose per promuovere un possibile progetto finalizzato allo sfruttamento geotermico per la produzione di energia elettrica, del tipo “Geotermia innovativa” attualmente condotto dall’ENEL.

L’entità dell’utilizzo delle acque termali del veronese per altri scopi, del tipo ludico-ricreativo, balneoterapico, scambio termico, ecc., allo stato attuale è condizionato dalla disponibilità idrica, dai valori di temperatura del sottosuolo e dalle profondità di sfruttamento, requisiti fondamentali da tenere pre-

Potenzialità idrica termale	Distretto termale	Condizioni
		Profondità medie di prelievo < 150 m
BASSA	Distretto A	Portate di emungimento < 100 l/s
		Temperatura dei fluidi < 31 °C
		Profondità medie di prelievo < 150 m
MEDIO – BASSA	Distretto B – pianura atesina	Portate di emungimento < 100 l/s
		Temperatura dei fluidi < 46 °C
		Profondità medie di prelievo < 200 m
MEDIA	Distretto B – ambito morenico	Portate di emungimento < 300 l/s
		Temperatura dei fluidi < 52 °C

Tabella 2.3 – Dati riassuntivi sulle potenzialità idriche attuali dei distretti termali del veronese riguardanti gli usi diretti delle acque termali (ludico-ricreativo, balneoterapico, scambio termico, ecc.).

sente per lo sfruttamento della risorsa geotermica che deve essere economicamente sostenibile.

Volendo rapportare le potenzialità termali del veronese sopra citate (Tabella 2.3) con le principali manifestazioni idrotermali del Veneto occidentale, può essere considerata la situazione del distretto termale euganeo, in cui, solamente nell'anno 2005, sono stati estratti circa 17 Mm³ di fluidi (= 540 l/s medi) alla temperatura compresa tra 60 e 86 °C.

Nel comune di Abano Terme sono attualmente censite 70 concessioni minerarie su di una superficie complessiva di 270 ettari attraverso le quali vengono prelevati quantitativi idrici di 300 ÷ 500 l/sec alla temperatura di 75 ÷ 86 °C.

Nel comune di Montegrotto le concessioni risultano 41 per circa 70 pozzi termali attivi, che garantiscono una produzione media di 300 l/sec alla temperatura di 70 ÷ 82 °C.

Nei comuni di Battaglia e Galzignano vi sono 14 concessioni e circa 30 pozzi produttivi che forniscono una portata complessiva di circa 130 l/sec alla temperatura di 40 ÷ 75 °C (Fabbri, 2001; Fabbri e Trevisani, 2005).

I pozzi termali del distretto euganeo presentano profondità variabili da qualche centinaio di metri ad oltre 1.000 m. In tutti i comuni del distretto euganeo fino a qualche decennio fa esistevano ancora pozzi artesiani zampillanti mentre, attualmente, il livello piezometrico riferito al piano di campagna si è sensibilmente abbassato oscillando tra i 10 e i 40 m di profondità.

Classificazione delle fonti termali

Per definizione una fonte è considerata termale (sorgente o pozzo che sia) se le sue acque sono caratterizzate da uno stato termico medio annuo superiore di almeno 4 °C la temperatura media dell'aria circostante e se la loro temperatura è superiore di 2 °C la temperatura media del suolo dell'area dove sgorgano.

La "Carta delle manifestazioni termali e dei complessi idrogeologici d'Italia" (C.N.R., 1989) individua 347 sorgenti con temperatura superiore a 20 °C il cui valore termico di partenza corrisponde al limite inferiore per l'utilizzo industriale dei fluidi caldi del sottosuolo (fluidi geotermici). Secondo tale indagine, oltre il 70% di tali sorgenti è "ipo-mesotermale", cioè con temperature tra 20 °C e 40 °C; nel veronese a tale classificazione appartengono gran parte delle acque "calde" esistenti nei due distretti termali, mentre in Italia riguardano le sorgenti Montecatini Terme (23 ÷ 35 °C), Chianciano (38 °C), Porretta Terme (23 ÷ 35 °C), Acque Albule (23 °C) e molte altre.

Circa il 20% viene classificato "meso-ipertermale", con temperature tra 40 e 60 °C; nel Veronese a tale classificazione ap-

partengono le acque "calde" rinvenute presso Pescantina-Domegliara-Pastrengo-Colà di Lazise con valori massimi compresi tra 46 e 52° C. In Italia si ricordano Bagni Di Romagna (45 °C), Pozzuoli (39 ÷ 65 °C), Sciacca (30 ÷ 56 °C) e altre. Il restante circa 10% è classificato francamente "ipertermale", con temperature superiori a 60 °C in cui, tutt'oggi, non rientra alcun affioramento termale del veronese. Tuttavia, a tale classificazione appartengono la fonte subacquea Boiola di Sirmione (69 °C), il Bullicame presso Viterbo (56 °C), le acque euganee (60 ÷ 86 °C) e poche altre.

2.4 Idrogeologia delle acque termali del veronese (Enrico Castellaccio)

Gli idrogeologi per decine di anni si sono chiesti quale fossero i "meccanismi" naturali che portano alla formazione delle acque calde riscontrate in più punti del veronese, ovvero in corrispondenza al fronte pedecollinare o nell'ambito di pianura compreso tra Sirmione, Domegliara, Caldiero, fino all'area Berico-Euganea.

Abbandonata ben presto la strada dell'origine vulcanica (comunque invocata da alcuni autori fino agli anni '60), una svolta alle conoscenze è iniziata a partire dagli anni '70 quando, indagini geologiche – stratigrafiche e di ordine geochimico sviluppate per lo più per l'area termale berico – euganea, hanno potuto appurare che la presenza delle acque calde è da mettere in relazione all'esistenza di serbatoi carbonatici profondi, sede di circuiti idrotermali di tipo aperto e chiuso (confinato), in cui si verifica un'intensa circolazione di fluidi con nulle o minime connessioni con i sistemi idrici freddi superficiali (Piccoli *et al.*, 1973; Piccoli *et al.*, 1976; Dal Piaz *et al.*, 1994).

2.4.1 La ricarica idrotermale

In analogia all'area berico – euganea, anche per il termalismo veronese le indagini idrochimiche sugli isotopi stabili dell'ossigeno pongono ad un'altitudine di 1.000 ÷ 1.500 m la quota approssimativa di infiltrazione delle acque meteoriche (cfr. paragrafo 2.6.5).

I dati dell'analisi isotopica e quelli derivanti dal quadro geologico e strutturale generale del veronese-trentino, suggeriscono l'ipotesi che l'area di ricarica principale del "serbatoio geotermico" coinvolge un vasto territorio della fascia alpina e prealpina, collegabile alla piattaforma veneto-trentina, in cui la

permeabilità delle rocce affioranti può essere considerata elevata per fratturazione tettonica e in subordine per carsismo.

L'intensa fratturazione di origine tettonica sarebbe legata a faglie con movimento trascorrente orientate NO-SE (del sistema "scledense") che tendono a suddividere le unità strutturali profonde, creando locali condizioni distensive caratterizzate da fratture beanti in senso verticale che costituiscono condizioni di elevata permeabilità per l'infiltrazione delle acque meteoriche verso il bacino geotermico profondo (cfr. paragrafo 3.4).

Dai rilievi montuosi lontani anche molte decine di chilometri dai punti di prelievo situati in pianura, l'elevato gradiente idraulico consente alle acque di defluire in direzione della pianura seguendo alcune direttrici preferenziali, probabilmente impostate su linee di faglia attiva di particolare importanza regionale, fino a risalire verso la superficie nelle aree termali pedemontane.

Dai dati a disposizione è possibile ipotizzare che la posizione geografica della vasta ricarica del "serba-

toio geotermico" accorpi le porzioni settentrionali della Lessinia e del Monte Baldo, fino a comprendere le Piccoli Dolomiti e probabilmente il settore montuoso che si continua più a Nord, verso Trento (Fig. 2.27).

L'identificazione di tale area sarebbe supportata da una serie di motivazioni di ordine tettonico-strutturale ma anche di tipo idrogeologico, sebbene la complessità dei meccanismi di circolazione idrotermale ne renda alquanto difficile ed improbabile la delineazione precisa del suo perimetro.

A favore dell'ipotesi qui formulata sulla posizione dell'area di ricarica esisterebbe la seguente convergenza di dati e di osservazioni:

- essa è ubicata a monte delle emergenze termali della fascia pedemontana, entro una distanza di $60 \div 100$ km;
- corrisponde a quelle zone in cui si concentrano i maggiori afflussi meteorici ragguagliati a $1.000 \div 2.000$ mm annui di pioggia;
- esisterebbero ampie superfici situate al di sopra delle quote degli $800 \div 1.000$ m;

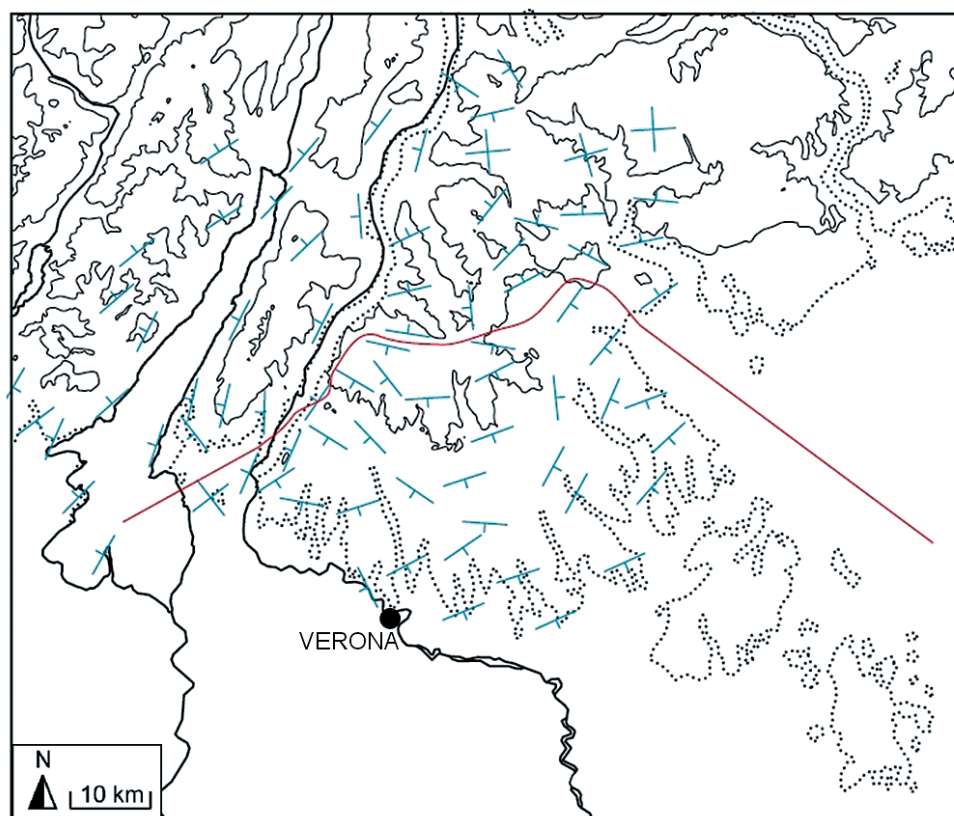


Fig. 2.26 – Andamento medio delle giaciture della stratificazione nelle rocce sedimentarie presenti nel Veneto occidentale – trentino meridionale coinvolte nell'area di ricarica del bacino idrotermale. La linea continua identifica il confine Nord dell'ambito caratterizzato dalla monoclinale lessinea rivolta verso la pianura (disegno G. Scardia).

- in essa è presente un'intensa fratturazione tettonica dovuta all'esistenza di faglie attive di importanza regionale che delimitano le complesse morfostutture;
- tra essa e l'area di pianura, il basamento scistosocristallino, quale livello acquiclude più profondo del circuito idrotermale, sarebbe costituito da una monoclinale inclinata complessivamente verso Sud;
- la disposizione e le dimensioni di tale area trova riscontro in una serie di valutazioni attinenti al bilancio idrologico, ovvero al rapporto tra l'entità degli afflussi meteorici e la stima dei deflussi sotterranei da parte del sistema carsico superficiale e di quello idrotermale.

Già nell'area di ricarica si identificano, quindi, le condizioni affinché si mantenga attivo il processo idrodinamico capace di produrre gli elevati gradienti di pressione quale motore principale del circuito idrotermale.

A tal riguardo, è ipotizzabile che la circolazione dei fluidi avvenga principalmente lungo linee di faglia e di frattura rese beanti dalla cinematica neotettonica e solo limitatamente, verso la superficie, vi sarebbe un condizionamento dovuto all'orientamento delle stratificazioni rocciose presenti. Nell'area indicata, dapprima viene interessato il piastrone carbonatico della Lessinia costituito da una regolare monoclinale rivolta a Sud, mentre più a Nord intervengono altri bastioni rocciosi, come la dorsale del Monte Baldo, del Monte Stivo-Bondone e del Monte Zugna, che si presentano basculati verso Ovest, oppure parte dell'altipiano delle Piccoli Dolomiti immergente verso Nord (Fig. 2.26). L'intenso grado di fratturazione che caratterizza tale area, evidenziato dall'esistenza delle grandi morfostutture sopra citate, guida, in particolare, parte delle infiltrazioni idriche che vengono poi drenate dalle maggiori linee di faglia profonde a cui fanno riscontro i principali circuiti idrotermali sottesi alle zone termali del Veneto occidentale (Sirmione, distretti A e B del veronese, aree termali dei M. Berici e dei Colli Euganei) localizzate nella fascia pedemontana.

Secondo questo modello, si può ritenere che, a partire dalla principale zona di infiltrazione, i circuiti idrotermali del veronese (A e B) siano tra loro solo in parte comunicanti verso Nord, di cui il sottobacino più orientale (Distretto A) sarebbe caratterizzato da una minore profondità, compresa tra 1.000 ÷ 2.000 m, mentre quello Nord-occidentale (Distretto

B), che fa capo all'area termale di Sant'Ambrogio di V.la – Colà di Lazise, sarebbe dotato di una maggiore profondità fino ai 4.000 m, su direttrici ad andamento giudicariense (NNE-SSO) in analogia a quello di Sirmione (Fig. 2.27).

Si ritiene che solamente una parte dell'afflusso meteorico nella zona di ricarica partecipi all'alimentazione del bacino geotermico, in quanto, è probabile che una percentuale maggiore dello stesso costituisca la ricarica del sistema carsico freddo superficiale i cui deflussi sotterranei alimentano le sorgenti pedemontane e gli acquiferi dei fondovalle (Mietto e Saurò, 1989; Accorsi *et al.*, 1993; Patrizi, 2002).

Benché nel presente studio siano state effettuate solo delle considerazioni preliminari su tale bilancio idrologico, la stima dei rapporti esistenti tra i deflussi superficiali e quelli sotterranei in relazione all'infiltrazione efficace, sarebbero già in grado di giustificare la posizione e le dimensioni dell'area di ricarica idrotermale di Fig. 2.27.

Prendendo in considerazione le unità morfocarsiche del Monte Baldo e della Lessinia, di tutto l'afflusso meteorico caduto, la maggior parte alimenta i deflussi superficiali e sotterranei sottesi alle sorgenti pedecollinari e agli acquiferi dei fondovalle mentre, solamente una quota idrica minore a cui contribuiscono anche i deflussi provenienti dai rilievi vicini, permette il mantenimento dei volumi idrici drenati dai sistemi idrotermali emergenti del Veneto occidentale.

Presso l'area di ricarica, pertanto, si verifica un complesso e articolato collegamento idrogeologico tra il sistema carsico superficiale e quello molto più profondo di tipo idrotermale le cui dinamiche e mutue interconnessioni sono ancora in gran parte da chiarire.

Caratteristiche climatiche dell'area di pertinenza del bacino di ricarica dei circuiti idrotermali del veneto occidentale.

Dal punto di vista climatico, il territorio relativo ai circuiti idrotermali del veneto occidentale, presenta peculiarità legate soprattutto alla sua posizione climatologica di transizione, sottoposta quindi a vari influssi quali l'azione mitigatrice delle acque mediterranee, l'effetto orografico della catena alpina e la continentalità dell'area centro-europea. In ogni caso mancano alcune delle caratteristiche tipicamente mediterranee quali l'inverno mite (in montagna, ma anche nell'entroterra, prevalgono effetti continentali) e la siccità estiva interrotta dai frequenti temporali di tipo termoconvettivo.

Si possono distinguere, pertanto, più zone climatiche:

- la regione alpina a clima montano di tipo centro-europeo,

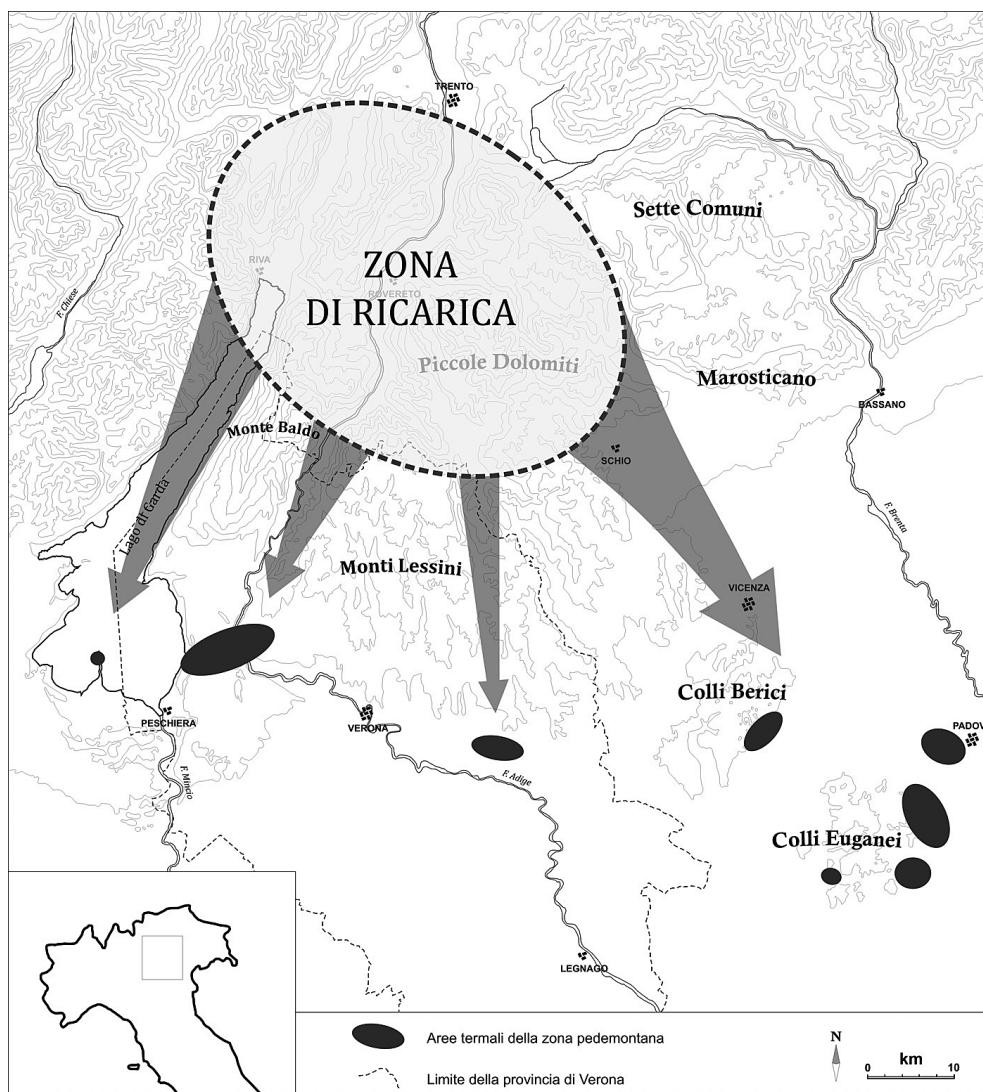


Fig. 2.27 – Posizione schematica della principale area di ricarica del sistema idrotermale del Veneto occidentale da cui si dipartono i sottobacini che alimentano le aree di affioramento termale ubicate nella fascia pedemontana: Sirmione, distretti A e B del veronese, aree termali dei M. Berici e dei Colli Euganei (disegno S. Zannotti).

con inverni rigidi, forti escursioni termiche diurne e piogge meno abbondanti rispetto alla fascia prealpina;

- la zona prealpina e pedemontana dove il clima è generalmente meno continentale rispetto alla zona alpina, con precipitazioni più abbondanti e distribuite in modo un po' più uniforme nell'arco dell'anno. La fascia pedemontana, nel versante meridionale della catena prealpina, gode di un clima decisamente più temperato, soprattutto durante l'inverno, grazie ai fattori altimetrici e di esposizione che favoriscono una maggior insolazione e pongono l'area sottovento rispetto alle correnti fredde settentrionali;
- la pianura, prevalentemente continentale, con inverni relativamente rigidi e nebbiosi ed estati calde e afose. Più mite e meno continentale risulta la sub-regione della zona lacustre, nei pressi del Lago di Garda.

Il bilancio idroclimatico annuale (saldo tra precipitazioni ed

evapotraspirazione potenziale) risulta negativo nella fascia che comprende la parte meridionale delle province di Verona e Padova, cioè le piogge che cadono mediamente in un anno non sono sufficienti a ripristinare la corrispondente perdita d'acqua dovuta all'evapotraspirazione. Nel resto della regione il bilancio risulta positivo, con valori tendenzialmente crescenti procedendo da Sud verso Nord, e con punte massime nella zona del vicentino ai confini con la provincia di Verona, nei pressi di Recoaro Terme, per le abbondanti precipitazioni annuali, senz'altro le più elevate di tutta la Regione Veneto. Dal confronto fra i dati dell'ultimo decennio ed i dati storici risulta una minore piovosità negli inverni più recenti. Di conseguenza anche il bilancio idrico si attesta su valori minori. Nella parte meridionale del territorio le abbondanti piogge primaverili, in genere non sono sufficienti a contrastare la perdita d'acqua per evapotraspirazione facendo registrare ca-

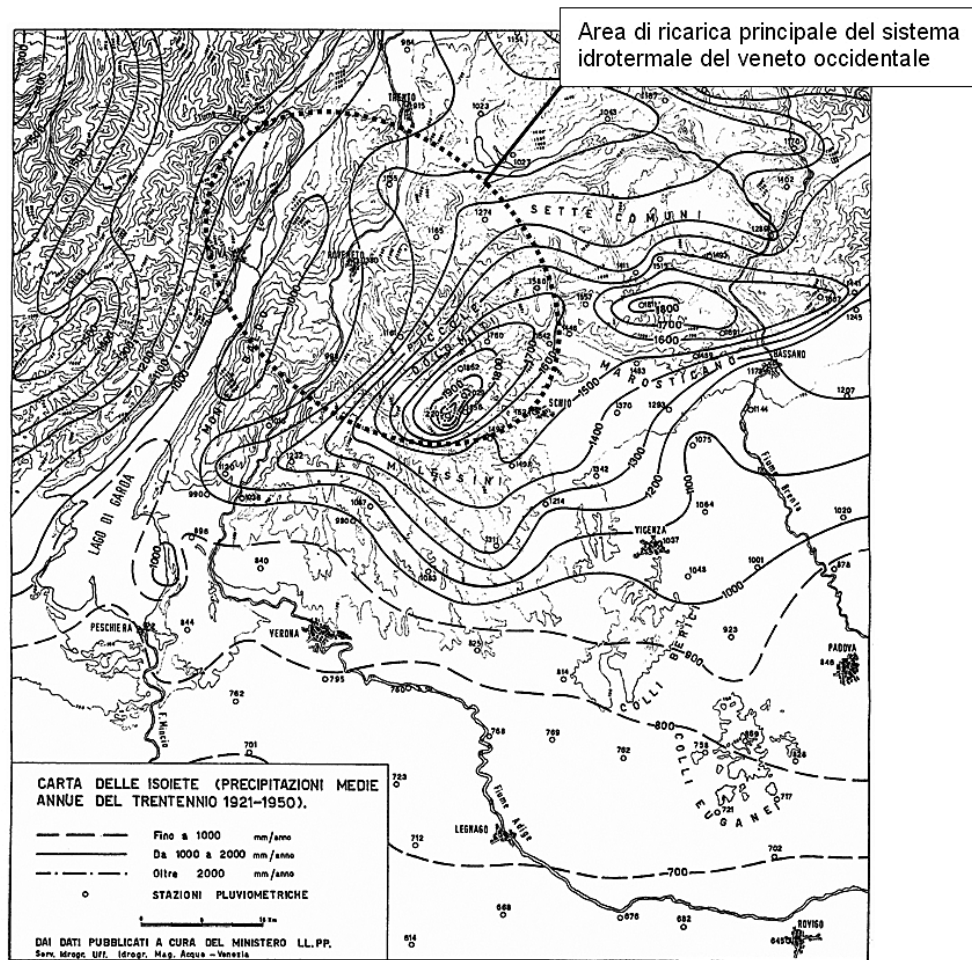


Fig. 2.28 – Carta delle isoiete relativa al vasto territorio interessato dal bacino di ricarica del sistema idrotermale del Veneto occidentale da cui si dipartono i circuiti geotermici del veronese, di Sirmione e dell'area berico-euganea. Si veda, per confronto, anche Fig. 2.27. (Piccoli *et al.*, 1976).

renze idriche che, nell'ultimo decennio, hanno assunto valori più marcati rispetto al trentennio precedente. Nel resto del territorio pedecollinare e montano si stima, invece, un surplus idrico crescente da Sud verso Nord che, nel suo valore estremo, stimato ancora una volta nella zona di Recoaro Terme, raggiunge i 300 ÷ 400 mm.

Nella stagione estiva, in quasi tutto il territorio le precipitazioni temporalesche restano inferiori alla quantità di acqua evapotraspirata per effetto delle elevate temperature: il deficit idrico assume proporzioni notevoli nella zona della pianura meridionale dove supera i 200 mm ma, proprio in quest'area, la carenza registrata nell'ultimo decennio risulta inferiore rispetto a quella media stimata nel trentennio precedente. In autunno il bilancio idrico ritorna positivo in tutta la regione, con valori generalmente crescenti procedendo da Sud verso Nord: positivi di pochi millimetri nella pianura meridionale ma con valori superiori a 350 mm nella zona di Recoaro Terme. Dal confronto con i valori stimati nel decennio 1993 ÷ 2002, risulta un sostanziale aumento del surplus idrico negli ultimi anni rispetto al periodo precedente (Piano di Tutela delle Acque della Regione Veneto, 2004).

2.4.2 La circolazione dei fluidi termali

Dalle aree di ricarica del “serbatoio geotermico” le acque meteoriche di infiltrazione raggiungono le profondità di 2.000 ÷ 4.000 m seguendo linee di frattura subverticali fino a raggiungere il limite inferiore della circolazione idrica, probabilmente rappresentato dal livello acquiclude evaporitico del Carnico e in subordine dal basamento scistoso-cristallino inclinati complessivamente verso la pianura.

Mentre la circolazione nei sistemi carsici superficiali è tendenzialmente caratterizzata da bassi valori di carico idraulico, tipica di bacini soggiacenti al di sopra del livello del mare, l'esistenza dei circuiti idrotermali è essenzialmente dovuta a meccanismi capaci di produrre elevati gradienti di pressione che sono nettamente superiori a quelli esercitati nelle normali falde carsiche (Boni *et al.*, 1980). Per il Veneto occi-

dentale, basti pensare al processo di percolazione dei fluidi attraverso le masse calcareo-dolomitiche dotate di permeabilità ridottissima (anche se localmente fratturate) all'interno di percorsi profondi fino a qualche chilometro e lunghi da un minimo di circa 20 km fino ad oltre 80 km, la cui circolazione è determinante per la mineralizzazione delle acque.

Pertanto, nel Veneto occidentale è possibile invocare l'esistenza di condizioni geologiche che portano al mantenimento di un elevato carico idraulico quale fattore principale capace di fornire l'energia necessaria ad azionare il complesso meccanismo idrodinamico che rende attive e perenni le varie emergenze termali pedemontane di Sirmione, dei distretti A e B del veronese, delle aree termali dei M. Berici e dei Colli Euganei. Più precisamente, le risalite termali che avvengono in corrispondenza all'area pedemontana sono rese possibili dalla spinta idrostatica esercitata dalle acque che percolano dall'area di ricarica attraverso il "principio dei vasi comunicanti" secondo il quale, considerando le perdite di carico, la quota a cui si portano spontaneamente le acque (livello statico) per entrambi i distretti veronesi risulta circa uguale e compresa tra 30 e 50 m s.l.m.

Tale aspetto, pertanto, spiega il motivo per cui in corrispondenza al Distretto della pianura orientale, situato ad una quota media di 30 m s.l.m., le acque termali presentano un artesianesimo zampillante fino a +8 m sopra il piano di campagna. Per il Distretto della pianura settentrionale, invece, il cui piano campagna è localizzato ad una quota media di $120 \div 130$ m s.l.m., le acque termali risultano artesiane ma il loro livello statico rimane sempre al di sotto della superficie topografica ($-70 \div -100$ m dal p.c.).

Come modello generale si ammette che le modalità di circolazione idrica nelle aree di ricarica e in quelle di risalita dei fluidi nella zona pedemontana, siano condizionate dalla presenza di discontinuità tettoniche a cui si sovrappongono condotti carsici ad andamento più o meno verticale. Per i percorsi intermedi all'interno della roccia serbatoio si invoca, invece, una circolazione secondaria ad andamento per lo più suborizzontale impostata in una diffusa fratturazione più o meno incarsita all'interno dei litotipi carbonatici e dolomitici.

In analogia al sistema idrotermale berico – euganeo, anche per l'idrotermalismo del veronese non è possibile escludere l'esistenza di moti convettivi da parte dei fluidi all'interno delle compagini più superficiali interessate da particolari condizioni strutturali

e di circolazioni idriche fredde di origine locale, che potrebbero giustificare l'omogeneizzazione del chimismo e delle temperature riscontrate in superficie.

Considerando anche quest'ultimo aspetto è plausibile che nelle zone di risalita pedemontana le modalità di circolazione termale possano avvalersi di un ramificato sistema idrico di condotti a compartimenti più o meno separati tra loro, anche se in parte comunicanti, riconducibile ad un modello concettuale rappresentato da un sistema del tipo "a rete con dreni interdipendenti" (Vigna e Calandri, 2001).

Tale schematizzazione è stata talora verificata nelle numerose perforazioni termali sviluppate in roccia in cui si riscontrano temperature diverse circa alle stesse quote, o temperature variabili a seconda della profondità.

I fluidi termali, una volta diffusi o parzialmente immagazzinati nei serbatoi carbonatici presenti in corrispondenza alla fascia pedemontana, a seguito di particolari condizioni strutturali tendono a risalire rapidamente verso la superficie e a diffondersi negli acquiferi porosi (ghiaie e sabbie) della copertura quaternaria ove cercano di espandersi lateralmente e a mescolarsi con le acque fredde locali.

Nell'ambito dei terreni morenici del Garda e dei sedimenti porosi della pianura alluvionale atesina, dal substrato roccioso sepolto i fluidi del circuito idrotermale tendono spontaneamente a risalire e a diffondersi negli acquiferi artesiani e freatici locali, modificandone il valore della temperatura e del chimismo. Talora, riescono ad apportare nuovi e preziosi elementi minerali e, in alcuni contesti, contribuiscono a diluire locali situazioni di inquinamento antropico (area di Caldiero e di Pescantina-Domegliara) o, al contrario, contribuiscono alla mobilitazione di composti chimici naturali che rendono l'acqua scadente dal punto di vista organolettico (area della riviera gardesana).

2.4.3 Le risalite termali nella fascia pedemontana

All'origine della presenza termale nel veronese vi sarebbero importanti cause di ordine tettonico-strutturale che favoriscono la circolazione e la permanenza dei fluidi nel substrato roccioso e in particolare, caratterizzano i meccanismi di risalita delle acque termalizzate nella fascia pedemontana della provincia di Verona. Specificatamente, gli stili delle deformazioni tettoniche presenti a livello regionale condizionano la diversa profondità dei circuiti geotermici sottesi ai distretti A e B del veronese.

Come evidenziato nel paragrafo 3.4, il sottosuolo del Distretto termale della pianura settentrionale è caratterizzato da faglie listriche, con caratteri di sovrascorrimento, che determinano la sovrapposizione e la duplicazione della serie stratigrafica e quindi l'attivazione di una circolazione di fluidi fino ad almeno 4 km di profondità. In tali zone, la deformazione tettonica "giudicariense" (NNE-SSO) è responsabile delle grandi morfostrutture comprese tra il Lago di Garda, il Monte Baldo, la Val d'Adige fino alla Valle di Fumane, a cui fanno riscontro altre morfostrutture sepolte in ambito morenico ed alluvionale, individuate mediante prospezioni sismiche effettuate dall'AGIP.

Altre importanti fratturazioni esistenti nello stesso settore Nord-occidentale del veronese appartengono allo stile "scledense" (NO-SE), le cui lineazioni tendono ad intersecare e a dislocare quelle precedentemente citate.

Per il Distretto termale orientale la situazione tettonica appare caratterizzata da una serie di dislocazioni meno profonde ed evidenti dal punto di vista morfologico. Un ruolo importante per la circolazione idrotermale viene attribuito alle Faglie di Castelcerino e di Cerro Veronese, nonché al prolungamento verso Est della Faglia di Verona, con particolare riferimento alle loro vicarianti situate nell'area di Caldiero che permetterebbero la risalita e il mantenimento dei fluidi termali.

La recente interpretazione della cinematica presso le faglie attive sopra citate permette di fornire anche una possibile spiegazione sulla rapida risalita dei fluidi geotermici e le localizzazioni principali dei punti di emergenza termale nell'ambito della fascia pedemontana veronese. Nel veronese, i fenomeni di tettonica fragile all'origine della risalita dei fluidi termalizzati, localmente di tipo distensivo, sembrano alquanto complessi ma certamente connessi con i movimenti tettonici di interesse regionale. La risalita delle acque calde viene infatti interpretata come una conseguenza dell'intersezione delle strutture geologiche presenti in cui si determinerebbero locali condizioni di elevata permeabilità come conseguenza della fratturazione.

Tale modello idrogeologico, secondo cui le risalite dei fluidi sarebbero favorite dalla presenza di segmenti di faglia tra loro in reciproco movimento, trova un favorevole riscontro da parte di diversi autori che hanno studiato le interazioni tra idrogeologia e termalismo (Curewitz & Karson, 1997, Perello *et al.*, 2001, Baietto *et al.*, 2008), tra cui Scardia *et al.* nel presente lavoro e Zampieri *et al.* (2009) per quanto riguarda il campo geotermico euganeo presso Padova.

Come specificato nei paragrafi 3.4 e 3.5, all'origine delle acque termali di Sirmione e del veronese (A e B) pare corrispondano tre modelli cinematici distinti:

il primo, presso Sirmione, è impostato sull'intersezione di due sistemi di faglie attive; il secondo,

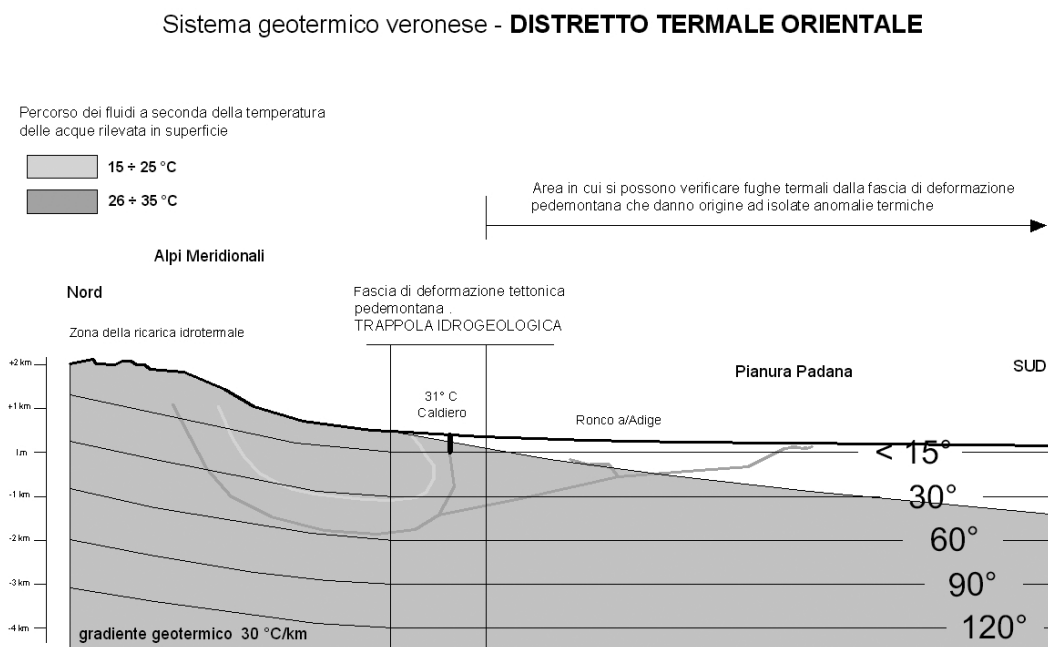


Fig. 2.29 – Schema geotermico di circolazione dei fluidi relativamente al Distretto termale orientale A, con indicato il valore delle isoterme in °C in relazione alla profondità (disegno E. Castellaccio).

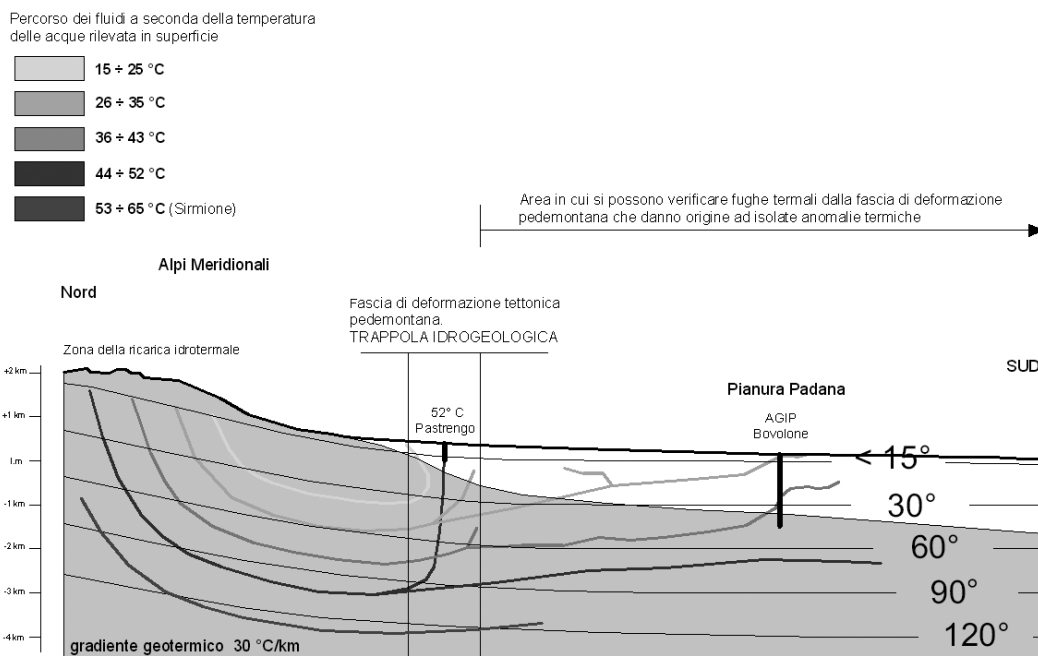
Sistema geotermico veronese - **DISTRETTO DELLA PIANURA SETTENTRIONALE**

Fig. 2.30 – Schema geotermico di circolazione dei fluidi relativamente al Distretto termale della pianura settentrionale B, con indicato il valore delle isoterme in °C in relazione alla profondità (disegno E. Castellaccio).

che riguarda il Distretto della pianura settentrionale, è impostato su di un substrato fratturato a grossi blocchi per tettonica attiva, in un'area di svincolo compresa tra due faglie trascorrenti scledensi; il terzo, presso il Distretto della pianura orientale, è impostato all'intersezione di una serie di faglie attive di cui quelle più evidenti appartengono alla Faglia di Cerro V.se, alla Faglia di Castelvero e al prolungamento della Faglia di Verona.

L'elemento comune ai tre modelli cinematici sarebbe rappresentato dall'attività tettonica delle faglie coinvolte che consentirebbe di mantenere nel tempo la permeabilità necessaria per la risalita dei fluidi.

In modo analogo, Zampieri *et al.* (2009) per l'area termale euganea individuano la presenza di strutture del tipo "stepover estensionale" come possibile causa della risalita termale, ovvero discontinuità che possono essere identificate come "finestre tettoniche distensive attive" beanti in senso verticale.

Il grande ruolo idrogeologico svolto dalla fratturazione del substrato carbonatico sepolto, qualora coincidente con il fronte di discarica idrotermale, è quello di convogliare verso l'alto la quasi totalità dei fluidi drenati dal bacino idrotermale esteso a monte, limitando molto la diffusione delle acque calde nelle aree situate a valle.

Nella zona pedemontana veronese si identificano, pertanto, dei "camini idrici preferenziali" che tendono a concentrare la maggior parte della risalita e della diffusione termale in aree alquanto ristrette corrispondenti, per il veronese, ai distretti termali A e B.

Le circolazioni di fluidi non catturate da tali "trappole idrogeologiche", comunque di limitata entità, costituiscono rami relativamente indipendenti, anche se non del tutto separati, che traggono la loro alimentazione dalle porzioni più interne del circuito idrotermale. Talora, essi vanno ad alimentare piccoli acquiferi termali localizzati a varie quote entro i rilievi collinari e nel substrato roccioso della pianura veronese, creando quelle anomalie termiche isolate che si riscontrano nella fascia pedemontana e nel materasso alluvionale, al di fuori dei più circoscritti distretti termali.

2.5. Le conoscenze idrogeologiche sull'area termale euganea

(Enrico Castellaccio)

Considerando le numerose analogie dell'idrotermalismo veronese con quello euganeo s.s. (comuni di Abano Terme, Montegrotto Terme, Battaglia Ter-

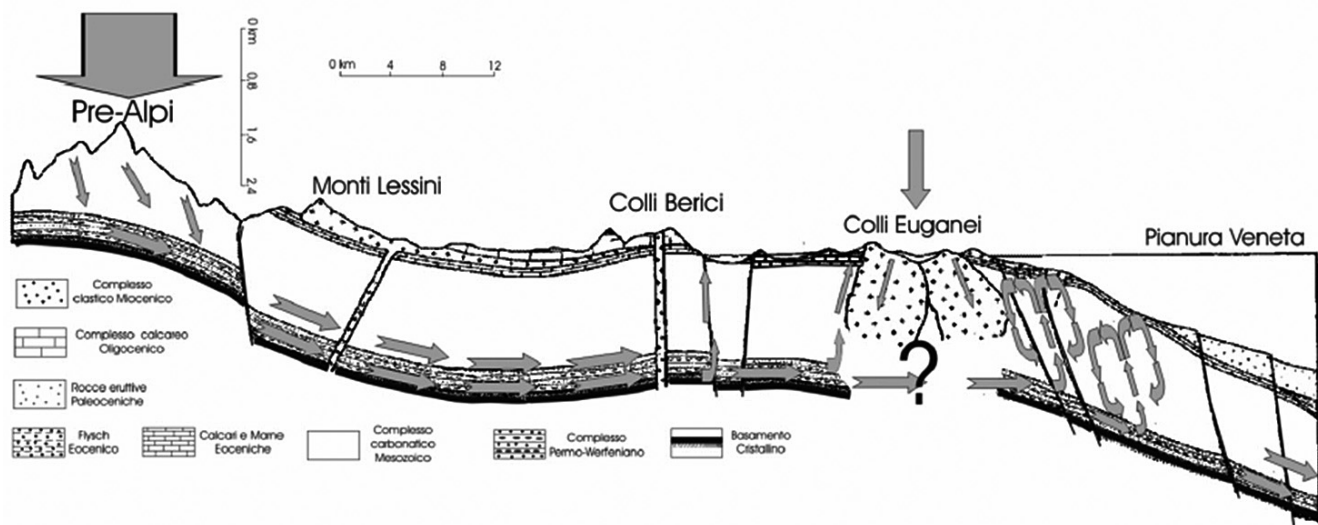


Fig. 2.31 – Il circuito geotermico euganeo (Piccoli *et al.*, 1973).

me, Galzignano Terme), si è ritenuto importante presentare le principali caratteristiche di quest'ultimo, in quanto certamente il più conosciuto ma anche il più studiato, e quindi di riferimento nel presente lavoro per la conoscenza dei meccanismi genetici e di circolazione dei fluidi.

Per entrambe le aree termali venete il fondamento dell'ipotesi del circuito geotermico e dell'origine meteorica dei fluidi termalizzati risiede soprattutto nei lavori di Piccoli *et al.* (1976) e di Dal Piaz *et al.* (1994) in cui viene documentato il modello geotermico e la dinamica di circolazione delle acque.

Da tali indagini è possibile ritenere che le aree berico-euganee e veronesi siano interessate da circuiti geotermici contenuti fondamentalmente negli stessi litotipi carbonatici e che le principali aree di ricarica siano poste ad un'altitudine di $1.000 \div 1.500$ m da cui si verifica l'infiltrazione delle acque meteoriche che rende attiva la circolazione dei fluidi.

Nell'ambito dei serbatoi carbonatici si ritiene che, per entrambe le aree, la circolazione delle acque avvenga con le stesse modalità in relazione alla presenza di analoghe compagini fratturate e all'esistenza di condotti carsici. Anche le condizioni di risalita idrotermali nelle aree di pianura sarebbero favorite da un'analogia cinematica di origine tettonica, in cui le condizioni di permeabilità risultano favorite dall'esistenza di strutture di trasferimento tra segmenti attivi di faglie trascorrenti (ad esempio le strutture del tipo "stepover estensionale" riconosciute da Zampieri *et al.* (2009) nel settore Euganeo).

Dalle formazioni calcaree del substrato i fluidi

termali tendono a risalire e a diffondersi lateralmente nei depositi porosi della copertura quaternaria, talora mescolandosi con le acque fredde locali, riducendo a valori trascurabili l'effetto del locale normale gradiente geotermico. A differenza dell'area veronese, una possibile concausa sull'esistenza dei moti convettivi e di risalita dei fluidi termali nel settore euganeo sembra potersi attribuire all'azione di drenaggio e di infiltrazione profonda delle acque fredde provenienti dal rilievo dei Colli Euganei.

I Colli Euganei presentano caratteri geologici e geomorfologici che li differenziano notevolmente dai vicini Colli Berici e Monti Lessini. Le rocce eruttive sono prevalenti e risultano caratteristiche di due cicli magmatici che hanno dato origine ad apparati vulcanici complessi (M. Venda, M. Vendevolo, M. Ceva, ecc.) e subvulcanici (M. Rua, M. Madonna, M. Grande, ecc.). Il primo ciclo vulcanico, collocabile nell'Eocene superiore, è testimoniato da breccie, lave e ialoclastiti basaltiche; il secondo, più recente e attribuibile all'Oligocene, è caratterizzato da magmi di tipo acido, prevalentemente rioliti, trachiti e latiti.

La situazione tettonica dei Colli Euganei è principalmente caratterizzata da discontinuità con direzione NNO-SSE (sistema "Schio-Vicenza") e secondariamente NE-SO (linea della "Riviera dei Berici"), ma esistono anche sistemi tettonici N-S ed E-O.

L'area termale, in particolare, è situata lungo la dislocazione tettonica di importanza regionale denominata faglia Schio-Vicenza, che svincola l'avanzamento della piastra adriatica (placca Adria) secondo

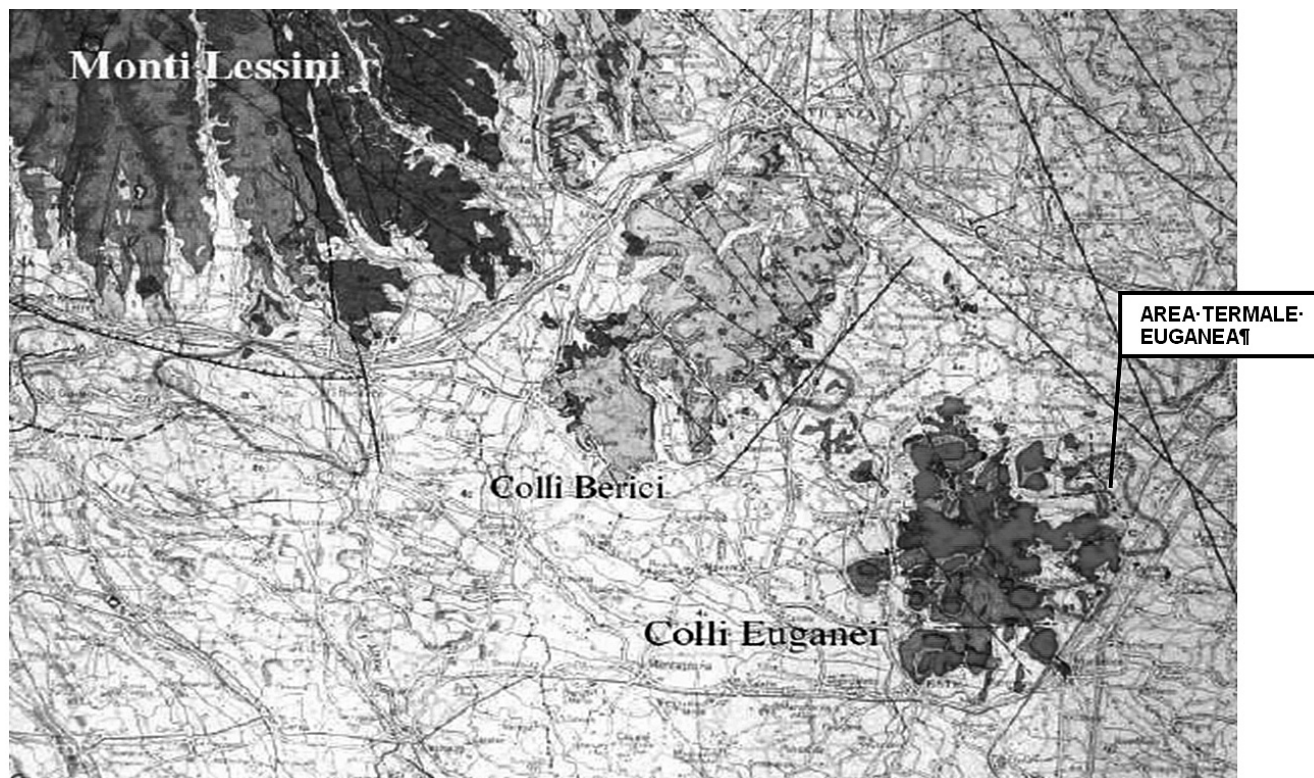


Fig. 2.32 – Area termale euganea (stralcio della Carta Geologica del Veneto, 1990).

un movimento trascorrente sinistro attivo dal Neogene all'attuale, che favorirebbe la risalita dei fluidi.

Nell'ambito di pianura il substrato roccioso, dal quale vengono estratte le acque termali, è sovrastato da una coltre alluvionale quaternaria dello spessore fino ad oltre 200 m costituita da materiali sciolti limo-argillosi, con intercalazioni limo-sabbiose. Nella zona di Abano Terme la potenza dei materiali alluvionali varia mediamente tra 100 e 200 m, mentre nell'area di Montegrotto Terme lo spessore della copertura è compreso tra 80 e 100 m. Nei comuni di Battaglia T. e di Galzignano T. la profondità dei materiali sciolti mediamente varia fino a poche decine di metri.

Il modello idrotermale attribuisce un'origine unica alle varie acque termali berico – euganee, le cui aree di alimentazione sono distribuite nella retrostante cerchia alpina. In particolare, la zona di alimentazione del bacino si individua nell'area prealpina delle Piccole Dolomiti in cui le acque meteoriche, infiltrandosi, raggiungono profondità di $3.000 \div 4.000$ m ove si riscaldano per il normale gradiente geotermico e fluiscono in direzione Sud-Est per circa $80 \div 100$ km all'interno del complesso carbonatico lessineo-berico-euganeo. Viene quindi ad instaurarsi

una circolazione idrica primaria sviluppata prevalentemente lungo discontinuità e/o condotti più o meno verticali ed una circolazione secondaria, ad andamento più orizzontale, legata ad una più diffusa fratturazione della roccia serbatoio. Come limite inferiore del sistema di circolazione dei fluidi viene considerato il complesso roccioso permo-werfeniano giacente al di sopra del basamento scistoso-cristallino del Paleozoico che ne rappresenta il più basso livello acquicludibile (Fig. 2.31).

Nell'area termale euganea particolari condizioni strutturali portano ad una rapida risalita dei fluidi e ad un fenomeno di omogeneizzazione delle temperature, anche mediante movimenti di tipo convettivo. A favorire la risalita si invocano altri fattori, quali la chiusura laterale del sistema di circolazione ad opera di sedimenti a bassa permeabilità ed il carico idrostatico generato dalle falde acquifere fredde di infiltrazione superficiale provenienti dai rilievi collinari dei colli Euganei.

Sulla base delle analisi geochemiche ed isotopiche è stato possibile ipotizzare che il sistema geotermico euganeo possieda un carattere regionale perenne e che accorpi anche le modeste emergenze termali della zona dei Colli Berici fino a quelle più copiose dei

Colli Euganei. Nella fase di risalita dei fluidi esisterebbero due rami principali, di cui quello meno profondo alimenta le sorgenti ipo e meso termali beriche e quelle comprese fra i Colli Berici e i Colli Euganei. Un secondo ramo principale riguarda le circolazioni più meridionali in cui la distribuzione dei fluidi sembra suddividersi nei rami passanti, l'uno da Abano T. ed un altro da Battaglia T. – Galzignano T., mentre quello di Montegrotto T. sarebbe una zona di miscelazione tra i due precedenti.

Le acque euganee s.s. risultano ipertermali, con un range di temperatura compreso tra 60 e 86 °C e trovano sede nel substrato roccioso fessurato e in alcuni orizzonti sabbiosi della copertura quaternaria.

Nel substrato roccioso esisterebbero due sequenze idrostratigrafiche distinte, sede delle acque termali; la prima, situata a una maggiore profondità, è costituita da calcari del Giurassico caratterizzati da giunti beanti ad elevata spaziatura, mentre la seconda, meno profonda, ma altrettanto fratturata, è identificabile nella formazione della Maiolica (*Cretacio medio-inferiore*) dotata di uno spessore di 200 ÷ 300 m.

Le indagini idrochimiche effettuate nell'ambito dei lavori di Piccoli *et al.* (1976) e di Dal Piaz *et al.* (1994) sono state estese anche ai fluidi termali e freddi circolanti nei Colli Berici e nei Colli Euganei, da cui è stato possibile distinguere tre famiglie chimiche principali:

- le acque fredde collinari di tipo bicarbonato calciche;
- le acque termali delle sorgenti beriche ed euganee gruppo A, essenzialmente di tipo solfato-calcico probabilmente legate alla messa in soluzione in profondità di rocce evaporitiche;
- le acque termali euganee (gruppo B) classificate del tipo clorurato alcaline e in particolare clorurato sodiche, ovvero salso-bromo-iodiche secondo la classificazione di Morotta e Sica (1933) utilizzata in ambito medico, alla cui genesi concorrerebbe il mescolamento con acque salate fossili di origine marina.

Tra le acque termali euganee è possibile effettuare ulteriori distinzioni correlando i valori delle temperature con il contenuto totale dei soluti disciolti (salinità):

Le indagini chimiche effettuate a partire dagli anni '70 fino al 1994 nel corso di alcune campagne di rilevamento, non hanno evidenziato significative variazioni dei parametri analizzati.

Località termale	Temperatura [°C]	Salinità [g/l]
Abano	72 – 85	4 – 6
Montegrotto	60 – 80	3,5 – 5
Battaglia-Galzignano	40 – 71	1,4 – 2,5

Tabella 2.4 – Valori di temperatura e di salinità delle principali località termali euganee.

2.6 Caratteristiche chimiche e fisiche delle acque termali veronesi

(Enrico Castellaccio, Laura Agostini, Davide Dal Degan)

Le conoscenze sullo stato chimico, fisico ed isotopico delle acque calde del veronese derivano da pochi approfondimenti condotti da alcuni studiosi che nell'arco degli ultimi trent'anni si sono occupati dei rapporti genetici tra termalismo e contesto idrogeologico. Tra questi, possono essere citati i lavori di Sighinolfi *et al.* (1982), Castellaccio (1993, 1995, 2000) e di Dal Degan (2000) da cui, in parte, sono derivate le considerazioni riportate nel presente paragrafo.

Dall'analisi sullo stato termico delle acque di falda riguardanti la maggior parte del sottosuolo veronese si deduce che le temperature fino a 14 °C sono da considerarsi “normali” e fisiologiche di una normale circolazione vadosa o diffusa all'interno di sedimenti porosi. Qualora, però, si rinvenissero acque di falda proprie dei rilievi collinari o della pianura dotate di valori di temperatura superiori a 14 °C, ciò è sempre sintomatico di condizioni di anomalia termica, che può essere spiegata invocando una certa mescolanza tra le acque degli acquiferi locali con quelle di origine profonda appartenenti al circuito idrotermale del Veneto occidentale.

In provincia di Verona i valori di anomalia termica variano tra 15 e 52 °C ed essi riguardano acque del sottosuolo che generalmente si rinvenivano all'interno di due aree abbastanza circoscritte, identificate nel Distretto termale della pianura orientale e nel Distretto termale della pianura settentrionale. Più raramente, valori di anomalia termica vengono misurati in pozzi per acqua esterni ai Distretti sopra citati ed essi costituiscono segnalazioni isolate di affioramento del circuito idrotermale (Fig. 2.12).

Considerando il parametro temperatura la classificazione delle acque adottata nel presente lavoro è la seguente:

temperatura °C	fino a 14	15 – 36	37 – 50	> 50
tipologia	fredde	ipotermali	mesotermali	ipertermali

Tabella 2.5 – Classificazione delle acque adottata nel presente lavoro considerando il parametro temperatura.

2.6.1 I parametri geochimici

Le caratteristiche geochimiche sono indispensabili per interpretare le caratteristiche idrogeologiche del sottosuolo, per tentare di valutare le circolazioni idriche e per individuare le zone di alimentazione o di diffusione dei fluidi.

Sulla base degli elementi chimici che caratterizzano la composizione delle acque è sempre possibile distinguere quelle provenienti dal circuito idrotermale da quelle fredde locali e ciò è particolarmente evidente mano a mano che il valore della temperatura aumenta.

Talvolta è possibile valutare la presenza delle acque di origine idrotermale per via indiretta all'interno di particolari contesti idrogeologici di cui è nota la geologia e le condizioni idrochimiche degli acquiferi presenti. Ad esempio, per quanto riguarda la bassa Val d'Illasi e la Valpolicella, nelle acque freatiche ed artesiane normalmente si riscontra la presenza di elevate concentrazioni di nitrati di origine antropica mentre, laddove negli stessi acquiferi si verifica una risalita termale con conseguenti fenomeni di mescolanze idriche, esiste un abbattimento delle concentrazioni dei composti azotati. Per tali aree si hanno quindi spontanee condizioni di risanamento ambientale proprio a seguito della diffusione dei fluidi idrotermali (cfr. paragrafo 5.1).

Un altro caso significativo riguarda alcune aree dell'area gardesana orientale in cui è nota la presenza di condizioni di inquinamento delle acque del sottosuolo morenico contaminate da valori significativi di ammoniaca, ferro, manganese e arsenico. In questo contesto, si ritiene che i processi di alterazione chimica sarebbero favoriti dall'aumento di calore indotto dalla diffusione termale entro i sedimenti torbosi o dotati di elevata sostanza organica in decomposizione, rendendo solubili quei composti minerali che determinano la non potabilità delle acque. Pertanto, per queste zone le acque con anomalia termica sono spesso accompagnate anche da un caratteristico contenuto salino che, al contrario del caso precedente, le rende non adatte o compromesse per l'uso idropotabile.

Definizioni e metodologia delle analisi chimiche

La caratterizzazione chimica dell'acqua avviene attraverso la determinazione dei contenuti in micro e macro elementi e tali dati si ricavano con l'utilizzo di varie tecnologie e strumentazioni standard che devono garantire una metodica universalmente riconosciuta a cui correlare una ben definita approssimazione di misura.

I campioni di acqua analizzati nell'ambito del lavoro di Dal Degan (2000) si sono avvalsi dei laboratori A.R.P.A.V di Verona e dell'Università La Sapienza di Roma, di quello del C.R.R. (Centro Regionale Radioattività) dell'Ospedale di Borgo Roma di Verona e delle strutture e mezzi del Museo Civico di Storia Naturale di Verona.

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

Conducibilità elettrica. Tale parametro descrive la capacità che ha l'acqua di condurre la corrente elettrica; la sua misura viene effettuata con l'utilizzo di un conduttivimetro e la misura viene riportata alla temperatura di 20°C con una variazione di più o meno 2% per grado. Il valore ottenuto viene espresso in $\mu\text{S}/\text{cm}$.

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

La determinazione di questo parametro può essere eseguita in modo diretto: questo procedimento consiste nel portare in muffola alla temperatura di 180 °C un campione opportunamente dimensionato, pesandone successivamente i residui. La realizzazione di tale procedura richiede grande cura, precisione e disponibilità di strumentazione adeguata, cosicché si preferisce risalire al valore del residuo fisso con un metodo indiretto più facile che prevede la misura della conducibilità elettrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$).

È stato infatti osservato che il residuo fisso è proporzionale alla conducibilità elettrica del campione secondo un coefficiente di trasformazione che segue la seguente formula: residuo fisso = $\alpha \times \delta_{20^\circ}$

dove α è il coefficiente di trasformazione e δ_{20° è la conducibilità elettrica a 20 °C. (Tabella 2.6).

Durezza. La durezza si esprime generalmente in gradi francesi (°F) oppure in mg/l di CaCO_3 e si può calcolare una volta conosciute le concentrazioni degli ioni alcalino-terrosi.

Il metodo più utilizzato è una titolazione volumetrica basata sulle proprietà chelanti dell'acido etilendiammintetraacetico (EDTA) di cui si usa solitamente un sale bisodico in soluzione M/100. La titolazione avviene in ambiente alcalino tamponato a pH = 10 in presenza di un altro complessante che funge da indicatore. L'indicatore utilizzato è il nero eriocromo T che in presenza di Ca^{2+} e Mg^{2+} forma complessi labili di colore rosa. La precisione di tale metodo è di circa 0,2 °F.

Conducibilità δ_{20°	<50	50-166	167-333	334-833	834-1000	>1000
Coefficiente α	1.365079	0.947658	0.769574	0.715920	0.758544	0.850432

Tabella 2.6 – Partendo dal valore della conducibilità elettrica e dal corrispondente coefficiente α è possibile risalire al valore del residuo fisso (Chetoni, 2000).

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

Il piaccametro più usato possiede la precisione di due decimali. La taratura viene effettuata giornalmente a pH = 7 e pH = 9 con soluzioni di riferimento fornite dalla ditta costruttrice.

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

Per identificare in modo preciso i punti di equivalenza, non ci si affida all'occhio del chimico analizzatore ma alle tecniche colorimetriche (descritte di seguito) che permettono un errore di 50 mg/l. Moltiplicando il valore ottenuto dell'alcalinità per 1,22 si ottiene il valore in mg/l dello ione HCO_3^- .

Determinazioni in colorimetria

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

La tabella seguente mostra i limiti di rilevabilità per la strumentazione comunemente utilizzata rappresentata da un analizzatore a flusso continuo. La cella ha due fori: uno nella parte alta e l'altro in basso per permettere alla soluzione di uscire una volta completata l'analisi, dopodiché la cella viene automaticamente pulita. I parametri analizzati in colorimetria sono: alcalinità, nitriti, nitrati, ammoniaca, solfati, ferro e durezza.

Determinazioni in assorbimento atomico

Il principio su cui si basa la spettrofotometria in assorbimento

atomico è quello per cui gli atomi della sostanza in esame dispersi in una fiamma sono in grado di assorbire per risonanza una particolare radiazione monocromatica che li colpisce. Questo fenomeno permette la rivelazione di quasi tutti i metalli con una sensibilità in ppb.

La spettrofotometria in assorbimento atomico viene utilizzata per la determinazione del calcio, magnesio, sodio, potassio, rame, piombo e cromo.

Determinazione in gascromatografia

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

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

Misura del gas Radon

Per la misura del gas Radon in acqua (isotopo ^{222}Rn) possono essere utilizzati alcuni metodi i cui risultati sono tra loro comparabili:

Metodo del "becker di Marinelli"

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

La concentrazione del gas Radon si ottiene misurando l'attività dei suoi discendenti ^{214}Pb e ^{214}Bi , gamma emittenti, in condizioni di equilibrio radioattivo. Per ridurre la dispersione del gas in aria, durante il campionamento, si realizza un'opportuna struttura di raccordo tra il punto di prelievo dell'acqua e l'apertura del becker. Questo accorgimento permette di limitare l'incertezza dovuta alle perdite di gas durante il prelievo al 5%. Durante l'esecuzione della prova è importante che:

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

Ioni	Limite di rilevabilità
Alcalinità	50 mg/l
SO_4^-	5 $\mu\text{g/l}$
Fe	0,05 mg/l
PO_4^-	0,1 mg/l
NO_3^-	1 mg/l
Cl^-	1 mg/l
NO_2^-	0,01 mg/L
NH_3	0,1 mg/L
Durezza	0,2 °F

Tabella 2.7 – I parametri analizzabili e i limiti di rilevabilità ionica in colorimetria.

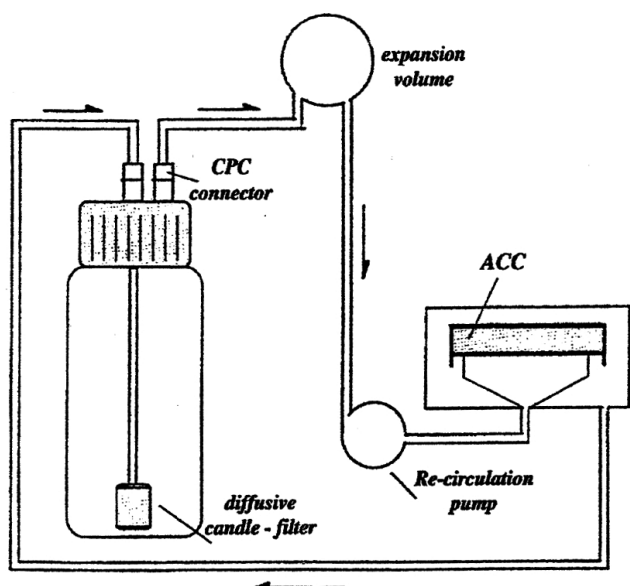


Fig. 2.33 – Schema della strumentazione con il metodo dei “canestri a carboni attivi”

Metodo dei “canestri a carboni attivi”

Il radon viene rilevato attraverso il trasferimento del gas estratto dall'acqua nei carboni stessi. Il metodo consiste nel degasare un campione di 250 ml di acqua utilizzando un apparecchio costituito da una pompa della portata di 2,5 l/min che permette il degasamento dell'acqua ed il contemporaneo convogliamento del gas all'interno dei canestri contenenti i carboni che hanno la capacità di assorbire il radon. I canestri, una volta sigillati, devono essere spediti al laboratorio dove, mediante la misura dei picchi del ^{214}Pb e del ^{214}Bi con la spettrometria γ , si risale alla concentrazione del ^{222}Rn espresso in Bq/l.

Metodo della “celletta al solfuro di zinco”

Il campione d'acqua da analizzare viene raccolto in bottiglie in vetro (gorgogliatori) per il lavaggio dei gas, dove precedentemente era stato fatto il vuoto. Mediante un filtro si collega il gorgogliatore ad una camera di scintillazione e successivamente il campione d'aria, che viene mantenuto alla temperatura di 60 °C, viene mescolato con altri gas privi di radon (elio) e poi convogliato alla celletta a solfuro di zinco da cui è possibile procedere con la misura della concentrazione del ^{222}Rn secondo i metodi delle “camere a scintillazione” o dei “due filtri” utilizzati tipicamente per la misura del gas radon in aria (Bassignani *et al.*, 1987).

2.6.2 I parametri chimici significativi delle acque termali veronesi

Un parametro significativo delle acque termalizzate è rappresentato dal residuo fisso espresso, in mg/l a 180 °C, ed esso rappresenta il grado di mineralizzazione, ovvero la quantità totale dei soluti pre-

senti nell'acqua. Per stabilirne il valore, nella pratica si passa attraverso la misura della conducibilità elettrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) adottando gli appositi coefficienti di trasformazione precedentemente citati. In questo caso la conducibilità elettrica si concretizza nel passaggio elettrico entro la soluzione, dovuto alla presenza degli ioni positivi e negativi, e il suo valore aumenta all'aumentare dei sali presenti.

Il contenuto in sali delle acque sotterranee è legato in generale a vari fattori tra cui il tempo di permanenza nel sottosuolo e la velocità di circolazione; esso, infatti, tende ad essere tanto maggiore quanto più la circolazione è lenta e i percorsi delle acque lunghi ed è favorito se la roccia risulta porosa e a grana fine o se è elevato il suo grado di fratturazione. Inoltre dipende dalla composizione del materiale con cui l'acqua viene a contatto e dalla temperatura e dalla profondità dell'acquifero, ovvero da una serie di condizioni che influiscono sulla velocità delle reazioni chimiche.

Le acque termalizzate situate nei due distretti del veronese presentano la tendenza ad aumentare il valore del residuo fisso con la temperatura e, in base a tale parametro, le acque sono classificate mediominerali per valori di temperatura fino a circa 40 °C e minerali per valori di temperatura superiori a 40 °C in cui, comunque, i valori del residuo fisso misurati, non superano i 1200 mg/l.

Residuo Fisso in mg/l a 180 °C	< 200	200-1000	> 1000
Conducibilità elettrica $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 20 °C	< 260	260-1320	>1320
Tipologia di acqua	oligominerali	mediominerali	minerali

Tabella 2.8 – Classificazione delle acque in base al residuo fisso a 180 °C (Celico, 1986).

Il pH indica il livello di acidità o di basicità di un'acqua, che nelle acque moderatamente mineralizzate varia generalmente tra 7,2 e 7,5. Tenzialmente tale parametro presenta valori più elevati per quelle acque circolanti nei calcari, mentre per quelle diffuse all'interno di rocce silicee (o comunque povere di carbonato di calcio) raggiunge anche il valore di 6.

Nell'ambito delle acque termali esaminate, il valore medio si attesta su 7,2 e riguarda acque appartenenti ad un range termico alquanto esteso le cui temperature variano dai 27 ai 46 °C fino ai 52 °C. Tuttavia, lo spettro di tutti i valori presi in considerazione accorpa valori compresi tra 6,9 e 8,11, rendendo plausibile l'esistenza di condizioni ambientali ed

idrodinamiche particolari probabilmente legate alla presenza di sostanze organiche vegetali (torbe).

Per durezza di un'acqua si intende la quantità di elementi alcalinoterrosi (calcio e magnesio) in essa presenti a temperatura normale, sottoforma di carbonati, bicarbonati ed altri sali (solfati, cloruri) sebbene questi ultimi non siano mai presenti in quantità tale da influire in modo marcato sul valore complessivo di tale parametro (Celico, 1986).

Quando si parla di durezza si distingue:

- *durezza temporanea* che esprime il contenuto dei metalli alcalinoterrosi sottoforma di bicarbonati. È detta temporanea poiché con l'ebollizione i bicarbonati possono essere separati dall'acqua precipitando sottoforma di carbonati;
- *durezza permanente* che è quella residua dopo l'ebollizione, essendo determinata da solfati e cloruri di calcio e magnesio che rimangono in soluzione durante il trattamento;
- *durezza totale* che è riferita alla somma della durezza permanente e della temporanea e in generale attiene alle acque sorgive o da pozzo.

I valori della durezza vengono generalmente espressi in mg/l di CaCO_3 o in gradi francesi (°F) e in base a tale parametro le acque vengono così classificate:

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

Tabella 2.9 – Classificazione delle acque in base alla durezza. Un grado francese corrisponde a 10 mg/l di CaCO_3 (Celico, 1986).

Anche per tale parametro i valori riscontrati nei vari distretti termali del veronese tendono ad aumentare con la temperatura:

Temperatura (°C)	27	46	52
Durezza (°F)	31,5	33,5	36,4
Acqua	mediamente dura	dura	dura

Tabella 2.10 – Classificazione delle acque termali del veronese in base alla temperatura e alla durezza. I dati riportati si riferiscono ai punti di prelievo più rappresentativi del Distretto termale della pianura orientale (Terme di Giunone: 27 °C) e del Distretto termale della pianura settentrionale (Domegliara: 46 °C; Corte dei Frati di Piovezzano: 52 °C).

Le acque termali veronesi risultano tutte acque bicarbonate con quantità variabili di ione solfato e sono

da collegarsi alla circolazione in terreni essenzialmente carbonatici in cui la salinità è direttamente proporzionale con il termalismo. Le acque dotate di maggiore temperatura presentano, infatti, un contenuto salino tendenzialmente sempre più elevato e un significativo incremento nel contenuto di solfati e di cloruri.

I solfati deriverebbero dagli scambi con le profonde rocce serbatoio caratterizzate da minerali di origine evaporitica (dolomie e calcari dolomitizzati), mentre i cloruri potrebbero essere legati alla presenza di rocce sedimentarie di origine marina, non completamente consolidate e ancora impregnate di acque salmastre, costituenti la parte sommitale del substrato pre-pliocenico padano nell'ambito della pianura veronese.

I solfati, in particolare, tendono ad essere in quantità più abbondante nelle acque calde del Distretto termale della pianura settentrionale rispetto all'area orientale, in cui è plausibile che la maggiore mineralizzazione derivi da un contatto più esteso con i depositi evaporitici presenti nel substrato triassico del basamento regionale. Ciò sarebbe concorde con il quadro tettonico-strutturale di tale settore del veronese, in cui si verifica la sovrapposizione e la duplicazione della serie stratigrafica e quindi una circolazione di fluidi più profonda, con tempi di permanenza più lunghi a contatto con litotipi contenenti gessi ed anidriti.

Temperatura (°C)	27	46	52
Solfati (mg/l)	113	116	121

Tabella 2.11 – Variazione della concentrazione dei solfati nelle acque termali del veronese con la temperatura. I dati riportati si riferiscono ai punti di prelievo più rappresentativi del Distretto termale della pianura orientale (Terme di Giunone: 27 °C) e del Distretto termale della pianura settentrionale (Domegliara: 46 °C; Corte dei Frati di Piovezzano: 52 °C).

I cloruri, poiché subiscono modificazioni minime per fenomeni di scambio ionico, vengono riconosciuti come ottimi traccianti naturali in cui le concentrazioni generalmente aumentano in presenza di circolazioni idriche lente o di percorsi lunghi:

Temperatura (°C)	27	46	52
Cloruri (mg/l)	45	293	407
Acqua	dolce	deb. salmastra	deb. salmastra

Tabella 2.12 – Classificazione delle acque termali del veronese sulla base della variazione della concentrazione dei cloruri con la temperatura. I dati riportati si riferiscono ai punti di prelievo più rappresentativi del Distretto termale della pianura orientale (Terme di Giunone: 27 °C) e del Distretto termale della pianura settentrionale (Domegliara: 46 °C; Corte dei Frati di Piovezzano: 52 °C).

Le elevate concentrazioni di cloruri rilevate nel Distretto termale della pianura settentrionale sarebbero da mettere in relazione ad una maggiore profondità del circuito idrotermale rispetto all'area orientale, in cui la circolazione dei fluidi interesserebbe spessori consistenti di sedimenti marini poco consolidati.

Anche altri elementi, quali sodio e potassio, presentano una maggiore concentrazione in base al crescere del valore della temperatura:

Temperatura (° C)	< 14	27	46	52
Sodio (mg/l)	2	27,9	180,3	238
Potassio (mg/l)	0,8	4,8	18,3	21,7

Tabella 2.13 – Variazione della concentrazione del sodio e del potassio nelle acque del veronese con la temperatura. I dati riportati si riferiscono ai valori medi delle acque fredde collinari e ai punti di prelievo più rappresentativi del Distretto termale della pianura orientale (Terme di Giunone: 27 °C) e del Distretto termale della pianura settentrionale (Domegliara: 46 °C; Corte dei Frati di Piovezzano: 52 °C).

2.6.3 Elementi in tracce

Tra gli elementi in traccia nelle acque termalizzate si possono ricordare:

- il litio, utilizzato come tracciante chimico delle aree geotermiche per il fatto che non forma minerali propri e per il basso contenuto di tale elemento nelle acque superficiali;
- il ferro, derivato per decomposizione dei solfuri sotto forma di ione ferroso e, quando si rinviene ad elevate concentrazioni, è indice della presenza di materiali organici vegetali in via di trasformazione nell'ambito di particolari condizioni ambientali del sottosuolo;
- il mercurio, le cui concentrazioni sono in funzione del chimismo generale e infatti i valori maggiori si riscontrano nelle acque ipertermali clorurato – sodiche.

Elementi quali boro, manganese, stronzio, fluoro, arsenico, rubidio, silice e lo ione ammonio, oltre i già citati litio e ferro, vengono mobilizzati in condizioni termiche abbastanza elevate (> 30 °C) e sono quindi elementi guida per indicare l'esistenza di zone termali in genere.

2.6.4 I gas disciolti

Le acque naturali contengono in soluzione dei gas che possono risultare importanti per spiegare la dinamica delle acque termali. L'emergenza dei gas in su-

perficie avviene solitamente attraverso la concomitante risalita delle acque oppure a seguito dell'esistenza di fessure e di pori nelle rocce attraversate. A seconda del tipo di gas, la loro origine può interessare circuiti profondi o essere più superficiale.

Il più importante dei gas per frequenza ed abbondanza è l'anidride carbonica, i cui tenori superiori alla norma generalmente indicano l'esistenza di circuiti idrotermali profondi, ma anche la possibile presenza nel sottosuolo di sostanze organiche in via di decomposizione (vegetali, torbe).

Interessante è anche la presenza di ossigeno disciolto (O₂), la cui concentrazione diminuisce all'aumentare della temperatura, quindi con l'approfondimento dei circuiti idrotermali, mentre aumenta laddove esiste una circolazione veloce e superficiale in cui esistono tempi di rinnovamento alquanto rapidi che non permettono l'innescare dei processi di ossidazione.

Un gas oggetto di recenti studi è il radon (²²²Rn), che rappresenta la principale sorgente di radioattività naturale proveniente dal sottosuolo, la cui origine deriva dal decadimento del radio a sua volta generato dall'uranio quale principale sostanza radioattiva naturale della crosta terrestre.

L'importanza di tale elemento per salute pubblica è legata al fatto di essere gravemente nocivo quando, in concentrazioni significative, viene inalato all'interno di ambienti non sufficientemente aerati (scantinati, grotte, ecc.). Infatti, il radon che proviene dal radio contenuto in misura molto variabile in tutti i suoli e nei materiali da costruzione estratti da cave (per lo più tufi e lave), tende a concentrarsi nei locali chiusi dei fabbricati e degli ambienti di lavoro determinando, per esposizione prolungata di alte concentrazioni, un elevato rischio di sviluppare il tumore al polmone.

Per tale motivo è importante misurare la concentrazione di tale gas in corrispondenza a particolari contesti geologici di risalita, come ad esempio presso le aree termali, così da poter monitorare tale parametro e valutare il rischio legato alla permanenza delle persone negli spazi chiusi e aperti per decidere eventuali azioni di rimedio.

Il gas Radon

Molti non sanno della possibile presenza del gas radon nella propria abitazione o nel luogo di lavoro e che questo elemento può risultare gravemente nocivo per la salute.

Il radon infatti costituisce la seconda causa di tumore al pol-

mone dopo il fumo di sigaretta ed esso risulta più pericoloso del benzene, dell'amianto e dell'esposizione ai campi elettromagnetici.

Se si è esposti per tutto l'anno a dosi pericolose di radon, la possibilità di contrarre patologie cresce con la concentrazione di tale gas nell'edificio e se la concentrazione raddoppia, raddoppia anche il rischio. Il radon tende a concentrarsi nei piani più bassi, ovvero nei locali interrati, seminterrati e al piano terra. Va anche precisato che non esiste una concentrazione di radon al di sotto della quale non vi è alcun rischio per contrarre il tumore al polmone ed è accertato che la soglia di esposizione prolungata (6-8 ore/giorno) è comunque inferiore a 150 Bq/m^3 .

Il D.lgs. n. 241 del 26.05.2000 stabilisce in 500 Bq/m^3 la soglia per l'esposizione al radon negli ambienti di lavoro, mentre nelle civili abitazioni la Comunità Europea (CEC 90/143) raccomanda di non esporsi a concentrazioni superiori a 200 Bq/m^3 . Negli USA la concentrazione limite è stabilita in 150 Bq/m^3 .

Per tale motivo viene suggerito di verificare la reale presenza di radon nel proprio ambiente domestico o di lavoro per apportare eventuali azioni di rimedio o soluzioni di bonifica.

Nel Veneto il livello medio di radon rilasciato dal terreno risulta di 94 Bq/m^3 mentre già in Lombardia arriva a 120 Bq/m^3 . La concentrazione media di radon negli edifici italiani è stimata in circa 70 Bq/m^3 .

In generale il radon è caratteristico di alcuni tipi di rocce (per lo più magmatiche) e fuoriesce continuamente in modo spontaneo dal terreno. Considerando che è un gas facilmente solubilizzabile nelle acque del sottosuolo, esso viene rilevato alla bocca dei pozzi, siano essi infissi nella roccia o nelle alluvioni della pianura.

Per quanto riguarda i pozzi per acqua, si è visto che la possibilità di rilevamento di tale gas è collegata all'esistenza di strutture geologiche sotterranee che possono permettere una veloce risalita dei fluidi dal substrato roccioso fino alla superficie in quanto, considerando il breve tempo di dimezzamento (3,824 giorni), eventuali stazionamenti lunghi tenderebbero a ridurre la concentrazione.

I valori maggiori di radon si manifestano, quindi, in corrispondenza di pozzi che emungono direttamente dal basamento roccioso oppure i valori tendono ad aumentare con la vicinanza degli stessi a strutture tettoniche profonde costituite da faglie attive, le cui concentrazioni tendono ad essere ancor più elevate se le faglie sono sede di attività sismica (Fornaseri, 1994).

Lo studio condotto da Bassignani *et al.* (1987) presso le Antiche Terme di Giunone sulla misura della concentrazione del radon in aria, evidenzia valori che oscillano tra un massimo di 86 Bq/m^3 presso

la piscina Brentella ad un minimo di $1,17 \text{ Bq/m}^3$ alla piscina Olimpica. I valori rilevati nel sito rientrano come ordine di grandezza tra quelli tipici delle normali concentrazioni ambientali il cui contributo, di gran lunga determinante, è quello legato soprattutto alla risalita dal sottosuolo e in qualche misura anche ai radionuclidi della famiglia dell'uranio presenti in tutti i materiali da costruzione.

Valori ben maggiori si riscontrano invece in particolari situazioni ambientali, come ad esempio presso la grotta turistica di Monte Capriolo (Monti Lessini), situata in Comune di Roverè Veronese, dove un monitoraggio effettuato da Trotti e Zorzin (2000) nel biennio 1998-1999, ne ha verificato concentrazioni medie annue di 3900 Bq/m^3 , ovvero 45 volte maggiori rispetto a quelle di Caldiero.

Per quanto riguarda le concentrazioni di radon nelle acque, si segnala che presso le Antiche Terme di Giunone di Caldiero (temperatura dell'acqua pari a $26-27^\circ\text{C}$) l'attività di questo gas raggiunge valori pari a $9,91 \text{ Bq/l}$ presso la piscina Brentella, $8,99 \text{ Bq/l}$ alla piscina Cavalla e $6,17 \text{ Bq/l}$ al pozzo Olimpica (Bassignani *et al.*, 1987).

Nell'area termale di S. Ambrogio – Domegliara sono stati registrati valori di $35,9 \text{ Bq/l}$ da pozzi in roccia la cui temperatura dell'acqua è di circa 31°C , mentre nell'intorno di Colà di Lazise i pozzi profondi infissi nei sedimenti morenici (25°C) hanno registrato valori intermedi di $6,6 \text{ Bq/l} \div 11,7 \text{ Bq/l}$ (Dal Degan, 2000). I pozzi di acque fredde della Lessinia, infissi nelle rocce carbonatiche per $250 \text{ m} - 300 \text{ m}$, mostrano invece un bassissimo contenuto in Radon ($0,1 \text{ Bq/l} - 1,6 \text{ Bq/l}$) probabilmente dovuto all'esistenza di percorsi idrici veloci e superficiali, che interessano rocce calcaree povere di elementi radioattivi non direttamente collegate a strutture tettoniche profonde.

I dati fino ad ora a disposizione indicherebbero che la concentrazione del gas radon rilevata nelle acque sia, con una certa tendenza, direttamente proporzionale al valore della temperatura, ma più precisamente si è visto che le maggiori concentrazioni sarebbero dovute all'esistenza di una fratturazione più o meno intensa del substrato che favorirebbe la veloce risalita dei fluidi dal più profondo basamento roccioso.

A tal riguardo, appare evidente una stretta correlazione tra i valori di concentrazione del radon e il quadro sismotettonico del territorio provinciale, come reso evidente dalla presenza di faglie sismogeniche nel substrato della pianura comprese nell'ambito dei distretti termali del veronese.

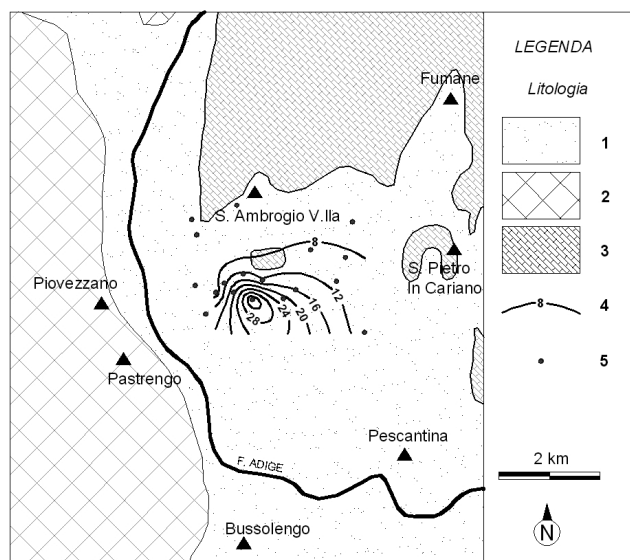


Fig. 2.34 – Tentativo di stabilire delle isoconcentrazioni di radon (^{222}Rn) nelle acque tra Ospedaletto e Domegliara, nell'ambito di una campagna di misure effettuate su una serie di pozzi di acqua fredda e calda (Dal Degan, 2000).

Legenda: 1) depositi alluvionali e fluvio-glaciali; 2) anfiteatri morenici del Garda e di Rivoli V.se; 3) affioramenti di rocce dei rilievi collinari e montuosi; 4) linea di isoconcentrazione di radon in Bq/l; 5) pozzo per acqua principale.

Va fatto presente che i valori del radon (^{222}Rn) misurati per l'area di S. Ambrogio e Caldiero sono coerenti con la sismicità della zona e in generale può essere evidenziato che la loro presenza caratterizza quei settori del territorio provinciale dotati di rischio sismico medio, in cui già storicamente si sono verificati terremoti di intensità anche elevata (Panizza *et al.*, 1981).

2.6.5 I dati isotopici

L'origine dei fluidi è da mettere in relazione ad un vasto circuito idrotermale esteso a livello regionale, sviluppato all'interno dei rilievi montuoso – collinari di composizione carbonatica dominante, nell'ambito del quale le acque meteoriche cadute nella fascia alpina e prealpina sono assorbite e convogliate in profondità.

Al fine di avere indicazioni sulla quota di infiltrazione di tali acque meteoriche è stato fatto riferimento alla concentrazione dell'isotopo dell'ossigeno ^{18}O contenuto nelle acque termali, mentre è stato considerato l'isotopo del carbonio ^{14}C per valutare i tempi di giacenza nel sottosuolo.

I pochi dati disponibili fanno riferimento al lavoro di Sighinolfi *et al.* (1982) nel quale vengono prese

in considerazione diverse aree della Pianura Padana, tra cui il veronese. In analogia ad altre acque termali venete, essi documentano che il valore dell'unità delta (d) del rapporto isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ risulta più negativo per le acque a temperatura via via più alta, passando da valori di $-8,2\%$ a $-9,1\%$. Tali elementi di valutazione, considerando anche il quadro geologico e strutturale generale del veronese-trentino, suggeriscono l'ipotesi che l'alimentazione dei fluidi più caldi corrisponda a zone situate ad un'altitudine compresa tra 1.000 e 1.500 m s.l.m. e quindi aree lontane anche molte decine di chilometri dai punti di prelievo situati in pianura. Ai valori meno negativi corrispondono invece quote di infiltrazione corrispondenti alla fascia pedemontana.

In ragione dei lunghi percorsi sotterranei delle acque appartenenti al circuito idrotermale, che iniziano dalla superficie e si sviluppano nel sottosuolo anche per alcuni chilometri, è intuibile che i tempi di giacenza dei fluidi nel sottosuolo siano molto lunghi e comunque di molto superiori a quelli delle tradizionali acque carsiche dei massicci collinari-montani.

Per quanto riguarda le acque carsiche della Lessinia, Patrizi (2002) stima tassi di rinnovamento standard che possono essere valutati nell'ordine di qualche giorno fino al massimo di 6 mesi, ma che aumentano fino a 1 ÷ 2 anni per quelle acque basali-profonde, molto limitate in quantità, appartenenti a fasi finali di cicli di esaurimento.

Le acque appartenenti ai circuiti idrotermali presentano tipicamente tempi di giacenza dell'ordine delle migliaia di anni. Alcune misure relative all'isotopo ^{14}C su acque termalizzate dell'area padana set-

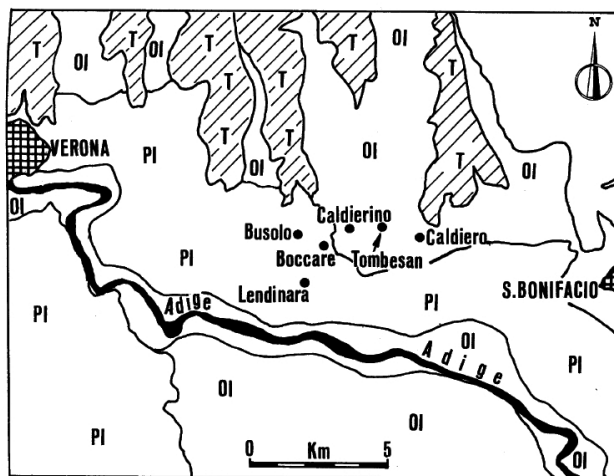


Fig. 2.35 – Localizzazione del Pozzo Lendinara (Sighinolfi *et al.*, 1982).

tentrionale, hanno permesso di stabilire tempi di permanenza negli acquiferi fino a 18.600 anni, la cui variabilità dipende dai contesti idrogeologici e quindi dalle profondità e dall'estensione dei circuiti geotermici (Sighinolfi *et al.*, 1982).

Per il veronese, gli stessi Autori hanno proposto una datazione corretta di 3.400 anni effettuata con il metodo del ^{14}C su di un campione di acqua termale proveniente da un pozzo alluvionale situato presso Lendinara (comune di Zevio), il cui valore sarebbe rappresentativo del Distretto termale della pianura orientale e confermerebbe l'esistenza di un circuito idrotermale profondo e di vaste dimensioni, con nulle o minime connessioni con il sistema idrico superficiale.

In modo analogo, anche per l'area euganea alcune datazioni sulle acque termali effettuate utilizzando il ^{14}C hanno fornito un'età dell'ordine di alcune migliaia di anni (Boaretto *et al.*, 2003), rendendo plausibile che, anche per il Distretto termale della pianura settentrionale simile per valori di temperatura e chimismo, i tempi intercorsi tra l'infiltrazione delle acque meteoriche nelle zone di ricarica e la loro venuta a giorno nella zona di pianura, siano dello stesso ordine di grandezza.

Gli isotopi stabili dell'ossigeno, il deuterio e il trizio.

Il ruolo dell'ossigeno ^{18}O è quello di fornire indicazioni sulla quota altimetrica a cui è avvenuta l'infiltrazione delle acque. Il rapporto isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 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 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (composizione isotopica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ denominata Standard Mean Ocean Water).

I più importanti processi naturali che determinano frazionamenti isotopici nelle acque sono quelli di evaporazione e di condensazione. La specie isotopica più leggera e volatile è formata da H_2^{16}O mentre quella più pesante è costituita da H_2^{18}O e, pertanto, nel processo di evaporazione il vapore che si forma avrà un rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 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. Di conseguenza avremo che alle alte latitudini o entro i continenti, le precipitazioni, avendo origine da un vapore già impoverito per le precipitazioni precedenti, risultano isotopicamente più leggere di quelle alle basse latitudini o delle zone costiere. In modo sostanzialmente analogo, le piogge invernali hanno un contenuto in ^{18}O più basso di quelle estive nella stessa regione, perché 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 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.

Va tuttavia considerato che altri fattori concorrono a modificare la composizione isotopica originaria dell'acqua di un determinato acquifero, come ad esempio:

- il mescolamento di acque appartenenti ad acquiferi diversi, magari tra acquiferi freatici e acquiferi di acque molto antiche o salmastre;
- i fenomeni di scambio isotopico tra l'ossigeno dell'acqua e quello delle rocce ossigenate serbatoio (calcarei e silicati), più accentuati in condizioni di termalità.

Se si considera che esiste anche una certa dipendenza tra la temperatura e la quota altimetrica di infiltrazione è possibile stabilire una relazione generale tra il contenuto in ^{18}O e la quota cui la pioggia precipita ed inizia il processo di infiltrazione nel sottosuolo.

In particolare, lo studio della miscela isotopica dell'acqua sorgiva orientato a stabilire la quota di infiltrazione delle acque piovane che l'alimentano, considera il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ espresso in unità delta (δ) che divengono sempre più negative all'aumentare della quota, secondo la seguente espressione:

$$\delta = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ campione}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ standard}} - 1 \right) \right] \times 1000$$

Il ruolo del deuterio (^2H isotopo dell'idrogeno) nelle misure isotopiche è sostanzialmente quello di controllo della qualità dei dati emersi dall'utilizzo dell' ^{18}O , in quanto tra i due isotopi esiste una dipendenza diretta.

Il trizio (^3H) viene utilizzato come tracciante per stabilire l'età dell'acqua, ovvero i tempi di residenza dell'acqua meteorica negli acquiferi del sottosuolo dopo essersi infiltrata dalle aree di ricarica. Sia l' ^{18}O che il trizio presentano lo stesso limite metodologico: in entrambi i casi ci si basa sulla differenza tra il segnale di ingresso e quello di uscita, ma poiché non è noto a priori il ritardo di fase tra i due segnali, vi è una certa incertezza di fondo che si traduce in una difficoltà di applicazione e di attendibilità dei risultati.

Infatti, l'applicazione di tale metodo trova seri problemi qualora esistano lunghi tempi di permanenza delle acque nel sottosuolo poiché il contenuto iniziale non è noto a priori. Inoltre, risente di forme di "inquinamento" dovute a cause antropiche come ad esempio le elevate quantità di trizio liberate nell'atmosfera a seguito delle esplosioni nucleari realizzate durante le sperimentazioni dei primi anni sessanta. Più precisamente, si può ritenere che le quantità di trizio oggi rilevabili derivino proprio dal decadimento di tale isotopo artificiale prodotto dopo l'ultimo conflitto mondiale; tutte le acque piovane degli ultimi cinquant'anni presentano quindi una certa quantità di tale isotopo il cui valore diminuirà in relazione al trascorrere del tempo (Fig. 2.37).

Attualmente tale metodo è solamente rivolto allo studio delle sorgenti montane e pedemontane in cui i tempi di giacenza nell'acquifero risultano alquanto brevi ed è effettivamente possibile assimilare l'acqua di pioggia all'acqua iniziale del processo di scorrimento sotterraneo.

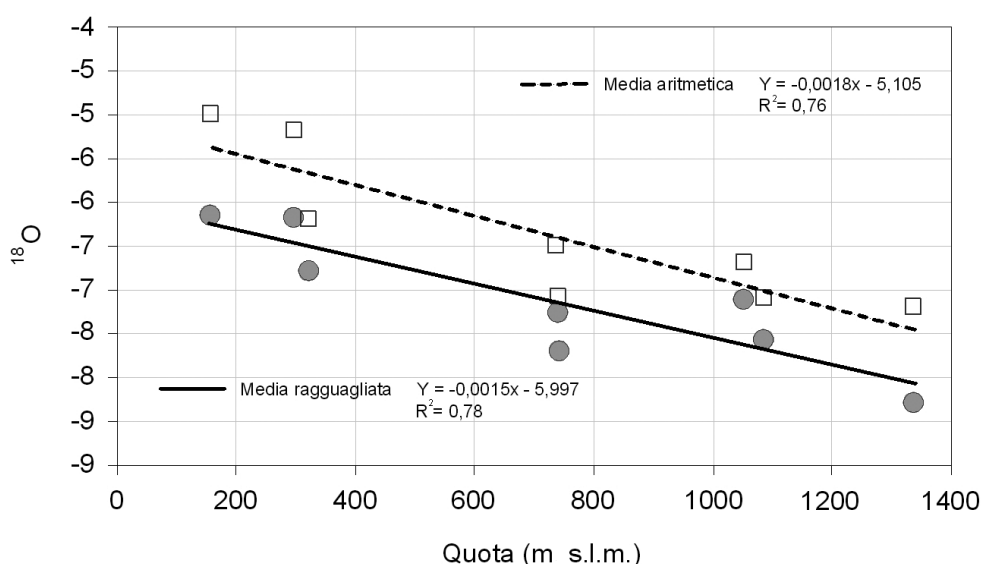


Fig. 2.36 – Modelli medi di ^{18}O in rapporto con la quota nell'area della Lessinia (Patrizi, 2002).

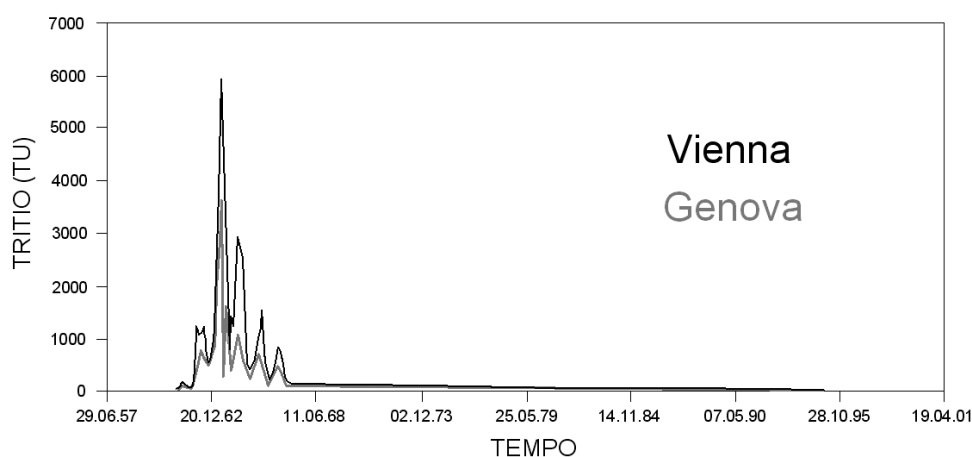


Fig. 2.37 – Evoluzione del tritio nelle precipitazioni nel corso degli ultimi 50 anni in alcune stazioni di misura (Patrizi, 2002).

Per quanto riguarda lo studio delle acque termali euganee l'utilizzo di tale isotopo radioattivo ha solamente permesso di stabilire che i tempi di residenza sono maggiori di 50-60 anni (Piccoli *et al.*, 1976). Nelle acque termali veronesi, considerando i tempi di permanenza dell'ordine delle migliaia di anni, l'isotopo tritio non essere presente (F. Gandini com. pers.).

Gli isotopi del carbonio (^{13}C e ^{14}C)

Il carbonio costituisce l'elemento base della chimica organica, quindi è presente in tutte le molecole dei composti organici e possiede tre isotopi: ^{12}C , ^{13}C , ^{14}C .

Il ^{12}C costituisce l'isotopo rappresentativo dell'elemento, poiché è il più diffuso in natura (98,89%), ed è stabile.

Il ^{13}C , anch'esso stabile, costituisce all'incirca l'1,1% del carbonio totale, mentre il ^{14}C è l'unico isotopo instabile dei tre e

quello meno diffuso, poiché il suo tasso di diffusione naturale è pari a circa un nuclide di ^{14}C ogni 400 miliardi di atomi di carbonio stabile (sia ^{12}C che ^{13}C).

Il ^{12}C rappresenta l'elemento alla base del fenomeno della fotosintesi, ovvero il processo biochimico che permette alle piante verdi, fissatori primari, di produrre energia immettendo nell'ambiente, come sottoprodotto della reazione, molecole di ossigeno. L'isotopo ^{12}C , viene dunque assorbito dai fissatori primari, questo fenomeno comporta un impoverimento nell'atmosfera di carbonio-12, con conseguente aumento del ^{13}C .

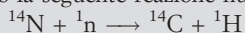
Il ^{12}C assorbito dai fissatori primari, alla loro morte, verrà liberato all'interno dei sedimenti o dei suoli, attraverso i quali si verificherà il ritorno in circolazione di tale isotopo.

Studiando la concentrazione relativa di $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, in relazione all'attività fotosintetica dei fissatori primari, risulterà possibile ricostruire con ottima approssimazione l'andamento biologico. Un aumento relativo del ^{12}C ai danni del ^{13}C (escursione

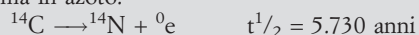
negativa del rapporto) indica un periodo di bassa attività fotosintetica, conseguente ad una crisi biologica, spesso legata ad un abbassamento della temperatura (su scala globale o regionale). Se il clima è freddo, diminuisce l'attività fotosintetica dei fissatori primari, comportando un aumento relativo di ^{12}C , che non viene più assorbito in quantità considerevoli. Viceversa, se il ^{13}C aumenta in relazione al ^{12}C , significa che ci si trova di fronte ad un periodo di proliferazione biologica, indicato dalla considerevole attività fotosintetica vegetale.

Nei periodi corrispondenti a consistenti estinzioni di massa come nel passaggio Permiano-Triassico o Cretaceo-Paleocene, sono state riscontrate oscillazioni negative del rapporto isotopico $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, indice di una scarsa attività fotosintetica. Lo studio delle acque calde di origine idrotermale effettuato per l'area veronese ed euganea (Sighinolfi *et al.*, 1982; Boaretto *et al.*, 2003) ha permesso di valutare il tempo intercorso tra l'infiltrazione delle acque meteoriche, nella zona di ricarica, e la loro venuta a giorno nelle aree di pianura utilizzando il ^{14}C con spettrometri di massa accelerati, le cui datazioni misurano tempi dell'ordine di qualche migliaio di anni.

Il carbonio-14 è prodotto nell'atmosfera a seguito dell'interazione dei neutroni prodotti dai raggi cosmici con l'azoto atmosferico secondo la seguente reazione nucleare:



Il ^{14}C viene di norma ossidato a $^{14}\text{CO}_2$ (anidride carbonica) e poi diffuso nelle acque idrotermali nell'area di ricarica oppure assorbito dalle piante nella fotosintesi clorofilliana e quindi introdotto come cibo dagli animali nell'ambito della catena alimentare. Negli organismi viventi il rapporto fra carbonio-14 e carbonio-12 rimane costante, mentre dopo la morte viene a mancare l'assimilazione del ^{14}C e quindi la sua concentrazione nelle spoglie dell'organismo inizia a diminuire poiché si trasforma in azoto:



Se si assume che nel tempo rimanga costante la concentrazione di carbonio-14 nell'atmosfera è possibile determinare l'età dell'acqua idrotermale o dei resti di organismi vissuti nel passato. Semplificando, dopo 5.730 anni dall'infiltrazione dell'acqua di ricarica nel sottosuolo o dalla morte dell'organismo, la quantità di ^{14}C nei fluidi termali o nel reperto biologico si presenta dimezzata rispetto a quella presente nell'atmosfera. Dopo 11.460 anni la quantità si sarà ridotta a un quarto di quella originaria e così via.

2.6.6 Valutazione delle temperature profonde

I geotermometri costituiscono una metodica fondamentale per la ricerca e l'esplorazione geotermica, nel senso che riescono fornire precise informazioni sulla temperatura profonda (temperatura del serbatoio) di un sistema idrotermale. La loro valenza è basata sul principio che la dissoluzione dei minerali è a volte funzione diretta e costante della temperatura, oltre che di altri fattori quali la composizione chimica

del fluido acquoso interagente, il pH, le condizioni redox, ecc.

La temperatura, quindi, ha una diretta influenza sulla concentrazione, assoluta o relativa, di taluni elementi chimici presenti nelle acque, specialmente quelli alcalini ed alcalinoterrosi (Na, K, Li, Ca, Mg) e quindi tali parametri assumono la valenza virtuale di indicatori termici. Ad oggi, il geotermometro più importante ed universalmente applicato è quello della silice disciolta, ma esistono altri geotermometri innovativi quali ad esempio il Mg-Be, basati sui rapporti di concentrazione tra il magnesio e il berillio, o altri basati sulla valenza geotermometrica di alcuni elementi "metallici".

I tentativi di valutazione delle temperature profonde degli acquiferi termalizzati sono stati affrontati da Sighinolfi *et al.* (1982), e più recentemente da Dal Degan (2000), rispettivamente i primi per l'area di Caldiero e il secondo sia per Caldiero che per l'Alta pianura veronese e zona morenica del Garda, mediante la stima delle temperature di equilibrio solido-fluido dei più comuni geotermometri chimici.

Per le acque termali affioranti presso le Antiche Terme di Giunone, è stato utilizzato il geotermometro basato sulla concentrazione della silice disciolta e quello relativo ai rapporti molari tra gli ioni Na, K e Ca, con la correzione per il Mg, tenuto conto della possibile inaffidabilità dei risultati di quest'ultimo qualora ci si trovi di fronte ad acque con un elevato carico salino.

I risultati ottenuti stimano, con entrambi i metodi, valori di temperatura profondi compresi tra 40 ÷ 50 °C e quindi di poco superiori a quelli effettivamente misurati in superficie, pari a circa 30 °C. Il significato delle temperature calcolate, unitamente ad altre valutazioni di ordine litologico-strutturale, fa ritenere che i fluidi analizzati siano sufficientemente rappresentativi di quelli contenuti nel serbatoio carbonatico idrotermale e si ipotizza, pertanto, una circolazione idrica relativamente poco profonda (massima di circa 2 km) e caratterizzata da scarsi o da nulli mescolamenti con acque appartenenti ad acquiferi freddi locali durante la risalita.

Per il Distretto termale della pianura settentrionale le misure della temperatura profonda hanno preso in considerazione le acque calde più termalizzate emergenti presso Sirmione, Villa dei Cedri di Colà di Lazise e alcuni pozzi in roccia presso Domegliara di S. Ambrogio di Valpolicella.

Il geotermometro utilizzato è stato quello della

silice disciolta che è basato sulle variazioni della solubilità del quarzo nell'acqua in funzione della temperatura e delle pressioni nel serbatoio, presupponendo che le acque siano state in equilibrio con il quarzo o con il calcedonio (due forme mineralogiche della silice). Se detta temperatura è compresa tra 20 e 110 °C, la quantità di silice disciolta è regolata dalla solubilità del calcedonio, mentre per valori superiori a 110 °C entra in gioco la curva di solubilità del quarzo.

L'applicabilità del geotermometro della silice disciolta considera il fatto che, in assenza di fenomeni di diluizione o di precipitazione conseguenti al raffreddamento, la concentrazione della silice nelle acque rimanga in equilibrio fino all'emergenza. Siccome tali condizioni sono difficili da soddisfare, esse tendenzialmente si riferiscono per lo più all'equilibrio finale della soluzione, cioè al tratto terminale del tronco idrotermale e, di conseguenza, le temperature valutate risultano di norma sottostimate e quindi, si ritiene che in profondità esse possano essere più elevate di quelle calcolate.

La formula comunemente utilizzata nel campo dell'esplorazione geotermica è quella proposta da Verma e Santoyo (1998) che trova applicazione per temperature comprese tra 20 e 310 °C con un errore che varia tra 0,5 e 4 °C:

$$T = -44,119 + 0,24469 \times S - 1,7414 \times 10^{-4} \times S^2 + 79,305 \times \log S$$

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

Dall'analisi dei risultati, sebbene basata su pochi campioni analizzati, si evidenzia che le temperature profonde del serbatoio idrotermale tendono a diminuire dall'area di Sirmione verso S. Ambrogio di V.la passando per Colà di Lazise e ciò in accordo con il quadro geologico e strutturale generale.

In particolare, la stima delle temperature profonde effettuata con i geotermometri varia da poco più di 110 °C presso Sirmione, a circa 80 °C in corrispondenza di Colà di Lazise, fino a poco più di 60 °C presso Domegliara, in cui si suppone che le acque emergenti provengano da profondità comprese tra 2 e 4 km e che, comunque, siano in una certa misura interessate da scambi di miscelazione con quelle fredde superficiali.

Pertanto, i dati rilevati confermerebbero che la zona compresa tra "Sirmione e la Val d'Adige", indi-

LOCALITÀ	SiO ₂ (ppm)	T. (°C) acqua	T. serbatoio (°C)
Sirmione	65.2	65	114.97
Sirmione	60.6	63	111.43
Colà di Lazise	29	41.2	78.81
Colà di Lazise	29	36.2	78.81
Piovezzano	32	52	82.4
Domegliara	20.2	40.3	64.27
Domegliara	19.8	44	63.49

Tabella 2.14 – Individuazione delle temperature del serbatoio profondo in relazione alla concentrazione della silice disciolta nelle acque del Distretto termale della pianura settentrionale.

viduata a livello nazionale tra le aree di interesse geotermico (Rybach, 2007) sarebbe effettivamente interessata da un serbatoio geotermico contenente fluidi primari alla temperatura di 70 ÷ 90 °C localizzato, quindi, a profondità economicamente raggiungibili (cfr. paragrafo 2.2).

2.6.7 Classificazione chimica delle acque del veronese

Le acque calde e fredde del veronese sono relativamente omogenee per quanto riguarda la loro composizione chimica ed esse appartengono ad un'unica famiglia del tipo bicarbonato-solfato-alcalinoterroso in cui, per quanto concerne le acque termalizzate, le variazioni più significative del chimismo riguardano essenzialmente il contenuto salino totale, la composizione anionica e in particolare il rapporto bicarbonato/solfato+cloruro.

Tali differenze rispetto alle acque fredde sono dovute alla composizione delle rocce attraversate (carbonatiche e cristalline), al tempo di residenza e quindi di contatto con le compagini rocciose e/o con i materassi alluvionali, ai valori di temperatura e di pressione dell'acquifero e ai mescolamenti tra acque di circuiti idrodinamici diversi.

I numerosi dati esaminati riguardano indagini idrochimiche effettuate da privati e analisi riportate dalla bibliografia (Sighinolfi *et al.*, 1982; Antonelli *et al.*, 1990, Castellaccio, 1990, 1995, 2004; Dal Degan, 2000, Patrizi, 2002, D'Alberto e Mion, 2010) i quali hanno permesso di classificare le acque del veronese nei diagrammi di Piper e di Schöeller relativamente ai Distretti termali A e B (Fig. 2.12).

Sulla base delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque, la situazione riassuntiva del territorio veronese è la seguente:

Ambito	Distretto A		Distretto B	
	TEMPERATURA [°C]	CLASSIFICAZIONE	TEMPERATURA [°C]	CLASSIFICAZIONE
PIANURA ATESINA	12 ÷ 14	BICARBONATO CALCICA-MAGNESIACA	12 ÷ 14	BICARBONATO CALCICA-MAGNESIACA
	24 ÷ 31	BICARBONATO CALCICA-MAGNESIACA	15 ÷ 30	BICARBONATO CALCICA-ALCALINA
			31 ÷ 46	CLORURATO SOLFATO- CALCICA
AREA MORENICA			15 ÷ 36	BICARBONATO CALCICA-MAGNESIACA
			40 ÷ 52	CLORURATO SODICA

Tabella 2.15 – Classificazione riassuntiva del chimismo delle acque del Veronese.

Di seguito sono riportate le analisi chimiche più significative e rappresentative dei Distretti termali A e B:

Dati Pozzo	Unità di Misura	Distretto Termale Orientale "A"				Distretto Termale Occidentale "B"			
		Sorgente Brentella	Pozzo Brentella	Boccare	Lendinara	Villa dei Cedri	Pozzo Corte dei Frati	Aquardens H. Goethe	Pozzo Villa Quaranta
Località									
Quota p.c.	m	26,5	26,5	35	33	112	170	115	120
Livello Statico	m	-1	+2	+2	+2	-63	-120	-55	-63
Prof.pesca	m		60	87	60	207	218	117	120
Latitudine (WGS84)	gradi	45°24'33"	45°24'33"	45°24'09"	45°23'41"	45°28'33"	45°30'02"	45°30'26"	45°30'16"
Longitudine (WGS84)	gradi	11°11'40"	11°11'40"	11°08'38"	11°07'53"	10°44'40"	10°48'03"	10°49'36"	10°50'31"
Parametri Analizzati	Unità di Misura								
Temperatura acqua	°C	26,9	26,9	24	28,6	41,2	52	45,7	33,4
Torbidità (SiO ₂)		26,9	<1		28,6	<1	15		
pH		7,5	7,4	7,7	7,4	7,4	7,2	7,4	7,4
Conducibilità elet a 20°C	mS/cm		664			1403	1620	1306	991
Residuo fisso 180°C	mg/l	628	463	654	548	950	1047	837	636
Durezza Totale	°F		32,9			29,9	36,6	32,2	30,1
Ammoniaca (NH ₄)	mg/l					0,23	0,67		
Nitriti (NO ₂)	mg/l		<0,01			<0,01	<0,01		
Nitrati (NO ₃)	mg/l		8						6,2
Cloruri (Cl)	mg/l	49,9	45	41,4	44,7	330	407	301	180
Solfati (SO ₄)	mg/l	120	113	100	98	112	123	100	74,5
Silice (SiO ₂)	mg/l	20	16	16	20	29	32	26	20,4
Ioduri	mg/l		<0,1			0,02	0,3		
Bromuri	mg/l		0,2			1,7	1,9	1,9	0,8
Fosforo totale (P2O ₅)	mg/l		0,01			<0,02	0,02		
Alcalinità (mHCl 0,1 N/l)	mg/l		43			48,5	36		
Ione Idrocarbonico (HCO ₃)	mg/l	298	262	355	262	195	220	214	232
Solfuri (H ₂ S)	mg/l		<0,1			<0,05	5		
Fluoruri (F)	mg/l		0,6			1,3	1,7	1,3	0,99
Borati (B)	mg/l					1,2	1,8	1,4	0,9
Ossidabilità	mg/l		0,3			0,55	2,2		
Sodio (Na)	mg/l	33,2	38,6	21	28,8	190	235	176	104
Calcio (Ca)	mg/l	85,5	75,4	96	73,5	77	101	88,4	80,2
Magnesio (Mg)	mg/l	35	34,1	39	35,2	26	27,6	24,6	24,5
Potassio (K)	mg/l	6,5	5,1	2,3	6	17	21,1	16,5	11,9
Alluminio (Al)	mg/l		<0,005				0,016		
Arsenico (As)	mg/l					0,002		0,004	
Ferro (Fe)	mg/l		0,077			0,69	0,3	0,43	0,323
Bario (Ba)	mg/l		0,042			0,09	0,09	0,087	0,08
Litio (Li)	mg/l	0,036	0,03	0,015	0,028	0,21	0,24	0,16	0,11
Manganese (Mn)	mg/l					0,03	0,008	0,01	
Stronzio (Sr)	mg/l	1	1,16	0,46	0,94	2,5	2,44	2,55	1,5
Cromo (Cr)	mg/l		0,002						
Piombo (Pb)	mg/l								

Tabella 2.16 – Analisi chimiche delle acque più rappresentative dei distretti A e B.

LE ACQUE TERMALI DEL DISTRETTO A

Per quanto riguarda le acque termalizzate di tale distretto, l'analisi del diagramma ternario di Piper relativo ai cationi (Mg, Ca, Na + K) evidenzia che i campioni si collocano tendenzialmente nel campo delle acque calciche moderate in alcali (Na + K) ma con valori significativi di magnesio, mentre il triangolo relativo agli anioni (HCO_3 , SO_4 , Cl) denota che la totalità dei campioni ricade nel settore caratteristico delle acque bicarbonate, tendenzialmente solfatiche.

La proiezione dei valori nel diagramma romboidale di Piper associata al diagramma di Schöeller (Fig. 2.39), permette di ricavare che il carattere chimico delle acque termali appartiene alla facies primaria bicarbonato calcica-magnesiaca alcalinoterrosa con tendenza verso la facies secondaria solfato-calcica.

Temperatura [°C]	Cationi (Ca, Mg, Na, K) [meq/l]	Anioni (HCO_3 , SO_4 , Cl) [meq/l]
12 ÷ 14	6,84	6,60
24 ÷ 31	8,63	8,34

Tabella 2.17 – Contenuto medio degli ioni caratteristici delle acque al variare della temperatura.

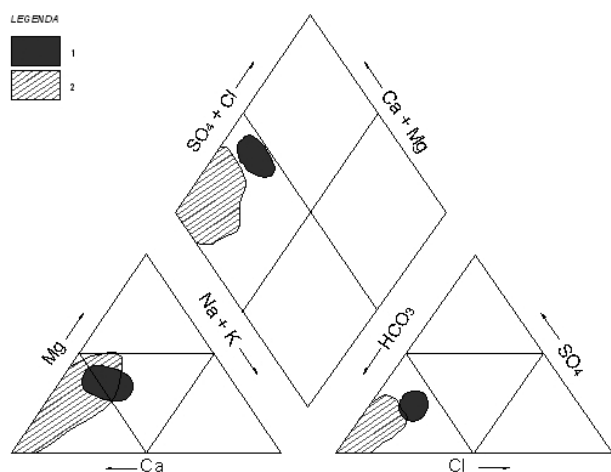


Fig. 2.38 – Diagramma di Piper per le acque del Distretto termale della pianura orientale.

Legenda: 1) acque dotate di temperatura compresa tra 24 e 31 °C; 2) acque fredde della Lessinia (Patrizi, 2002).

La classificazione delle acque termali sopra citata trova riscontro anche con il carattere chimico delle acque fredde sorgive della Lessinia studiato sia da Patrizi (2002) che da D'Alberto e Mion (2010), i quali evidenziano che quest'ultime ricadono tra le acque bicarbonato-alcalinoterrose, con un elevato contenuto di calcio + magnesio e bicarbonato, con una bassa concentrazione di solfati e di metalli alcalini (sodio + potassio).

La geochemica delle acque sorgive fredde evidenzia precise analogie idrogeologiche con quelle idrotermali, in riferimento alla sostanziale omogeneità delle rocce madri, alle stesse modalità di circolazione delle acque per carsismo e per fratturazione e alle medesime litologie delle rocce serbatoio che variano dal tipo calcareo puro a quello di tipo dolomitico/evaporitico.

Tuttavia, la disposizione dei percorsi idrotermali risulta nettamente diversa da quella dei circuiti freddi superficiali e si può ritenere che interessi porzioni rocciose sottostanti a quelle in cui è sviluppato il complesso carsico freddo della Lessinia. Come in tutti i complessi carsici, anche per i rilievi del veronese lo sviluppo del carsismo coincide con circolazioni idriche alquanto veloci e quindi meno soggette allo scambio acqua-roccia, per la quale si stimano tassi di rinnovamento che possono essere valutati nell'ordine di qualche giorno, fino al massimo di 6 mesi. Comunque, analisi isotopiche (tritio) forniscono talora stime di tempi di giacenza leggermente più lunghi, dell'ordine di 1 o 2 anni, ma in tal caso si ritiene che, pur appartenenti al sistema carsico superficiale, esse riguardino acque basali molto limitate in quantità (Patrizi, 2002).

Come invece dimostrato dalla geochemica, le acque idrotermali risentono di tempi di residenza decisamente maggiori, fino a 3.400 anni per il Distretto termale della pianura orientale (Sighinolfi *et al.*, 1982), che permette loro di arricchirsi di sali portati in soluzione dalle rocce serbatoio. I lunghi tempi di residenza nel sottosuolo possono essere giustificati invocando una più bassa velocità di deflusso, associata ad una permeabilità più ridotta, all'interno di percorsi idrici più lunghi e più profondi.

LE ACQUE TERMALI DEL DISTRETTO B

Di seguito viene riportata la classificazione di Piper per le acque del Distretto termale della pianura settentrionale, distinguendo le acque appartenenti all'ambito della Lessinia e della pianura atesina da quelle del settore morenico (Fig. 2.40).

Per conformazione fisica e per chimismo delle acque il Distretto B è stato suddiviso in due grandi famiglie appartenenti, l'una alle acque termali rinvenute nell'ambito della pianura atesina di S. Ambrogio di Villa – Pescantina e l'altra, riguardante gli attingimenti effettuati nell'area morenica compresa tra Pastrengo, Lazise, Peschiera d/G. e Castelnuovo d/G.

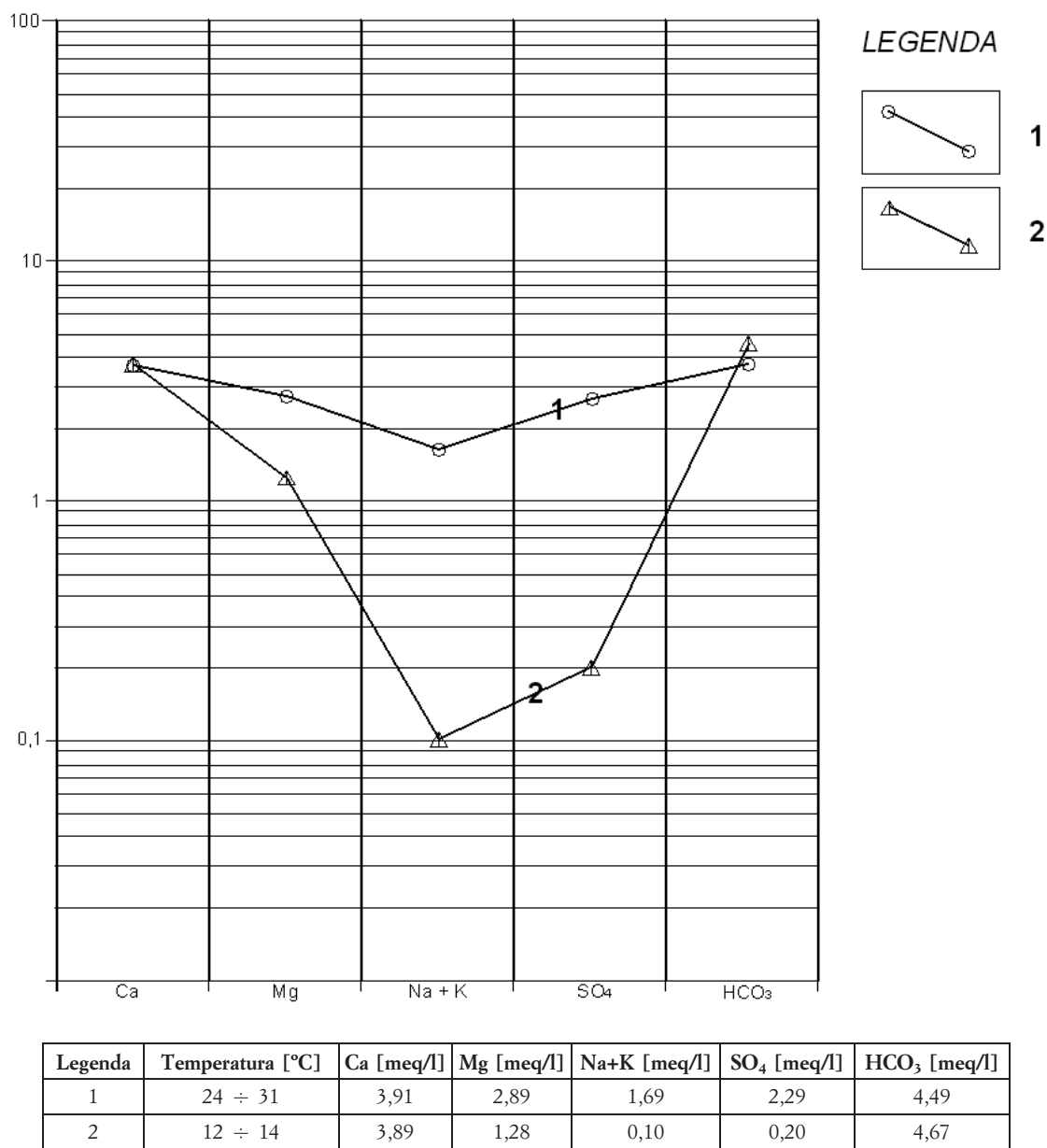


Fig. 2.39 – Diagramma di Schöeller relativo alle acque del Distretto termale della pianura orientale.
Legenda: 1) acque con temperatura compresa tra 24 e 31 °C; 2) acque fredde della Lessinia (Patrizi, 2002).

Ambito della pianura atesina di S. Ambrogio di Villa – Pescantina

Per quanto riguarda le acque termali (15 e 46 °C) l'analisi del diagramma ternario di Piper relativo ai cationi (Mg, Ca, Na + K) evidenzia una regolare variazione delle concentrazioni passante da un chimismo calcico dominante per valori di temperatura compresi entro i 30 °C, verso un chimismo alcalino per l'aumento della concentrazione del sodio in relazione all'aumento della temperatura fino a circa 46 °C.

Il triangolo relativo agli anioni (HCO₃, SO₄, Cl)

denota ancora significative variazioni del chimismo con la temperatura in cui, per valori compresi entro i 30 °C il carattere risulta decisamente bicarbonatico, mentre tende al dominio dei cloruri per valori di temperatura di circa 46 °C.

In definitiva, le proiezioni dei valori nel diagramma centrale a rombo di Piper e nel diagramma di Schöeller (Fig. 2.41), evidenziano una regolare e progressiva variazione del chimismo con l'aumentare della temperatura. Infatti, per temperature da 15 °C fino a circa 30 °C la facies caratteristica risulta bi-

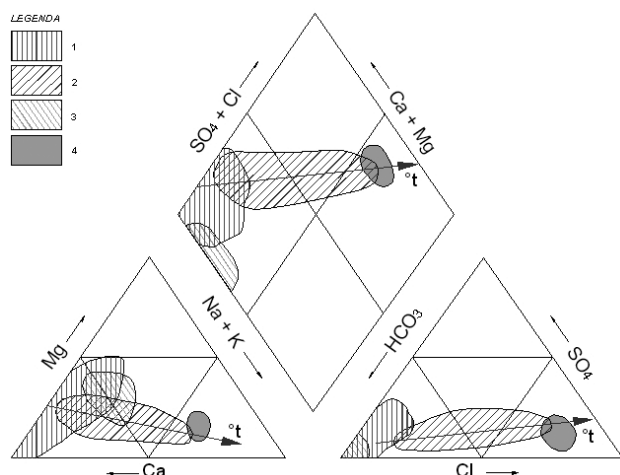


Fig. 2.40 – Diagramma di Piper per le acque del Distretto termale della pianura settentrionale.

Legenda: 1) acque fredde della Lessinia (Patrizi, 2002); 2) acque termali dell'ambito della pianura atesina con temperatura compresa tra 15 e 46 °C; 3) acque termali dell'ambito morenico con temperatura compresa tra 15 e 36 °C; 4) acque termali dell'ambito morenico con temperatura compresa tra 40 e 52 °C.

carbonato-calcica debolmente alcalina, mentre per temperature via via maggiori fino a 46 °C, la facies primaria tende a divenire clorurato solfato-calcica con una marcata tendenza all'aumento degli alcali (soprattutto Na).

Incrociando tali considerazioni idrochimiche con quelle di natura idrogeologica, si nota un preciso riscontro tra il chimismo delle acque e le modalità di pesca dei pozzi che influenzano i rapporti di mescolanza delle acque idrotermali con quelle fredde locali. Nell'ambito dell'area termale, si riscontra che le acque dotate di più bassa temperatura sono prelevate da pozzi che attingono dal materasso alluvionale e che quindi risentono di una certa mescolanza con le acque fredde superficiali di origine lessinea ed atesina. Il chimismo verso la facies primaria clorurato solfato-calcica, invece, mette in evidenza l'esistenza di pozzi più termalizzati che prelevano in vicinanza del substrato roccioso o direttamente entro la compagine rocciosa.

Temperatura [°C]	Cationi (Ca, Mg, Na, K) [meq/l]	Anioni (HCO ₃ , SO ₄ , Cl) [meq/l]
12	6,84	6,60
19	9,39	8,70
31	11,17	11,40
46	14,54	14,07

Tabella 2.18 – Contenuto medio degli ioni caratteristici delle acque di tale ambito al variare della temperatura.

La classificazione delle acque termali sopra citata trova parziale riscontro con il carattere chimico delle acque fredde sorgive della Lessinia studiato da Patrizi (2002) e da D'Alberto e Mion (2010), limitatamente al campo di temperatura inferiore a 20 °C, in cui le acque risultano bicarbonato-alcalinoterrose, con un elevato contenuto di calcio + magnesio e bicarbonato, con basse quantità di alcali (Na + K) e solfati.

Per tali acque ipotermali valgono le considerazioni idrogeologiche formulate nel precedente capitolo relativo al Distretto A. La loro geochemica evidenzia anche per il Distretto B che le acque fredde appartengono ad un'unica famiglia in cui, come evidenziato nel diagramma di Schöeller, si riscontrano circa le medesime concentrazioni e lo stesso andamento dei valori degli ioni più caratteristici.

Ambito morenico compreso tra Piovezzano, Lazise, Peschiera e Castelnuovo d/G.

Sono state prese in considerazione le analisi chimiche delle acque termali all'interno di alcuni range di temperatura più tipici del territorio, compresi tra 15 ÷ 20 °C, tra 24 ÷ 36 °C e tra 40 ÷ 52 °C.

Da queste, si rileva che per le acque dotate di un valore di temperatura fino a circa 36 °C il contenuto medio degli ioni caratteristici si mantiene circa costante, aumentando invece progressivamente e in maniera significativa all'aumentare della temperatura verso i 52 °C.

In particolare, si riscontra che con l'aumento della temperatura tendono a crescere le concentrazioni del calcio e del magnesio e, soprattutto, quelle degli alcali (sodio) e dei solfati. Tende tuttavia a diminuire l'alcalinità espressa in termini di ione bicarbonato (HCO₃).

Da segnalare, inoltre, che in corrispondenza alle acque dotate di temperature comprese entro i 25 °C relative all'ampio areale geografico dell'entroterra gardesano, esiste una situazione idrochimica particolare, in cui agli ioni normalmente presenti talora si accompagnano anche elevate concentrazioni di ammoniaca, ferro, manganese e arsenico, che sarebbero dovute alla particolare condizione idrogeologica caratterizzata da acquiferi sviluppati entro livelli con elevata sostanza organica vegetale e torba (cfr. paragrafo 2.3).

Per quanto riguarda le acque termali comprese nel range di temperatura 15 ÷ 36 °C l'analisi del diagramma ternario di Piper (Fig. 2.40) relativo ai cationi (Mg, Ca, Na + K) evidenzia la tendenza verso un chimismo calcico dominante con significative con-

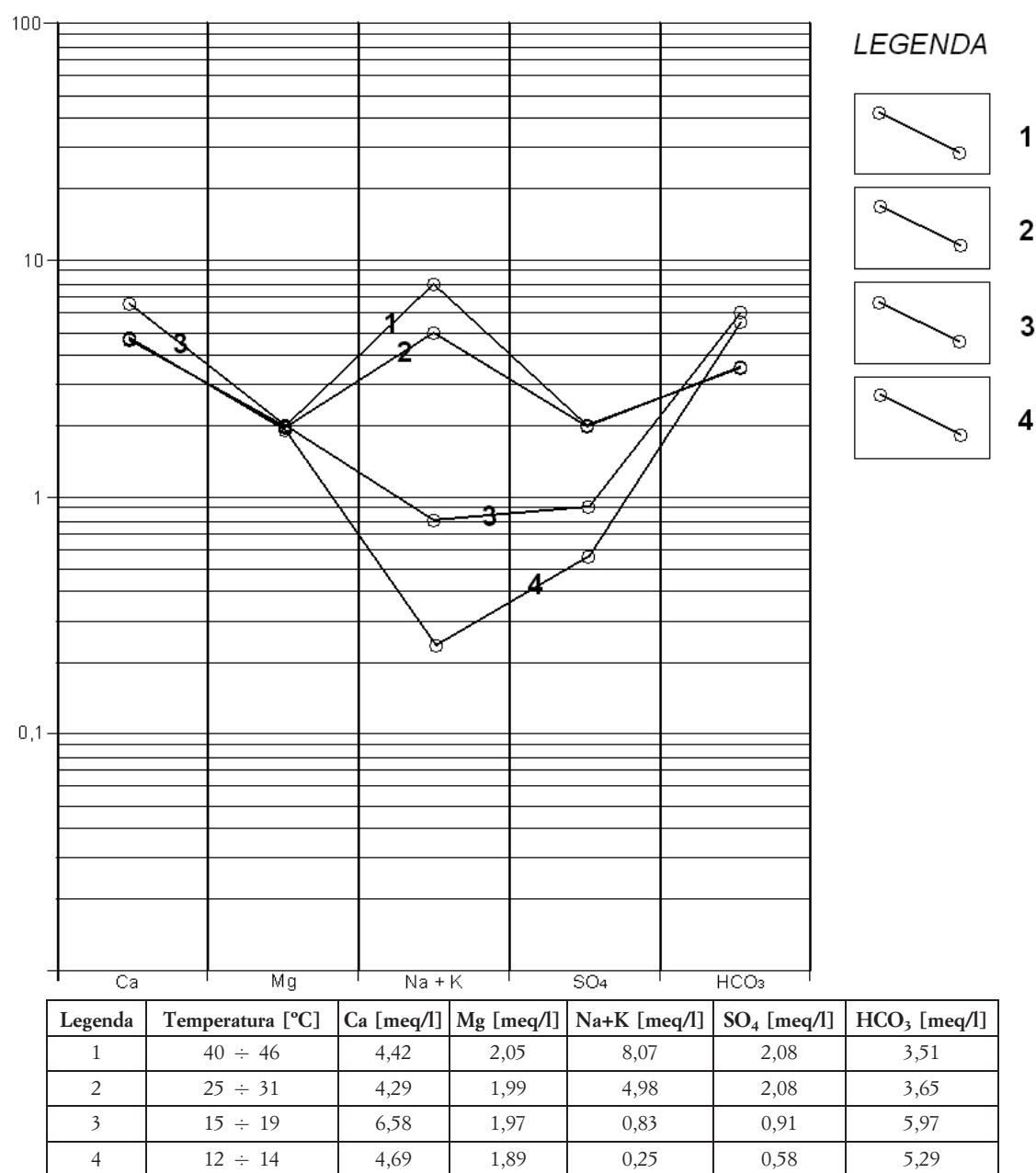


Fig. 2.41 – Diagramma di Schöeller relativo alle acque della pianura atesina del Distretto B.

Legenda: 1) acque dotate della temperatura di 40 ÷ 46 °C; 2) acque dotate della temperatura di 25 ÷ 31 °C; 3) acque dotate della temperatura di 15 ÷ 19 °C; 4) acque fredde della pianura dotate della temperatura di 12 ÷ 14 °C.

centrazioni di magnesio e alcali, mentre il triangolo relativo agli anioni (HCO₃, SO₄, Cl) denota il carattere francamente bicarbonatico delle acque.

In definitiva, dalle proiezioni dei valori nel diagramma centrale a rombo di Piper e nel diagramma di Schöeller (Fig. 2.42), si evidenzia l'origine bicarbonato-calcico-magnesiaca dell'acqua che risulta tendenzialmente povera in solfati ma con una certa evoluzione verso la facies secondaria bicarbonato-alcalina.

Temperatura [°C]	Cationi (Ca, Mg, Na, K) [meq/l]	Anioni (HCO ₃ , SO ₄ , Cl) [meq/l]
17	4,89	4,87
24	4,08	4,21
36	5,34	5,34
40	14,72	14,83
52	18,11	17,63

Tabella 2.19 – Contenuto medio degli ioni caratteristici delle acque di tale ambito al variare della temperatura.

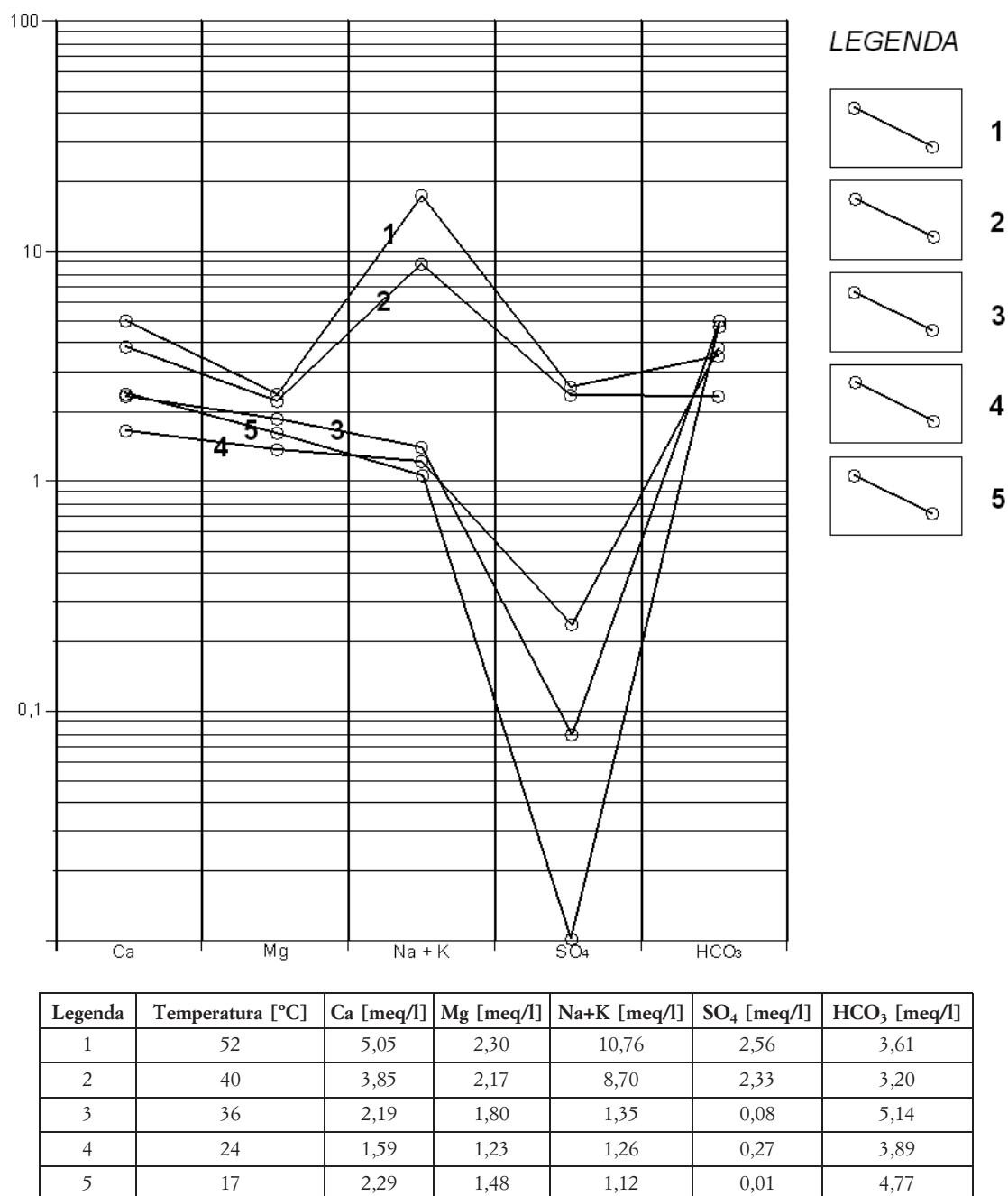


Fig. 2.42 – Diagramma di Schöeller relativo alle acque dell'area morenica del Distretto B.

Legenda: 1) acque dotate della temperatura di 52 °C; 2) acque dotate della temperatura di 40 °C; 3) acque dotate della temperatura di 36 °C; 4) acque dotate della temperatura di 24 °C; 5) acque dotate della temperatura di 17 °C.

Considerando ora le acque termali dotate di maggiore termalismo compreso tra 40 e 52 °C, la classificazione chimica muta radicalmente e, infatti, nel diagramma ternario di Piper relativo ai cationi (Mg, Ca, Na + K) le concentrazioni rivelano un chimismo alcalino con forte aumento del sodio a scapito del calcio e del magnesio, mentre nel triangolo relativo agli

anioni (HCO₃, SO₄, Cl) il carattere diviene clorurato a scapito dei bicarbonati e dei solfati.

Le proiezioni dei valori nel diagramma centrale a rombo di Piper e nel diagramma di Schöeller, evidenziano che tali acque appartengono ad una facies primaria clorurato alcalina (sodica) che tende ad evolvere verso quella solfato-calcica. Considerando

anche il contenuto salino che raggiunge valori fino a circa 1,2 g/l e le elevate concentrazioni di Na e Cl, sarebbe confermata l'ipotesi che tali acque avrebbero circolato per lungo tempo in profondità all'interno di bacini sedimentari carbonatici.

Raffronto dei caratteri idrochimici tra il Distretto A e il Distretto B

Dal raffronto idrochimico tra i due distretti del veronese (Fig. 2.12) si nota che le acque fredde e ipotermali appartenenti sia al Distretto A che al Distretto B, con temperatura fino a 36 °C, si collocano tendenzialmente nel campo delle acque bicarbonato-calciche in cui, comunque, le percentuali di calcio, magnesio e alcali variano in modo diverso. Infatti, mentre le concentrazioni del calcio e del magnesio tendono ad essere circa simili negli ambiti di pianura dei due distretti, esse risultano più basse nel settore morenico. D'altra parte, nel settore morenico la concentrazione degli alcali (sodio) aumenta in modo significativo per valori di temperatura oltre i 30 °C.

Negli ambiti di pianura dei due distretti, inoltre, le quantità di solfati tendono ad essere circa le stesse in relazione alla temperatura, mentre sono sempre significativamente più basse nel settore morenico.

Le acque termali con temperatura superiore ai 31 °C si rinvenivano solamente nel Distretto B. Per il settore della pianura atesina di tale distretto esiste un progressivo crescere degli alcali (sodio) e dei cloruri con l'aumento della temperatura fino a 46 °C, mentre nel settore morenico solamente le acque con temperatura superiore ai 40 °C presentano elevate concentrazioni di tali ioni. In particolare, le acque più calde di provenienza morenica e di pianura presentano elevate concentrazioni di cloruri e di sodio in analogia alle acque di Sirmione e dell'area Euganea.

Nell'ambito morenico, le acque con temperature dai 15 ai 36 °C risultano invece povere di alcali e di cloruri, ma ricche in bicarbonati di calcio e di magnesio.

Attraverso la proiezione nel diagramma centrale a rombo di Piper dei punti definiti nei due diagrammi triangolari, emerge il carattere chimico delle acque termali del veronese, che può essere così sintetizzato identificando due famiglie fondamentali:

- la famiglia delle acque bicarbonato-alcalinoterrose, cui appartengono le acque fredde ed ipotermali del veronese dotate di temperature fino a 36 °C;
- la famiglia delle acque solfato-clorurato-alcaline e alcalinoterrose rappresentativa delle acque a più

alto termalismo, compreso tra 37 °C fino a 52 °C, che si rinvenivano presso S. Ambrogio di Villa – Domegliara e nell'area morenica tra Piovezzano e Colà di Lazise.

Confronto idrochimico a livello regionale

Dopo aver classificato le acque a livello provinciale è stata tentata una correlazione chimica tra le acque del veronese con quelle delle vicine zone idrotermali di Sirmione, del settore berico-euganeo e di altre acque rappresentative dell'idrotermalismo veneto.

In generale, è possibile poter distinguere alcune famiglie di acque secondo i diversi caratteri chimici correlabili al valore della temperatura:

- la famiglia delle acque bicarbonato-alcalinoterrose in cui si collocano le acque fredde del veronese, quelle termali di Caldiero (20 ÷ 31 °C) e quelle termali del Distretto B dotate di una temperatura fino a 36 °C. Ad esse si correlano le sorgenti e i pozzi freddi dell'area berico-euganea e le acque del pozzo di Villaverla (VI);
- la famiglia delle acque solfato-clorurato-alcalinoterrose che riguarda le acque calde della pianura atesina del Distretto B dotate di temperatura compresa tra 30 e 40 °C, all'interno della quale si collocano anche le sorgenti calde dell'area Berica (acque essenzialmente solfato calciche) ricche di solfati e povere di cloruri;
- la famiglia delle acque solfato-clorurato-alcaline a

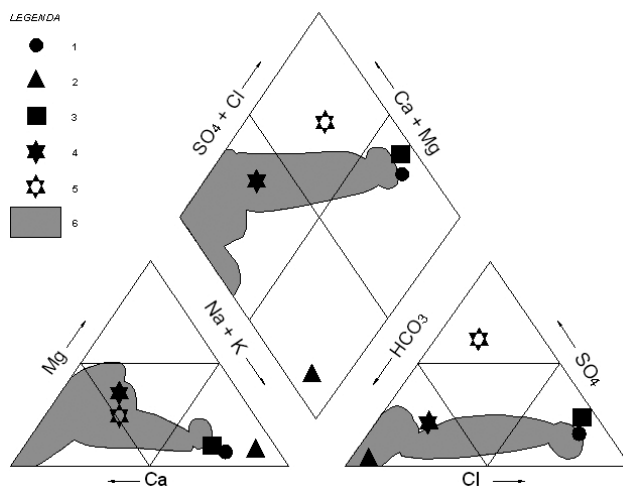


Fig. 2.43 – Inquadramento generale del termalismo regionale nel diagramma di Piper.

Legenda: 1) pozzi e sorgenti calde di Sirmione (BS); 2) pozzi di Bibione; 3) pozzi termali dell'area euganea (Abano, Montegrotto, Battaglia-Galzignano); 4) pozzo di Villaverla (VI); 5) sorgenti calde dell'area berica; 6) acque fredde e termali del veronese (per i dettagli si vedano i diagrammi di Piper realizzati per i due distretti).

cui appartengono le acque più calde del veronese (settore della pianura atesina e del morenico appartenenti al Distretto B) con temperature dai 40 ai 52 °C, le emergenze termali di Sirmione (69 °C) e dell'area euganea (Abano, Montegrotto, Battaglia-Galzignano) dotate di elevato termalismo (60 ÷ 86 °C) le cui acque risultano in particolare clorurato sodiche;

- la famiglia delle acque bicarbonato-alcaline relative soltanto alle emergenze di Bibione.

Il diagramma di Piper

Il diagramma di Piper è uno dei diagrammi di comparazione più utilizzati per la rappresentazione grafica delle analisi chimiche delle acque e dalla sua lettura è possibile valutare la composizione relativa dell'acqua in termini di accoppiamento cationi-anioni fornendo così il "carattere" e non il contenuto salino. È un diagramma multiplo formato da due diagrammi triangolari e da uno rombico riassuntivo: nel campo triangolare di sinistra si riportano i valori in percentuali di calcio, magnesio e sodio più potassio che sono rappresentati da un unico punto secondo le coordinate triangolari. Analogamente, nel diagramma triangolare di destra, ogni punto risulta rappresentativo delle percentuali di cloro, solfati e bicarbonati. La proiezione di questi punti, parallelamente al lato esterno dei triangoli, permette di individuare il punto di intersezione nella figura romboidale.

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

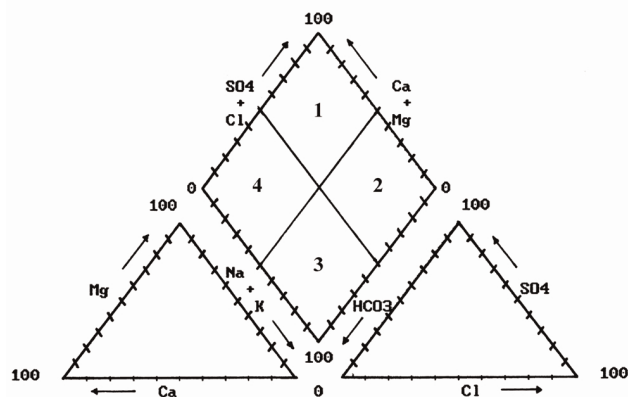


Fig. 2.44 – Classificazione del carattere delle acque nel diagramma di Piper. Tipi di acque: 1) solfato-clorurato-alcalinoterrose; 2) solfato-clorurato-alcaline; 3) bicarbonato-alcaline; 4) bicarbonato-alcalino-terrose.

Tabella di conversione da mg/l a meq/l

Ca⁺⁺	0,0499	Cl⁻	0,0282
Fe⁺⁺⁺	0,05371	CO₃⁼	0,03333
K⁺	0,02558	HCO₃⁻	0,01639
Li⁺	0,1441	F⁻	0,05263
Mg⁺⁺	0,08224	SO₄⁼	0,02082
Na⁺	0,04348	NO₃⁻	0,01613
NH₄⁺	0,05543	Br⁻	0,01251
Sr⁺⁺	0,02282	I⁻	0,00788

Tabella 2.20 – Tabella di conversione da mg/l a meq/l utile per la realizzazione dei diagrammi di Piper e di Schöeller.

2.7 Aspetti crenologici e clinici dell'acqua termale (Enrico Castellaccio)

Qualora le acque termali vengano utilizzate per la balneoterapia, ovvero direttamente nelle piscine o per uso medico a contatto con le varie parti del corpo (per contatto epidermico, ingestione, inalazione, irrigazione, ecc) esse presentano interessanti ed accertate proprietà terapeutiche (crenologia: è lo studio scientifico delle proprietà fisiche, chimiche e terapeutiche delle acque termali e minerali).

Gli effetti positivi sull'organismo delle acque veronesi in generale sono noti da centinaia di anni (si veda il paragrafo 5.1 sulle Antiche Terme di Giunone) ma solo recentemente essi sono stati documentati da una serie di sperimentazioni cliniche, svolte con criteri scientifici, incrociando i risultati derivanti dagli esiti guaritivi su persone o su cavie da laboratorio, affette anche da patologie ben definite, con il contenuto salino e termico.

Nel considerare le diverse caratteristiche chimi-

che e fisiche delle acque calde dei distretti termali del veronese vale la pena soffermarsi sugli aspetti sanitari specifici dei più noti centri termali: le Antiche Terme di Giunone presso Caldiero, Fonte Termale Corte dei Frati di Piovezzano e Parco Termale del Garda presso Villa dei Cedri di Colà di Lazise.

2.7.1 Gli aspetti crenoterapici e clinici delle acque calde presso le Antiche Terme di Giunone di Caldiero

Sulle acque sorgive sgorganti nella piscina Brentella sono state condotte una serie di indagini farmacologiche (Berti, 1990) e cliniche orientate a valutare il meccanismo di azione e l'attività terapeutica (Mantegazza, 1991), il cui riconoscimento curativo è riportato nel D.M. Sanità n. 2762/1992.

L'acqua viene classificata neutra (pH = 7,3), ipo-

termale, con temperatura alla sorgente di 26,7 °C, e mediomminerale con residuo fisso a 180 °C pari a 468 mg/l da considerarsi basso in rapporto al valore della temperatura, quando invece è tipico delle acque fredde. L'acqua delle Antiche Terme di Giunone risulta anche debolmente radioattiva per la presenza in traccia del gas radon (cfr. paragrafo 2.6.4), quale elemento radioattivo ritenuto potenzialmente importante ai fini terapeutici in quanto esplica la propria azione sul sistema nervoso, nel trattamento diuretico per favorire la solubilità dell'acido urico, nell'azione anti-anafilattica e nell'attività estrogenica migliorando le funzioni genitali femminili (Marotta e Sica, 1933).

Tra i numerosi oligoelementi spicca la presenza del potassio in 4,8 mg/l, notevolmente importante per la dieta o come integratore di sali, e la significativa concentrazione del fluoro in 0,55 mg/l che svolge un'azione di prevenzione della carie dentaria.



Fig. 2.45 – Logo del marchio delle Antiche Terme di Giunone che richiama la forma circolare della piscina Brentella.

Prove farmacologiche per somministrazione orale evidenziano che la componente mediomminerale esplica l'aumento della diuresi con un'importante azione di eliminazione degli acidi urico e ossalico, mentre la componente bicarbonata esercita un'azione protettiva delle mucose, agisce sulla motilità gastrica e agevola l'attività biliare. Può pertanto essere utile nell'acidosi, soprattutto diabetica ed eurenica, e possiede indicazioni terapeutiche nelle manifestazioni patologiche conseguenti una ridotta secrezione gastrica di pepsina.

Il meccanismo d'azione della componente solfato-calcica si esplica con effetti positivi sia a livello della mucosa dello stomaco che dell'intestino, dove agisce con una azione lassativa non severa, migliorando la peristalsi e riducendo l'attività spastica del colon. Pertanto, l'ingestione di tale acqua è indicata per le seguenti patologie: cistiti croniche, calcolosi urinarie, gotta, acidosi diabetica, gastropatie, epatopatie, infiammazioni delle vie biliari, coliti spastiche, stipsi.

Per crenoterapia esterna, l'acqua della sorgente Brentella è indicata anche nelle problematiche di ordine dermatologico, quali: seborrea, eczema seborroico, dermatiti e dermatosi allergiche. In particolare, mediante balneoterapia, sono evidenziati positivi effetti a carico delle patologie dell'apparato locomotore, sulle varici e nell'ambito della medicina estetica mentre, mediante crenoterapia inalatoria, le acque termali esplicano la loro azione nelle patologie dell'apparato respiratorio, delle prime vie aeree e in otorinolaringoiatria.

Recentemente, dall'anno 2009, alle acque minerali della sorgente Brentella sono riconosciute anche proprietà terapeutiche da utilizzarsi per la balneoterapia nel trattamento della psoriasi.

2.7.2 Gli aspetti crenoterapici delle acque calde della Fonte Termale Corte dei Frati presso Piovezzano di Pastrengo

I dati clinici sulle acque derivano da una serie di recenti analisi gentilmente fornite dalla Società concessionaria che utilizza tale risorsa, i cui risultati chimico-fisici e microbiologici ne hanno permesso il riconoscimento curativo da parte del Ministero della sanità.

Gli effetti positivi delle acque della Fonte Termale Corte dei Frati sull'organismo sono legati principalmente a due fattori: la temperatura e le caratteristiche fisico-chimiche dell'acqua attestate da numerose analisi effettuate dall'ARPAV – Dipartimento Provinciale di Padova.

Le acque presentano la temperatura alla bocca pozzo pari a 52 °C e pertanto possono essere comunemente classificate come acque ipertermali. Secondo la classificazione nazionale di riferimento Marotta e Sica (1933) che considera come parametro il residuo fisso, tali acque risultano propriamente minerali in quanto il loro valore di norma si attesta sui 1200 mg/l.

Tali acque, pur appartenendo alla grande famiglia



Fig. 2.46 – Antiche Terme di Giunone. Fontanelle per l'approvvigionamento dell'acqua termale utilizzate per lo più dalla gente del posto (foto E. Castellaccio).

delle acque bicarbonato-solfato-alcalinoterroso, quale classificazione che accorpa tutte le acque termali del veronese fino al distretto termale berico – euganeo, considerando la loro ricchezza in sodio e in cloro possono essere ulteriormente classificate come clorurate-sodiche e più precisamente salso-bromo-iodiche viste le quantità ponderabili di bromuri e di ioduri (Cozzi, 2004).

Inoltre, esse contengono quantità rilevanti di altri minerali quali solfati, ferro, ione carbonico, calcio e solfuri e sono ben rappresentati anche gli oligoelementi quali stronzio e fluoro.

La balneoterapia effettuata con tali acque a temperatura relativamente elevata ($> 35\text{ }^{\circ}\text{C}$) esplica un effetto termico locale, con vasodilatazione ed aumento della irrorazione tessutale, aumento della sudorazione e stimolazione delle reazioni neuro-ormonali.

A seguito dell'elevato residuo fisso (comunque $< 3\text{ g/l}$) e al significativo contenuto salino (solfati, ferro, ione carbonico, calcio e solfuri) l'acqua termale svolge effetti antisettici, anti-edemigeni, anti-infiammatori e le proprietà terapeutiche sono dimostrate in pazienti affetti da malattie artroreumatiche, da patologie dei vasi venosi (flebopatie) e da malattie cutanee.

In particolare, i bagni termali mineralizzati sono indicati nel trattamento di numerose malattie reumatiche e le proprietà terapeutiche sono dimostrate nell'osteoartrosi, nella fibromialgia e nei reumatismi extra-articolari localizzati (periartriti, tendiniti, ecc.). Possono essere utili nelle artropatie da microcristalli (gota e condrocalcinosi) e nei reumatismi infiammatori cronici in fase di quiescenza. Tra questi ultimi un'indicazione particolare è costituita dall'artropatia psoriasica che trae benefici dal cloruro di sodio disciolto nelle acque.

La balneoterapia è indicata negli esiti di traumi dell'apparato locomotore (fratture ossee, distorsioni e lussazioni articolari, strappi muscolari) in quanto l'azione trofica dell'acqua termale favorisce gli scambi metabolici e quindi la guarigione anatomica evitando gli esiti in fibrosi.

Gli effetti analgesico e miorilassante consentono inoltre un rapido recupero funzionale.

Tali acque sono particolarmente indicate anche per le malattie di interesse dermatologico per l'elevata mineralizzazione (minerali di cloruro di sodio, bromo, iodio, solfuri) e la vasodilatazione indotta dal calore: la psoriasi nelle sue varie forme, gli ecze-



CORTE DEI FRATI FONTE TERMAL E

Fig. 2.47 – Logo dell'acqua minerale naturale della Fonte Termale Corte dei Frati

mi, la dermatite seborroica, l'acne e le dermatiti su base angiopatica.

2.7.3 Gli aspetti crenoterapici delle acque calde di Villa dei Cedri presso Colà di Lazise

Anche in questo caso i dati geochimici e clinici sulle acque derivano da una serie di recenti analisi gentilmente fornite dai titolari della concessione Parco Termale del Garda che utilizza tale risorsa, presso Villa dei Cedri di Colà di Lazise.

L'acqua termominerale di Villa dei Cedri già all'origine presenta una temperatura di circa 37 °C ed è classificata come oligominerale, bicarbonato – calcio – magnesiacca con una concentrazione non trascurabile di silicio, mentre presenta basse quantità di residuo fisso.

La sua idoneità per la balneoterapia, stabilita dal Ministero della Sanità nell'anno 1996, si esplica con l'esercizio di bagni termali della durata di circa 30 minuti in cui si effettua la completa immersione del corpo facendo emergere solamente il capo.

Il ciclo terapeutico è generalmente di 10 ÷ 15 bagni, eseguiti giornalmente, che esplicano un'azione miorilassante dovuta alla temperatura termoidifferente (33 ÷ 35 °C) e costituiscono un efficace mezzo di prevenzione e cura delle più frequenti malattie degenerative dovute allo stress e alla vita sedentaria.

Le acque utilizzate nella balneoterapia risultano efficaci nelle terapie riabilitative, in medicina sportiva e, a seguito della pressione idrostatica arricchita dall'azione dell'idromassaggio, apportano effetti positivi per l'artrosi, i reumatismi extra-articolari e per gli esiti di traumi. Proprio l'idromassaggio favorisce un più veloce metabolismo dei tessuti attraverso la riattivazione della microcircolazione sanguigna e de-

termina la vasocostrizione periferica con riduzione della massa sanguigna e dei liquidi interstiziali delle estremità e compressione degli organi addominali, aiutando il reflusso venoso sia per l'innalzamento del diaframma che per l'effetto di spremitura dei vasi del circolo periferico.

Le acque così utilizzate trovano indicazioni per patologie non acute dell'apparato locomotore (osteoartrosi nelle sue diverse varietà e localizzazioni, patologie di interesse ortopedico e traumatologico), postumi di flebite, vasculopatie periferiche.

Le proprietà farmacologiche ed organolettiche dovute al contenuto salino, rendono l'acqua termale adeguata per la cura delle affezioni cutanee quali seborrea, eczema seborroico, dermatiti, dermatosi allergiche, psoriasi, orticaria e nel trattamento a fini estetici di affezioni dei vasi venosi e linfatici.



Fig. 2.48 – Ingresso del Parco Termale del Garda presso Villa dei Cedri di Colà di Lazise (foto E. Castellaccio).

3. LINEAMENTI GEOLOGICI DELL'AREA VERONESE

(Roberto Zorzin)

Gran parte del territorio collinare e montano veronese appartiene all'altopiano carbonatico dei Monti Lessini e, secondariamente, al Monte Baldo. I due rilievi sono situati tra il margine meridionale del Sudalpino e la Pianura Veneta. L'altopiano lessineo, che raggiunge i 1.865 m s.l.m., è delimitato dalla Val d'Adige e dalla Valle del Leogra e dall'alta pianura veronese a Nord dell'Adige mentre la catena del Monte Baldo, che è il più occidentale dei rilievi prealpini veneti, e si allunga in direzione NNE-SSW con numerose cime dirupate che si elevano oltre i 2.000 m s.l.m., è delimitata ad Ovest dal Lago di Garda ed a Est dalla Val d'Adige.

3.1 La situazione litologica e strutturale dell'ambito collinare-montano

(Roberto Zorzin)

Osservando da Sud verso Nord il territorio veronese, appare evidente il contrasto tra la massiccia e lineare catena del Monte Baldo e l'ampio e piatto rilievo collinare dei Monti Lessini che, "emergendo" blandamente dalla pianura, si innalza leggermente mediante dorsali collinari fino a superare i 1.800 m di quota nel settore più settentrionale. Infatti, da un punto di vista generale, i Monti Lessini si possono considerare un "tavolato" monoclinale con debole immersione verso Sud, a forma pressoché trapezoidale con il lato più corto a Nord, caratterizzato da una serie di vallate ad andamento meridiano. Le incisioni vallive hanno le caratteristiche dei canyons nella porzione più settentrionale, mentre a Sud, si allargano allo sbocco nell'alta pianura veronese isolando dorsali blandamente degradanti verso la pianura stessa.

Il Monte Baldo, invece, è una grande morfostruttura complessa, caratterizzata dalla coesistenza di morfologie diverse, tettoniche, gravitative, carsiche, glaciali, periglaciali e fluviali che testimoniano una pronunciata attività tettonica ed il succedersi di fasi climatiche ben differenziate.

A cavallo degli anni 1980-1990 c'è stato un vivo interesse da parte degli studiosi di geologia (Accorsi C.A. *et al.*, 1993), orientati in particolare allo studio idrogeologico della porzione collinare e montana dei Lessini Veronesi e dell'alta pianura Veronese.

Da un punto di vista geostrutturale, sono ricono-

sciuti almeno tre sistemi tettonici diversi: il sistema giudicariense (NNE-SSO) di età tortoniana superiore-messiniana, il sistema dinarico (NO-SE) di età paleogenica ed il sistema valsuganese (E-O) di età serravalliana-tortoniana (Castellarin *et al.*, 1988). Il territorio montuoso centro-occidentale è interessato da uno stile di deformazione tettonica che risente in particolare modo delle direttrici ad andamento giudicariense, che sono ben rappresentate dal Lago di Garda – Monte Baldo fino oltre il Monte Solane, in cui si riscontrano grandi pieghe e fasci di faglie tra loro paralleli. Il sistema strutturale delle Giudicarie è dominato da accavallamenti, morfostrutture compressive e/o trascorrenti che si sviluppano dal massiccio cristallino dell'Adamello fino ad interessare tutta la Val d'Adige, dove risultano particolarmente ben evidenti. Tale sistema strutturale interseca e talora è dislocato da altri stili tettonici, tra cui quello scledense e valsuganese, il cui effetto principale sembra essere la suddivisione del territorio in grandi prismi o placche in movimento neotettonico relativo lungo le discontinuità stesse.

Dal punto di vista litologico, i rilievi del Veronese sono costituiti da rocce prevalentemente carbonatiche costituite da sedimenti di mare basso, sovrapposti ad una struttura più antica nota come Piattaforma di Trento. Essa costituì un'area sopraelevata rispetto ai bacini laterali lombardo e bellunese fino al Giurassico medio, quando sprofondò completamente assumendo, fino al Paleocene, le caratteristiche di un plateau pelagico interessato da depositi bacinali. Durante l'Orogenesi Alpina l'area rispose in maniera rigida agli sforzi tettonici cui fu sottoposta, e si fratturò in blocchi che in parte si sollevarono, fino a trovarsi in condizioni di mare poco profondo; su questi blocchi si sovrainposero le piattaforme carbonatiche che hanno dato origine a quella vasta area sottomarina, poco profonda, chiamata *Lessini Shelf*.

Le fratturazioni che si crearono nel Paleocene e nell'Eocene inferiore e medio attivarono cicli vulcanici con emissioni di grandi quantità di lave basiche mentre nell'Eocene superiore, quando si sviluppò il ciclo eruttivo euganeo, nei Lessini ci fu un periodo di quiete eruttiva. Le rocce di origine vulcanica sono prevalentemente rappresentate da basalti di colata, ialoclastiti, breccie extradiatremiche e rocce vulcanoclastiche rimaneggiate, intercalate a vari livelli nella successione stratigrafica carbonatica. Frequenti sono, inoltre, i filoni e i camini vulcanici che tagliano la successione sedimentaria.

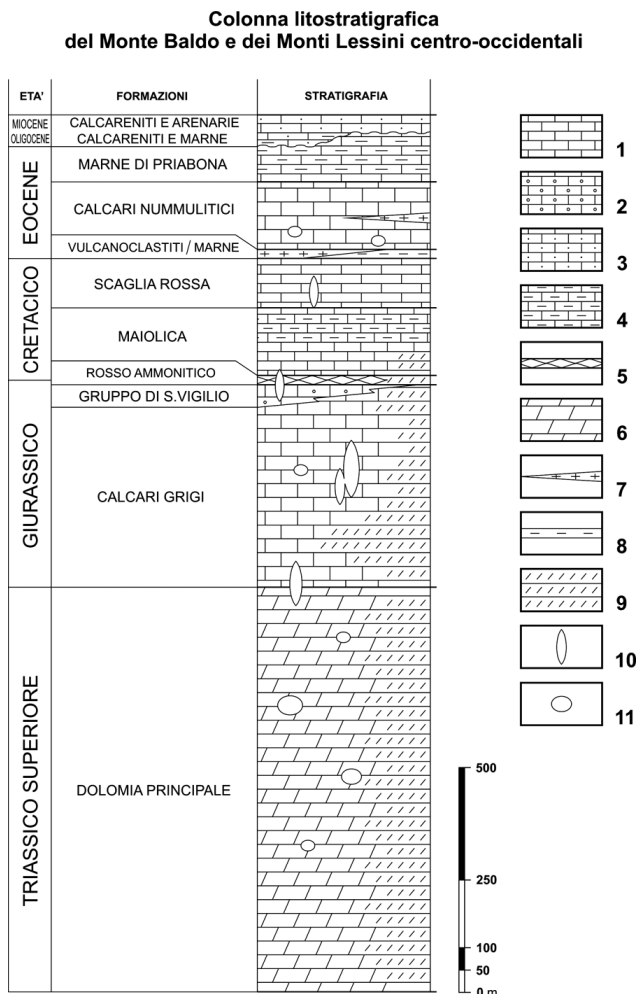


Fig. 3.1 – Colonna litostratigrafica del Monte Baldo e dei Monti Lessini centro-occidentali.

Legenda: 1. Calcarei, 2. Calcareni oolitiche, 3. Arenarie, 4. Calcarei marnosi, 5. Calcarei nodulari, 6. Dolomie, 7. Epiclastiti basaltiche, 8. Marne, 9. Dolomie cristalline, 10. Cavità carsica a prevalente sviluppo verticale (pozzi), 11. Cavità carsica a prevalente sviluppo orizzontale (gallerie). Disegno S. Zannotti.

Le ampie e copiose eruzioni vulcaniche avvenute nei Monti Lessini Veronesi orientali sono documentate dal prevalente affioramento di basalti, di prodotti vulcanoclastici e solo in misura inferiore affiorano rocce di origine sedimentaria, generalmente rappresentate da calcari di età compresa tra il Cretaceo e l'Eocene (Bosellini *et al.*, 1967).

Alla fine del Cretaceo superiore, i Monti Lessini orientali sono stati caratterizzati da una lacuna stratigrafica durata fino al Paleocene superiore quando si formò il *graben* o *semigraben* dell'Alpone-Agno. Quest'ampia depressione risulta delimitata ad Ovest dalla faglia di Castelvero, costituita da un fascio di faglie sub-parallele orientate NNO-SSE, e dal linea-

mento Schio-Vicenza ad Est. Tali discontinuità suddividono l'area in diverse zone, determinando un forte abbassamento del settore orientale che, in prossimità della faglia di Castelvero, a causa della notevole subsidenza, permise la deposizione di materiali vulcanici per uno spessore di circa 400 m (Barbieri *et al.*, 1991).

Complessivamente, sui Monti Lessini e sul Monte Baldo affiorano rocce prevalentemente carbonatiche di età compresa fra il Triassico superiore e il Miocene medio (da circa 225 a 11 milioni di anni fa), su cui poggiano coperture quaternarie di vario tipo (Zampieri & Zorzin, 1993).

3.2 La situazione geomorfologica e litologica dell'ambito di pianura e dell'area morenica (Roberto Zorzin)

La storia geologica del territorio veronese durante il Quaternario, è condizionata dallo sviluppo di estesi ghiacciai nelle zone più settentrionali e occidentali. I due più importanti ghiacciai della provincia di Verona, quelli del Garda e dell'Adige, erano separati dalla catena del Monte Baldo. Per quanto riguarda i rapporti paleoidrografici tra il Garda e l'Adige si hanno dati piuttosto incerti fino alla glaciazione del Riss, mentre sono sufficientemente precisi per l'ultima grande glaciazione di Würm durante la quale il ghiacciaio del Garda veniva alimentato, attraverso le selle di Terlago e di Loppio, anche dalla lingua glaciale che scendeva lungo la Val d'Adige.

Al culmine dell'espansione glaciale del Riss, la lingua glaciale del Garda ha depositato numerosi cordoni morenici in un ampio anfiteatro. Attualmente, sulle cerchie più esterne, sorgono i centri abitati di Palazzolo, Sona, Sommacampagna, Custoza, Valeggio sul Mincio. Il ghiacciaio dell'Adige, invece, ha costruito un più piccolo anfiteatro morenico tuttora ben conservato.

I depositi morenici superficiali del veronese, risalgono per lo più alla glaciazione del Riss (svilupata tra 280 e 205 mila anni fa) e del Würm (iniziata 75 mila anni fa e conclusasi circa 10 ÷ 12 mila anni prima di oggi). Depositati morenici più antichi (Mindel) sono stati individuati solo in corrispondenza dell'anfiteatro di Rivoli, allo sbocco della Val Lagarina, sul lato orientale della cerchia gardesana.

Durante gli interglaciali gli scaricatori atesini e benacensi, alimentati dalle acque di fusione, hanno parzialmente demolito le cerchie moreniche depositate e

trasportato distante dalla fronte dei due ghiacciai veronesi grandi quantità di detriti fluvio-glaciali che hanno dato origine a conoidi di varie dimensioni e ad una vasta superficie topografica debolmente inclinata verso Sud e Sud-Est che si raccorda con la pianura e che, per le modalità di formazione e per la natura ghiaiosa e sabbiosa, è stata considerata come un *sandur*.

Nel corso dell'ultimo interglaciale l'attività dell'Adige e dei fiumi minori è stata prevalentemente erosiva, con la reincisione in varie riprese dei propri depositi dando origine ad una superficie ribassata, caratterizzata da ripide scarpate alte fino a 14 metri (piano di divagazione dell'Adige). I protagonisti dell'evoluzione del paesaggio durante il Postglaciale sono stati, da una parte le variazioni climatiche e, dall'altra, l'azione dell'Uomo che ha antropizzato i vasti territori di pianura.

Superficialmente, in vicinanza del Fiume Adige, si riconoscono alluvioni ghiaiose, sabbiose e limose mentre a ridosso dei rilievi collinari dei Monti Lessini, in corrispondenza dei fondovalle dei corsi d'acqua locali, affiorano alluvioni limo-argillose e ghiaie. Questi materiali sciolti quaternari si raccordano con l'area collinare generalmente attraverso depositi colluviali limo-argillosi. Analisi palinologiche e datazioni assolute effettuate negli anni '80 (Sorbini *et al.*, 1984), ottenute con il metodo ^{14}C su campioni di torba relativi a sette pozzi ubicati nel capoluogo veronese, hanno permesso di affermare che l'età dei sedimenti della pianura è assai più recente di quanto precedentemente ritenuto. Tali datazioni cadono in un arco di tempo compreso tra più di 31.000 anni B.P. e 18.800 ÷ 2.000 anni B.P. su campioni prelevati nel pozzo Basso Acquar, rispettivamente tra 70 e 72 m dal p.c. e tra 16 e 21 m dal p.c.

Le alluvioni fluvio-glaciali e fluviali presenti nel territorio della pianura veronese sono il risultato della deposizione dei materiali erosi o esarati dai rilievi alpini e prealpini ad opera dei fiumi e dei ghiacci, delle grandi fiumane di disgelo e dei ghiacciai. La potenza dei sedimenti fluvio-glaciali e fluviali, in cui sono presenti falde con acque dolci, è pari o di poco superiore a circa 350 di metri. Questo potente materasso alluvionale, costituito prevalentemente da argille, limi, sabbie, ghiaie, conglomerati, ciottoli e grossi blocchi, ricopre materiali ghiaiosi e sabbiosi con argilla che ospitano, invece, falde acquifere salmastre a cui sottostanno sedimenti simili ai precedenti ma imbibiti di acque salate, ascrivibili al Pliocene-Pleistocene.

Dal punto di vista petrografico, i sedimenti glaciali, fluvio-glaciali e fluviali presenti nel sottosuolo del Provincia di Verona sono costituiti prevalentemente da calcari, dolomie, graniti, porfidi, quarziti, gneiss e micascisti, provenienti dai bacini del Garda e dell'Adige. Tali litotipi sono caratterizzati dalla presenza di minerali di calcite, dolomite, quarzo, feldspati e miche.

I dati stratigrafici raccolti durante la terebrazione di pozzi per acqua o per la ricerca di idrocarburi (ENI – AGIP Mineraria, 1972), hanno confermato che le caratteristiche granulometriche dei depositi variano sia lateralmente che in profondità. Ciò testimonia che l'azione degli agenti di trasporto ha subito, nel corso dei secoli e dei millenni, ripetute modifiche. I dati relativi alle stratigrafie recuperate durante le perforazioni di pozzi per acqua e pubblicate, raramente superano i 100 metri di profondità, anche se sono note perforazioni che superano abbondantemente i 200 metri dal piano di campagna.

L'analisi delle numerose stratigrafie recuperate nella pianura veronese, disposte da NO verso SE e, pertanto, grossomodo lungo la direzione di deflusso della falda freatica, permette una ricostruzione stratigrafica abbastanza semplice ed uniforme.

Nella porzione centro-meridionale di tale area sono riconosciuti a varie profondità livelli di argilla potenti qualche metro e con una discontinua estensione laterale. I terreni superficiali sono generalmente ricoperti da un suolo di alterazione dello spessore medio di circa 50 cm, costituito da ghiaia in matrice argillo-sabbiosa di colore bruno-rossastro.

In sinistra Adige, tra il fiume ed i rilievi collinari dei Monti Lessini, le intercalazioni impermeabili presenti nei sedimenti ghiaiosi e sabbiosi risultano via via più frequenti e con maggior continuità spaziale, procedendo da Ovest verso Est, per il sensibile contributo di sedimenti limosi e argillosi da parte dei corsi d'acqua lessinei. Spesso le alluvioni locali si interdigitano con quelle atesine. A valle della fascia delle risorgive si osserva una progressiva e rapida rastremazione delle conoidi ghiaiose atesine. Infatti, si infittiscono le alternanze di orizzonti ghiaiosi e sabbiosi con quelli limosi e argillosi. Più a Sud, all'altezza di Isola della Scala-Bovolone, le granulometrie del materasso alluvionale si fanno sempre più fini con una netta prevalenza delle sabbie sulle ghiaie ed un consistente ispessimento dei sedimenti a bassa permeabilità.

Pochi sono i pozzi di pianura che hanno completamente attraversato i depositi quaternari continentali.

li; di questi, la quasi totalità è ubicata in prossimità della fascia pedecollinare. Solamente i pozzi AGIP “Bovolone 1”, “Grezzano 1” e “Nogarole Rocca 1” (ENI – AGIP Mineraria, 1972), dopo aver terebrato tutte le alluvioni quaternarie continentali, intercettano i sedimenti marini. L’acquicluda inferiore della serie quaternaria è costituito dai litotipi prevalentemente argillosi del Pliocene che vengono intercettati a quote comprese tra circa 900 m (pozzi “Bovolone 1” e “Grezzano 1”) e i 1.150 m di profondità del pozzo “Nogarole Rocca 1”. Quest’ultimo si approfondisce per ben 2.079 m attraversando tutta la successione stratigrafica del Cenozoico fino a raggiungere, alla quota di -2.035 m dal p.c. i calcari marnosi del Cretaceo superiore (Fig. 2.10).

3.3 I metodi geofisici utilizzati per indagare il substrato roccioso

(Matteo Collareda)

Le conoscenze sull’andamento del fondo roccioso sottostante la copertura sedimentaria della pianura Veronese derivano fondamentalmente dall’esame delle stratigrafie dei pozzi esistenti che, in generale, si presentano molto rarefatti e quasi sempre attinenti ai soli terreni alluvionali. Pertanto, secondo gli scopi del presente lavoro, per cercare di stabilire la profondità del substrato roccioso laddove vi è assenza o carenza di dati stratigrafici diretti, si è ritenuto necessa-

rio procedere con apposite indagini geofisiche in alcune zone dell’area morenica e della pianura in vicinanza di S. Ambrogio di V.la e di Caldiero. Per il distretto termale della pianura settentrionale le verifiche sull’andamento del fondo roccioso hanno permesso di identificare l’esistenza di una probabile dorsale sepolta, che seguirebbe la perimetrazione della zona più termalizzata compresa tra Domegliara e Colà di Lazise, avvalorando l’ipotesi che la profondità di pesca dei pozzi esistenti a più alta temperatura non sarebbe molto distante dai “pennacchi” caldi fuoriuscenti dalla sottostante compagine rocciosa.

Altri punti di indagine hanno permesso di valutare l’andamento del fondo roccioso nella pianura di S. Ambrogio di V.la e di Caldiero, da cui è stato possibile confermare la probabile presenza di linee di faglia appartenenti al modello tettonico veronese passanti per le aree indagate (cfr. paragrafo 3.3).

Si fa presente che effettuare una ricostruzione stratigrafica significa individuare, in termini di spessori e litologie, i materiali presenti sotto il piano campagna. In particolare, delineare l’assetto strutturale in termini di “*profondità dell’ammasso roccioso sottostante una copertura sedimentaria*” viene ritenuta una tra le informazioni fondamentali per risalire alle cause dell’idrotermalismo del Veronese.

I metodi d’indagine in sito che permettono di investigare il sottosuolo sono rappresentati da due tipologie completamente diverse l’una dall’altra. La

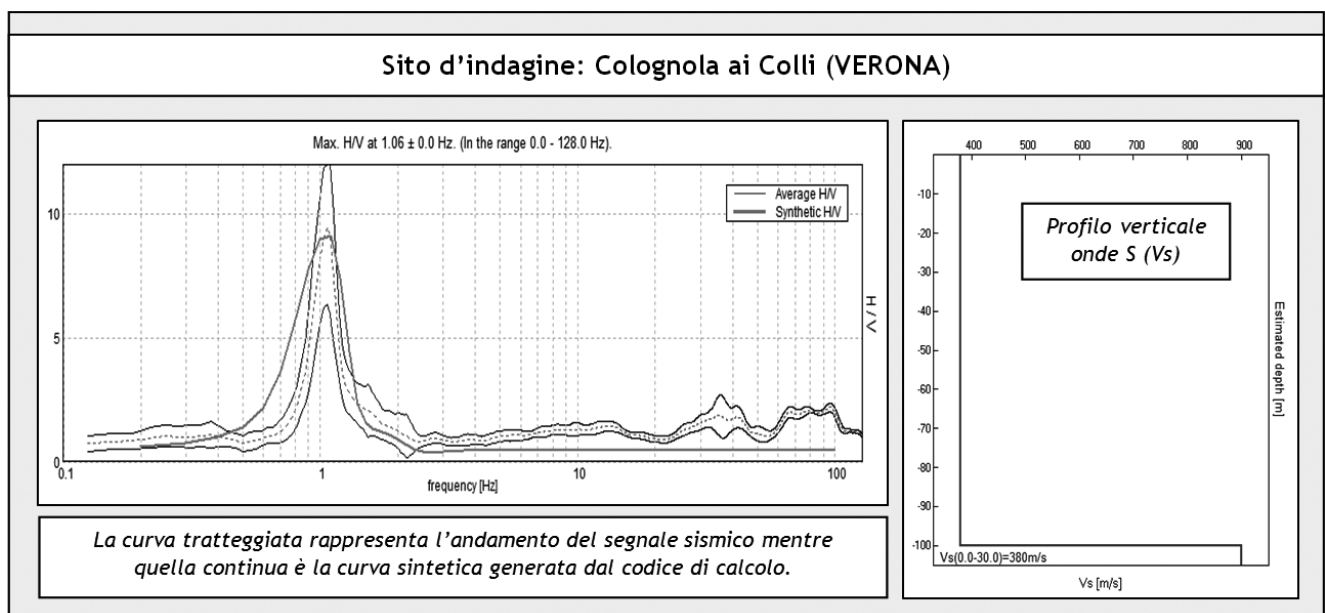


Fig. 3.2 – Indagine sismica H.V.S.R. a Colognola ai Colli e profilo verticale onde S.

prima è rappresentata dalle prospezioni geotecniche classiche (sondaggi, prove penetrometriche, indagini in foro, ecc.) che forniscono informazioni puntuali e che non possono essere rappresentative di vaste aree (indagini dirette). La seconda è rappresentata da indagini geofisiche classiche (geoelettrica, sismica atti-

va, geomagnetica, gravimetria, ecc.) che permettono di investigare ampie zone ma richiedono uno spazio per la strumentazione proporzionale alla profondità di indagine (indagini indirette).

In questo lavoro è stata utilizzata una metodologia d'indagine sismica passiva (tecnica dei rapporti

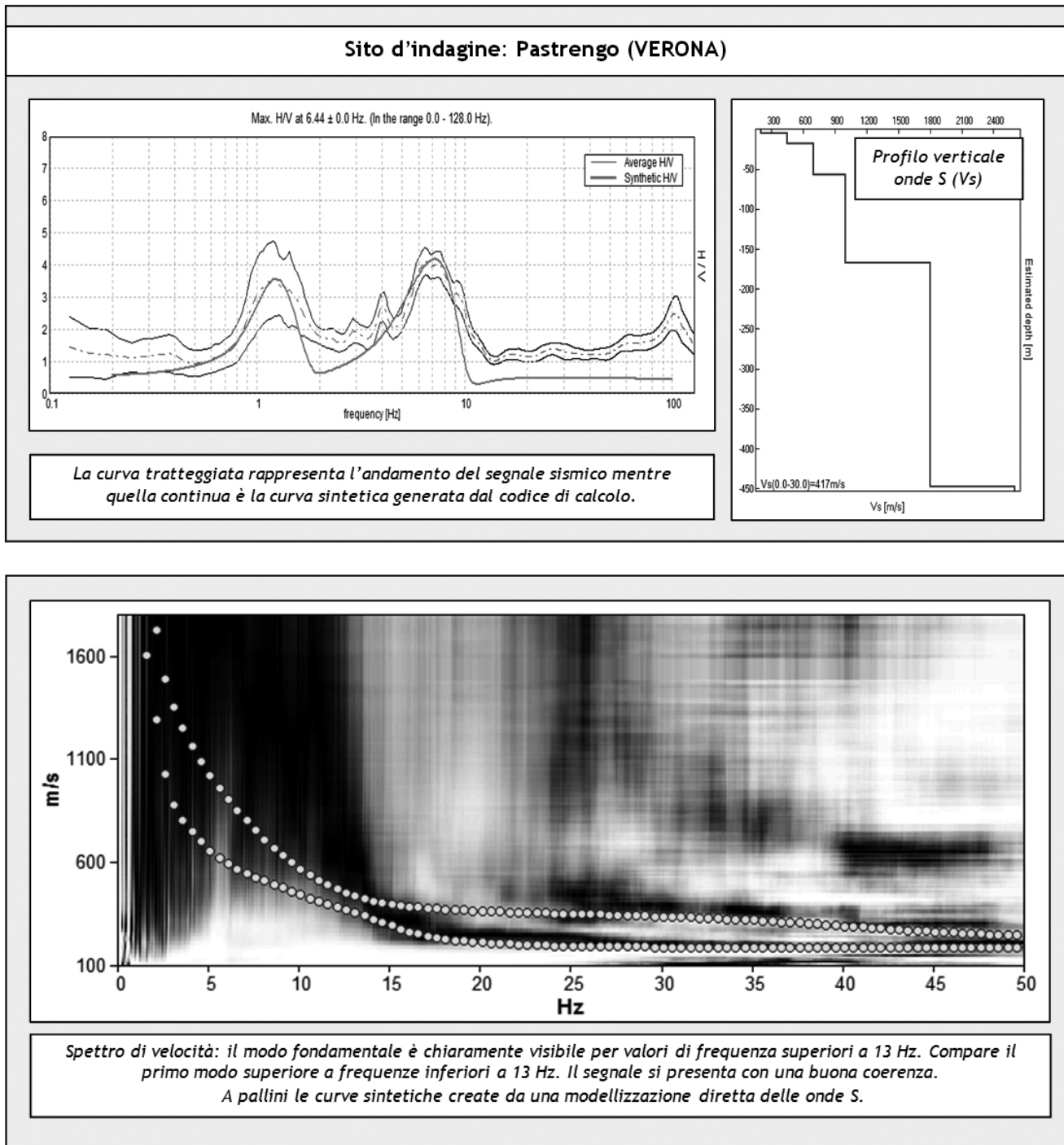


Fig. 3.3 – Indagine sismica H.V.S.R. e Re.Mi. a Pastrengo e profilo verticale onde S.

spettrali H.V.S.R., *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) finalizzata alla ricostruzione stratigrafica del sottosuolo tramite la stima delle velocità di propagazione delle onde sismiche di taglio (onde S).

La campagna geofisica è stata condotta utilizzando due procedure totalmente diverse. In particolare,

nelle aree dove sono presenti stratigrafie di pozzi che hanno raggiunto la formazione rocciosa si è provveduto ad effettuare una misurazione H.V.S.R. in modo da tarare la risposta sismica di sito. Eseguendo altre prospezioni H.V.S.R. nello stesso ambiente sedimentario si è potuto ricostruire l'andamento dell'o-

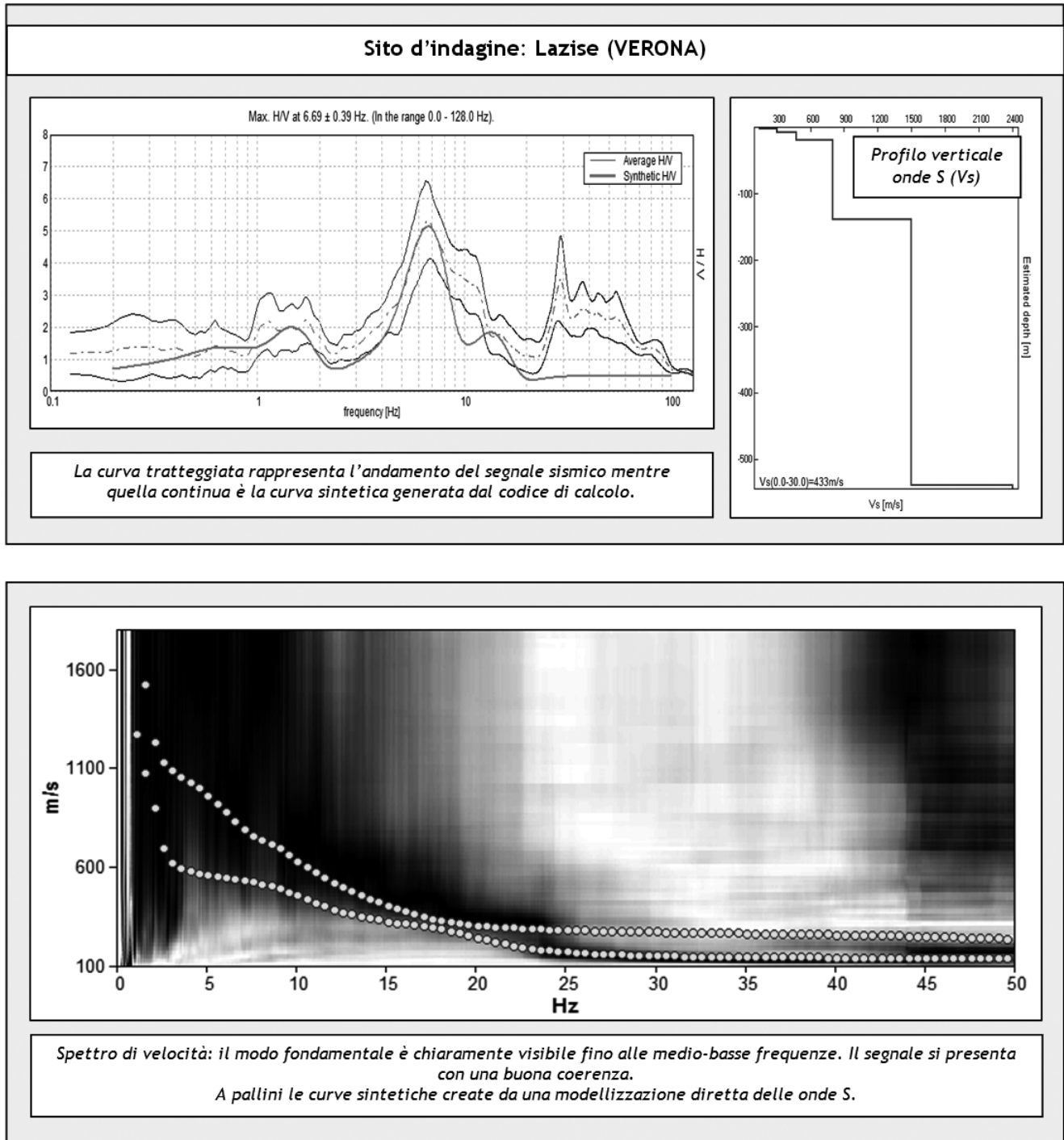


Fig. 3.4 – Indagine sismica H.V.S.R. e Re.Mi. a Lazise e profilo verticale onde S.

rizzonte stratigrafico associato al contatto tra la copertura e il sottostante ammasso roccioso.

In determinate zone quali l'area morenica tra Piovezzano e Colà di Lazise, nelle quali i sondaggi geognostici non sono riusciti ad intercettare la formazione rocciosa a causa della sua elevata profondità, è stata effettuata una misurazione "diretta" delle velocità di propagazione delle onde sismiche tramite un "array" sismico e successivamente, utilizzando le informazioni ricavate da questa metodologia denominata Re.Mi. (*Refraction Microtremor*), la prospezione H.V.S.R. è stata "vincolata" per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo ad elevate profondità.

L'utilizzo incrociato delle due tecniche sismiche sopra citate ha permesso di ottenere un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo affidabile e robusto. L'indagine Re.Mi., dove effettuata, ha individuato le discontinuità sismiche superficiali e stimato le velocità di propagazione delle onde S, mentre la prospezione passiva a stazione singola (H.V.S.R.), tramite inversione congiunta, ha stimato il grado di rigidità ad elevate profondità. Altrettanto attendibile risulta la metodologia del "confronto" effettuata con la sola tecnica H.V.S.R. nelle zone dove i sondaggi geognostici hanno intercettato la formazione rocciosa.

Nelle pagine precedenti sono riportate le misure più significative con il relativo modello sismo-stratigrafico interpretativo. Si precisa che, nelle curve H/V, è stato utilizzato un intervallo di confidenza del 95% che viene rappresentato dalle linee continue che "affiancano" quella tratteggiata (segnale sismico medio).

CENNI TEORICI RELATIVI ALLA MISURA A STAZIONE SINGOLA (H.V.S.R.) E IN ARRAY (Re.Mi.)

Le indagini sismiche a stazione singola (H.V.S.R.) e in array (Re.Mi.) sfruttano il rumore sismico ambientale, rappresentato da micro perturbazioni presenti nel sottosuolo, come sorgente del segnale che può avere un'origine sia naturale che antropica.

Il segnale registrato viene elaborato tramite algoritmi matematici complessi che attribuiscono a determinate profondità un valore di rigidità rappresentato dalle velocità di propagazione delle onde sismiche in particolare le onde di Rayleigh, che sono riconducibili alle onde di corpo trasversali o onde S.

Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)

La tecnica sismica passiva (tecnica dei rapporti spettrali o H.V.S.R., Horizontal to Vertical Spectral Ratio) è totalmente non invasiva e molto rapida, si può applicare ovunque e non richiede nessun tipo di perforazione, né stendimenti di cavi, né energizzazione esterne diverse dal rumore ambientale.

I risultati che si possono ottenere da una registrazione di questo tipo sono:

- la *frequenza caratteristica di risonanza del sito* che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale;
 - la *frequenza fondamentale di risonanza di un edificio* qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso;
 - la *velocità media delle onde di taglio Vs* calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, ecc.) e riconoscibile nella curva H/V. Qualora non si conosca la stratigrafia è possibile utilizzare le Vs superficiali, ricavate da altre metodologie (array sismici), per conoscere il grado di rigidità (Vs) ad elevate profondità;
 - la *stratigrafia del sottosuolo* con un *range* di indagine compreso tra 0,5 e 1000 m di profondità. Il principio su cui si basa la presente tecnica, in termini di stratigrafia del sottosuolo, è rappresentato dalla definizione di strato inteso come unità distinta da quella sopra e sottostante per contrasto d'impedenza, dato dal rapporto tra i prodotti di velocità delle onde sismiche per la densità di ogni i-esimo strato.
- Le basi teoriche della tecnica H.V.S.R. si rifanno in parte alla sismica tradizionale (riflessione, rifrazione, diffrazione) e in parte alla teoria dei microtremori. La forma di un'onda registrata in un sito x da uno strumento dipende:
- dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente s ;
 - dal percorso dell'onda dalla sorgente s al sito (attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, incanalamenti per guide d'onda);
 - dalla risposta dello strumento.

Il rumore sismico ambientale è generato da fenomeni naturali come le onde oceaniche, il vento e dall'attività antropica oltre che, ovviamente, dall'attività dinamica terrestre. È chiaro che le perturbazioni naturali andranno a generare sorgenti di rumore a medie – basse frequenze mentre le medie – alte frequenze apparterranno al rumore antropico. Tutte queste perturbazioni si chiamano anche *microtremori* in quanto i movimenti indotti sono molto piccoli.

Tutti i metodi che registrano e analizzano il rumore sismico ambientale sono definiti passivi poiché non vi è una sorgente puntuale nota come succedeva nella classica sismica attiva.

Come accade per il fenomeno naturale denominato "terremoto" anche per il rumore ambientale si verificano, nel percorso dalla sorgente al sito, fenomeni di riflessione, rifrazione e intrappolamento che dipendono dall'assetto stratigrafico/strutturale attraversato. Questo provoca la perdita dell'informazione riguardante la sorgente ma permette di estrarre notizie riguardanti il percorso del segnale e soprattutto la struttura del sottosuolo nei pressi della stazione di acquisizione. È chiaro che queste informazioni sono sepolte all'interno di un rumore apparentemente casuale che dovrà essere attentamente interpretato ed estratto attraverso opportune tecniche.

Una di queste tecniche è la teoria dei rapporti spettrali o, semplicemente, H.V.S.R. che è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali del sottosuolo; informazioni di notevole importanza nell'ingegneria sismica (Castellaro *et al.*, 2005).

Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale modello "Tromino" che rappresenta la nuova generazione di strumenti ultra-leggeri e ultra-compatti in alta risoluzione adatti a tali misurazioni (Fig. 3.5). Lo strumento rac-

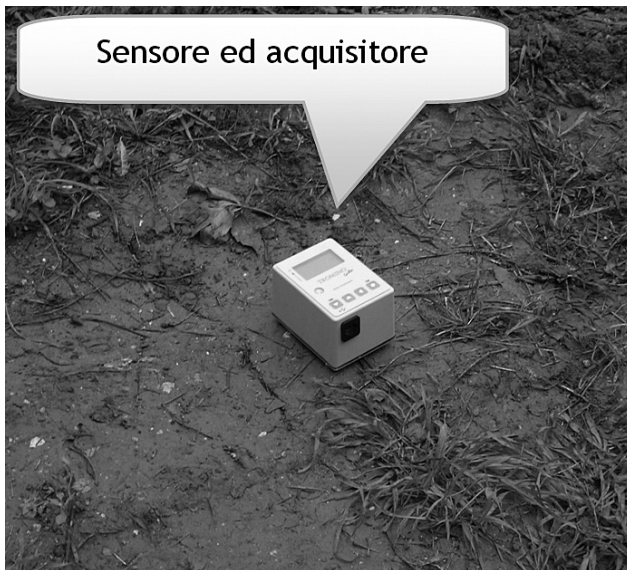


Fig. 3.5 – Strumentazione utilizzata per l'indagine sismica H.V.S.R.

chiude al suo interno tre velocimetri elettrodinamici ortogonali tra loro ad alta definizione con intervallo di frequenza compreso tra 0.1 e 256 Hz e una memoria di massa interna. Per la determinazione delle velocità delle onde di taglio si utilizza un codice di calcolo appositamente creato per interpretare i rapporti spettrali (H.V.S.R.) basati sulla simulazione del campo d'onde di superficie (Rayleigh e Love) in sistemi multistrato a strati piani e paralleli secondo la teoria descritta in AKI (1964) e Ben-Menahem e Singh (1981).

Operativamente si costruisce un modello teorico H.V.S.R. avente tante discontinuità sismiche quante sono le discontinuità evidenziate dalla registrazione eseguita. Successivamente, tramite uno specifico algoritmo, si cercherà di adattare la curva teorica a quella sperimentale e in questo modo si otterranno gli spessori dei sismostrati con la relativa velocità delle onde Vs.

Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)

La procedura Re.Mi. è stata sviluppata presso l'Università di

Reno in Nevada (Louie, 2001) come metodologia di prospezione sismica passiva in quanto utilizza il rumore ambientale come sorgente del segnale. Come tutte le metodologie di prospezione geofisica presentano dei vantaggi che sono rappresentati dalla velocità di acquisizione, dalla elevata profondità di indagine e dall'ottima versatilità in ambienti particolarmente urbanizzati ma richiedono, come condizione fondamentale, la "mono-dimensionalità" degli strati e la "omnidirezionalità" delle sorgenti, cioè che il rumore ambientale provenga sostanzialmente da tutte le direzioni.

Le registrazioni si prefiggono di rilevare le onde di Rayleigh con un buon rapporto segnale – rumore ed esse avvengono tramite appositi sensori (geofoni) disposti in superficie lungo uno stendimento rettilineo che trasmettono i segnali ad un sismografo capace di registrare le tracce sismiche.

Vista la necessità di immagazzinare il più elevato numero di informazioni possibili derivanti da una sorgente "casuale" i tempi di registrazione sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo. La registrazione sarà analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi.

L'esecuzione corretta di un'indagine sismica in campagna dipende dalle conoscenze geologiche del sito d'indagine e dall'esperienza / professionalità dell'operatore. Sono da considerare, ad esempio, la lunghezza dello stendimento L e la distanza intergeofonica Δx che agisce come una specie di filtro in frequenza. È ormai noto che la propagazione delle onde avviene in maniera diversa in un mezzo omogeneo rispetto ad uno stratificato e trasversalmente isotropo.

Non si potrà più parlare di "tempo di primo arrivo" come succedeva nella classica sismica attiva ma ad ogni frequenza è abbinata una velocità di propagazione che dipende dalle varie lunghezze d'onda. Come risulta evidente dalla figura seguente, l'onda sismica è influenzata dalle caratteristiche elastiche del mezzo, appunto variabili con la profondità.

Questo comportamento prende il nome di *dispersione in frequenza* ed è fondamentale nello sviluppo dei metodi sismici che utilizzano le onde di superficie (Fig. 3.6). Si ricorda che alle lunghezze d'onda più grandi corrispondono le frequenze più basse e quindi le profondità d'indagine sono elevate mentre alle lunghezze d'onda più piccole si associano le frequenze più alte e di conseguenza non si scende di molto rispetto al piano campagna.

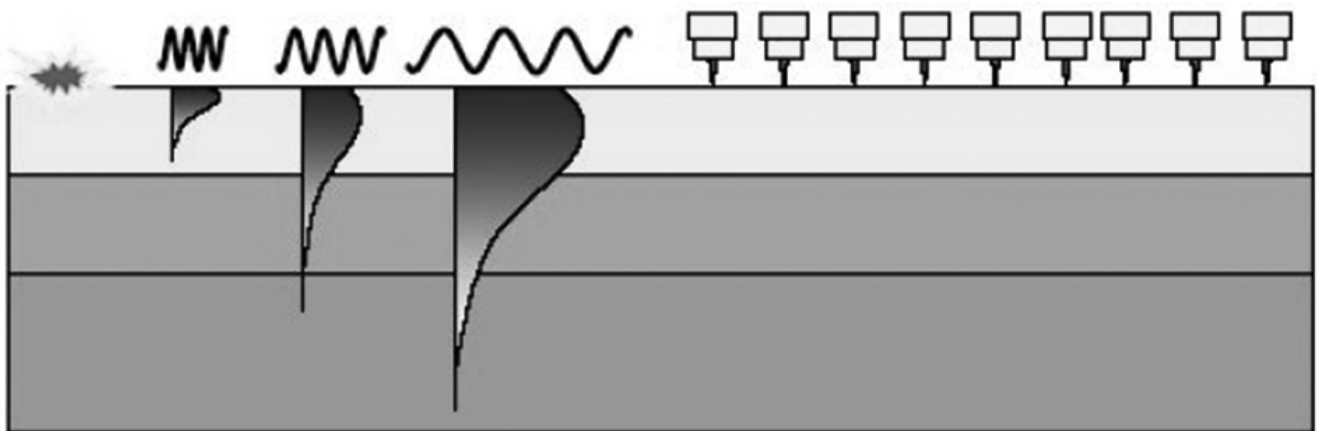


Fig. 3.6 – Dispersione in frequenza nel caso di array sismici



Fig. 3.7 – Esempio di acquisizione sismica in array con metodologia Re.Mi.

La fase più delicata è quella del “*data processing*” che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l’obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_r) che sono correlabili con le velocità V_s di propagazione delle onde S ($V_s \approx 1,1 V_r$).

Le varie tecniche di processing trasformano l’informazione registrata nel dominio $x - t$ (spazio tempo) in un dominio dove l’energia associata all’evento è funzione della frequenza e di altre variabili allo scopo di localizzare la densità di energia maggiore alla quale sono di solito associate le onde di Rayleigh. Tramite una modellizzazione manuale delle velocità di propagazione delle onde sismiche a diverse profondità si andrà a formare una curva di dispersione sperimentale che dovrà “coincidere” con la massima concentrazione di energia. La scelta di questi valori è condizionata da alcune indicazioni ma è imprescindibile dall’abilità e dall’esperienza dell’interprete anche nella valutazione del contesto geologico in cui ci si ritrova (Albarelo, 2007).

Il *sampling rate* utilizzato nella presente indagine è stato di 512 Hz in modo da ottenere un elevato dettaglio del segnale. La durata (lunghezza temporale) delle registrazioni è stata di circa 10 minuti.

Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati n°16 geofoni verticali a 4.5 Hz uniti in un array lineare totalmente digitale (modello “*SoilSpy Rosina*”; Fig. 3.7). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un’interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e un’estrema leggerezza. La spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 3 m quindi la lunghezza complessiva dei profili è risultata essere di 45 m disposti su superfici orizzontali.

3.4 Assetto strutturale regionale

(Giancarlo Scardia, Sergio Rogledi, Giovanni Monegato, Fabrizio Galadini)

L’assetto strutturale dell’area veronese-gardesana è, nella sua espressione più recente, il risultato dei raccorciamenti crostali avvenuti nell’ambito dell’orogenesi alpina. Complessivamente, nella Provincia di Verona è possibile distinguere due stili deformativi principali (Fig. 3.8). Nel settore occidentale, comprendente il Lago di Garda e la Valle Lagarina, lo stile tettonico è caratterizzato da pieghe e sovrascorrimenti con direzioni prevalentemente orientate NNE. Tale motivo, conosciuto in letteratura come “*giudicariense*”, è interpretabile come un sistema di rampe, impostate nei termini più competenti delle piattaforme del Triasico superiore-Giurassico inferiore (Dolomia Principale) e radicate entro un piano di scollamento principale costituito dalle unità carniche (Picotti *et al.*, 1995), oppure come originarie faglie normali giurassiche invertite durante le fasi compressive alpine (Picotti *et al.*, 1997). Il raccorciamento complessivo accomodato da queste strutture è stimato nell’ordine di una decina di chilometri (Picotti *et al.*, 1995).

Il settore orientale della Provincia di Verona si presenta al contrario scarsamente deformato, con un assetto tabulare leggermente inarcato ed immergente verso S-SO. Gli elementi strutturali principali sono costituiti da numerose dislocazioni di tipo quasi

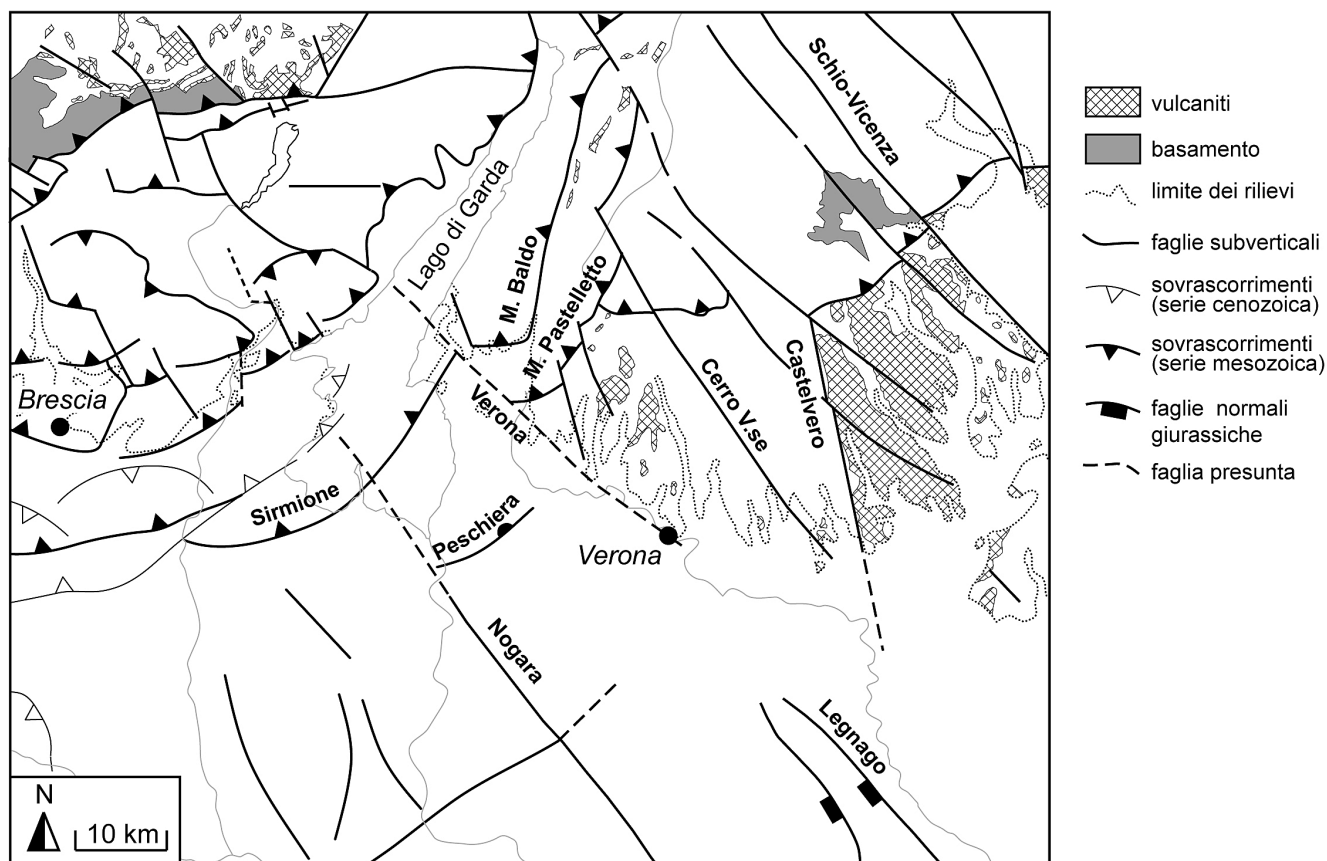


Fig. 3.8 – Schema tettonico dell'area tra Brescia e Verona, con i principali lineamenti strutturali affioranti e sepolti.

esclusivamente disgiuntivo, caratterizzate da rigetti generalmente limitati. Le faglie sono raggruppabili secondo due orientazioni principali, rispettivamente N(NO)-S(SE) e (O)NO-(E)SE (Fig. 3.8). Se la prima può essere riferita alla tettonica distensiva paleogenica (p.e. la Faglia di Castelveto-Castelcerino; Zampieri, 1995), la seconda direzione è nota in lettura come “scledense” ed è riferita allo sviluppo del sistema strutturale Schio-Vicenza (p.e. Cantelli & Castellarin, 1994) durante le fasi più recenti dell’orogenesi alpina.

Esempi emblematici dello stile deformativo giudicariense sono costituiti dalle strutture del M. Baldo e del M. Pastelletto (Cassinis *et al.*, 1981), caratterizzate da una sopraelevazione strutturale compresa tra 1 e 2 km. La faglia del M. Pastelletto, inversa con componente trascorrente (Artoni & Rebesco, 1990), costituisce la struttura compressiva più esterna del sistema giudicariense nella Provincia di Verona e chiude verso S (Chiusa di Ceraino) mediante un’anticlinale progressivamente più blanda e con una leggera rotazione delle direzioni da NNE a ENE (Fig. 3.8). Anche la struttura del Monte Baldo, costituita da

un’anticlinale di rampa ed alcune faglie inverse, chiude verso S (Caprino V.se) con una serie di faglie inverse e trascorrenti (Faglia dei Lumini, Faglia di Pesina e Faglia del Dosso della Croce) che segmentano la struttura e portano ad una rotazione delle direzioni da NNE a ENE (Fig. 3.8).

La terminazione verso S di entrambe le strutture, del M. Baldo e del M. Castelletto, è probabilmente legata ad un importante lineamento con direzione scledense. Tale lineamento, variamente denominato in letteratura come Faglia di Verona (Panizza *et al.*, 1981), Faglia di S. Ambrogio in Valpolicella (Cassinis *et al.*, 1981) o “fascia di deformazione” (Zanferrari *et al.*, 1982; Carton & Castaldini, 1985), è sepolto per la maggior parte del suo tracciato, al punto che la sua natura e la sua estensione sono incerte per la mancanza di evidenze dirette (Fig. 3.8). Secondo Cassinis *et al.* (1981), il lineamento è subverticale con cinematica trascorrente sinistra e si estenderebbe da Verona a Torri del Benaco. Secondo Panizza *et al.* (1981), Zanferrari *et al.* (1982) e Carton & Castaldini (1985) il lineamento, di natura incerta, si estendereb-

be da S. Ambrogio V.la a S. Bonifacio. Un altro lineamento significativo con direzione scledense è la Faglia di Cerro Veronese che presenta cinematica destra ed interessa il settore occidentale dei Lessini (Barbieri *et al.*, 1981a).

La parte meridionale della Provincia di Verona si sviluppa nella Pianura Padana e pertanto un'analisi delle strutture tettoniche sepolte è possibile solo mediante l'ausilio di metodi geofisici indiretti, tra cui la prospezione sismica a riflessione. Tale strumento d'indagine, reso cortesemente disponibile da ENI E&P, ha permesso di riconoscere tre principali famiglie di strutture tettoniche. Le più antiche, disattivate tra la fine del Mesozoico e l'inizio del Paleogene, sono caratterizzate da faglie normali che frammentarono la piattaforma veneta durante il Giurassico e sono l'equivalente sepolto delle varie faglie normali riconosciute in superficie ed invertite come faglie inverse durante la tettonica compressiva alpina (Picotti *et al.*, 1997). Appartengono a questa famiglia le Faglie di Legnago e la Faglia di Peschiera, quest'ultima debolmente invertita (Fig. 3.8). Un secondo insieme di strutture è costituito dai sovrascorrimenti Alpini, riconosciuti nel settore del Lago di Garda e verso Brescia. Il più esterno di questi è il Sovrascorrimento di Sirmione (Fig. 3.8), caratterizzato da un rigetto verticale di circa 1 km. Tale struttura ha geometria ad alto angolo e, a differenza di quanto ipotizzato per le strutture del M. Baldo (Picotti *et al.*, 1995), sembra coinvolgere tutta la serie Mesozoica, andando a radicarsi in profondità nel basamento cristallino e suggerendo un'originaria cinematica normale fortemente invertita durante la compressione alpina. A tal proposito, l'ipotesi spesso suggerita che la risorgenza termale di Sirmione sia da attribuirsi alla presenza di una faglia normale non è supportata dal dato della sismica riflessione, che evidenzia al contrario un sovrascorrimento.

L'ultimo sistema di strutture identificato nel sottosuolo è costituito da lineamenti subverticali con direzione NO, il più importante dei quali è la Faglia di Nogara (Fig. 3.8). Tali lineamenti trovano analoghi superficiali nella Faglia di Verona ed in uno sciame pervasivo di fratture nel substrato cretaceo affiorante a Sirmione, osservate da Cita (1949) e nell'ambito di questo studio. La geometria subverticale del piano di faglia suggerisce una componente trascorrente che insieme con la direzione permetterebbero di attribuire per analogia questa famiglia di faglie al sistema scledense, noto più a E dei Lessini ma inedito in questo settore della Pianura Padana.

La deformazione associata ai sistemi giudicariense e scledense è legata alla strutturazione neoalpina (Trumpy, 1973), avvenuta prevalentemente nel Neogene. Studi di carattere regionale hanno cercato di stabilire una cronologia delle fasi deformative basandosi sulle relazioni d'intersezione tra i due sistemi e l'età dei sedimenti coinvolti. In base alle evidenze macro e mesostrutturali sono distinti, a scala del Sudalpino ed in ordine di tempo, tre principali fasi deformative regionali caratterizzate da distinti assi di massima compressione (σ_1) (Castellarin *et al.*, 1988, 1992, 1998; Castellarin & Cantelli, 2000):

1. Fase Insubrica, caratterizzata da $\sigma_1 = N25^\circ$, strutture compressive con direzione ONO e riferibile al Cattiano-Burdigaliano.
2. Fase Valtrompia-Valsugana, caratterizzata da un $\sigma_1 = N340^\circ$, strutture compressive con prevalente direzione ENE e riferibile al Tortoniano.
3. Fase Schio-Vicenza, caratterizzata da un $\sigma_1 = N310^\circ$, strutture compressive con prevalente direzione NE, strutture trascorrenti con direzione prevalente NO e riferibile al Messiniano-Pliocene.

Nell'area veronese-gardesana l'interpretazione dei dati stratigrafici e strutturali sembra escludere importanti deformazioni durante il Cattiano-Burdigaliano. Nell'Oligocene ed almeno fino all'Aquitano persistono condizioni di mare basso caratterizzate da piattaforme carbonatiche e depositi costieri (Venzo, 1934; Cita, 1954; Luciani, 1989). Tali depositi suggeriscono che l'area veronese-gardesana si trovasse in condizioni di avanpaese, piuttosto che di bacino prospiciente una catena in attiva deformazione. Quest'ultima condizione è al contrario evidenziata a O di Brescia dove formazioni geologiche della medesima età mostrano marcate evidenze di deposizione sinorogena (Gruppo della Gonfolite Lombarda; Sciunnach & Tremolada, 2004; Sciunnach *et al.*, 2010; Tremolada *et al.*, 2010). Le Biocalcareni di Pettinidi di Verona, riferite al Serravalliano (De Zanche *et al.*, 1977), anche se prive di continuità stratigrafica con i depositi sottostanti, permetterebbero di postdatare ulteriormente l'inizio della deformazione nell'area almeno al Tortoniano, età della Fase Valtrompia-Valsugana (Castellarin *et al.*, 1992). La deformazione con direzione giudicariense è stata attribuita in parte alla Fase Valtrompia-Valsugana, in parte ad una successiva riattivazione, ipotizzata sulla base di evidenze strutturali locali e ricostruzioni a scala regionale (Barbieri *et al.*, 1981b; Castellarin & Cantelli, 2000). Infatti, l'intersezione tra strutture



Fig. 3.9 – Zona di faglia nel Conglomerato di Montecio (A); dettaglio della fotografia A con mineralizzazione a calcite (B); ciottolo improntato con strie orizzontali (C).

giudicariensi e scledensi nella Provincia di Trento e nel settore più settentrionale della Provincia di Verona suggerirebbe l'esistenza di un sincinematismo tra i due sistemi. Dal momento che la Fase Schio-Vicenza, a cui il sistema omonimo è riferito, è datata al Messiniano-Pliocene, ne consegue che la riattivazione delle strutture giudicariensi è riferibile allo stesso intervallo di tempo.

Una così recente attività, con possibili implicazioni per la definizione del quadro sismotettonico regionale e delle caratteristiche geotermiche, trova riscontro e supporto in una serie di località significative ubicate tra Verona e Brescia. Evidenze di deforma-

zione tettonica recente presso S. Ambrogio V.la sono note da tempo. Già Cozzaglio (1933) suggeriva l'esistenza di una profonda frattura lungo la depressione della Cà Verde, mentre Castaldini & Panizza (1991) riportarono la presenza di faglie nel Conglomerato di Montecio (S. Ambrogio di V.la), confermate durante recenti sopralluoghi: in alcuni siti tra Montecio e Cà Verde si possono infatti osservare zone di faglia costituite da fasce subverticali, orientate E-O, di depositi fini non consolidati contenenti ciottoli sparsi e mineralizzazioni di calcite (Fig. 3.9). Strie orizzontali sui ciottoli a ridosso di piani di faglia indicano un movimento trascorrente, probabilmente

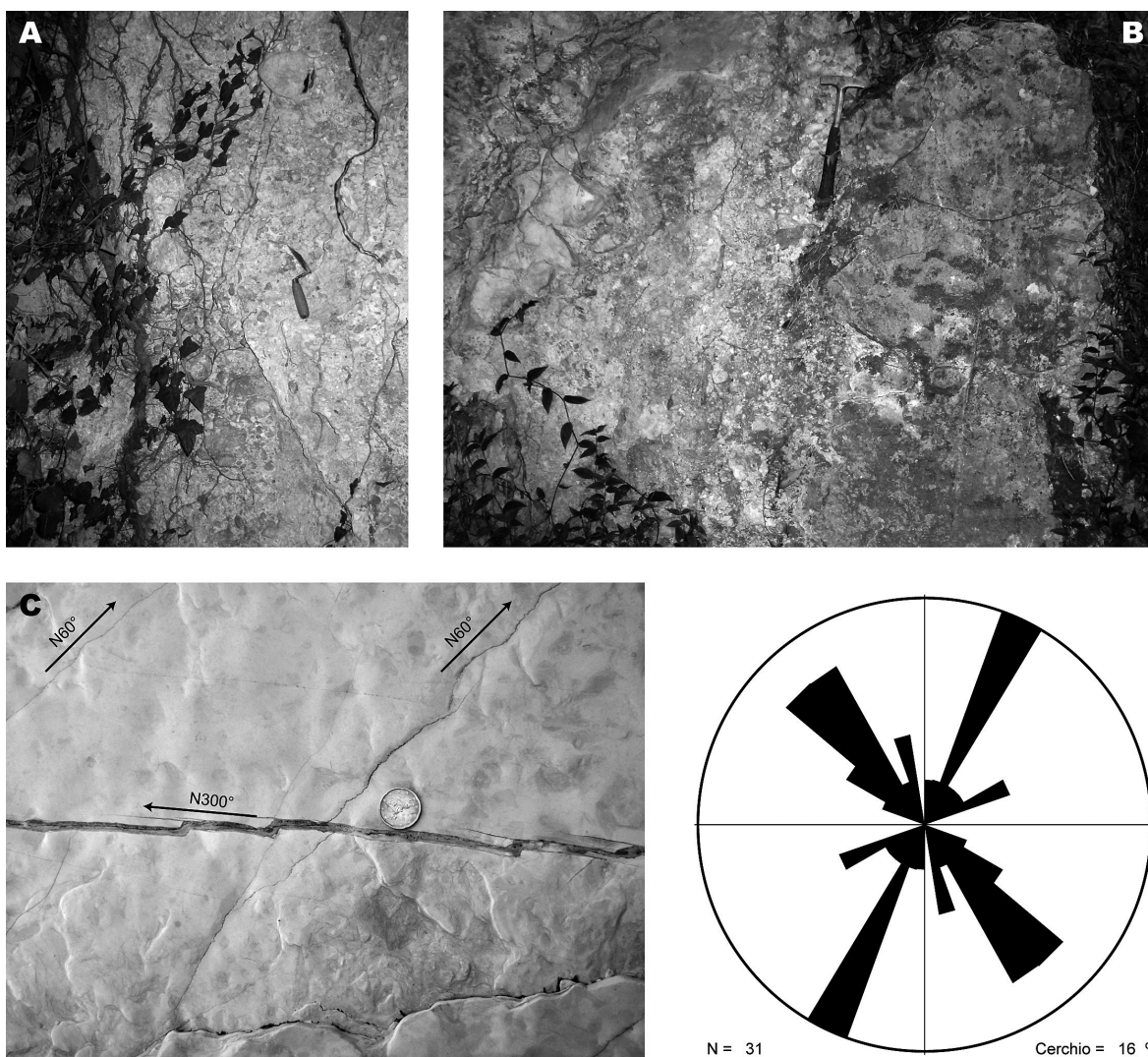


Fig. 3.10 – Zona di faglia nel Conglomerato di Sirmione (A); dettaglio del piano di faglia con mineralizzazione a calcite (B); relazione d'intersezione nel substrato cretacico tra un clivaggio di presso-soluzione a direzione giudicariense N60° e una successiva frattura transtensiva, mineralizzata a calcite, con direzione scledense N300° (C). In basso a destra, diagramma a rosa con le direzioni delle principali fratture e faglie presenti nel substrato cretacico di Sirmione: sono chiaramente distinguibili due famiglie di direzioni, una NNE, compatibile con la direzione giudicariense, ed una NO, compatibile con quella scledense.

destro. L'insieme degli elementi suggerisce la presenza di una faglia con cinematica transtensiva compatibile, per direzione e ubicazione, con la Faglia di Verona. L'età del Conglomerato di Montecio è incerta. La petrografia dei ciottoli, dominata da calcari e rari clasti di metamorfiti di basso grado, basalti e vulcaniti acide, suggerisce un bacino di drenaggio esteso lungo la Val Lagarina fino a Trento, che intercettava il basamento metamorfico della Valsugana. Un bacino di tale estensione, ormai completamente modificato da successive catture fluviali e ripetute avanzate glaciali, e l'attuale contesto geomorfologico del deposito, suggeriscono che il Conglomerato di Montecio

si sia depositato nel Pleistocene Inferiore o, più probabilmente, nel Pliocene.

Ad E di S. Ambrogio V.la, anche la penisola di Sirmione presenta conglomerati interessati da deformazione tettonica. Il Conglomerato di Sirmione, ritenuto Messiniano da Venzo (1965), è costituito da due corpi grossolani interpretabili, per facies e petrografia, come depositi di origine prevalentemente fluvio-glaciale (Cremaschi, 1987). Lungo la sponda orientale della penisola, il Conglomerato di Sirmione presenta una fascia cataclastica costituita da frammenti di conglomerato immersi in matrice fine e delimitata da diversi piani di faglia subverticali ed on-

dulati (Fig. 3.10). I piani di faglia sono orientati circa N-S. Altrove sulla penisola si osservano nel substrato cretacico fratture mineralizzate a calcite con direzione NO dislocare clivaggi di presso-soluzione con direzione giudicariense. L'insieme degli elementi permette di ipotizzare la presenza di una o più faglie a carattere transtensivo che interessano la penisola di Sirmione. La direzione è variabile da NO a N.

L'età del Conglomerato di Sirmione è stata recentemente determinata mediante analisi paleomagnetiche e palinologiche. Per la litozona inferiore del Conglomerato di Sirmione, il contenuto pollinico suggerisce un clima freddo riferibile al Pleistocene glaciale (R. Pini, com. pers.), in accordo con la facies sedimentaria. I dati paleomagnetici evidenziano un'originaria magnetizzazione a polarità inversa, fortemente disturbata da una successiva rimagnetizzazione a polarità normale. Nel complesso, il Conglomerato di Sirmione è attribuibile su base paleomagnetica e palinologica al tardo chron Matuyama (0,99–0,78 Ma; tardo Pleistocene Inferiore), probabilmente all'inizio delle maggiori glaciazioni pleistoceniche (~0,87 Ma; Muttoni *et al.*, 2003).

L'ultimo sito studiato, ubicato ancora più a E dei precedenti, è il Monte S. Bartolomeo, presso Salò (BS). Il Monte S. Bartolomeo è una località celebre per la presenza di depositi marini sollevati ad oltre 500 m d'altezza. I depositi marini, appartenenti alla Formazione di S. Bartolomeo, sono stati attribuiti al Pliocene Inferiore (Zancleano) su base biostratigrafica e, nell'ambito del presente studio, nuove determinazioni del nannoplankton calcareo hanno permesso d'individuare le biozone NN14–NN15 (4,13–3,79 Ma; tardo Zancleano).

L'importanza della Formazione di San Bartolomeo nel quadro deformativo dell'area è duplice. Da una parte il deposito giace in discordanza angolare sul substrato cretacico-paleogenico strutturato secondo un'orientazione giudicariense, dall'altra la sua giacitura ad oltre 500 m di altezza evidenzia un sollevamento tettonico post-deposizionale. Il rapporto con il substrato documenta che una fase deformativa con direzione giudicariense si era già verificata prima del Pliocene Inferiore. Le argille marine della Formazione di S. Bartolomeo, insieme a depositi analoghi per facies ed età affioranti allo sbocco delle valli prealpine lombarde e venete, vincolano tuttavia un breve periodo di quiete, esteso verosimilmente a tutto il Pliocene Inferiore (Zancleano). Il sollevamento delle argille marine del S. Bartolomeo ad una quota di

oltre 500 m suggerisce che a partire dal Pliocene Superiore (Piacenziano; 3,6–2,6 Ma) il deposito sia stato coinvolto nella riattivazione di una preesistente struttura, verosimilmente con direzione giudicariense. Questo quadro evolutivo è in accordo con l'ipotesi formulata da Barbieri *et al.* (1981b) e Castellarin & Cantelli (2000) a proposito di una riattivazione recente del sistema giudicariense, permettendo di post-datare questa attività almeno a partire dal Pliocene Superiore (Piacenziano). Tale attivazione, riscontrata anche nella forte deformazione dei depositi pliocenici veneti (p.e. Caputo *et al.*, 2010), non avrebbe invece interessato gli altri analoghi lombardi, che al contrario presentano ancora una giacitura suborizzontale ed un'elevazione, circa 200 m s.l.m., di gran lunga inferiore a quella della Formazione di S. Bartolomeo. Infine, la faglia presente nel Conglomerato di Sirmione evidenzia una deformazione in atto nell'area gardesana almeno durante il Pleistocene Medio, probabilmente ancora legata all'interazione tra strutture scledensi e segmenti giudicariensi riattivati.

La persistenza dell'attività tettonica nel settore indagato è peraltro testimoniata dalla significativa storia sismica. A tal proposito, sembra opportuno ricordare tra gli eventi sismici storici quello del 3 gennaio 1117 (M=6,5; Boschi *et al.*, 1997), il cui epicentro è stato tentativamente ubicato nel settore planiziale della provincia di Verona.

3.5 Considerazioni genetiche sull'anomalia termica (Enrico Castellaccio, Giancarlo Scardia)

Nel presente paragrafo vengono ripresi ed approfonditi alcuni concetti già riportati nei precedenti capitoli, con particolare riferimento alla sintesi sugli aspetti idrogeologici attinenti alla circolazione idrotermale connessi con l'assetto geologico e strutturale del Veneto occidentale – Trentino meridionale.

Le acque calde della Provincia di Verona e quelle presso Sirmione fanno capo all'avamposto più occidentale dei sistemi geotermici del Sudalpino orientale in cui sono già noti i distretti termali Berico-Euganei e dei dintorni di Padova, nonché quelli della bassa pianura Veneto-Friulana. Un primo modello idrotermale per giustificare l'origine delle acque calde veronesi fu suggerito da Sighinolfi *et al.* (1982) che ipotizzarono, su base geochemica, l'infiltrazione di acque meteoriche dai rilievi prealpini fino alla profondità necessaria per termalizzare il fluido (qualche km) e la successiva risalita lungo discontinuità strutturali

sepolte nella pianura. Il modello allora proposto, basato sull'esistenza di un circuito idrotermale, si rivela ancora oggi valido nelle sue linee generali sebbene, nel corso degli anni, siano stati fatti ulteriori approfondimenti riguardanti l'importanza delle discontinuità tettoniche per la circolazione delle acque, la tipologia genetica delle sorgenti termali e il meccanismo di mantenimento nel tempo della permeabilità necessaria per lo scorrere e per la risalita dei fluidi.

In generale, la definizione del modello idrotermale del veronese ha comportato una serie di riflessioni di ordine generale sui seguenti punti:

1. sull'esistenza di un importante carico idraulico, tra l'area di ricarica e le zone di emergenza delle acque termali nell'area pedemontana, che rappresenta il motore idrodinamico dell'intero circuito idrotermale capace di autoalimentarsi e di mantenersi nel tempo;
2. sulle condizioni idrogeologiche e sui litotipi attraversati durante il percorso sotterraneo dei fluidi idrotermali. A tal riguardo, le profondità massime raggiunte dalle acque sono comparabili ai valori stimati dai geotermometri, mentre i valori della

permeabilità nelle compagini rocciose sono compatibili con l'assetto strutturale e tettonico dei litotipi coinvolti.

Nel paragrafo 2.4 è stato evidenziato che la principale area di ricarica del "serbatoio geotermico" del Veneto occidentale coinvolge un vasto territorio della fascia alpina e prealpina, ricollegabile alla piattaforma veneto-trentina, in cui la permeabilità delle rocce affioranti può essere considerata elevata per fratturazione tettonica e in subordine per carsismo. La posizione geografica di tale area accorpa le porzioni settentrionali della Lessinia e del Monte Baldo, fino a comprendere le Piccole Dolomiti e probabilmente il settore montuoso che si estende più a Nord, verso Trento (cfr. Fig. 2.27).

L'assetto tettonico regionale, che presenta una generale inclinazione degli strati verso la pianura, porta le acque meteoriche di infiltrazione a raggiungere profondità di $2 \div 4$ km ove si riscaldano per il normale gradiente geotermico (circa $30^\circ\text{C}/\text{km}$). Il limite inferiore della circolazione idrica è verosimilmente rappresentato dai livelli acquicludi evaporitici del Triassico medio.

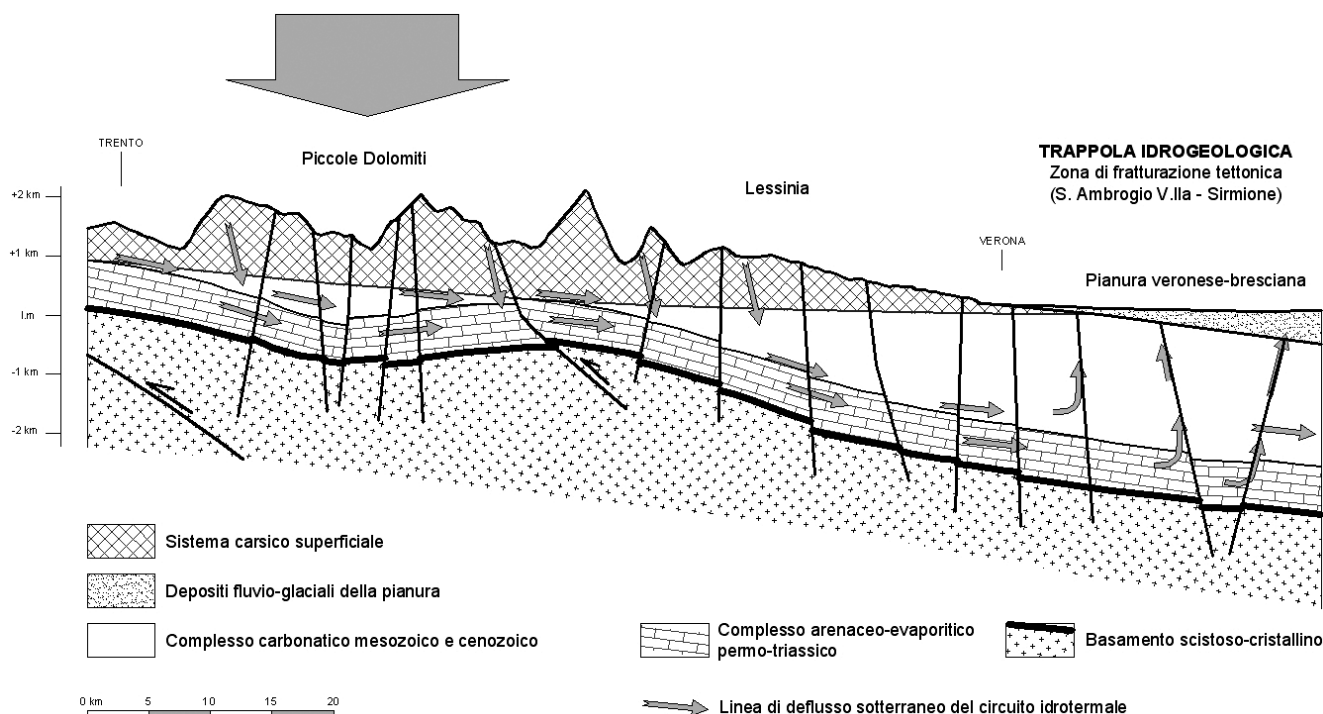


Fig. 3.11 – Profilo idrogeologico schematico sulla circolazione profonda dei fluidi termali emergenti tra le aree di S. Ambrogio di V.la e Sirmione, con indicata la principale area di ricarica compresa tra Trento e i monti della Lessinia e del Baldo. Il limite inferiore della percolazione e dello scorrimento è probabilmente rappresentato dalle stratificazioni evaporitiche del Carnico dotate di permeabilità ridottissima. Nella fascia pedemontana le condizioni di risalita sarebbero favorite dalla presenza di una serie di faglie attive "scledensi" che svolgono la funzione di "trappola idrogeologica", ovvero determinano condizioni di elevata permeabilità e quindi il drenaggio preferenziale delle acque calde dal basso verso l'alto (disegno E. Castellaccio e G. Scardia).

Di tutto l'afflusso meteorico caduto nella zona di ricarica è probabile, però, che la maggior parte di esso costituisca la ricarica del sistema carsico freddo superficiale, mentre una quota minore permette il mantenimento dei volumi idrici drenati dal più profondo sistema idrotermale. Nella zona di ricarica, pertanto, è ipotizzabile l'esistenza di un complesso e articolato collegamento idrogeologico tra il sistema carsico superficiale e quello più profondo di tipo idrotermale le cui dinamiche e mutue interconnessioni sono ancora in gran parte da chiarire.

Il sistema idrogeologico fin qui descritto, supportato dal quadro geologico-strutturale e dalle stime fornite dai geotermometri, prevede una circolazione dei fluidi fino ad alcuni chilometri di profondità, mentre la presenza del substrato impermeabile, regionalmente inclinato verso Sud, porterebbe le acque infiltrate a proseguire il loro corso oltre la fascia pedemontana del veronese-bresciano defluendo verso la monoclinale mantovana. Questo fatto spiegherebbe quanto riscontrato al pozzo ENI Rodigo 1 (situato a circa 15 km a Nord di Mantova), in cui la serie carbonatica mesozoica, localizzata a circa 3.000 m di profondità dal piano campagna, risulta satura di acqua dolce che viene sfruttata dall'anno 1975 come fonte di acqua termale.

Come ampiamente riportato nel paragrafo 2.4, all'origine della significativa anomalia termica nel veronese vi sarebbero importanti cause di ordine tettonico-strutturale che favoriscono la circolazione e la permanenza dei fluidi nel substrato roccioso e in particolare, caratterizzano i meccanismi di risalita delle acque termalizzate nella fascia pedemontana della Provincia di Verona. Più propriamente, la presenza delle aree termali del veronese e di Sirmione indicherebbe che i fluidi termalizzati nel sottosuolo sarebbero quasi totalmente captati dalla "trappola idrogeologica" pedemontana che ne permette la risalita a giorno. Nel presente studio è stato evidenziato che essa è costituita da un sistema di faglie attive "scledensi" a cui appartengono la Faglia di Verona e di Nogara.

La caratteristica idrogeologica principale di queste faglie è quella di preservare la permeabilità nel tempo così da permettere ai fluidi caldi una continua via di fuga verso l'alto. Quest'ultimo punto è di particolare importanza per le possibili implicazioni geodinamiche che comporta. Infatti, la circolazione di fluidi saturi-sovrasaturi porta comunemente alla precipitazione di minerali lungo faglie e fratture e, in assenza di altri fattori, è presumibile aspettarsi che tale

fenomeno conduca nel tempo e in regime stazionario, ad una progressiva diminuzione della permeabilità della roccia e ad un arresto precoce della circolazione (Elders *et al.*, 1979).

Alla luce del fatto che il termalismo veronese-bresciano persiste da molte migliaia di anni, ne deriva che la condizione necessaria per il mantenimento della permeabilità nelle zone di risalita è la persistenza di un campo di sforzi sulla faglia che mantenga beanti le fratture sviluppate in senso verticale (Curewitz & Karson, 1997). Poiché le sorgenti considerate nel presente studio sono sepolte nel sottosuolo lapideo della pianura o situate sul fondo del Lago di Garda, mancano osservazioni dirette da cui fornire più dettagliate descrizioni rendendo la questione meritevole di ulteriori approfondimenti.

A questo proposito, comunque, è stata evidenziata una classificazione sulle modalità di risalita dei fluidi sulla base della relazione esistente tra la disposizione delle faglie e le sorgenti termali sepolte:

Tipo di sorgente	Condizione tettonica
1	Terminazione di una faglia
2	Area di sovrapposizione tra due faglie
3	Intersezione tra più faglie
4	Lungo la traccia della faglia

Tabella 3.1 – Tipologia delle sorgenti termali sepolte classificate a seconda della condizione tettonica (Curewitz & Karson, 1997).

La concentrazione degli sforzi lungo le terminazioni della faglia o nelle aree di sovrapposizione tra più faglie, crea fratture beanti o di taglio. Nel caso delle acque veronesi, osservando la distribuzione delle sorgenti presenti, si può notare come il "Distretto termale della pianura orientale" sia ubicato in prossimità della Faglia di Castelvero-Castelcerino e probabilmente possa essere meglio ricondotto all'intersezione tra lo sciame di faglie di quest'ultima e quello legato alla Faglia di Cerro Veronese e il prolungamento ad Est della Faglia di Verona (tipo 3 di tab. 3.1).

Per il "Distretto termale della pianura settentrionale" la classificazione è più complessa. Le sorgenti di Sirmione si trovano in prossimità dell'omonimo sovrascorrimento tettonico. Le evidenze di transtensione/trascorrenza osservate nella penisola suggeriscono tuttavia l'esistenza di una seconda importante faglia con direzione scledense. È possibile, quindi, che anche la nota Fonte Boiola di Sirmione sia posta

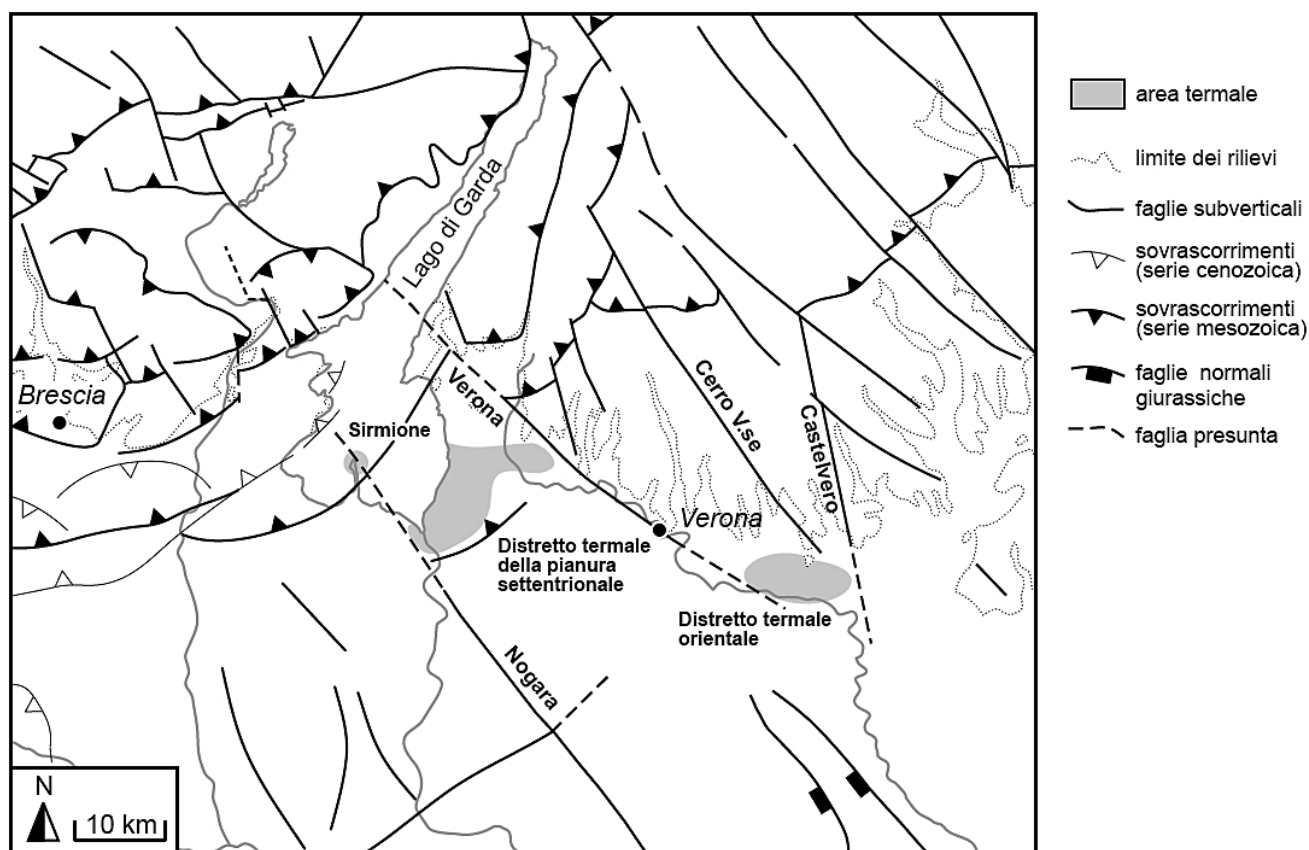


Fig. 3.12 – Interpretazione schematica delle sorgenti termali veronesi e delle faglie ad esse associate (si veda la descrizione nel testo). Alle aree termali corrispondono zone del substrato roccioso soggette ad intensa fratturazione tettonica da cui la risalita dei fluidi caldi sarebbe facilitata (disegno E. Castellaccio e G. Scardia).

all'intersezione tra il Sovrascorrimento di Sirmione e una faglia con direzione NO sepolta nel Lago di Garda in prossimità della penisola (tipo 3). In questo contesto strutturale, le sorgenti calde situate ad Oriente di Sirmione cadono in un settore delimitato dalla Faglia di Verona ed lo stesso lineamento a carattere trascorrente/transtensivo di Sirmione (Faglia di Nogara).

La distribuzione delle acque termali note tra Lazise e S. Ambrogio V.la potrebbe essere giustificata dal fatto che esse si collocano nell'area di sovrapposizione delle due già citate faglie (Fig. 3.12), in cui nel sottosuolo lapideo esiste una diffusa presenza di fratture di taglio ed estensione. Nell'ambito della classificazione di Curewitz & Karson (1997) un simile modello porterebbe ad attribuire al tipo 2 le sorgenti termali sepolte di questo settore veronese.

In conclusione, allo stato attuale delle conoscenze si ritiene che l'idrotermalismo del veronese sia veicolato principalmente da un sistema di faglie sepolte con una componente trascorrente e direzione scle-

dense. La permeabilità del sistema sarebbe mantenuta nel tempo dall'attività tettonica delle faglie coinvolte. La presenza delle acque termali, quindi, può essere annoverata tra le testimonianze dirette dell'attività tettonica e talora sismica del quadro strutturale veronese.

4. LINEAMENTI IDROGEOLOGICI DELL'AREA VERONESE

(Roberto Zorzin)

Il territorio della regione Veneto e, in particolare quello veronese, presenta peculiari caratteristiche idrografiche, idrogeologiche, geomorfologiche e insediative. Le risorse idriche risultano particolarmente rilevanti grazie alla locale situazione geologica che garantisce una facile infiltrazione nel sottosuolo delle acque meteoriche e, nel contempo, l'immagazzinamento di notevoli volumi d'acqua. Tali risorse sono caratterizzate da un continuo rinnovamento con la ri-

carica degli acquiferi che permette di coprire il fabbisogno idrico dei numerosi acquedotti pubblici e privati, nonché quello non meno importante, dell'agricoltura e dell'industria. Per permettere la salvaguardia di tali risorse, il territorio del Veneto è stato suddiviso in alcune "zone omogenee di protezione" (Allegato A, Dgr n. 2884 del 29/09/2009), che vengono di seguito elencate:

- zona montana;
- zona di ricarica degli acquiferi;
- zona di pianura ad elevata densità insediativa;
- zona di pianura a bassa densità insediativa;
- zona costiera.

La particolare situazione geologica ed idrogeologica della Pianura Veronese garantisce una continua ricarica idrica del sottosuolo. La ricca falda è sottoposta ad intensi emungimenti; a tal proposito, sono stimati in circa 100.000 il numero dei pozzi che attingono con una certa continuità volumi di acqua quantificabili in totale a circa $70 \div 80 \text{ m}^3/\text{s}$.

4.1 L'ambito collinare-montano

(Roberto Zorzin)

Le aree collinari e montane dei Monti Lessini sono caratterizzate dalla presenza di pochi corsi d'acqua che risultano attivi quasi esclusivamente nelle estreme porzioni settentrionali delle principali vallate. La scarsità di acque superficiali, nonostante l'evidente sviluppo del reticolo idrografico, è l'espressione di una combinazione di processi di tipo fluviale e di tipo carsico (Mietto & Sauro, 1989).

Un ruolo particolare nella carsificazione viene esercitato anche dalle coperture discontinue e di spessore più o meno elevato, rappresentate dai depositi periglaciali e colluviali, dai depositi morenici e dai corpi di frana, che rappresentano dei "serbatoi di acque epicarsiche", che vengono cedute lentamente alle sottostanti rocce carsificate.

Ciò accade anche per i depositi fluvioglaciali e/o alluvionali ampiamente diffusi nelle porzioni centro settentrionali delle principali vallate del veronese. Tali materiali, che possiedono buona permeabilità, permettono alle acque meteoriche di penetrare in profondità andando ad alimentare la falda acquifera contenuta nell'ammasso roccioso fratturato, costituito prevalentemente dai litotipi carbonatici appartenenti alla serie mesozoica.

Infatti, le acque meteoriche, dopo aver attraversato la porzione più superficiale del massiccio carbona-

tico stratificato e carsificato, si approfondiscono all'interno di questo fino ad intercettare la zona satura dove la circolazione avviene entro orizzonti intensamente fratturati o in condotti e/o fratture beanti.

Poco o nulla si conosce del regime della falda acquifera vadosa che, però, risulta strettamente legato a quello pluviometrico.

La direzione di deflusso della falda carsica è profondamente condizionata dagli elementi strutturali locali (faglie, fratturazione, giacitura degli strati, ecc.). In prima analisi è ipotizzabile una prevalente alimentazione profonda dell'acquifero carsico da NNE verso SSW.

Si tratta generalmente di acque che scaturiscono da sorgenti con bacino idrogeologico superficiale (sorgente Veraghi, Grotta "C" di Veja, Acqua del Druzzele) o da sorgenti carsiche caratterizzate da una circolazione medio-profonda (sorgenti di Montorio, Cazzano di Tramigna, Spurga di Peri, Tanella). Sono noti anche pozzi che emungono l'acquifero carsico profondo (acquifero freatico di fondo) come, ad esempio, i pozzi Tacchella di Stallavena e Venturini di Negrar o l'acquifero delle alluvioni di fondovalle.

Per quanto riguarda, invece, il Monte Baldo, pur avendo molte similitudini con le formazioni litologiche che caratterizzano i Monti Lessini, si diversifica da questi ultimi per l'assetto strutturale che condiziona sensibilmente la circolazione idrica superficiale e profonda. Pasa (1954), riconosce per il Monte Baldo quattro tipologie diverse di emergenze idriche in stretta dipendenza con la tipologia di drenaggio. Tra le sorgenti più importanti vale la pena di ricordare l'esutore carsico Aril, che con una portata media annua stimata in circa 300-500 l/s e un bacino idrogeologico di circa 20-30 km² può essere considerata la più importante sorgente baldense. Altre manifestazioni idriche di una certa importanza sono le sorgenti Fontana Santa, Bergola, Tanella e Soala. Queste ultime due scaturiscono dalle omonime cavità carsiche ad una quota di circa 300-600 m sopra il livello del lago di Garda. Recenti studi tuttora in corso (Zorzin *et al.*, 2011), permettono di affermare che alcune delle perdite del loro circuito carsico vanno ad alimentare le sorgenti sub lacuali che scaturiscono a breve distanza dalla linea di costa (Pasa, 1954; Corrà, 1977).

I dati geologici, tettonici ed idrogeologici permettono di suddividere schematicamente la successione stratigrafica presente nell'area veronese in quattro principali unità idrogeologiche, che vengono di se-

guito brevemente descritte in base alla permeabilità, alle modalità della circolazione idrica nel sottosuolo e alla potenzialità idrica:

Unità idrogeologica "A" - Raggruppa gran parte dei litotipi di età triassica e giurassica, rappresentati dalle formazioni della Dolomia Principale, dei Calcarei Grigi, dell'Oolite di S. Vigilio, del Rosso Ammonitico Veronese, del Complesso Dolomitico Indifferenziato, nonché da alcune unità cretatiche e terziarie (Scaglia Rossa Veneta e calcareniti dell'Eocene). L'affioramento di tali rocce risulta il più esteso in assoluto per l'area considerata e, in particolar modo, nei settori occidentale e centrale del veronese. Le rocce appartenenti a tale unità idrogeologica sono costituite da dolomie, calcari dolomitici, calcari oolitici, calcari marnosi e calcareniti; frequenti sono le intercalazioni millimetriche e decimetriche di argille, marne e lignite. L'esistenza di questi livelli, che riducono sensibilmente la permeabilità, favorisce l'esistenza di modeste falde acquifere sospese che si manifestano con piccole sorgenti. Nel complesso, però, si tratta di litotipi caratterizzati da elevata permeabilità per carsismo epi ed ipogeo e per fratturazione. La circolazione idrica avviene prevalentemente con andamento verticale lungo le fessure ed i condotti carsici. Le aree che presentano un significativo assorbimento sono quelle caratterizzate da rocce affioranti intensamente tettonizzate e da fenomeni carsici superficiali attivi (pozzi, inghiottitoi, doline, ecc.). La potenzialità idrica dell'unità idrogeologica può essere considerata modesta.

Unità idrogeologica "B" - È costituita dai depositi quaternari, rappresentati da materiali alluvionali e morenici, da detrito di versante e da accumuli di frana. Nel complesso, l'unità è distribuita in modo abbastanza uniforme all'interno dell'area presa in considerazione, anche se maggiormente presente nella porzione meridionale e centro-occidentale della stessa. L'unità è caratterizzata da significative variazioni granulometriche, anche all'interno dello stesso affioramento, tali da condizionare in modo sensibile la permeabilità di questi depositi. Nonostante ciò, complessivamente, la permeabilità dei litotipi inseriti in questa unità idrogeologica può essere definita medio-elevata. La gran parte delle fonti di approvvigionamento idrico del veronese appartengono a questa unità, anche se la potenzialità idrica può essere considerata modesta. Le principali opere di captazione si

trovano in corrispondenza dei depositi alluvionali e morenici della Val d'Adige, dove la locale situazione idrogeologica garantisce portate di grande interesse.

Unità idrogeologica "C" - L'unità comprende la formazione della Maiolica (in Veneto nota come Biancone), che risulta costituita da calcari a frattura concoide, calcari argillosi e marne. L'affioramento di tali rocce è particolarmente esteso in corrispondenza della fascia centro-settentrionale dei Monti Lessini occidentali e centrali, compresa tra gli spartiacque della Val d'Adige e della Valle d'Alpone.

L'unità è costituita da litotipi intensamente fratturati tanto da risultare suddivisi in prismi di piccole dimensioni. La porzione alta della formazione, essendo caratterizzata da intercalazioni di marne ed argilliti costituisce un orizzonte a bassa permeabilità e, pertanto, un livello di trattenuta delle acque. Frequenti, ma con esigue portate, sono le sorgenti che affiorano da questa unità. La potenzialità idrica può essere definita scarsa.

Unità idrogeologica "D" - L'unità raggruppa i litotipi d'origine vulcanica, costituiti prevalentemente da brecce, tufi e ialoclastiti, i calcari argillosi e le marne dell'Eocene inferiore, le arenarie dell'Oligocene e, infine, i lembi di paleosuoli e di coperture colluviali antiche. Gli affioramenti delle rocce lapidee inserite in questa unità idrogeologica sono poco estesi e caratterizzati da una certa fratturazione che risulta più marcata in vicinanza dei disturbi tettonici. La porosità è in genere medio-bassa. L'insieme delle caratteristiche litologiche e geotecniche consentono di riscontrare, nel complesso, una permeabilità media, sebbene anche molto variabile. La locale elevata permeabilità per fratturazione delle rocce lapidee inserite nell'unità idrogeologica "D", favorisce l'infiltrazione in profondità delle acque meteoriche che vengono a giorno con piccole sorgenti in corrispondenza di livelli di trattenuta delle acque di limitata potenza ed estensione. Tali livelli corrispondono, generalmente, ad una riduzione della granulometria, alla presenza di rocce massicce e poco fratturate. I depositi eluviali di alterazione che coprono le rocce dell'unità in parola, unitamente ai lembi di paleosuoli e di coperture colluviali antiche, sono spesso potenti anche oltre il metro; le particolari caratteristiche granulometriche degli stessi, limitano drasticamente l'infiltrazione in profondità delle acque meteoriche dopo la loro satu-

razione. La potenzialità idrica può essere definita scarsa.

La circolazione negli acquiferi carbonatici è, in genere, molto più complessa di quella che viene sintetizzata con modelli teorici. Infatti, spesso sono state riconosciute situazioni intermedie dove, all'interno di un determinato sistema, vi è la compresenza di diverse tipologie della rete di drenaggio, sviluppate in senso verticale, orizzontale, e in sequenza.

La litologia, la presenza di discontinuità tra loro collegate ed il processo di infiltrazione condizionano notevolmente la formazione e lo sviluppo dei sistemi idrogeologici sotterranei. A seconda della geometria del reticolo drenante, della risposta idrodinamica e geochemica di un dato sistema (Civita *et al.*, 1992), è possibile distinguere tre diversi modelli concettuali di base:

1. sistemi con rete a dreno dominante;
2. sistemi con rete a dreni interdipendenti;
3. sistemi con rete a circolazione dispersiva.

Sulla base delle numerose esperienze con traccianti effettuate in passato e dall'elaborazione dei dati recuperati in recenti studi idrogeologici inediti e pubblicati (Zorzin *et al.*, 2009), si può affermare che gran parte degli acquiferi che alimentano le sorgenti carsiche del Monte Baldo e dei Monti Lessini veronesi sono riconducibili a sistemi con rete a dreni

interdipendenti. Si tratta di sistemi caratterizzati dalla presenza di numerose vie di drenaggio interdipendenti, da una circolazione semidispersiva nella rete di condotti e fratture e dall'esistenza di zone sature con più "sersem" semidipendenti. Inoltre, gli indicatori idrogeochimici delle più importanti sorgenti carsiche del veronese evidenziano, durante le piene e al di fuori di queste, temporanee anomale variazioni delle mineralizzazioni che portano ad ipotizzare che i sistemi che alimentano queste sorgenti debbano essere caratterizzati dalla presenza di alcuni complessi sifoni, quasi certamente ubicati in prossimità del limite della struttura idrogeologica (Melotti & Zorzin, 1996).

Uno degli aspetti più caratteristici dei Monti Lessini e del Monte Baldo è la scarsità di sorgenti con portate significative e costanti nel tempo, se escludiamo quelle di Montorio, Cazzano di Tramigna, S. Ambrogio di Mezzane e dell'Aril.

Le sorgenti censite nel territorio veronese non hanno una distribuzione omogenea a causa delle diverse condizioni geologiche, strutturali e geomorfologiche. Dal confronto tra i pochi dati bibliografici esistenti (Pasa, 1954; Accorsi *et al.*, 1993) e da alcuni studi inediti, si può affermare che:

- esiste uno stretto rapporto tra precipitazioni meteoriche e portate delle sorgenti;

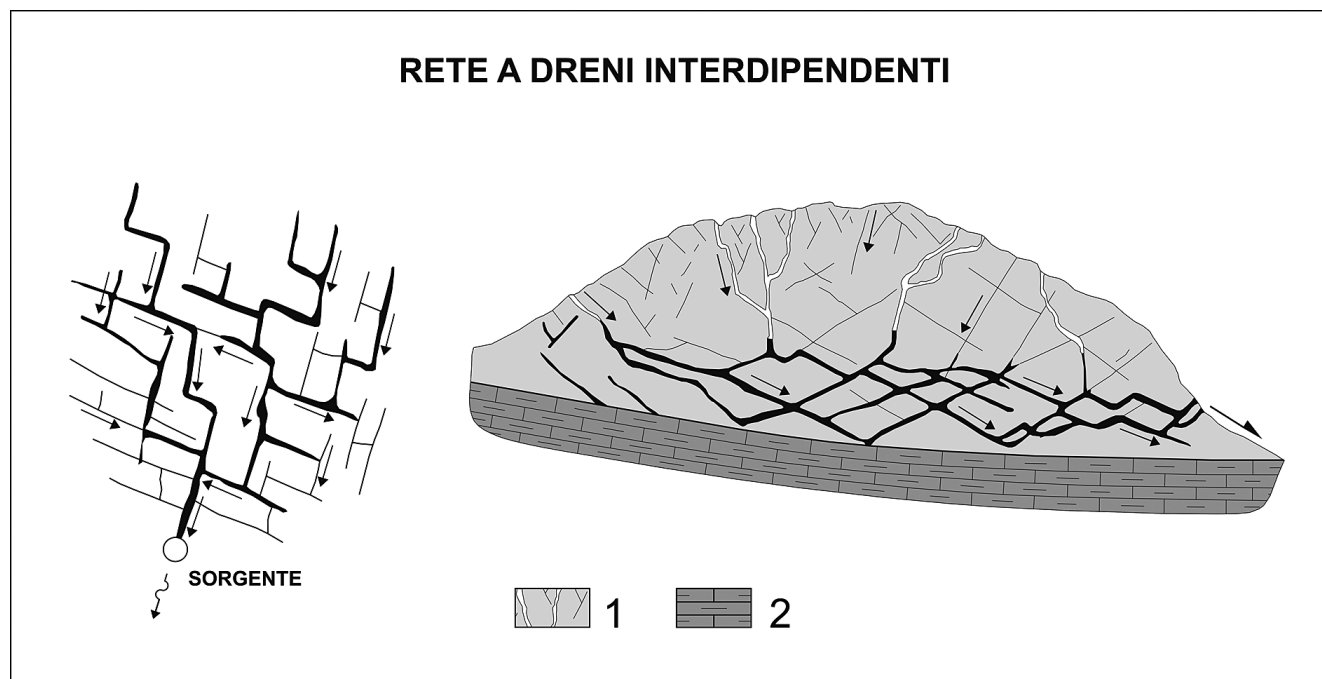


Fig. 4.1 – Sezione e planimetria schematica di un sistema con funzionamento a dreni interdipendenti. 1) Rocce carbonatiche fratturate e incassate, 2) Rocce poco permeabili (da Vigna e Calandri, 2001 – modificato da R. Zorzin). Disegno S. Zannotti.

- i bacini idrogeologici delle sorgenti individuate sono piuttosto superficiali;
- l'estensione dei bacini idrogeologici è, in genere, limitata ad alcuni ettari;
- è stata confermata l'esistenza di un pronunciato inquinamento di tipo microbiologico mentre, per quanto riguarda i parametri chimici, solo raramente si sono verificati casi con valori eccedenti quelli previsti dalla vigente normativa.

4.2 L'ambito di pianura: morenico ed alluvionale (Roberto Zorzin)

Il territorio preso in considerazione comprende tutta la pianura veronese, la porzione Sud-orientale dell'anfiteatro morenico del Garda e l'intero anfiteatro morenico di Rivoli. Le alluvioni fluvio-glaciali e fluviali presenti nel territorio veronese costituiscono una delle più importanti riserve idriche sotterranee del Veneto.

Tale importanza deriva, non solo, dall'elevata capacità di produrre acqua per scopi idropotabili, ma da una serie di caratteristiche che ne rendono peculiare lo scenario geologico e idrogeologico.

Negli ultimi decenni, numerosi sono stati i contri-

buti scientifici di indirizzo geologico-applicativo che hanno permesso di chiarire le caratteristiche idrostrutturali di base dell'area veronese.

Il complesso alluvionale in oggetto possiede tutti i requisiti di continuità, spessore e permeabilità per garantire ragguardevoli risorse idriche sotterranee.

All'interno della pianura veronese sono riconosciute le seguenti unità geomorfologiche:

- conoide terrazzato dell'Adige;
- conoide incastrato dell'Adige, parzialmente terrazzato;
- piano di divagazione con tracce di meandri;
- porzione più avanzata dei principali conoidi dei torrenti lessinei.

Come già accennato in precedenza, la pianura veronese è prevalentemente costituita da un potente materasso alluvionale depositato dal Fiume Adige e dagli scaricatori fluvio-glaciali, nonché dai copiosi materiali morenici movimentati a più riprese dai ghiacciai del Garda e dell'Adige. Infatti, il sottosuolo è costituito in prevalenza da materiali sciolti di origine atesina, costituiti da ciottoli, ghiaie, sabbie, limi ed argille la cui potenza aumenta da Nord verso Sud. Sono, inoltre, presenti torbe e loess. Solamente in prossimità dello sbocco delle principali vallate si os-

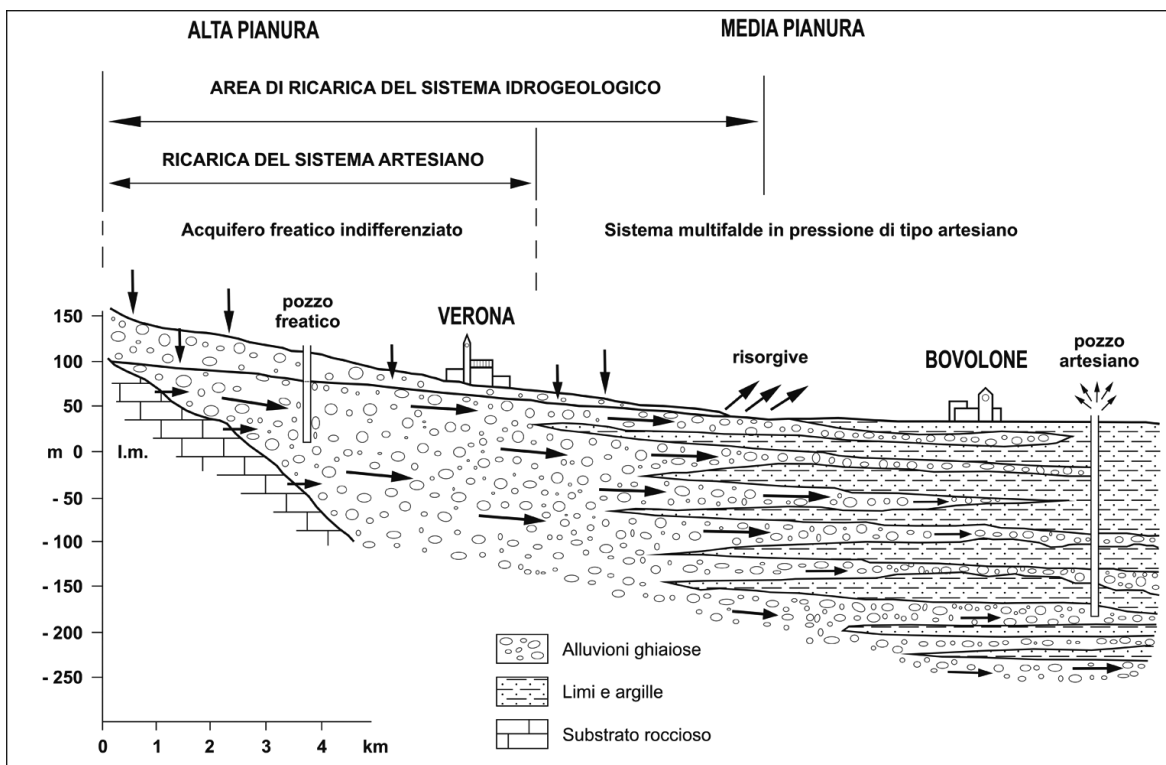


Fig. 4.2 – Schema idrogeologico della pianura veronese (disegno S. Zannotti).

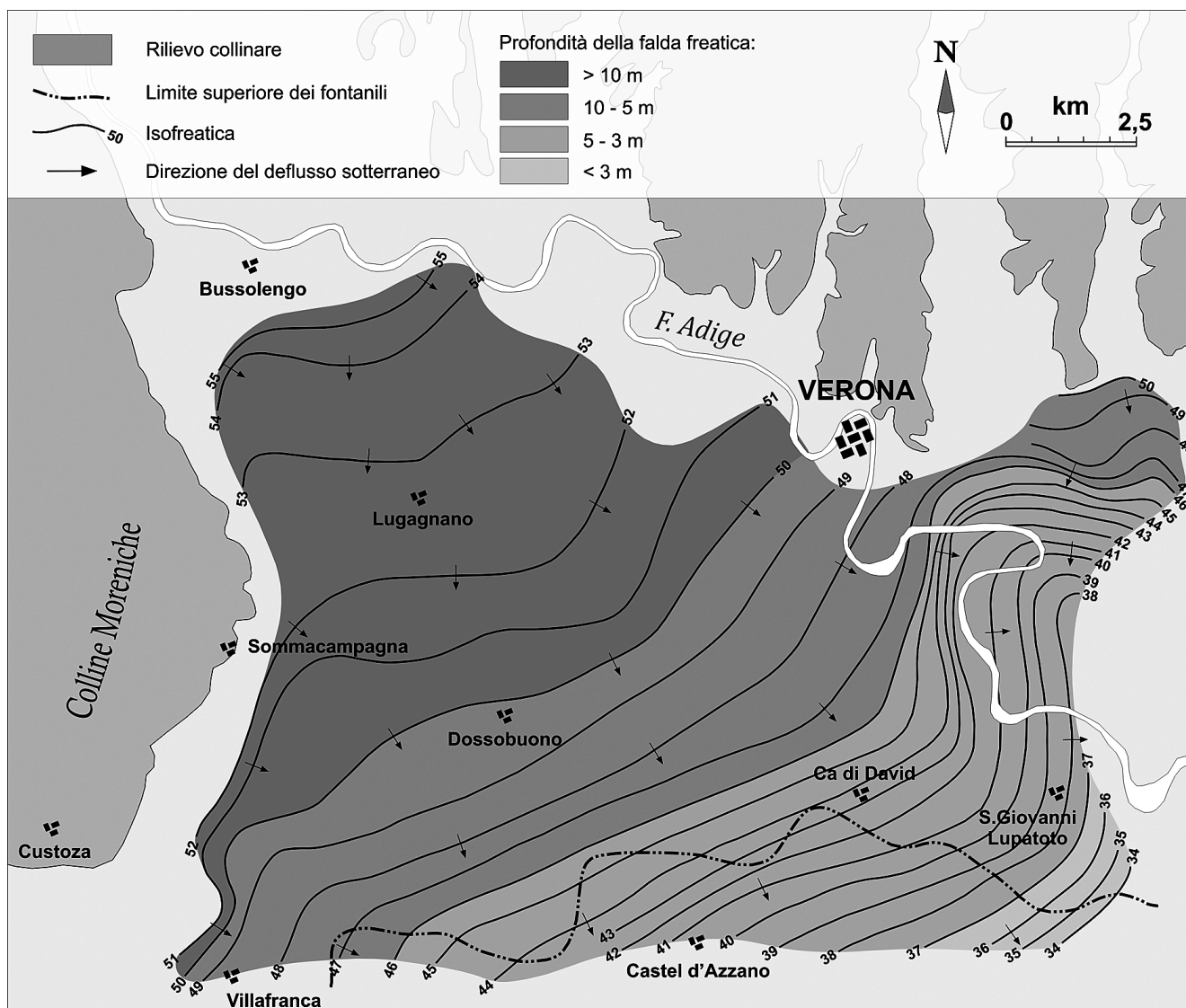


Fig. 4.3 – Alta pianura veronese Nord-occidentale: carta schematica della profondità della falda freatica (disegno S. Zannotti).

servano interdirezionalità tra materiali atesini e alluvioni lessinee.

Il materasso alluvionale atesino presenta permeabilità estremamente varie e, nel complesso, contiene una ricca falda acquifera. La rastremazione progressiva dei litotipi ghiaiosi entro materiali prevalentemente limosi, a bassa permeabilità, dà origine ad una repentina variazione delle condizioni idrogeologiche determinando l'emergenza della falda freatica attraverso una lunga serie di fontanili che caratterizzano profondamente i territori comunali di Mozzecane, Povegliano, Castel d'Azzano, Cà di David e Raldon. All'interno della Pianura Veronese, i fontanili si sviluppano in un'area estesa per circa 30 km e larga in media 8 km, nota come "fascia del-

le risorgive". Le acque dei fontanili, della portata media annua pari a circa $11 \div 12 \text{ m}^3/\text{s}$, vanno ad alimentare 6 sistemi idrografici di risorgiva. In particolare, possiamo distinguere una zona situata a Nord dei fontanili, caratterizzata da un materasso ghiaioso grossolano e sede di un Acquifero freatico indifferenziato, mentre a Sud dei fontanili, la presenza di alternanze di litotipi sabbiosi e argilloso-limosi, dà origine ad un complesso sistema multi-falde costituito da un Acquifero Superiore Freatico e da un Acquifero Inferiore con falde confinate, caratterizzate da diversi gradi di artesianità (Carta Isofreatica, 1983).

Per quanto riguarda l'Acquifero freatico indifferenziato, questo è contenuto nelle conoidi alluvionali

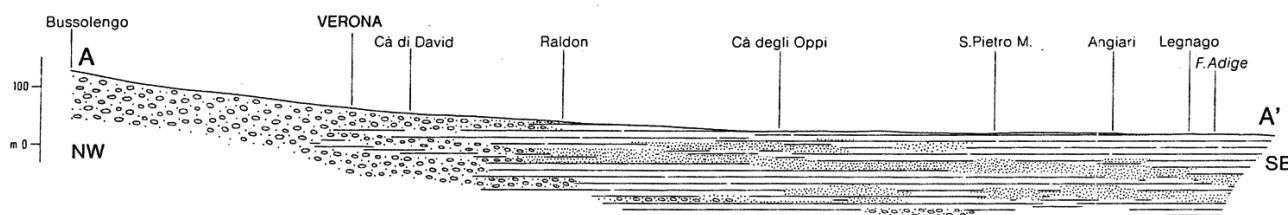


Fig. 4.4 – Profilo idrogeologico della pianura veronese (Carta Geologica del Veneto, 1990).

ghiaiose, localmente sovrapposte, che costituiscono un potente materasso alluvionale.

Il regime della falda acquifera risulta sia dai dati rilevati dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia, sia dai rilievi freaticometrici eseguiti da A. Dal Prà *et al.* (1991 e 1997). La superficie freatica, la cui profondità media varia da circa 40 ÷ 50 m a valori prossimi a 1 ÷ 2 m, è caratterizzata da un'unica fase di piena nel mese di settembre e da un'unica fase di magra generalmente posta nel mese di aprile.

Le oscillazioni freatiche variano da valori massimi di oltre 10 m nella zona di Pescantina e Bussolengo, a valori prossimi al metro lungo la fascia dei fontanili. Pertanto, il sistema idrogeologico sopra descritto è alimentato dai seguenti fattori di ricarica:

- falda di subalveo della valle montana dell'Adige, che si riversa entro le alluvioni ghiaiose della pianura nell'area di Bussolengo-Pescantina, al limite settentrionale dell'alta pianura veronese;
- infiltrazione degli afflussi meteorici diretti. È stato stimato che circa un terzo delle precipitazioni si infiltra nel sottosuolo determinando una portata di ricarica di circa 3,5 m³/s;
- acque provenienti dall'invaso lacustre del Garda;
- falde di subalveo provenienti dalle valli lessinee (valli di Fumane e Negrar, Valpantena, Val Squaranto, Valle d'Ilasi);
- infiltrazioni delle acque irrigue, con una portata media annua stimata in circa 1 m³/s;
- acque profonde del circuito idrotermale veronese.

Di questi fattori, quello che risulta preponderante nell'alimentazione della falda è, certamente, il deflusso sotterraneo proveniente dalla valle montana dell'Adige con una portata stimata di circa 10 m³/s. Comunque, non meno importanti sono le dispersioni provenienti dal Lago di Garda. La ricarica continua operata da queste due falde condiziona la direzione di deflusso delle acque sotterranee che si sviluppa complessivamente da NNO verso SSE. Il regime della falda freatica è soggetto ad oscillazioni con ciclo

annuale e di rilevanza decrescente procedendo da NO verso SE.

I dati stratigrafici e idrochimici permettono di distinguere due aree: quella morenica, situata ad Ovest e quella ben più estesa, alluvionale atesina. Infatti, nella prima si osserva un'alternanza di potenti depositi ghiaioso-sabbiosi con orizzonti impermeabili che sostengono acquiferi di una certa importanza, caratterizzati da un chimismo diverso da quelli atesini circostanti. Per quanto riguarda questi ultimi si individuano due aree a diversa alimentazione e regime piezometrico che risultano separate dall'asta del fiume Adige. La zona in sinistra Adige è alimentata dalle precipitazioni che avvengono sui Monti Lessini ed è contraddistinta da innalzamenti primaverili e minimi nella tarda estate e nei mesi invernali.

Nel settore in destra Adige, invece, predominano le dispersioni dell'alveo fluviale mentre la falda presenta massimi nei mesi estivi, in corrispondenza delle piene fluviali, e minimi in quelli invernali e primaverili che coincidono con le portate più basse (regime di tipo alpino).

La ricarica dell'Acquifero Inferiore a falde confinate, che avviene grazie agli apporti laterali dell'Acquifero Indifferenziato, è caratterizzato dalla presenza di un sistema multifalda con acqua dolce fino alla profondità di circa 375 m dal p. c. Al di sotto di questa quota sono state intercettate acque salmastre fino a circa -410 m. Più in profondità risulta segnalata l'esistenza di un acquifero salato che interessa i sedimenti granulari e fini del Pleistocene.

Pozzi freatici e pozzi artesiani

Il sottosuolo delle aree di pianura, costituito da alluvioni grossolane (ghiaie e sabbie) e fini (limi ed argille) ospita falde freatiche e falde artesiane (freatico deriva dal greco fréar = pozzo, mentre artesiano da Artois regione della Francia settentrionale dove sono stati scavati per la prima volta questi pozzi). La falda freatica o *acquifero non confinato*, è delimitata inferiormente da uno strato impermeabile (*acquiclude*) e risulta, di norma, contenuta in formazioni permeabili che, a partire dal piano campagna si sviluppano in profondità per spessori

variabili. È, inoltre, direttamente alimentata da infiltrazioni verticali e sottoposta alla pressione atmosferica. Il livello dell'acqua all'interno di un pozzo infisso in un acquifero non confinato è quello della tavola d'acqua (superficie freatica). La falda artesianiana o *acquifero confinato* è, invece, un acquifero compreso tra due *acquitard*, termine utilizzato per indicare livelli poco permeabili della sequenza stratigrafica. Quando un pozzo perfora e raggiunge un acquifero confinato è chiamato pozzo artesianiano e si trova in condizioni di artesianesimo. Se il livello idrico risale sopra il piano di campagna, il pozzo è chiamato artesianiano fluente o zampillante. La quota raggiunta dall'acqua è detta livello piezometrico; tale livello è in equilibrio con la pressione a cui è sottoposto il pelo della falda. Gli acquiferi artesiani, inoltre, essendo alimentati dalle acque freatiche dell'alta pianura sono influenzati dalle caratteristiche chimiche e fisiche di queste ultime. A tale proposito, vale la pena di precisare che gli acquiferi artesiani più superficiali sono i più sfruttati e, nel contempo, quelli che presentano spesso problemi di inquinamento. Infatti, gli acquiferi artesiani poco profondi sono alimentati da acque più superficiali che posseggono una velocità decisamente più elevata di quella che caratterizza gli acquiferi artesiani situati a maggiori profondità le cui acque, tra l'altro, possono avere età superiori a cent'anni.

4.3 Caratteristiche idrogeologiche e termiche di alcuni tipi di terreni e rocce

(Enrico Castellaccio)

Le proprietà tecniche delle rocce possono costituire elementi di pregio o rappresentare delle penalizzazioni in relazione all'impiego per le quali vengono utilizzate. Tali proprietà si riferiscono alle caratteristiche chimiche, fisiche e meccaniche, sia tempora-

nee che permanenti. Nel nostro caso, saranno esaminate alcune di queste proprietà, ossia le proprietà idrogeologiche e quelle termiche. Alle prime appartengono la conducibilità idraulica e la porosità, alle seconde invece, la conducibilità termica e la potenza termica di estrazione.

La conducibilità idraulica, o permeabilità, può essere definita come la capacità di un litotipo (fratturato, sciolto o parzialmente cementato) di lasciarsi attraversare dall'acqua sotto un determinato gradiente idraulico, mentre la porosità, che condiziona direttamente la conducibilità idraulica, è la caratteristica di una roccia di contenere degli spazi vuoti intercomunicanti.

La conducibilità termica è il rapporto tra il flusso di calore e il gradiente di temperatura che determina il passaggio del calore. Più semplicemente è quella proprietà dei corpi di lasciarsi attraversare dal calore, mentre la potenza di estrazione rappresenta la quantità di calore estraibile dal sottosuolo nell'ambito dei sistemi artificiali di scambio geotermico ed è rivolta principalmente alla realizzazione di sonde geotermiche.

In generale, per qualsiasi sistema di sfruttamento energetico del sottosuolo si dovrebbe applicare il "principio della sostenibilità ambientale", ovvero è importante assicurare che l'impianto collegato al terreno sia correttamente dimensionato in modo che il calore estratto non sia superiore a quello disponibile. Ciò si traduce nel fatto che la temperatura del volume circostante lo scambiatore si dovrebbe assestare

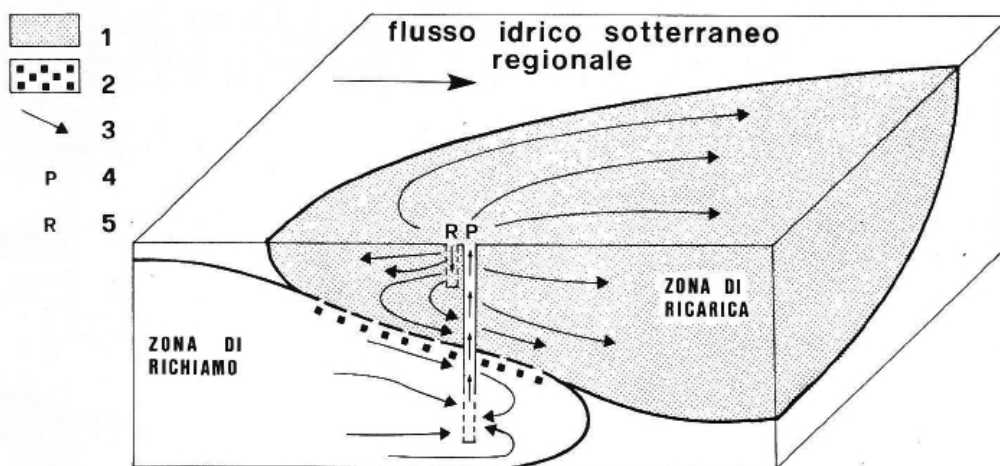


Fig. 4.5 – Schema sulla modificazione del regime termico del sottosuolo. Esempio di “pozzi anisotropi”: il sistema è costituito da due pozzi dotati di diversa profondità nell'ambito di uno stesso acquifero. L'acqua viene prelevata dai settori profondi e scaricata nell'orizzonte più superficiale (Beretta, 2008).

Legenda: 1) zona interessata dalla ricarica (fronte termico); 2) zona di riciclaggio; 3) linea di deflusso; 4) pozzo di prelievo; 5) pozzo di reiniezione.

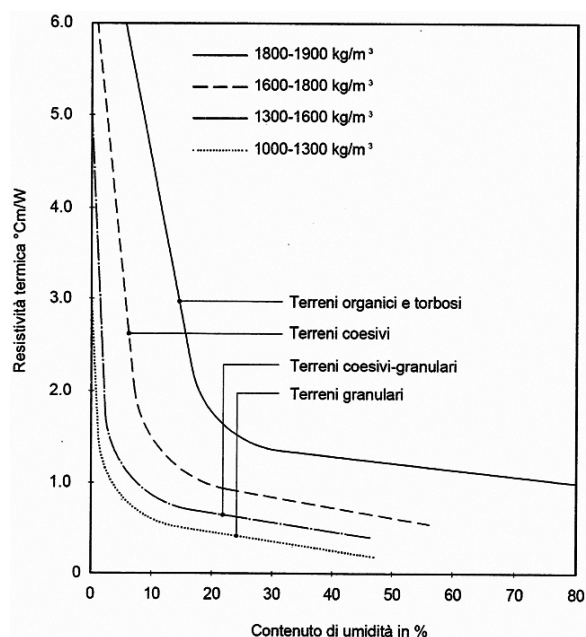


Fig. 4.6 – Resistività termica del terreno in funzione del contenuto di umidità (Bose *et al.*, 1985).

su valori accettabili e comparabili con la condizione precedente all'applicazione dell'impianto stesso.

Pertanto, è indispensabile che il livello massimo di produzione di energia per ciascun sistema di sfruttamento del sottosuolo, caratteristico di ogni contesto geologico-ambientale, non superi un determinato valore così da mantenere costante l'equilibrio termodinamico del sistema sul lungo periodo. È accertato infatti che, impianti correttamente dimensionati e accompagnati da adeguate verifiche e simulazioni sperimentali, consentono di ottenere condizioni termiche stabili e prestazioni affidabili rendendo, in tal caso, la geotermia una risorsa energetica rinnovabile a tutti gli effetti.

In altre parole, ogni impianto di scambio termico a pompa di calore dovrebbe essere dimensionato sulla base dell'effettiva potenza termica disponibile dal terreno che è condizionata dal locale flusso geotermico, dalla conducibilità termica ed idraulica, dalla presenza o meno della falda acquifera e da una serie di altri parametri che tengono conto della porosità, dell'umidità relativa, dell'orientamento dei reticoli, ecc.

Ad esempio, un'eccessiva potenza di estrazione (es. troppi W/m di lunghezza di scambiatore previsti, rispetto a quelli disponibili) determina l'insorgenza di condizioni di saturazione termica del terreno (talora anche con la formazione di ghiaccio) e quindi un eccessivo scempenso di temperatura rispetto ai

valori di partenza. D'altra parte, la presenza di una falda acquifera in movimento costituisce un elemento a favore della stabilità del sistema, nel senso che tende a favorire l'estrazione di maggiori potenze termiche e contestualmente permette un rapido ripristino dell'equilibrio termodinamico alle condizioni iniziali qualora venga sospesa l'attività dell'impianto, anche se lo sbilanciamento tra il calore immesso e quello assorbito risultasse consistente.

In generale, l'umidità incrementa la conducibilità termica della matrice solida e il contatto tra la sonda geotermica e il mezzo solido determinando un aumento della resa dell'impianto. In un mezzo saturo con acqua in movimento, come indicato in Fig. 4.5, la presenza del mezzo fluido favorisce il ripristino del campo termico modificato.

Roccia	Conducibilità idraulica (m/s)	Porosità	Conducibilità termica ($\text{W m}^{-1} \text{°K}^{-1}$)
Ghiaia	$3 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$	0,24 – 0,38	0,70 – 0,90
Sabbia grossa	$9 \cdot 10^{-7} - 6 \cdot 10^{-3}$	0,31 – 0,46	0,70 – 0,90
Sabbia fine	$2 \cdot 10^{-7} - 2 \cdot 10^{-4}$	0,26 – 0,53	0,70 – 0,90
Limo	$1 \cdot 10^{-9} - 2 \cdot 10^{-5}$	0,34 – 0,61	1,20 – 2,40
Argilla	$1 \cdot 10^{-11} - 4,7 \cdot 10^{-9}$	0,34 – 0,60	0,85 – 1,10
Calcere, Dolomia	$1 \cdot 10^{-9} - 6,6 \cdot 10^{-6}$	0,34 – 0,60	1,50 – 3,30
Calcere carsificato	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-2}$	0,05 – 0,50	2,50 – 4,30
Arenaria	$3 \cdot 10^{-10} - 6 \cdot 10^{-6}$	0,05 – 0,30	2,30 – 6,50
Argillite	$1 \cdot 10^{-13} - 2 \cdot 10^{-9}$	0,0 – 0,10	1,50 – 3,50

Tabella 4.1 – Valori di conducibilità idraulica, porosità e conducibilità termica dei più comuni tipi di materiali e rocce del veronese (Turcotte *et al.*, 2002, modificato).

Elaborando i dati idrogeologici e litologico-stratigrafici del veronese è stata realizzata la carta sulla resa termica dei diversi sottosuoli (Fig. 4.8) ed essa riporta la potenza termica di estrazione mediante sonde geotermiche verticali fino alla profondità di circa 100 m, il cui valore indicato può essere ritenuto caratteristico dell'ambito geologico di riferimento.

I valori esposti esprimono solamente un dato di massima, in quanto per stabilire la vera resa dell'impianto occorre considerare gli aspetti costruttivi di ogni sonda geotermica verticale (materiali impiegati, fluidi di circolazione, modalità di circolazione) in relazione alle disposizioni normative che sono impartite dall'Ente autorizzativo preposto. In ogni caso, per ogni intervento è sempre consigliabile procedere con specifiche indagini e/o verifiche sperimentali di resa termica e a tal proposito, sono diversi i metodi, come

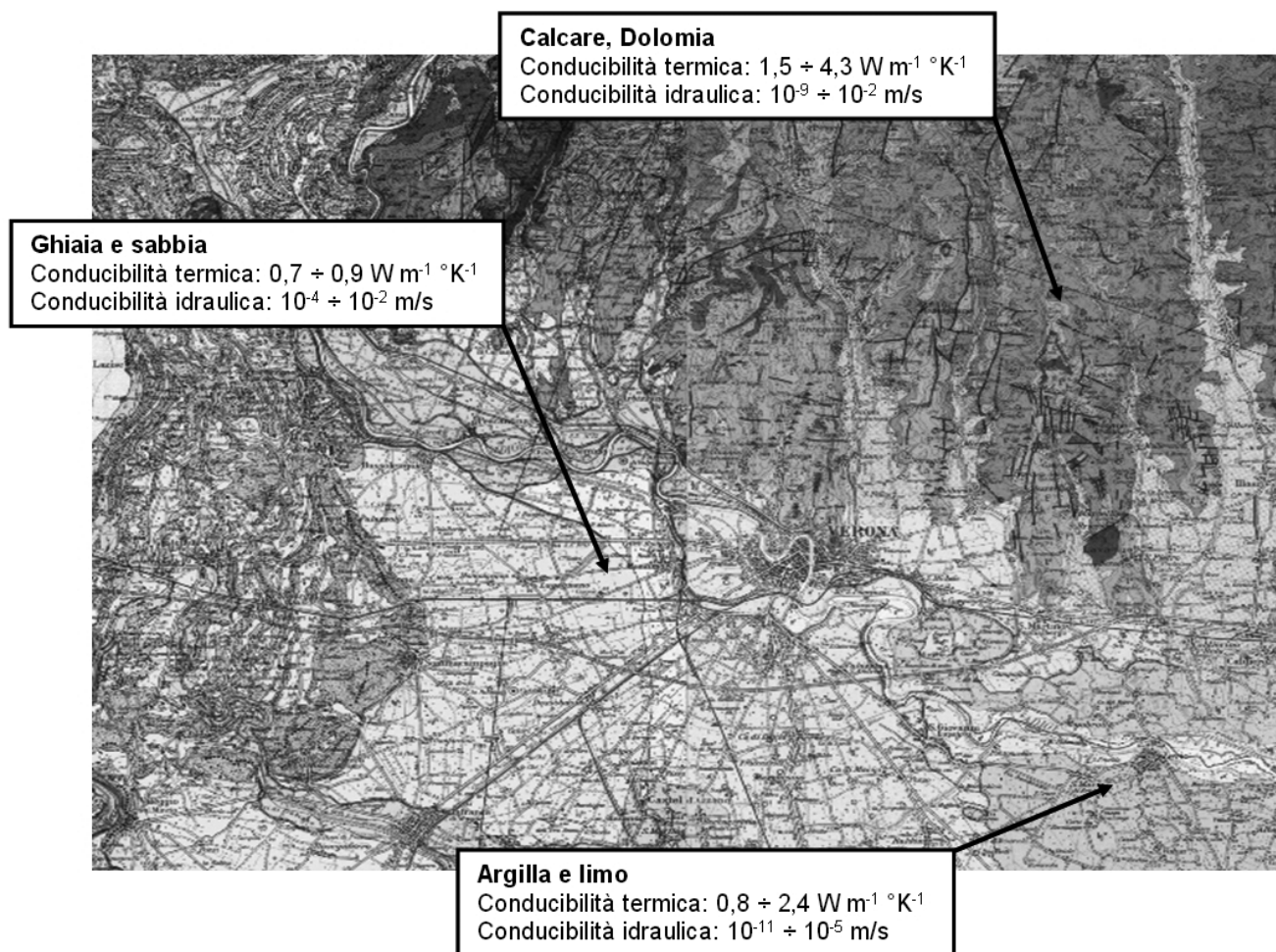


Fig. 4.7 – Stralcio dei Fogli 49 “Peschiera del Garda” e 49 “Verona” della Carta Geologica d’Italia, in cui vengono definite e messe a confronto alcune proprietà idrogeologiche e termiche delle più comuni rocce e terreni presenti nel territorio veronese.

il Swedish Test Ring, il UBeG Test Ring, il US Test Ring o Ground Response Test (o Thermal Response Test) che danno informazioni di tipo energetico relativamente, sia al sottosuolo in esame che alla sonda geotermica installata. Tali metodi di misura, che sono comunemente eseguiti nelle progettazioni più impegnative (impianti di taglia superiore ai 30 kWt), presuppongono la realizzazione di una sonda pilota, che successivamente entrerà a far parte del campo sonde dell’impianto, ed essi si basano sull’immissione (oppure estrazione) di una certa e costante quantità di calore all’interno di un loop geotermico e sulla misura delle temperature di mandata e ritorno.

Tale approccio di verifica va nella direzione del “principio della sostenibilità ambientale”. Ad esempio, al fine di favorire l’uso estensivo degli impianti geotermici specialmente se concentrati in aree alquanto circoscritte (per esempio nel territorio di pianura del Comune di Verona), le analisi sperimentali,

unitamente ai rilievi geologici di dettaglio, permettono di fornire elementi di valutazione concreti ed attendibili per identificare zone omogenee per condizioni litologiche ed idrogeologiche, verificando in tal modo la capacità del sottosuolo di sostenere determinati carichi di potenze termiche nel rispetto di un equilibrio termodinamico del sistema sul lungo periodo.

In particolare, gli obiettivi principali sarebbero quelli di valutare, nel corso di più anni, le variazioni di temperatura del terreno nelle vicinanze dello scambiatore e i parametri prestazionali del sistema nell’intero ciclo annuale di funzionamento, cercando di compensare il calore estratto durante l’inverno (fase del riscaldamento domestico) con quello fornito al terreno durante il periodo estivo (fase della refrigerazione dei locali). Per tale motivo è sempre auspicata la reversibilità estate-inverno nel funzionamento di ogni sonda.

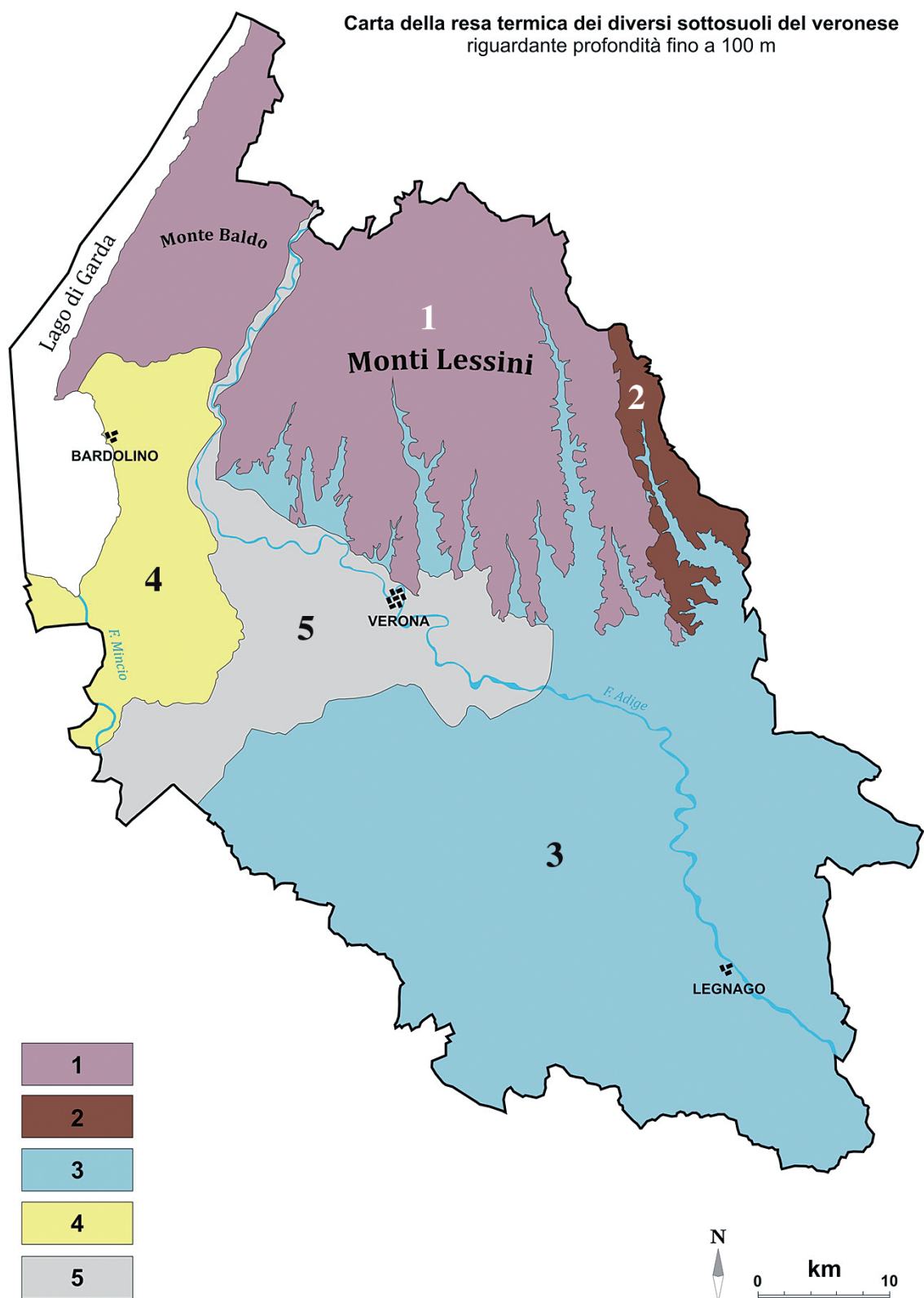


Fig. 4.8 – Carta della resa termica dei diversi sottosuoli del veronese riguardante profondità fino a 100 m.

I valori della resa termica riportati esprimono un dato di massima che dovrà essere verificato attraverso misure in sito tenendo conto delle disposizioni normative (disegno S. Zannotti).

Legenda: 1) $45 \div 70 \text{ W/m}$; 2) $33 \div 55 \text{ W/m}$; 3) $30 \div 50 \text{ W/m}$; 4) $20 \div 50 \text{ W/m}$; 5) $20 \div 60 \text{ W/m}$.

Misure e simulazioni eseguite in Svizzera e in Germania nel corso di almeno 20 anni di osservazioni hanno confermato che adeguate progettazioni di sistemi con sonde geotermiche, possono ottenere un'estrazione di calore sostenibile; ovvero, dimostrano che la precisa conoscenza del potenziale geotermico del sottosuolo di una determinata area geografica permette di attuare il principio della rinnovabilità della risorsa senza determinare condizioni di degrado.

Una prima serie di esperienze sulla resa termica di varie tipologie di sottosuolo dell'Italia centro-settentrionale documentano valori di potenza di estrazione generalmente compresi tra i 35 e i 70 W/m (Basta & Minchio, 2008).

5. CARATTERISTICHE DEI PRINCIPALI CAMPI TERMALI

5.1 Il “campo termale di Caldiero”

(Enrico Castellaccio)

Il Campo termale di Caldiero corrisponde a quell'area del Distretto termale della pianura orientale

(A) in cui si verifica sia la maggior concentrazione di derivazioni termali a più alta temperatura, comprese tra 25 e 31 °C, che pozzi di acqua calda che emungono direttamente dal substrato roccioso.

A questo ambito, che nel complesso accorpa un'area di circa 100 ettari, fanno parte le Antiche Terme di Giunone e le case sparse situate subito a Sud del Monte Gazzo – Monte Rocca appartenenti alle frazioni Pastrope, Santi, Canova, Fornaci.

Dal punto di vista idrogeologico, al Campo termale di Caldiero corrisponde una rilevante portata di fluidi caldi a livello del substrato tale da determinare condizioni di artesianesimo zampillante e capace di modificare termicamente le falde della pianura per una superficie di almeno una decina di chilometri quadrati e per uno spessore quasi di un centinaio di metri.

I pozzi caldi identificati esternamente al Campo Termale di Caldiero possono essere associati a locali e a discontinue risalite di acqua calda che dal substrato roccioso si diffondono nei sedimenti alluvionali più permeabili e che determinano anomalie termiche di norma comprese tra 15 ÷ 18 °C, con punte isolate fino a 28 °C (pozzo Lendinara).



Fig. 5.1 – Foto panoramica di parte del Campo termale di Caldiero visto da Sud in cui, sulla sinistra è visibile il Monte Rocca e subito dietro il Monte Gazzo ai piedi del quale si trovano le Antiche Terme di Giunone (foto E. Castellaccio).

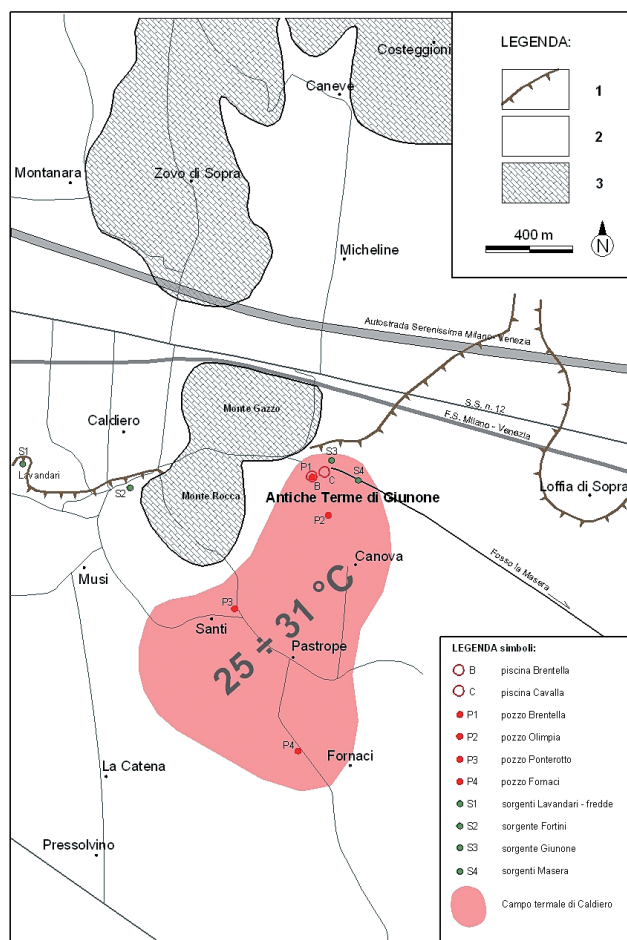


Fig. 5.2 – Planimetria del Campo termale di Caldiero e posizione delle Antiche Terme di Giunone

Legenda: 1) scarpata di terrazzo che divide l'unità geomorfologica dei torrenti lessinei verso Nord, dal piano di divagazione dell'Adige verso Sud; 2) depositi alluvionali; 3) affioramenti rocciosi dei rilievi collinari (disegno E. Castellaccio).

5.1.1 Cenni storici sulle “Antiche Terme di Giunone”

La notorietà delle acque termali di Caldiero risale all'antichità romana, quando erano conosciute come “Acque della Bellezza”, il cui una locale epigrafe attesterebbe l'esistenza di un tempio dedicato alla dea Giunone, moglie di Giove e dea della fecondità, costruito dal console Sesto Petronio Probo nell'anno 2 d.C.

Comunque, l'uso per scopi balneoterapici delle acque termali veniva presumibilmente praticato anche molti anni addietro dalle popolazioni “paleo-venete”, come lo attesterebbe il sito archeologico dell'età del bronzo rinvenuto sul vicino Monte Rocca risalente al XIV secolo a.C.

Nei periodi relativi all'età medievale, la frequen-

za alle acque termali fu in parte influenzata dalle disposizioni della Chiesa che, considerando disdicevole la balneazione, fecero progressivamente scadere il loro interesse termale che venne sostituito dalla locale pratica della macerazione del lino e della canapa prima che il materiale venisse avviato alla tessitura. Da tale nuova attività (la “macerà” per l'appunto) prese il nome il fosso in cui si riversano le acque fuoriuscenti dalle polle termali (le attuali piscine Brentella e Cavalla) oggi denominato per l'appunto “La Maserà”.

Con l'inizio della dominazione della Serenissima Repubblica di Venezia (1400) riprese vigore la riscoperta delle Terme e nello Statuto della città di Verona furono inseriti provvedimenti per la loro tutela. Attorno all'anno 1458 la sistemazione architettonica della sorgente Brentella assunse una conformazione simile all'attuale, con la costruzione di un muro circolare di delimitazione tuttora visibile, quale unico testimone dei bagni rinascimentali.

Nel Rinascimento i “Bagni di Caldiero” erano considerati tra le migliori e più rinomate terme d'Europa. Le prime ufficiali indagini fisico-chimiche sulle acque, basate prevalentemente su valutazioni di tipo sensoriale, risalgono al 1459 a cura dello studioso veronese Aleardus de Pindemontibus a cui seguirono, nel successivo periodo che durò fino ai primi decenni del 1600, numerose altre osservazioni di tipo minerario e medico tra le quali quelle del frate camaldolese Ventura Mainardo da Este.

Nel 1537 furono completati i lavori di costruzione del muro circolare della Brentella alto circa 4 m e la realizzazione di un ingresso chiuso da un portone, mentre la vasca fu dotata di cinque gradini in marmo.

Col tramontare del Rinascimento, tra il 1628 e il 1631, anche il territorio veronese fu toccato dal flagello della peste che impose severe disposizioni sanitarie da parte delle Autorità e, per la paura del contagio, le Terme caddero nuovamente in abbandono fino alla seconda metà del 1700 quando vennero ripresi i bagni e di conseguenza gli studi accademici per valutare le proprietà mediche dell'acqua.

Verso la metà del 1800 si ebbe un ulteriore rilancio delle Terme e del loro valore terapeutico; nel 1851 venne sistemata la gradonatura interna della piscina Brentella, che portò alla riduzione degli scalini di marmo eliminandone l'ordine inferiore e fu definitivamente realizzata anche la piscina Cavalla, con la costruzione di stanzini adibiti a spogliatoi.

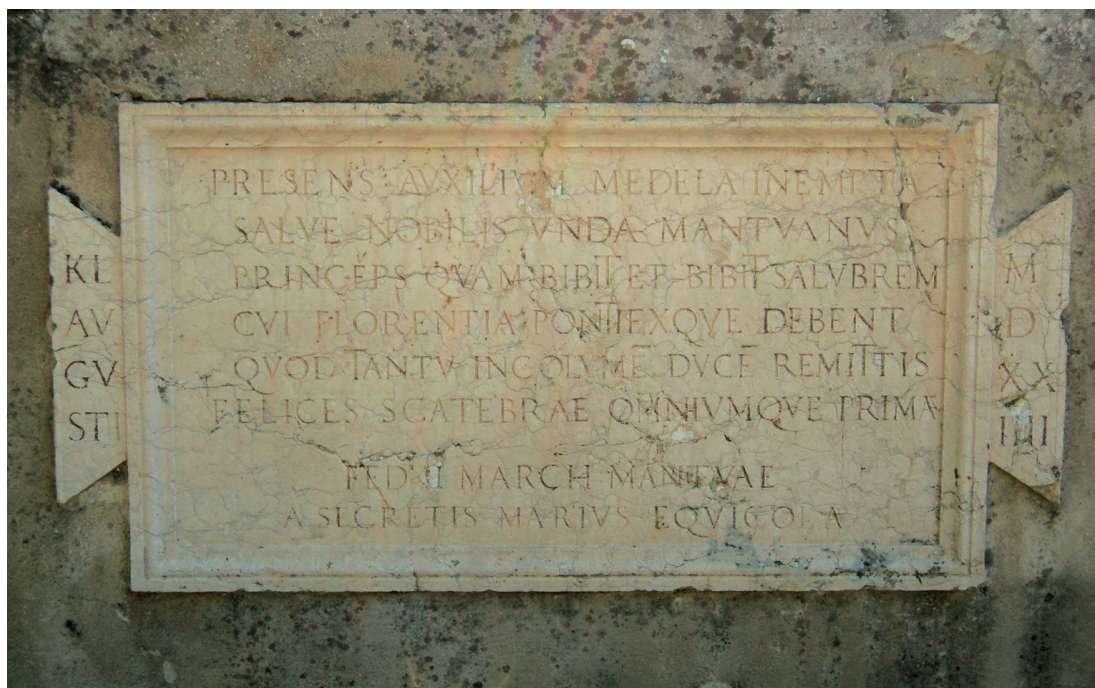


Fig. 5.3 – Nell’anno 1524 le acque della sorgente Brentella vennero scelte dal principe Federico II Gonzaga per la cura della sua ritenzione idrica come testimonia una targa di ringraziamento scritta in latino e affissa sul muro della piscina: “*potente aiuto, gratuito rimedio, salve nobile acqua che il mantovano principe bevve e bevve salubre alla quale sono grati Firenze e il Pontefice poichè sano restituisci tanto capitano salutifere sorgenti prime tra tutte* – Il Segretario del marchese di Mantova Federico II, Mario Equicola. 1 agosto 1524” (foto E. Castellaccio).

L’interesse scientifico sul termalismo e sull’azione medica dell’acqua sensibilizzò gli amministratori al punto che, nei primi anni del 1900, si dette l’avvio a diverse perforazioni nell’area termale, tra cui quella condotta nel 1909 dal geologo veronese Enrico Nicolis entro la piscina Brentella che fu spinta a 211 m di profondità, di cui attualmente si conservano notizie sulla stratigrafia e su alcuni altri dati di ordine idrogeologico.

Solo recentemente, a partire dal lavoro di Sighinolfi *et al.* (1982), furono eseguite specifiche indagini scientifiche di tipo geologico ed idrochimico che hanno permesso di accertare l’origine idrotermale delle acque di Caldiero e si dette l’avvio ad altri studi sulla circolazione delle acque finalizzati ad un uso razionale della risorsa (Sorbini *et al.*, 1984, Castellaccio, 1987, Frigo e Castellaccio, 1990, Castellaccio, 1990, 1993, 1995, 2000).

Attualmente, le Antiche Terme di Giunone costituiscono un moderno parco acquatico-termale immerso in un’area verde della superficie di 70.000 mq in cui, oltre a poter fruire delle storiche piscine Brentella e Cavalla, è possibile disporre di acquascivoli e di altre vasche, tra cui una vasca olimpionica ed una laguna.

5.1.2 La risorsa termale presso “Le Antiche Terme di Giunone”

L’approvvigionamento idrico termale presso le Antiche Terme di Giunone è garantito da due sorgenti storiche denominate Brentella e Cavalla e da due pozzi artesiani zampillanti denominati pozzo Brentella e pozzo Olimpia.

Alla sorgente Brentella corrisponde l’antica piscina circolare rinascimentale di poco più di 200 mq di superficie (diametro 16,60 m e profondità 2,20 m), attorno alla quale fu costruito un alto muro di cinta per destinarla ad un utilizzo prettamente femminile. All’ottocentesca sorgente Cavalla, la cui piscina presenta una forma a mezzaluna della superficie di circa 700 mq, corrispondeva il bagno degli uomini.

Le sorgenti Brentella e Cavalla rappresentano l’emergenza naturale dell’acquifero idrotermale e, come è stato documentato nel corso della costruzione dell’antico pozzo Brentella, l’acqua calda fuoriesce dal substrato roccioso situato a -28 m dal p.c. e risale entro sedimenti sabbiosi molto permeabili di origine atesina dando origine a diverse polle visibili sul fondo delle piscine.

Attualmente la portata della sorgente Brentella vie-

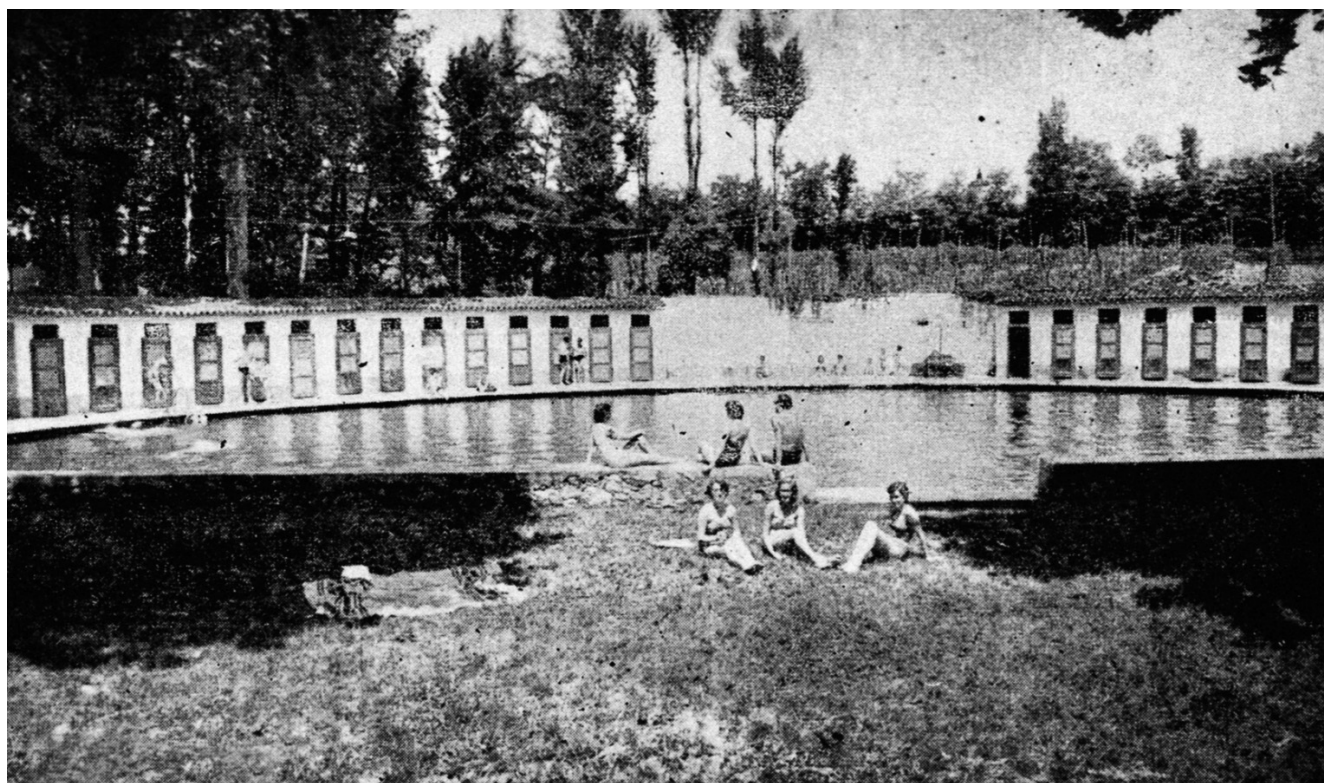


Fig. 5.4 – Foto storica della piscina Cavalla relativa agli anni '50 (archivio Roberto Marinello).

ne stimata in $2 \div 5$ l/sec mentre quella della sorgente Cavalla in circa 1,5 l/sec. La temperatura dell'acqua per entrambe misura di circa $26,5^{\circ}\text{C}$ e pare essere variata molto poco nel corso degli ultimi secoli.

Il rilevamento delle temperature sulle acque termali effettuato in periodi diversi dell'anno, mette in evidenza piccole variazioni pari a $0,2 \div 0,5^{\circ}\text{C}$, che sono imputabili a modesti effetti di mescolamento in risalita con le acque fredde locali e/o ad apporti di fluidi provenienti dal circuito idrotermale profondo caratterizzati da condizioni termiche variabili.

Un primo pozzo termale denominato pozzo Brentella, è stato infisso all'inizio del 1900 all'interno della sorgente Brentella e presenta una profondità di 211 m (Fig. 2.16). Di tale pozzo, oltre alla stratigrafia, si conoscono pochi altri dati da cui si apprende che durante la perforazione le portate maggiori si incontrarono alla quota di -65 m dal p.c. ove la temperatura dell'acqua misurava i $27,4^{\circ}\text{C}$, mentre la temperatura maggiore, pari a 28°C , si riscontrò a -161 m dal p.c. ove la portata era però minore. L'artesianesimo è sempre stato zampillante con un livello statico di alcuni metri al di sopra del piano di campagna.

Attualmente il pozzo Brentella eroga una portata spontanea e continuativa variabile tra i 7 e i 18 l/sec

(ovvero da 25 a $65\text{ m}^3/\text{ora}$) con un valore medio di 13 l/sec. La temperatura varia nel corso dell'anno tra i $26,3$ e i $27,3^{\circ}\text{C}$ presentando un valore medio di $26,6^{\circ}\text{C}$. L'acqua viene utilizzata per le piscine del centro termale e parte della portata, pari a circa 0,3 l/sec, viene derivata per alimentare una serie di fontanelle ad uso pubblico (Fig. 2.46).

Il secondo pozzo termale presente presso le Antiche Terme di Giunone è stato realizzato nell'anno 1986 con il metodo a percussione ed è conosciuto come pozzo Olimpia. Di tale pozzo si conoscono la stratigrafia, la profondità pari a 79 m, il diametro di 400 mm, lo spessore della tubazione di rivestimento in acciaio pari a 6 mm e la posizione dei filtranti situati in roccia tra le quote -60 e -79 m dal p.c. Durante la costruzione il suo livello statico misurava +2 m sopra il p.c. e la portata, a bocca completamente aperta, è stata stimata di $40 \div 50$ l/sec. (Fig. 5.9).

Attualmente la temperatura dell'acqua si mantiene a $28,2^{\circ}\text{C}$ e la portata, spontanea e continuativa che varia tra circa 7 e 15 l/sec, viene utilizzata per servire le piscine del centro termale, mescolandosi con l'acqua del pozzo Brentella.

Nell'area termale esiste anche una piccola scaturigine perenne non captata, localizzata subito a monte



Fig. 5.5 – Foto storica della piscina Brentella risalente al primo dopo guerra (archivio Roberto Marinello).

della sorgente Cavalla, denominata sorgente Giunone, da cui fuoriesce una portata di 0,3 l/s alla temperatura di 18,5 °C. L'origine di tale sorgente può essere ricondotta alla risorgenza dell'acquifero freatico freddo che viene debolmente termalizzato dalle locali acque calde in risalita. Analoga interpretazione viene data alle numerose polle debolmente termali affioranti lungo il primo tratto del fosso La Masera in uscita dalle piscine che contribuiscono ad alimentare la portata del fossato.

5.1.3 Gli attingimenti idrici nel territorio circostante le Antiche Terme di Giunone

Attorno alle Antiche Terme di Giunone, su di una superficie di 900 ettari, è stato effettuato un capillare censimento dei punti di attingimento idrico da cui sono emersi 124 pozzi per acqua, quattro sorgenti termali, due aree con affioramento termale diffuso (fosso La Masera e la pianura situata subito ad Ovest dello stabilimento termale) e una risorgiva fredda (loc. Lavandai in cui l'acqua emerge da tre

scaturigini). Per quanto riguarda i pozzi, 57 sono di tipo freatico mentre quelli artesiani risultano 67 dei quali il pozzo Brentella presenta la maggiore profondità pari a 211 m.

Tra i pozzi artesiani, quelli da cui si effettuano prelievi idrici con temperatura inferiore o uguale a 14 °C risultano in numero di 20, mentre quelli dotati di anomalia termica, con temperatura uguale o maggiore a 15 °C, ammontano a 31.

Tra i pozzi termali, quelli che pescano nel substrato roccioso sono 11 mentre quelli artesiani zampillanti, che presentano la bocca costantemente aperta, ammontano in totale a 20.

Nell'ambito del territorio indagato, si può notare che la distribuzione dei pozzi è condizionata dalla presenza dei centri abitati da cui si ricava che le derivazioni sono concentrate ove esistono nuclei abitativi, centri artigianali o attività agricole di pregio.

Osservando la distribuzione dei pozzi in rapporto al loro uso, si nota che i maggiori emungimenti si hanno in corrispondenza della bassa Val d'Illasi e nell'intorno dei M. Rocca e M. Gazzo. La densità



Fig. 5.6 – In primo piano la piscina circolare Brentella e sullo sfondo la piscina Cavalla dalla forma a mezzaluna (foto E. Castellaccio).

media è pari a 12 pozzi ogni 100 ettari mentre i valori maggiori si riscontrano tra le Antiche Terme di Giunone e le frazioni Pastrope, Santi, Musi e Strà con una progressiva rarefazione di attingimenti nelle zone agricole circostanti.

5.1.4 La litologia e la struttura del sottosuolo

L'area a cui appartiene il Campo Termale di Caldiero si trova tra la pianura veronese, costituita dalla bassa Val d'Illasi e dal piano di divagazione dell'Adige e i primi rilievi collinari dei Monti Lessini che costituiscono la dorsale che divide la Val d'Illasi dalla Val Tramigna.

Un singolare elemento morfologico è rappresentato dal Monte Rocca e dal Monte Gazzo che, pur rappresentando il prolungamento della dorsale collinare verso la pianura, costituiscono un rilievo isolato a ridosso del quale, sul lato orientale, si trovano le Antiche Terme di Giunone.

Per quanto riguarda il territorio di pianura l'elemento morfologico principale è costituito da una scarpata erosiva alta una decina di metri, che collega

Caldierino con Caldiero e che separa la porzione meridionale dei conoidi della Val d'Illasi e della Val Tramigna dal piano di divagazione dell'Adige. Altri elementi minori sono costituiti dalle numerose tracce di antichi torrenti di origine lessinea che, dalle aree intravallive, si raccordano al piano di divagazione atesino.

I litotipi che costituiscono la compagine collinare di S. Pietro sono prevalentemente rappresentati da calcareniti nummulitiche di età paleogenica a cui si intercalano rocce vulcaniche a composizione basaltica.

Per quanto attiene al Monte Rocca e al Monte Gazzo, alcune recenti terebrazioni per la ricerca d'acqua (Fig. 5.10) hanno permesso di accertare che le rocce vulcaniche di cui sono formati rappresentano una successione di colate all'interno delle compagini sedimentarie carbonatiche di età terziaria, le stesse che affiorano per lo più lungo la vicina dorsale collinare. Ciò escluderebbe l'ipotesi formulata da Antonelli *et al.* (1990) che farebbero corrispondere a tali rilievi antichi camini di effusione (neck basaltici).

I terreni della pianura, a seconda dei luoghi, testi-



Fig. 5.7 – Ingresso della piscina Brentella e sullo sfondo il muro circolare di delimitazione (foto E. Castellaccio).

moniano l'origine lessinea ed atesina dei rispettivi sedimenti a cui, nel sottosuolo, sono correlabili specifiche strutture sedimentarie che condizionano la disposizione degli acquiferi locali.

Il sottosuolo della bassa Val d'Illasi è costituito da un'alternanza di strati argillosi con ghiaia e da livelli più o meno lenticolari di ghiaia e sabbia orientati da Nord verso Sud disposti a varie quote. In corrispondenza dello sbocco della valle nella pianura veronese, la struttura sedimentaria tipica della valle lessinea lascia progressivamente il posto allo stile deposizionale atesino orientato da Ovest verso Est che è caratterizzato da potenti livelli sabbiosi nei quali si intercalano lenti più o meno continuative di argilla.

Nel sottosuolo della pianura dell'area termale di Caldiero, il substrato roccioso carbonatico presenta un andamento monoclinale che tende progressivamente ad approfondirsi al di sotto la superficie da Nord verso Sud, raggiungendo la quota di -134 m dal piano di campagna in corrispondenza di località Fornaci (Fig. 2.13). Come è emerso dalle stratigrafie dei pozzi infissi nella roccia i materiali che formano il basamento roccioso sepolto sono rappresentati dalle formazioni dei Calcarei a Nummuliti (*Paleogene*) e della Scaglia rossa (*Cretaceo superiore-medio*).

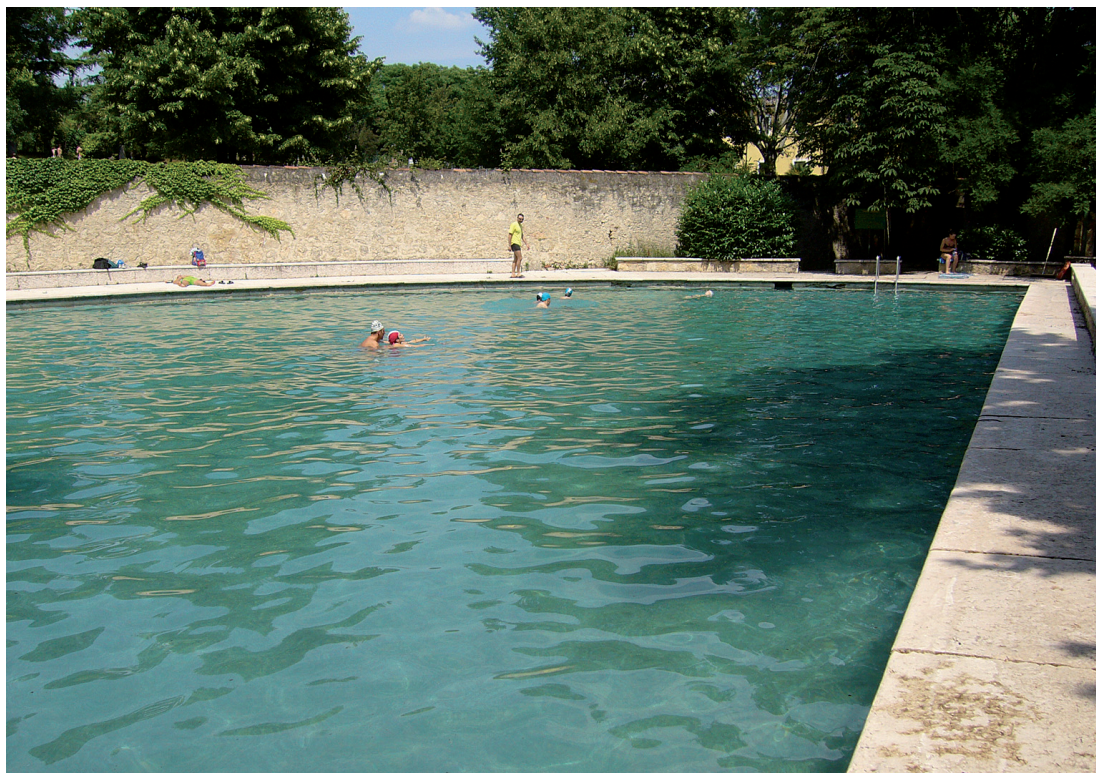


Fig. 5.8 – Panoramica della piscina Cavalla (foto V. Gazzabini).



Fig. 5.9 – Realizzazione del pozzo Olimpia eseguita con il metodo a percussione nell'anno 1986 (foto E. Castellaccio).

Al di sopra della compagine rocciosa si trovano sedimenti depositati dai locali torrenti di origine lessinea fino a circa 50 m di profondità dalla superficie ed essi sono rappresentati da argille prevalenti, in cui si intercalano strati e lenti di ghiaia e sabbia più o meno pulite.

Verso l'alto, i sedimenti lessinei lasciano il posto a due orizzonti continuativi di sabbie depositate da corsi d'acqua atesini, di cui il più profondo si trova mediamente tra -45 e -30 m dal piano di campagna, mentre quello più superficiale è localizzato tra -12 e -2 m dal p.c.

Interessante risulta la datazione radiometrica effettuata col metodo del ^{14}C su di un campione di torba prelevato alla base del livello sabbioso più superficiale durante la costruzione del pozzo Olimpia avvenuta nell'anno 1986 (Fig. 2.16), da cui è stato possibile stabilire che le ultime fasi di costruzione della pianura alluvionale verso il margine collinare da parte di corsi d'acqua atesini, si sono verificate 23.700 anni B.P. \div 300 anni (Castellaccio, 1987). In particolare, come già ipotizzato da Sorbini *et al.*, (1984) sulla base della comparazione di datazioni radiometriche e analisi palinologiche, si ritiene che i sedimenti sabbiosi atesini superficiali appartenenti all'unità geomorfologica affiorante verso Est denominata "co-

noide antico dell'Adige" (località Castelletto, Villabell, S. Bonifacio, Arcole, ecc.), siano anch'esse da collocare nell'ultimo Würm. Successivamente all'acme di tale fase glaciale, il territorio veronese è stato interessato da nuove condizioni climatiche temperate umide che hanno reso possibile una maggiore disponibilità idrica e la costruzione del più recente "piano di divagazione dell'Adige" che risulta incastrato nell'antico conoide precedentemente depositato.

Di conseguenza, la datazione radiometrica relativa al pozzo Olimpia permette di stabilire che i fenomeni erosivi che hanno provocato il terrazzamento del conoide antico formando l'ampio solco entro cui si trova il piano di divagazione dell'Adige, si sono spinti non oltre la profondità di -12 m dal locale piano di campagna. Si ritiene inoltre che l'erosione dell'antico conoide possa aver raggiunto nell'area esaminata lo spessore massimo complessivo di circa 20 m.

5.1.5 Cenni di tettonica

Il rilevamenti geologici e geofisici condotti presso l'area termale di Caldiero hanno permesso di identificare alcune linee di faglia in corrispondenza al rilievo collinare e una serie di probabili faglie che interessano il substrato roccioso sottostante i sedimenti alluvionali

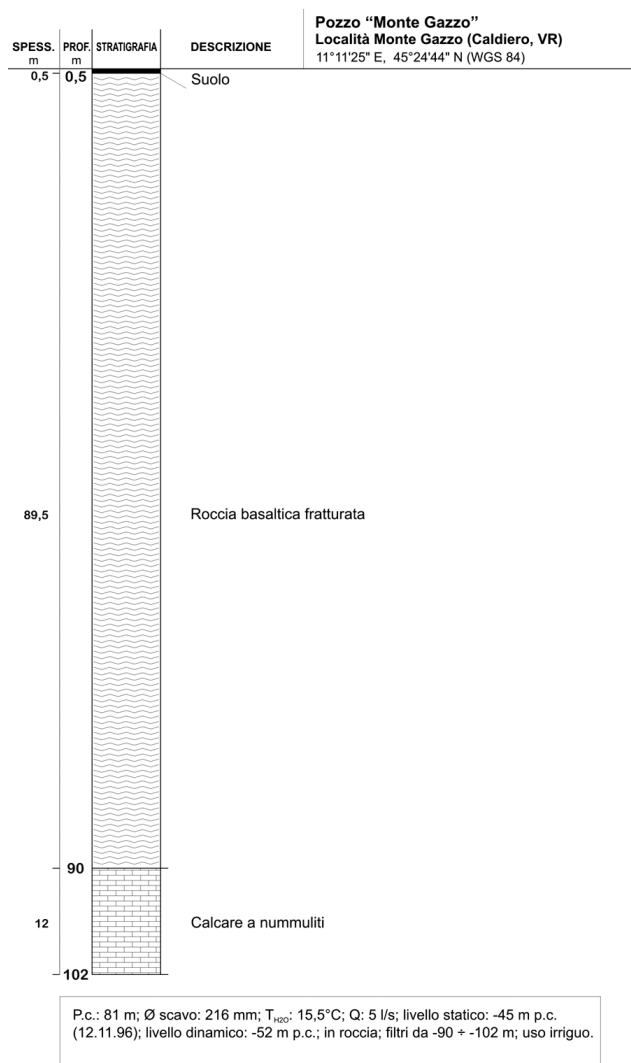


Fig. 5.10 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo "Monte Gazzo" (disegno S. Zannotti).

della pianura. Come si evince da quanto riportato nel paragrafo 3.4 riguardante gli aspetti tettonico-strutturali del veronese, il sistema di fratturazione di questo territorio trova un preciso riscontro con il modello cinematico esteso a livello provinciale, in cui i fenomeni tettonici che favoriscono la risalita dei fluidi termalizzati presentano un'estensione regionale.

In particolare, il substrato lapideo del Distretto termale della pianura orientale sembra impostato in un'area di deformazione complessa dovuta ad uno sciame di faglie, riconducibile alle Faglie di Cerro V.se e di Castelvero e al probabile prolungamento verso Est della Faglia di Verona. Dall'intersezione di questi stili tettonici si sarebbero creati i presupposti per una facile risalita delle acque termali dalle zone profonde del circuito geotermico secondo il mo-

dello genetico che porta alla formazione di finestre tettoniche beanti in senso verticale come più estesamente descritto nel paragrafo 2.4.

La tipologia della fratturazione del substrato roccioso suggerisce, inoltre, l'esistenza di possibili movimenti trascorrenti che tendono a spostare verso Ovest i blocchi meridionali rispetto a quelli settentrionali. L'effetto di tale cinematica sarebbe stato quello di separare il Monte Rocca e il Monte Gazzo dalla dorsale collinare e, in maniera più evidente, quello di aver dislocato verso Ovest il Monte Rocca rispetto al vicino Monte Gazzo.

5.1.6 Generalità sugli acquiferi del sottosuolo

Procedendo dall'alto al basso, si incontra per prima la falda freatica ospitata nelle alluvioni ghiaiose e sabbiose più superficiali. Nella bassa Val d'Illasi essa presenta una profondità variabile e il suo livello statico, normalmente situato ad alcuni metri di profondità rispetto al piano campagna, tende ad approfondirsi oltre ad una decina di metri verso il margine orientale della pianura presso il "Villaggio la Famiglia", ove è probabile la presenza di un "corridoio" ad elevata permeabilità. In quest'area, la superficie freatica passa dai -20 m dal p.c. ai -13 m dal p.c. in corrispondenza della Cantina Sociale di Strà, fino ai -6 m dal p.c. presso il paese di Caldiero.

In corrispondenza alla scarpata di terrazzo presente tra le località Lavandai, Musi fino alle Antiche Terme di Giunone, l'intersezione del livello freatico con la superficie topografica ha permesso la formazione di alcune risorgive fredde o dotate di debole anomalia termica (località Lavandai, proprietà Fortini, sorgenti Giunone e Masera) il che è dovuto al mescolamento con le acque calde in risalita.

Nelle zone situate più a Sud, entro il Piano di divagazione dell'Adige compreso tra le località Musi, Santi, Pastrope, Fornaci la superficie freatica si mantiene a debole profondità dal piano campagna e risulta compresa tra -2 e -1 m dal p.c. La direzione di deflusso è orientata prevalentemente da NO verso SE.

L'alimentazione dell'acquifero freatico è dovuta sia alle piogge locali che alle infiltrazioni idriche nelle zone vallive e collinari situate più a Nord quando queste sono in collegamento idrogeologico con i depositi ghiaiosi e sabbiosi più superficiali.

I numerosi pozzi freatici, sovente ubicati presso le case sparse o in vicinanza delle abitazioni più antiche ora accorpate ai nuovi agglomerati urbani, evidenzia-

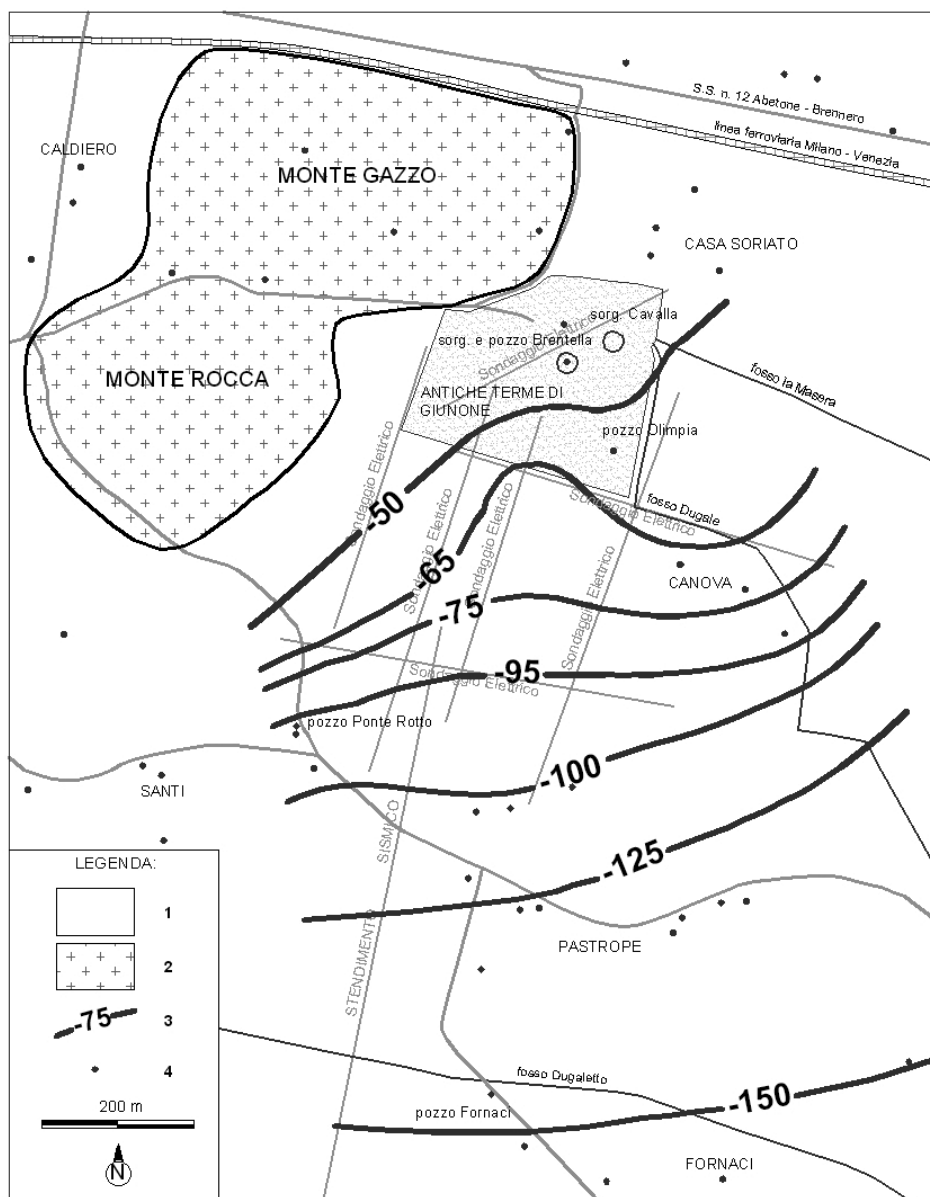


Fig. 5.11 – Andamento della profondità del substrato roccioso nell'ambito del Campo termale di Caldiero dedotto da una serie di prospezioni geofisiche (sismica attiva e geoelettrica) e dall'esame delle stratigrafie di pozzi per acqua (Castellaccio, 2000).

Legenda: 1) depositi alluvionali di fondovalle e della pianura; 2) affioramenti di rocce paleogeniche di origine vulcanica dei rilievi collinari; 3) curve di uguale profondità del substrato roccioso rispetto al piano di campagna (= curve isopache dei terreni alluvionali); 4) stratigrafia di pozzo per acqua.

no condizioni di scarsa-media potenzialità idrica, in cui le portate variano da alcuni litri fino ad alcune decine di litri al secondo.

In profondità rispetto all'acquifero freatico esistono ricchi acquiferi ospitati nei livelli ghiaiosi e sabbiosi contenuti nei depositi alluvionali di provenienza lessinea ed atesina che risultano a varie quote confinati da potenti livelli di argille da considerarsi strati acquicludi. I pozzi di approvvigionamento pubblico e la maggior parte di quelli privati utilizzati per scopi

idropotabili ed industriali, che permettono portate di emungimento di $30 \div 50$ l/s, attingono le proprie acque da tali corpi idrici dotati di artesianesimo quasi sempre zampillante.

L'artesianesimo, talora notevole dei numerosi pozzi per acqua, è testimoniato dai livelli statici che talora superano i +10 m al di sopra del piano di campagna e, in tal caso, si ritiene che gli acquiferi siano sviluppati verso Nord, ossia entro la Val d'Illasi e la Val Tramigna. La ricarica idrica principale di tali

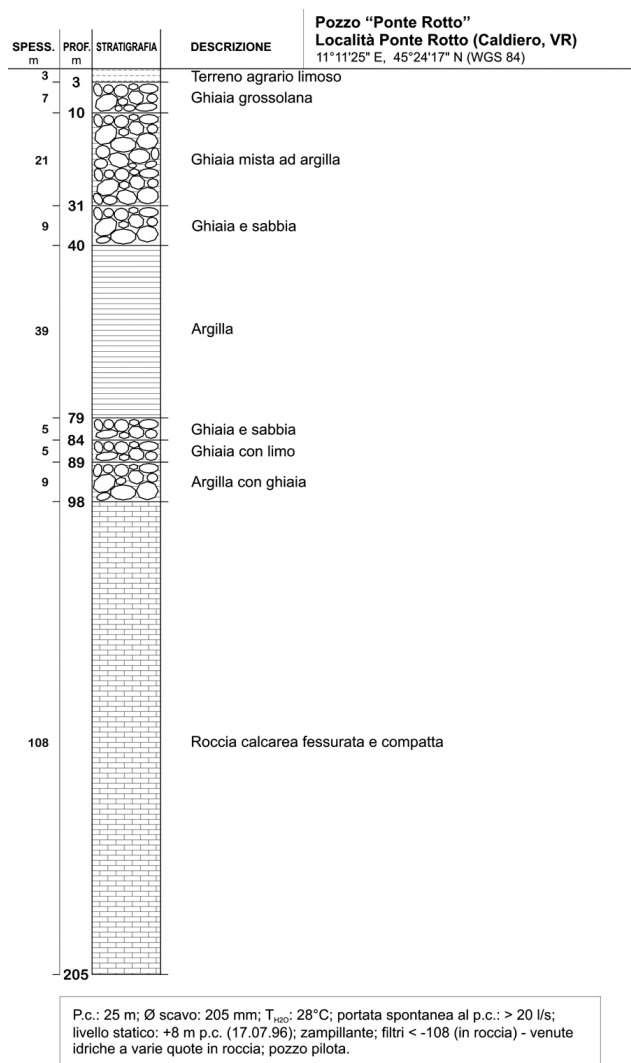


Fig. 5.12 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo "Ponte Rotto" (disegno S. Zannotti).

acquiferi interessa le aree situate a quote più elevate rispetto a quelle del territorio di Caldiero e corrispondono alle zone più interne delle valli ove i locali livelli ghiaiosi e sabbiosi sono in comunicazione idrogeologica con quelli presenti nel sottosuolo di Caldiero.

Considerando il notevole grado di sovralluvionamento della Val d'Illasi e della Val Tramigna è probabile che a concorrere all'alimentazione degli acquiferi sepolti presenti nel sottosuolo della pianura, siano anche le dispersioni idriche provenienti dai rilievi collinari in quanto direttamente collegate con i livelli acquiferi profondi del fondovalle. Da ultimo, come si vedrà, un'ulteriore fonte di alimentazione per tali acquiferi è costituita dalle dispersioni dell'acquifero termale contenuto nel substrato roccioso.

5.1.7 Le acque con anomalia termica

L'acquifero termale è essenzialmente ospitato nel substrato roccioso che, sul fronte di risalita, dimostra un elevato artesianesimo i cui valori in corrispondenza al pozzo Fornaci arrivano a superare i 140 m di colonna d'acqua.

Nell'ambito del Campo termale di Caldiero sembra plausibile che le risalite termali dotate di più alta temperatura (circa 31 °C) siano concentrate nel sottosuolo di località Fornaci ove, all'interno della compagine rocciosa, esiste un flusso preferenziale di risalita. Le aree situate più a Nord sarebbero invece interessate da una circolazione di fluidi dotati via via di temperatura minore che, seguendo percorsi ipogei anche variamente orientati, permettono la diffusione di acque calde con temperatura di poco più di 26 °C in corrispondenza alle Antiche Terme di Giunone (Fig. 5.13).

A seguito della pressurizzazione dell'acquifero idrotermale le acque calde, uscendo dalle fratture dalla compagine rocciosa sepolta, tendono a diffondersi nei sedimenti porosi del soprastante materasso alluvionale e a mescolarsi con gli acquiferi artesiani e freatici freddi locali, modificandone la temperatura. Più raramente, come ad esempio presso le sorgenti Brentella e Cavalla, seguendo la continuità degli strati sabbiosi fino alla superficie, le acque calde riescono a raggiungere spontaneamente il piano di campagna originando vere e proprie sorgenti di acqua termale.

5.1.8 Le concentrazioni dei nitrati nell'ambito del Campo termale di Caldiero

Nel Campo termale di Caldiero il valore della concentrazione dei nitrati misurato nelle acque prelevate dai pozzi, permette di trarre interessanti considerazioni sui rapporti di mescolanza tra acque fredde di origine locale e quelle di provenienza idrotermale.

In particolare, utilizzando tale parametro, nell'anno 1995 è stato possibile correlare la temperatura dei pozzi con la presenza delle preferenziali risalite di acqua dal substrato roccioso sepolto, circoscrivere le aree dotate di anomalia termica e nel contempo identificare quegli acquiferi alluvionali dotati di migliori qualità chimiche e ritenuti più promettenti per l'uso potabile privato e pubblico (Castellaccio, 1995).

L'elaborazione dei dati ha preso in considerazione 42 punti di prelievo, riguardanti profondità comprese tra 50 e 130 m dal p.c. dai quali, come evidenziato nel grafico di figura 5.14, è emersa una chiara

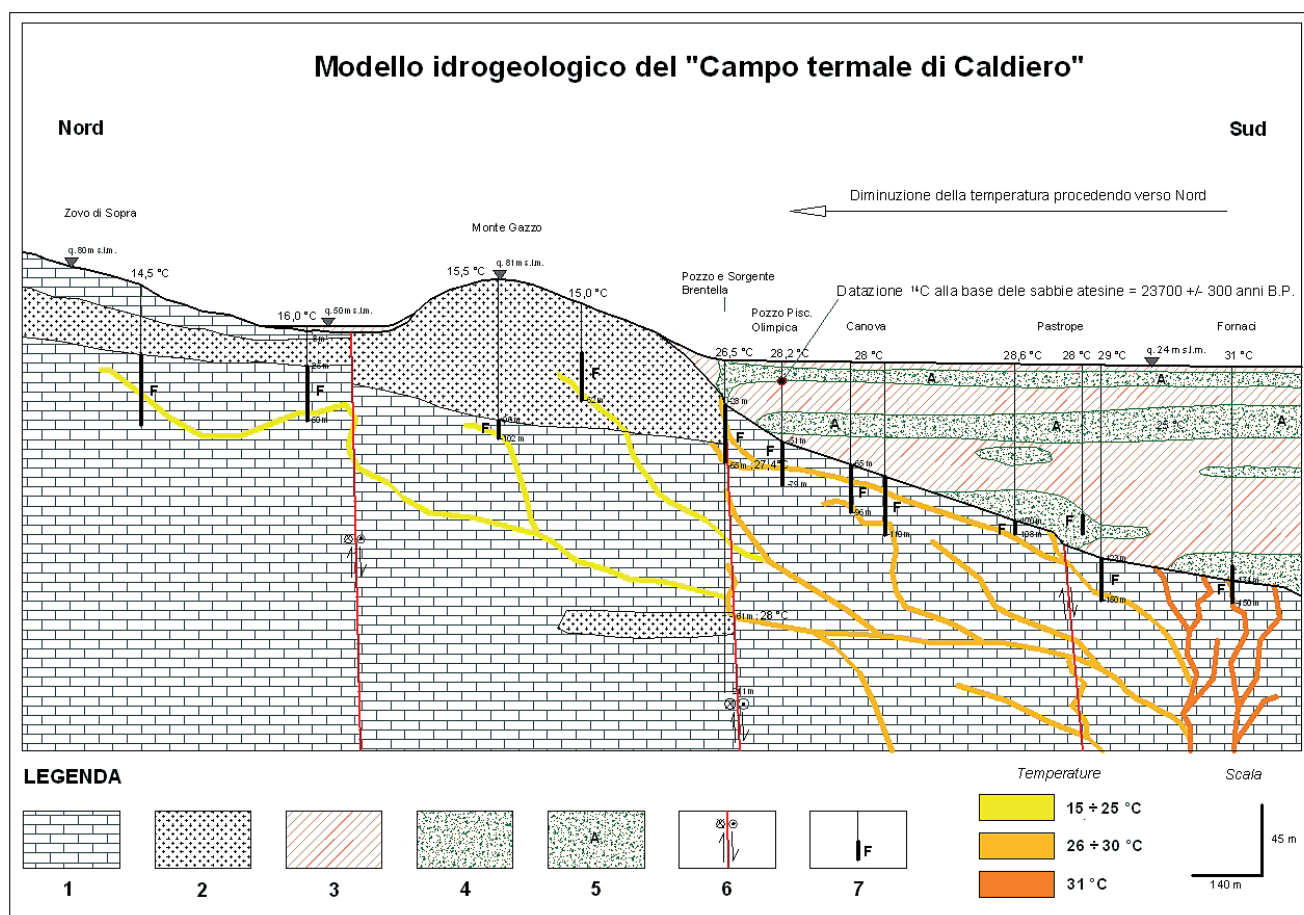


Fig. 5.13 – Modello idrogeologico del Campo termale di Caldiero (disegno E. Castellaccio).

Legenda: 1) rocce lapidee carbonatiche; 2) rocce lapidee di origine vulcanica; 3) argille prevalenti; 4) ghiaie con sabbia prevalenti; 5) sabbie prevalenti di origine atesina; 6) faglia diretta con movimento di trascorrenza destro; 7) pozzo per acqua e suo tratto filtrante (F).

correlazione tra il valore della temperatura misurato alla bocca dei pozzi e la concentrazione dei nitrati.

Il grafico di correlazione temperatura-nitrati evidenzia che i campioni analizzati si collocano all'inter-

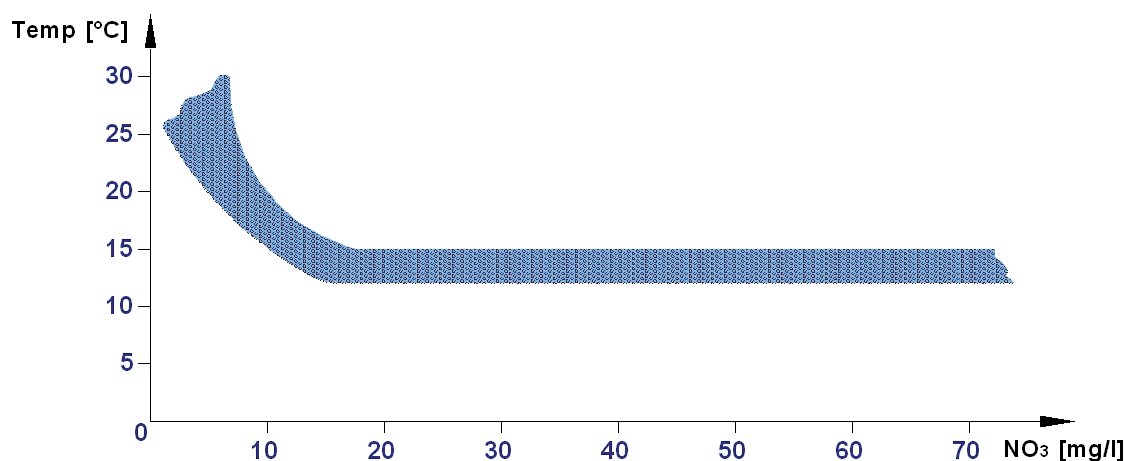


Fig. 5.14 – Rappresentazione grafica della correlazione tra i valori di temperatura misurati alla bocca dei pozzi e la concentrazione dei nitrati delle acque emunte presso il Campo termale di Caldiero (Castellaccio, 1995).

no di un fuso di esistenza che presenta il limite inferiore alla temperatura di 13,5 °C e quello superiore di 28,6 °C. Si è visto che per concentrazioni di nitrati inferiori a 10 ÷ 15 mg/l la corrispondente temperatura dell'acqua tende ad essere via via più alta e in particolare, per valori di temperatura tendenti a 30 °C il valore dei nitrati si aggira tra i 5 e 8 mg/l, ovvero corrispondente alla concentrazione tipica delle acque del circuito idrotermale.

Le acque termali a più alta temperatura, residenti nel substrato roccioso, sono dotate di ottimi requisiti organolettici e di potabilità in cui la concentrazione dei nitrati non supera gli 8 mg/l. A contrario, i valori caratteristici dei nitrati negli acquiferi artesiani e freatici locali sono sempre superiori a 20 mg/l e spesso oltre 50 mg/l.

Pertanto, quando gli emungimenti sono caratterizzati da un indice di nitrati > 8 mg/l è sempre sintomatico di mescolanze tra acque fredde locali con acque profonde di origine idrotermale. Quanto più bassa è la concentrazione dei nitrati, tanto maggiore è l'apporto termale e quindi anche la possibilità che il pozzo di prelievo si trovi in vicinanza o in stretto collegamento idrogeologico con una risorgenza calda fuoriuscente dal substrato roccioso. Si è visto, inoltre, che la diluizione delle acque fredde con le acque termali risulta più evidente laddove negli acquiferi alluvionali vi siano lente circolazioni idriche e bassi tassi di rinnovamento.

Dalla distribuzione della concentrazione dei nitrati visibile in Fig. 5.15, relativa alla situazione idrogeologica dell'anno 1995, gli elevati valori di tale parametro presso la stazione di Ponte Rotto si spiegano considerando le forti portate di emungimento effettuate dai pozzi di prelievo infissi nel locale materasso alluvionale (circa 50 ÷ 60 l/s), capaci di richiamare significative concentrazioni di nitrati dagli acquiferi inquinati situati tra le località Caldiero e Strà.

L'esempio relativo alla situazione idrogeologica presso Ponte Rotto, permette di constatare che l'effetto della "bonifica chimica" da parte delle acque termali su quelle fredde locali, tende ad essere compromesso laddove vi siano veloci circolazioni idriche ed elevati tassi di rinnovamento. In altre parole, quando la portata dell'acqua calda fuoriuscente dal locale substrato roccioso presenta valori inferiori o dello stesso ordine di grandezza di quelle estratte artificialmente dagli acquiferi alluvionali, si ritiene che non sia possibile alcuna efficace azione di abbattimento delle concentrazioni di inquinanti.

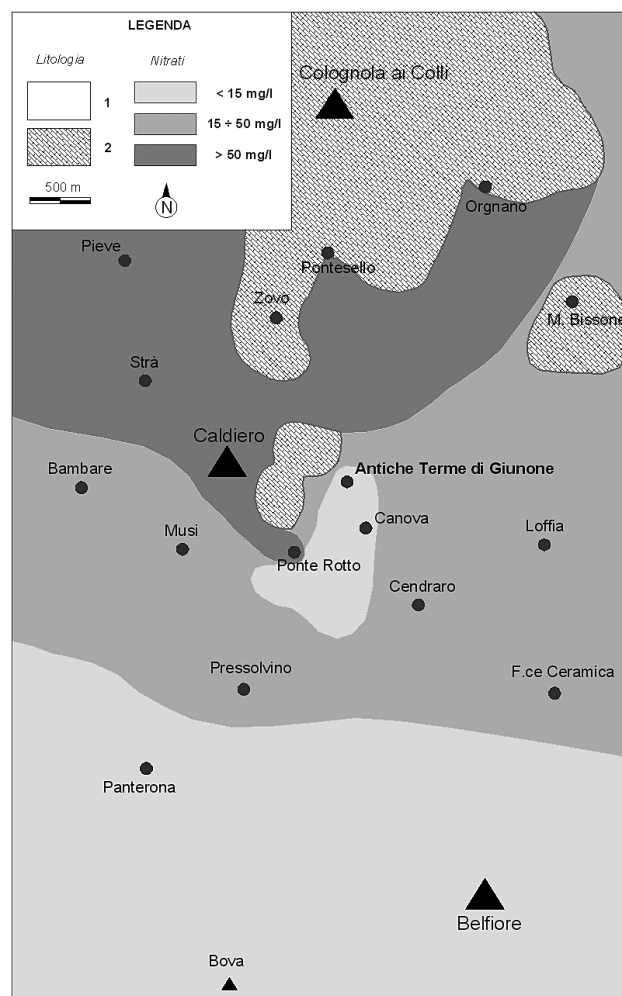


Fig. 5.15 – Distribuzione della concentrazione dei nitrati nell'area circostante le Antiche Terme di Giunone, che riguarda la bassa Val d'Illasi, la Val Tramigna e la pianura dell'Adige (Castellaccio, 1995).

Legenda: 1) depositi alluvionali di fondovalle e della pianura; 2) affioramenti rocciosi dei rilievi collinari.

5.1.9 L'impatto antropico nell'intorno delle Antiche Terme di Giunone

Tra i vari aspetti collegati alla salvaguardia delle acque termali utilizzate presso le Antiche Terme di Giunone vi è stata l'analisi dell'impatto antropico orientata soprattutto ad individuare le aree da cui potrebbero diffondersi nel sottosuolo elementi inquinanti capaci di modificare la qualità chimica delle storiche sorgenti Brentella e Cavalla e dei pozzi termali (Castellaccio, 1995).

Lo "scenario statico" del territorio ha preso in considerazione i seguenti elementi di valutazione:

- le caratteristiche principali degli acquiferi superfi-

ciali e profondi (modalità di circolazione e direzione di deflusso);

- i produttori reali e potenziali di inquinamento;
- le strutture antropiche considerate come possibili ingestori di inquinamento nei corpi idrici sotterranei (pozzi per acqua, trincee stradali, aree depresse, ecc.);
- le strutture idriche soggette ad inquinamento (falde acquifere, corsi d'acqua, scoli, ecc.).

Aspetti qualitativi delle acque termali profonde

La falda acquifera termale contenuta nel substrato roccioso, che rappresenta la naturale discarica del circuito geotermico profondo, è dotata di un certo grado di artesianesimo e la direzione preferenziale di scorrimento è tendenzialmente dal basso verso l'alto.

Allo stato attuale, nelle acque termali emergenti in superficie non sono presenti composti cloroorganoderivati, normalmente sintomatici di forme di inquinamento legate ad attività industriali ed artigianali, mentre esistono basse concentrazioni di nitrati (< 8 mg/l), ovvero indizi di contaminazione dei fluidi termali con acque soggette alla normale attività biologica di superficie e/o a quella di tipo agricolo-civile

(diffusione di ammendanti chimici ricchi in azoto e di liquami di scarichi civili).

Pertanto, la contaminazione da nitrati che i fluidi termali profondi evidenziano deriva da una loro mescolanza con sostanze azotate diffuse dalla superficie nell'area pedemontana, forse a partire già dallo stesso Campo termale di Caldiero. Secondo tale modello, le acque inquinate provenienti dalla superficie verrebbero veicolate in profondità dalla circolazione carsica che a tratti si presenta in collegamento idrogeologico con le risalite dei fluidi termali. In tal caso, la contaminazione sarebbe facilitata dalla configurazione dello stesso acquifero carsico pedemontano in cui, per qualche centinaio di metri di profondità, si verifica una veloce circolazione vadosa rivolta verso la pianura e la probabile mescolanza idrica tra acque fredde e termali che localmente si diffondono negli stessi condotti e fratture. In questo contesto, quindi, le acque dei due acquiferi vengono a contatto determinando mutue variazioni della temperatura e del contenuto chimico originario.

Un caso emblematico è rappresentato dal pozzo Campo Sportivo presso Caldiero dotato di una temperatura di 16,2 °C, distante dalle Antiche Terme di Giunone soli 500 m, le cui acque provenienti diretta-



Fig. 5.16 – In primo piano il pozzo Brentella che è stato infisso all'interno della piscina Brentella nel 1909 nell'ambito dei lavori di ricerca effettuati dal geologo Enrico Nicolis (foto E. Castellaccio).

mente dal substrato roccioso, presentano una concentrazione di nitrati molto elevata, talora superiore a 110 mg/l quando il limite massimo stabilito per legge è di 50 mg/l. Tale derivazione, sintomatica di una condizione di inquinamento del sistema carsico collinare, dimostra che nel settore più superficiale di risalita dei fluidi caldi esistono strette connessioni idrogeologiche tra l'acquifero carsico locale e quello profondo idrotermale.

Effetti collegati al degrado qualitativo dell'acquifero freatico

Come è noto l'acquifero freatico, essendo il più superficiale, è il primo ad essere soggetto ad un reale o potenziale inquinamento da parte delle attività antropiche di superficie.

Nel territorio circostante le Antiche Terme di Giunone i produttori potenziali di inquinamento sono stati individuati negli insediamenti industriali, nelle officine meccaniche (per l'utilizzo di oli, solventi, benzine, acidi), nei distributori di carburante, negli allevamenti zootecnici, nelle aree residenziali e di insediamento agricolo (fognature, stoccaggio di combustibili e di prodotti utilizzati in agricoltura, ricaduta di ceneri e composti al suolo, ecc.) e negli ambiti delle colture pregiate (vigneti, frutteti e seminativi) per l'uso che in essi viene fatto di ammendanti chimici e di pesticidi.

La vulnerabilità idrogeologica è dovuta alla combinazione di alcuni fattori negativi, tra cui l'esistenza di una superficie freatica situata a debole profondità dal piano di campagna (da -1 a -20 m dal p.c.) e una permeabilità dei terreni caratterizzata da valori medi compresi tra $1,5 \times 10^{-2}$ m/sec e $1,5 \times 10^{-3}$ m/sec.

Nelle aree collinari, d'altra parte, le rocce carbonatiche sono dotate di un'elevata permeabilità per fratturazione e carsismo predisponendo, anche questo contesto, ad una facile diffusione in profondità degli elementi inquinanti provenienti dalla superficie.

In alcune aree della pianura un ulteriore elemento di criticità può essere costituito dalle vie autostradali e ferroviarie in trincea e dai pozzi freatici talora utilizzati in modo scorretto come ingestori di elementi inquinanti. I tracciati stradali e ferroviari in sopraelevazione rappresentano, invece, un ostacolo al naturale deflusso idrico superficiale e quindi possono favorire locali ristagni idrici e quindi una maggiore concentrazione delle infiltrazioni nel sottosuolo.

Per quanto riguarda l'affioramento delle acque calde presenti presso le Antiche Terme di Giunone

(sorgenti Brentella e Cavalla) si ritiene che le stesse, fino ad oggi, godano di un particolare equilibrio idrodinamico stabilito tra il loro naturale artesianesimo, che permette la risalita delle acque fino in superficie, e la circostante falda acquifera freatica fredda. Infatti, considerando che a partire dal substrato roccioso l'ascesa dei fluidi avviene entro un percorso di sabbie atesine dello spessore di 28 m, l'effetto di tale condizione idrodinamica si traduce nell'esistenza di un "camino idrico preferenziale" con scarse o nulle contaminazioni con i terreni e con le acque fredde circostanti.

Per le acque delle sorgenti Brentella e Cavalla è verosimile che la temperatura e il chimismo corrispondano a quelli delle acque fuoriuscenti a livello del substrato roccioso e che la costanza dei valori misurati negli ultimi decenni sia sintomatica di una sostanziale stabilità del flusso termale abbinato all'assenza di significativi mescolamenti con il circostante acquifero freddo.

Tuttavia, non è escluso che nell'eventualità si diffondessero nell'acquifero freatico circostante carichi inquinanti, rappresentati da elementi chimici ed agenti microbiologici, è probabile che si verificano anche contaminazioni del flusso termale in risalita a seguito della differenza dei gradienti di concentrazione e/o delle variazioni di densità dell'acqua.

5.1.10 La potenzialità idrica del Campo Termale di Caldiero

Il substrato roccioso del Campo Termale di Caldiero è sede di una zona preferenziale di affioramento dell'acquifero di origine termale. Al fine di fornire alcune valutazioni sulla potenzialità idrica di tale acquifero, intesa come la produzione massima oltre la quale si innescano fenomeni macroscopici di alterazione idrodinamica, è bene ricordare che entro il substrato roccioso sottostante i depositi quaternari della pianura, esiste una circolazione idrica pressurizzata che permette la spontanea scarica termale nelle stratificazioni ghiaio-sabbiose del materasso alluvionale, da cui i fluidi caldi raggiungono talora il piano campagna come presso le sorgenti Brentella e Cavalla o presso i numerosi pozzi per acqua artesiani.

I dati sulle portate evidenziano che lo sfruttamento generalizzato di tale acquifero, sviluppatosi negli ultimi 100 anni, ha alterato la condizione idrodinamica iniziale e determinato un'evidente complessiva diminuzione dell'artesianesimo su tutto il fronte pede-

collinare resa evidente dalla diminuzione della portata dai pozzi zampillanti.

Il quadro idrodinamico generale evidenzia che la causa fondamentale di tale degrado può essere per lo più ricondotta all'emungimento forzato dal substrato roccioso che avviene tramite i numerosi pozzi per acqua dislocati nell'ampio territorio. D'altra parte, i prelievi idrici caldi e freddi che avvengono dalle falde alluvionali possono ritenersi invece ininfluenti per la depressurizzazione del bacino idrotermale e quindi, non costituiscono un elemento idrogeologico critico capace di alterare le condizioni di artesianesimo delle acque contenute nel basamento roccioso.

La minore pressurizzazione dell'acqua termale ha determinato un generale abbassamento dei livelli statici dei pozzi che prelevano direttamente in roccia e la riduzione della loro potenzialità rispetto un tempo comportando una maggiore interazione idraulica tra pozzi vicini e una minore portata specifica.

Il protrarsi di tale trend negativo potrebbe però innescare effetti ancor più macroscopici, come impedire la risalita delle acque termali fino al piano di campagna il che, comporterebbe l'arresto della portata zampillante presso le sorgenti Brentella e Cavalla.

È bene precisare che il prosciugamento delle sorgenti potrebbe comunque verificarsi anche per altri motivi, come ad esempio un'eventuale sovrasfruttamento della falda freatica fredda nell'intorno delle Antiche Terme di Giunone, il cui fenomeno sarebbe in grado di alterare l'equilibrio idrodinamico tra le acque calde in risalita e quelle fredde ad esse circostanti. In particolare, un più basso livello freatico nell'intorno delle sorgenti rispetto all'attuale eserciterebbe una minore pressione di confinamento del flusso in ascesa e la conseguente probabile diffusione delle acque calde nei sedimenti porosi del sottosuolo che in tal caso non raggiungerebbero più la superficie.

I pozzi caldi che pescano nel substrato roccioso del Campo Termale di Caldiero presentano una portata media complessiva di circa $30 \div 40$ l/sec ed essi, nel corso degli ultimi $30 \div 40$ anni, hanno mantenuto inalterata la loro temperatura. Si tratta di prelievi che sfruttano il naturale artesianesimo zampillante e talora un emungimento forzato attraverso pompe esterne. La maggior parte dei pozzi in roccia pescano nel substrato litoide per una profondità di $30 \div 50$ m, mentre solo l'antico pozzo Brentella ne risulta infisso per ben 183 m. I pozzi che sfruttano gli acquiferi alluvionali dotati di termalismo prelevano quantitativi idrici nel complesso superiori a quelli in roc-

cia e ciò in relazione ad un maggior numero di attingimenti usati per lo più per scopi irrigui.

Tutti i pozzi termali profondi presentano un artesianesimo zampillante con i livelli statici che variano tra +1,2 m fino a diversi metri al di sopra del piano di campagna tra i quali, il pozzo-sondaggio realizzato presso Ponte Rotto (profondità 205 m) ne ha evidenziato la maggior pressurizzazione con +8 m sopra il p.c. (anno 1996).

Per i pozzi finestrati nel substrato roccioso o in prossimità dello stesso, si può ritenere che l'artesianesimo sia dovuto al carico idrostatico esercitato dalle acque d'infiltrazione a partire dalle aree di ricarica del bacino montano di alimentazione del circuito idrotermale come descritto nel paragrafo 2.4. Invece, l'artesianesimo dei pozzi che non pescano in roccia ma che sfruttano gli acquiferi caldi del materasso alluvionale corrisponde a quello proprio degli acquiferi confinati freddi dell'area pedecollinare veronese sviluppati verso le porzioni interne della Val d'Illasi e della Val Tramigna a cui, eventualmente, si sovrappone una quota di sovrappressione esercitata dai fluidi idrotermali provenienti dal substrato roccioso.

I dati a disposizione evidenziano che negli ultimi cento anni si è verificata una sensibile diminuzione dell'artesianesimo della falda idrotermale il cui effetto ha portato ad una riduzione della portata zampillante presso tutti i pozzi termali. I dati analitici di tale situazione fanno per lo più riferimento ai resoconti sulle derivazioni situate presso le Antiche Terme di Giunone e in particolar modo alle storiche sorgenti Brentella e Cavalla e al pozzo Brentella, a cui fanno riscontro numerose altre testimonianze di pozzi gestiti da privati.

Riferendoci alla tabella 5.1, le storiche sorgenti sono state le più penalizzate dalla depressurizzazione dell'acquifero. Pare che prima del 1909, anno di costruzione del pozzo Brentella, il valore della portata complessiva delle sorgenti storiche fosse ben maggiore dei 66 l/s complessivi, contro i $3,5 \div 4,0$ l/s attuali. Dal 1931 ai nostri giorni la sorgente Brentella ha subito una diminuzione di portata pari a 94%, passando dagli originari 34 l/s agli odierni 2-3 l/s. Nello stesso periodo di tempo il pozzo Brentella è passato dai 28 l/s ai $14 \div 15$ l/s medi attuali, evidenziando una contrazione di portata di quasi il 50%. Dalle misure, sembra evidente che dal 1931 ad oggi la portata media annuale del pozzo si sia progressivamente ridotta, raggiungendo i minimi storici nel decennio compreso tra i primi anni '90 fino al 2000 con valori

	1931	1978	1981	1982	1983	1995	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Sorgente Brentella																				
Portata [l/s]	34					7,0		6,5	5,2											2,0
Temperatura [°C]	27			26,9		26,7		26,3	26,3											26,5
Sorgente Cavalla																				
Portata [l/s]	32					2,0		1,5	1,5											1,5
Temperatura [°C]	26					26		26	26											26
Pozzo Brentella																				
Portata [l/s]	28	29	25	22	23	10	9,87	8,06	7,66	7,31	11,77	10,56	8,45	9,96	10,51	10,65	9,37	9,69	13,47	14,42
Temperatura [°C]	28			26,4		26,3		26,3	26,3											26,4
Totale portata [l/s]	94					19		16	14,3											17,92

Tabella 5.1 – Andamento portate-temperatura delle sorgenti Brentella e Cavalla e del pozzo Brentella durante il periodo di osservazione compreso tra gli anni 1931 ÷ 2010 (elaborazione E. Castellaccio).

anche di 7,3 l/s. A partire dall'anno 2001 si registra invece un'inversione di tendenza che ha portato ad un aumento progressivo della portata in cui, negli anni 2009 e 2010, i valori medi annuali sono risultati rispettivamente di 13,47 e 14,42 l/s con punte di media mensile fino a 18,2 l/s nei primi mesi del 2011.

La temperatura delle acque della sorgente Brentella pare si sia mantenuta abbastanza costante negli ultimi due secoli (26,3 ÷ 27,0 °C), con piccole variazioni dell'ordine di 0,5 °C. Le stesse variazioni di temperatura riguardano anche il pozzo Brentella i cui valori medi annuali si attestano sui 26,6 °C con punte di 27,3 °C registrate soprattutto nell'ultimo anno.

Presso la mandata del pozzo Brentella è installato dal 1997 un misuratore automatico della portata la cui lettura in continuo ha permesso al Dott. Vittorio Gazzabini, Direttore del centro termale, la raccolta di una lunga serie di dati che sono stati elaborati in valori medi annuali e mensili, riportati nelle Figg. 5.17 e 5.18.

La variabilità della portata media mensile del pozzo Brentella (Fig. 5.18) e quindi della pressurizzazione dell'acquifero termale a livello di Distretto può essere ricondotta all'interazione di due cause principali: la prima dipenderebbe dai ritmi e dalle intensità delle precipitazioni cadute nelle zone d'influenza del bacino idrotermale, mentre la seconda si ritiene dovuta ai quantitativi idrici prelevati mediante pozzi che pescano direttamente in roccia nell'ambito del vasto fronte pedecollinare del Distretto termale della pianura orientale.

Per quanto riguarda le condizioni di ricarica del

“serbatoio geotermico”, nel paragrafo 2.4 è stato evidenziato che l'area principalmente coinvolta attiene alle porzioni settentrionali della Lessinia, fino a comprendere le Piccole Dolomiti e probabilmente il settore montuoso che si continua verso Trento (Fig. 2.27). Da tale ricarica vengono garantiti i copiosi deflussi termali circolanti a livello del profondo substrato roccioso fino alla fascia pedecollinare i cui fluidi, in relazione ai lunghi percorsi sotterranei, si assume che possano presentare un'età dell'ordine di qualche migliaio di anni (cfr. paragrafo 2.6). La rapida variabilità della portata dei pozzi zampillanti e in qualche misura delle sorgenti storiche, è riconducibile, invece, ad una condizione idrogeologica locale, per la quale si è constatata un'evidente correlazione tra l'intensità delle piogge cadute sulle colline circostanti la Val d'Illasi e la portata presso le Antiche Terme di Giunone.

Infatti, da un'analisi preliminare effettuata incrociando i dati sulle portate presso il pozzo Brentella e gli afflussi meteorologici del veronese, si riscontra che dopo uno sfasamento di poche ore dall'evento piovoso caduto nella bassa Val d'Illasi è possibile verificare l'esistenza di veloci e significativi aumenti di portata al pozzo Brentella (fino a 4 ÷ 6 l/s) che non sono accompagnati da alcuna variazione dei parametri chimico-fisici delle acque calde affioranti presso la stazione di misura.

Tali repentini aumenti della portata vengono interpretati come l'effetto “pistone” esercitato dal sistema carsico superficiale, che si satura dopo significativi apporti meteorologici, su parte dell'acquifero

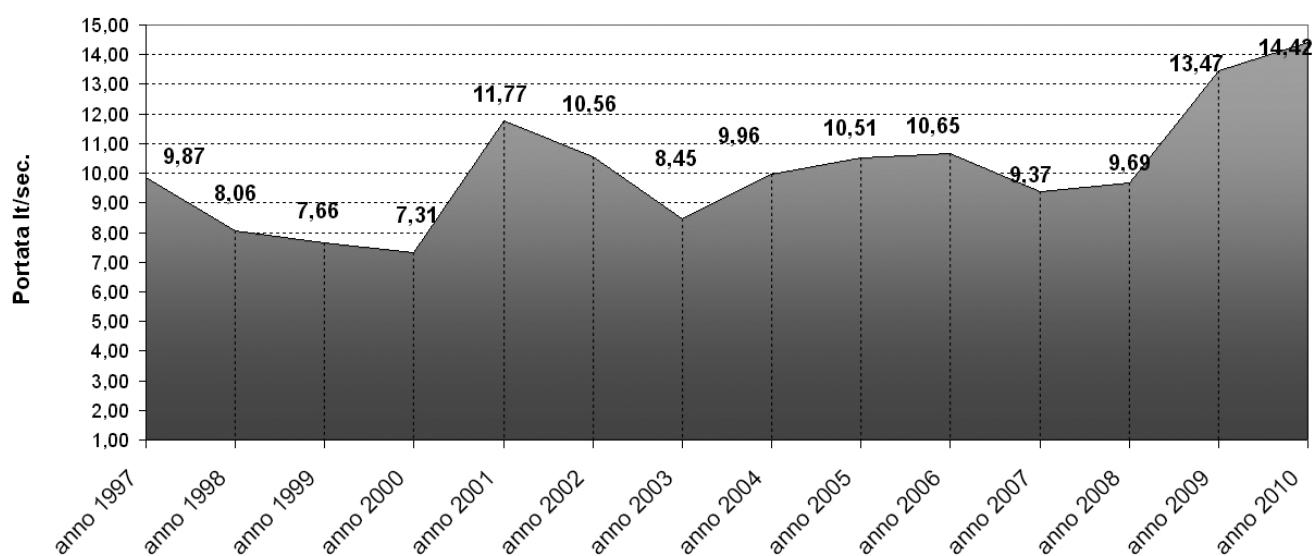


Fig. 5.17 – Grafico sull'andamento delle portate medie annuali del pozzo Brentella nel periodo 1997- 2010 (elaborazione V. Gazzabini).

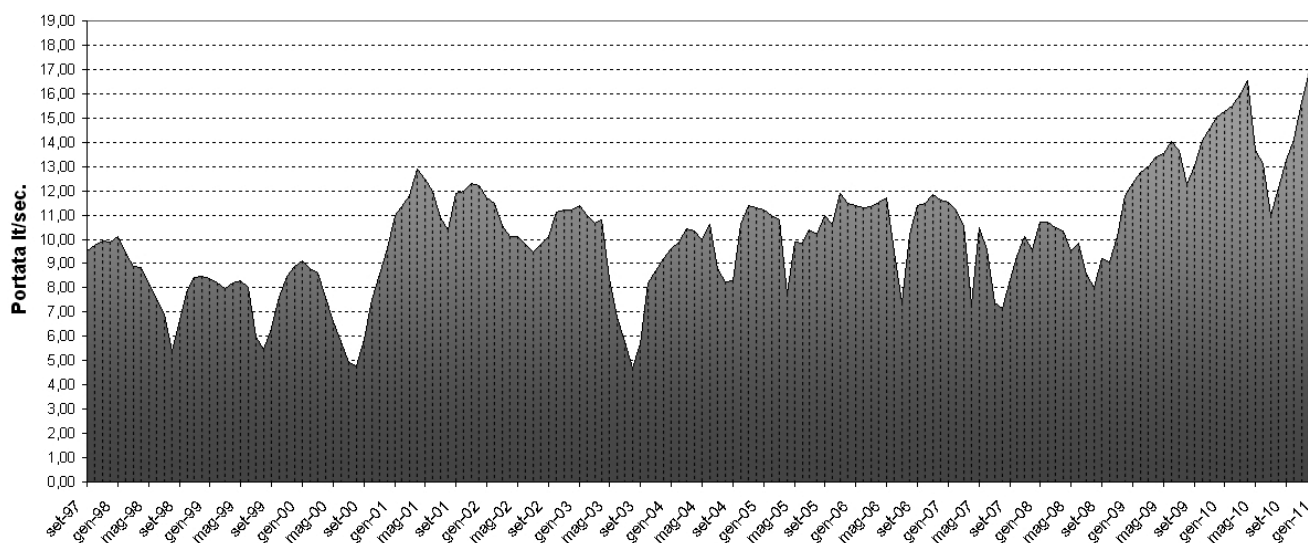


Fig. 5.18 – Grafico sull'andamento delle portate medie mensili del pozzo Brentella nel periodo 1997- 2010 (elaborazione V. Gazzabini).

termale in risalita. Secondo tale modello idrogeologico, l'aumento del carico idrostatico creatosi a livello collinare ostacolerebbe la naturale scarica termale nella zona vadosa determinando, quindi, una sovrappressione dell'acquifero caldo contenuto nella roccia che si traduce in un aumento dell'artesianesimo nei punti di attingimento localizzati nella zona di pianura, tra cui il pozzo Brentella, le sorgenti storiche termali e i numerosi pozzi fin oltre località Fornaci (Fig. 5.19).

Secondo i dati a disposizione presso il pozzo Brentella, si riscontra che i minimi di portata relativi ai mesi di agosto sono riconducibili ai bassi valori di

pioggia caduti nei periodi precedenti nell'area di influenza corrispondente alla vicina fascia collinare. Tra questi, spiccano i bassi valori della portata termale relativi all'anno 2003, annata passata alla storia come un periodo di eccezionale siccità territoriale protratta da gennaio a settembre.

Dimostrazione idraulica dell'effetto "pistone".

Ad integrazione di quanto già riportato nel testo sull'effetto "pistone" si è ritenuto interessante proporre anche una semplice dimostrazione idraulica.

Dapprima si è proceduto ad interpretare il comportamento del modello idrogeologico di Fig. 5.19 in un modello idraulico in cui sono stati distinti l'ambito collinare e l'ambito di pianura,

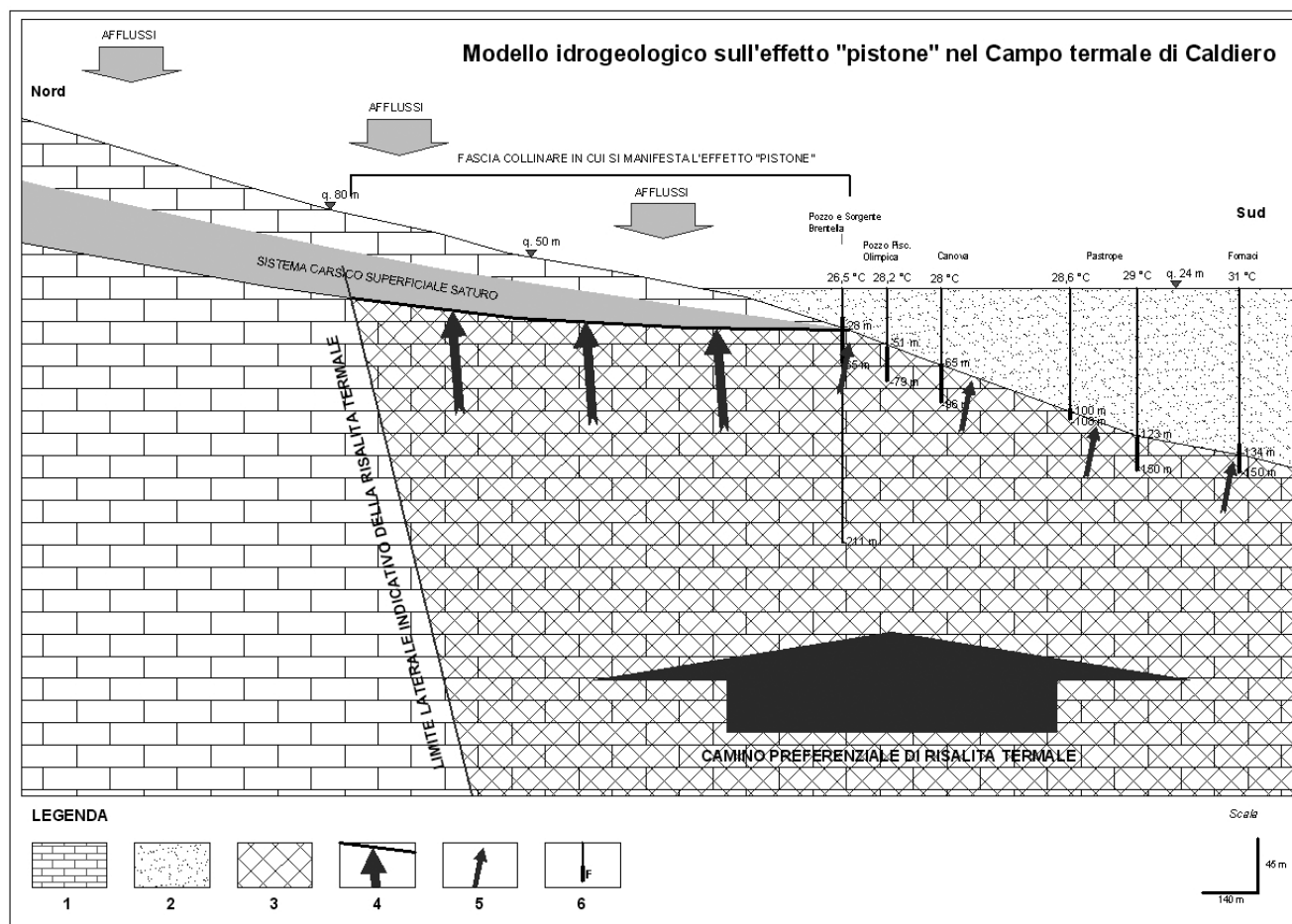


Fig. 5.19 – Modello idrogeologico relativo all'effetto "pistone" esercitato dalla zona di saturazione del sistema carsico superficiale sull'acquifero termale in risalita, la cui conseguenza comporta un aumento dell'artesianesimo a livello del substrato roccioso della pianura e quindi una maggiore portata termale presso i pozzi in roccia zampillanti. Nel caso di assenza di piogge o di scarsa piovosità nell'area pedemontana, invece, la risalita termale si diffonde liberamente nella zona vadosa del sistema carsico superficiale permettendo una più equa ripartizione dell'artesianesimo in tutto il campo termale (disegno E Castellaccio).

Legenda: 1) rocce pre-quaternarie prevalentemente carbonatiche; 2) depositi alluvionali della pianura; 3) cammino preferenziale di risalita del circuito idrotermale contenuto in roccia; 4) sovrappressione esercitata dall'acquifero saturo del sistema carsico superficiale sull'acquifero idrotermale (effetto "pistone"); 5) aumento indiretto del valore dell'artesianesimo presso i pozzi termali; 6) pozzo per acqua e suo tratto filtrante (F).

nonché il "cammino preferenziale di risalita termale" corrispondente al sottosuolo del Campo termale di Caldiero (Fig. 5.20/A).

L'ambito collinare è caratterizzato da una fitta rete di condotti carsici le cui porzioni inferiori tendono ad essere saturate sia dalle acque di circolazione vadosa provenienti dalla superficie durante gli afflussi meteorici prolungati e di significativa intensità, che da quelle di origine idrotermale provenienti dal basso. L'ambito di pianura si contraddistingue per la presenza di sedimenti alluvionali che nel complesso svolgono un'azione acquicludente nei confronti del sottostante acquifero idrotermale contenuto nel substrato roccioso fratturato. Le acque termali tendono pertanto a risalire spontaneamente fin oltre il piano di campagna laddove esistono particolari e favorevoli condizioni idrogeologiche (per esempio le sorgenti Brentella e Cavalla), oppure in corrispondenza a quei pozzi artesiani che presentano i filtranti direttamente in roccia.

Come detto, l'effetto "pistone" è esercitato dalla zona di satu-

razione del sistema carsico superficiale sull'acquifero termale in risalita, la cui conseguenza comporta un aumento dell'artesianesimo a livello del substrato roccioso della pianura e quindi una maggiore portata termale presso i pozzi in roccia zampillanti. La dimostrazione idraulica semplificata di tale fenomeno fa riferimento alla fig. 5.20/B in cui viene fornito un bilancio di volumi nell'unità di tempo: un volume d'acqua termale risale attraverso il "cammino preferenziale di risalita termale" alimentando, verso l'alto, sia il quantitativo idrico che va a diffondersi nel sistema carsico dell'area collinare che un certo volume d'acqua che viene drenato dai pozzi artesiani della di pianura (in realtà in questo ambito una quantità cospicua di acqua calda si diffonde spontaneamente soprattutto nei sedimenti porosi alluvionali).

Come può dedursi dalla Fig. 5.20/B, comparando tra loro le aree di spessore unitario, l'eguaglianza dei volumi porta alla scrittura della seguente semplice equazione:

$$a \times b = c \times d + e \times z$$

Considerando ora che il flusso idrico della risalita termale è soggetto sia ad una conduttività idraulica (k_a) che ad un gradiente idraulico (i_a) è possibile considerarne la sua velocità apparente di avanzamento (V_a) attraverso la nota legge di Darcy (1856):

$$V_a = k_a \times i_a$$

In regime di filtrazione lo spazio (a) della Fig. 5.20/B corrisponde al percorso fatto dall'acqua nell'unità di tempo e quindi alla sua velocità apparente di avanzamento (V_a).

Con un ragionamento analogo si può ritenere che lo spazio (c) percorso dall'acqua termale nel sistema carsico superficiale corrisponda alla sua locale velocità apparente di avanzamento (V_c) dovuta alla conduttività idraulica del mezzo (k_c) e al gradiente idraulico (i_c). Ne deriva che l'equazione sopra riportata può essere così riscritta:

$$k_a \times i_a \times b = (k_c \times i_c \times d) + e \times z$$

Durante il manifestarsi dell'effetto "pistone" è interessante constatare che, mentre rimane costante il flusso termale in risalita e quindi la sua velocità apparente (V_a), le principali grandezze che subiscono una variazione sono la conduttività idraulica (k_c) e la dimensione (z), tra loro con legge inversamente proporzionale.

L'effetto "pistone" determina per l'appunto una diminuzione della conduttività idraulica (k_c) del sistema carsico collinare le cui cause principali sono dovute al sopraggiungere delle acque fredde di origine locale e alla contestuale probabile circolazione di bolle d'aria che tende ad ostruire parte dei condotti.

Per garantire il bilanciamento dei volumi, alla diminuzione della conduttività idraulica (k_c) corrisponde pertanto un aumento della dimensione (z), ovvero un aumento del volume idrico drenato dai pozzi zampillanti come effettivamente si riscontra nell'ambito di pianura.

Le variazioni della portata zampillante sono però soprattutto dovuti all'interferenza esercitata dai numerosi pozzi in roccia dislocati nel vasto territorio a livello di Distretto che, a breve e a lungo termine, rappresentano la causa principale del decadimento dell'artesianesimo e quindi del valore della portata media spontanea presso tutti i pozzi, tra cui il pozzo Brentella.

Si è visto, infatti, che i minimi di portata estivi sono in genere condizionati dai prelievi esercitati da parte dei numerosi pozzi ad uso agricolo. A volte possono coesistere altre cause e un caso emblematico in tal senso risale agli anni 1998, 1999 e 2000, quando erano attive alcune derivazioni private a scopo agroirrigatorio nelle località Lendinara e Caldierino distanti circa 4 km dalle Antiche Terme di Giunone.

Nel corso di quelle attività vennero estratte, in maniera quasi continuativa, significative portate in roccia di circa 300 l/s, il cui effetto fu una generalizzata depressurizzazione dell'acquifero termale su tutto il vasto fronte del Distretto che determinò la progressiva riduzione della portata spontanea al pozzo Brentella. In quegli anni, il valore della portata media del mese di agosto si ridusse progressivamente fino a 4,8 l/s, per risalire poi ai valori normali nell'anno successivo (da gennaio 2001) quando le derivazioni fu-

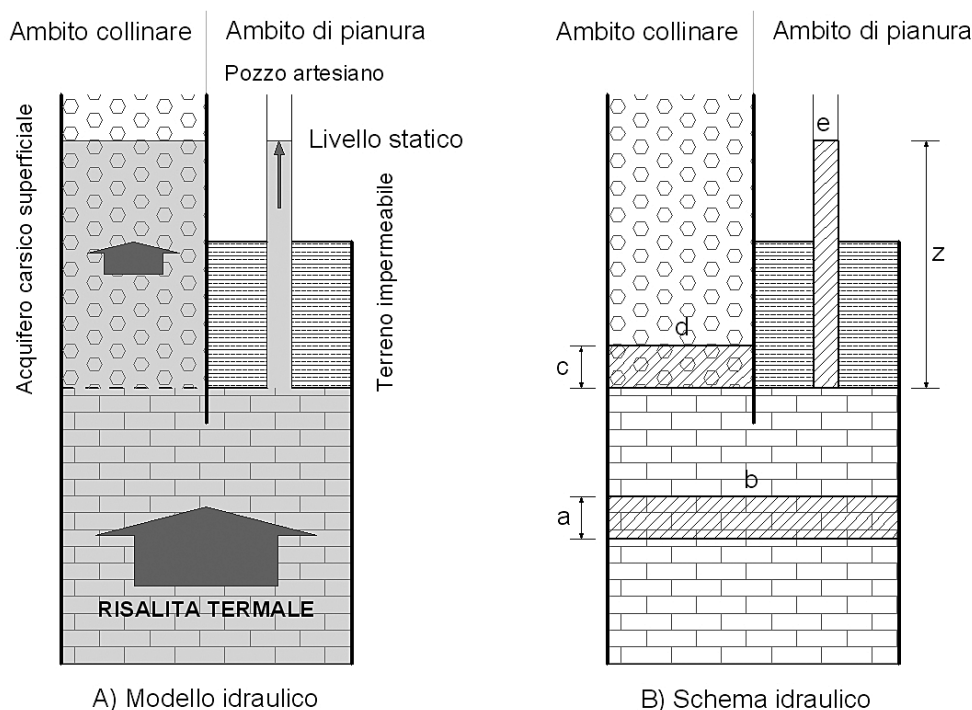


Fig. 5.20 – Modello e schema idraulico del sistema idrogeologico del Campo termale di Caldiero a dimostrazione dell'effetto "pistone" (disegno E. Castellaccio).

rono definitivamente chiuse verso la fine dell'anno 2000 (Tab. 5.2):

	1998 l/s	1999 l/s	2000 l/s	2001 l/s
GENNAIO	10,10	8,40	9,10	11,00
FEBBRAIO	9,43	8,20	8,78	11,34
MARZO	8,87	7,99	8,60	11,78
APRILE	8,82	8,21	7,60	12,90
MAGGIO	8,21	8,29	6,60	12,50
GIUGNO	7,57	8,04	5,80	12,00
LUGLIO	6,91	5,97	4,90	10,90
AGOSTO	5,37	5,45	4,80	10,40
SETTEMBRE	6,66	6,35	5,90	11,90
OTTOBRE	7,91	7,60	7,50	11,98
NOVEMBRE	8,44	8,47	8,57	12,30
DICEMBRE	8,48	8,90	9,60	12,20

Tabella 5.2 – Pozzo Brentella. Decadimento delle portate medie mensili degli anni 1998-1999-2000 (evidenziate in colore grigio) dovute ai forti emungimenti esercitati dalle agroittiche situate presso Lendinara e Caldierino. In quegli anni la portata si ridusse fino a presentare un valore inferiore al 40% rispetto a quello registrato dopo la chiusura degli impianti (elaborazione E. Castellaccio).

Il modello semplificato del bacino idrogeologico termale

Le osservazioni dirette dei deflussi che avvengono presso le Antiche Terme di Giunone, indicano una progressiva diminuzione dell'artesianesimo e della portata spontanea delle fonti termali storiche (Brentella e Cavalla) e una conseguente riduzione della portata zampillante presso il pozzo Brentella.

La diminuzione del valore dell'artesianesimo dell'acquifero termale riscontrata su tutto il fronte pedecollinare della pianura veronese orientale è sostanzialmente imputabile allo sviluppo incontrollato di numerose derivazioni idriche attuate attraverso pozzi che pescano direttamente in roccia. Ciò ha comportato un progressivo degrado di ordine idrogeologico, che nell'area Berico – Euganea a partire dagli anni '70 ha dato luogo ad una perdita di carico di circa 2,5 m annui, rendendo plausibile che anche l'area termale di Caldiero possa subire

una macroscopica riduzione dell'artesianesimo costringendo un domani ad effettuare i prelievi termali mediante pompe sommerse laddove, fino ad oggi, si sfrutta la naturale risalienza dell'acqua calda il cui livello tende spontaneamente a stabilizzarsi poco oltre il piano di campagna.

Da qui, l'appello agli Enti preposti a censire e regimare i prelievi in atto per preservare l'attuale grado di artesianesimo scongiurando, quindi, il prosciugamento delle storiche sorgenti Brentella e Cavalla.

A livello del fronte caldo pedecollinare del veronese orientale la produttività della risorsa termale si dimostra infatti insufficiente a sostenere forti emungimenti senza depressurizzare in modo significativo l'acquifero e ciò, come precedentemente riportato, si è reso evidente negli anni 1997 ÷ 2000, quando erano attive alcune derivazioni ad uso agroittico localizzate presso Lendinara e Caldierino.

Dal 1931 al 1998 la portata media totale delle due sorgenti storiche e del pozzo Brentella è diminuita di quasi 80 l/s, mentre una stima attendibile indica che i prelievi effettuati nello stesso periodo nelle zone immediatamente circostanti le Antiche Terme di Giunone sono aumentati di soli 25 l/sec. Mancherebbero pertanto al bilancio oltre 50 l/sec non più disponibili presso l'area termale, che andrebbero verosimilmente collegati agli emungimenti forzati effettuati mediante pozzi in roccia situati anche diversi chilometri di distanza dalle Antiche Terme di Giunone.

L'acquifero idrotermale emunto presso le Antiche Terme di Giunone fa parte di un circuito geotermico di estensione regionale contenuto nel substrato roccioso dal quale, nelle zone di scarica situate a ridosso della pianura, le acque calde tendono a diffondersi spontaneamente negli acquiferi artesiani e freatici contenuti nel materasso alluvionale, oppure a risalire velocemente in superficie originando le sorgenti Brentella e Cavalla. In relazione alla progressiva diminuzione dell'artesianesimo e delle portate in superficie riguardanti l'ultimo secolo è stato definito un modello grafico semplificato per evidenziare in che maniera avviene tale decadimento, mettendo in luce che le quantità estratte sono complessivamente superiori alla portata di ricarica del bacino idrotermale (Fig. 5.21).

In linea di massima è possibile rappresentare il bacino come un serbatoio in pressione in cui Q è la quantità di acqua che riceve nell'unità di tempo e D rappresenta le portate di deflusso rappresentate dalla somma della scarica naturale nella copertura alluvionale e degli emungimenti artificiali in roccia nelle zone di produzione (= potenzialità idrica).

		1931	1995	1998	1999	2010
Pozzo Brentella	Temperatura – °C	28	26,3	26,3	26,3	26,4
	Portata – l/s	28	10	8,06	7,65	14,42
Sorgente Brentella	Temperatura – °C	27	26,7	26,3	26,3	26,5
	Portata – l/s	34	7	6,5	5,2	2,0
Sorgente Cavalla	Temperatura – °C	26	26	26	26	26
	Portata – l/s	32	2	1,5	1,5	1,5
	Portata totale – l/s	94	19	16,21	14,35	17,92

Tabella 5.3 – Raffronto delle temperature e delle portate misurate presso le storiche sorgenti Brentella e Cavalla e al pozzo Brentella nel corso del periodo 1931 ÷ 2010, da cui si evidenzia un generale decadimento della portata spontanea con la tendenza ad una stabilizzazione dei valori negli ultimi 15 anni (elaborazione E. Castellaccio).

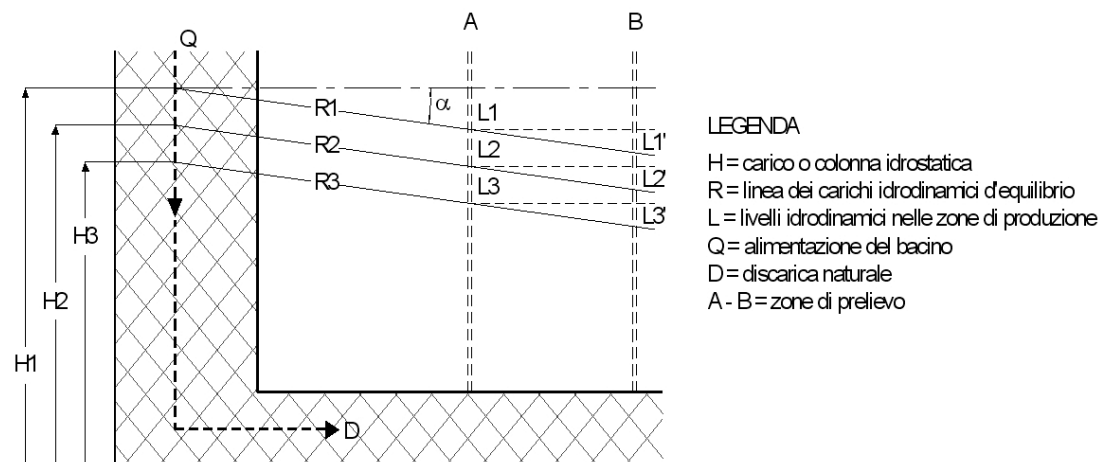


Fig. 5.21 – Modello analogico semplificato del bacino idrotermale, in cui si osserva l'evoluzione verso il basso della colonna dei livelli idrostatici nella condizione in cui la portata della discarica D (dispersione naturale + emungimenti artificiali) sia superiore alla portata di ricarica Q (Piccoli *et al.*, 1976, modificato).

Con uno sfruttamento adeguato, cioè con una portata globale di emungimento D minore di Q, i vari livelli di equilibrio dell'artesianesimo nelle varie zone del bacino si stabilizzerebbero in base al valore delle perdite di carico subite dall'acqua circolante nella roccia serbatoio il che, graficamente, si traduce in una inclinazione con angolo α della linea dei carichi idrodinamici. In questo caso, la quota dei livelli statici raggiunti dall'acqua rimarrebbero mediamente costanti o tutt'al più potrebbero variare con un certo sfasamento a seconda dei ritmi e delle intensità degli afflussi delle zone di ricarica.

Nelle condizioni di sfruttamento del bacino termale oltre le proprie possibilità, cioè con emungimenti D superiori alla ricarica Q, avviene che il carico H_1 si sposta verso H_2 con un conseguente movimento della retta dalla posizione R_1 alla posizione R_2 , con un angolo α pressoché costante. In pratica, procedendo per tempi lunghi in queste condizioni la retta dei carichi idrodinamici continuerà ad abbassarsi verso posizioni di equilibrio sempre più basse determinando macroscopici riduzioni del valore dell'artesianesimo nelle zone di prelievo, come effettivamente si osserva nell'area di Caldiero nel corso degli ultimi 100 anni.

Collegamenti idrogeologici ed interferenze

All'assetto idrogeologico dell'acquifero termale contenuto nel substrato roccioso viene attribuita un'elevata trasmissività e una circolazione dei fluidi caratterizzata da una serie di percorsi idrici preferenziali tra loro in mutuo collegamento idraulico. Ciò permetterebbe di spiegare alcuni fenomeni di interferenza osservati nell'ambito delle Antiche Terme di Giunone.

Il primo caso fa riferimento ad una data ben precisa, in cui il 16 aprile 1986, durante la costruzione del pozzo Olimpia, per la prima volta si constatò l'e-

sistenza di possibili condizioni critiche per le fonti termali storiche. Infatti, una volta raggiunta la quota di -51 m entro la compagine rocciosa (Calcarei a Nummuliti), si verificò un'improvvisa "eruzione" di acqua termale ($t = 28,2^\circ\text{C}$) che subito si stabilizzò a livello del piano campagna con una portata spontanea di circa $40 \div 50$ l/s. Nel lasso di tempo di poche decine di minuti corrispose un'allarmante e drastica riduzione della portata al pozzo Brentella e le sorgenti Brentella e Cavalla, distanti dal pozzo Olimpia circa 180 m, diminuirono la loro portata a soli 0,5 l/sec. Dopo un primo momento di sorpresa si constatò, con grande soddisfazione dei presenti che, chiudendo la mandata del pozzo Olimpia, si potevano ripristinare le portate originarie delle antiche derivazioni termali (pozzo Brentella e sorgenti).

Attualmente il valore di portata del pozzo Brentella, variabile tra i 7 e 15 l/sec, dipende dall'entità degli emungimenti esercitati dal pozzo Olimpia e in particolare, si osserva che la derivazione da tale pozzo, tuttora sottrae circa il 50% dell'acqua fuoriuscente dall'antico pozzo Brentella.

Pertanto, tra i pozzi e le sorgenti delle Antiche Terme di Giunone esiste un collegamento idrogeologico a livello del substrato roccioso, ovvero, il pozzo Olimpia, intercettando la stessa via di risalita termale che alimenta le fonti storiche, pare che ne regoli il deflusso. Sembra, inoltre, che gli stessi fenomeni di interferenza idraulica sopra ricordati si siano verificati anche per i pozzi termali presenti presso la vicina contrada Canova (distante circa 200 m verso Sud) in cui, durante la costruzione del pozzo Olimpia, si

è assistito anche lì ad una diminuzione della portata di circa il 50% rispetto alla condizione precedente.

Un secondo esempio che documenta ancora l'elevata trasmissività dell'acquifero termale e nello stesso tempo rende evidente l'esistenza di una limitata disponibilità idrica a livello di Distretto, fa riferimento al già citato caso di interferenza idrogeologica causato dai forti prelievi esercitati dalle agroittiche situate presso Lendinara e Caldierino. Anche in questo caso è possibile riconoscere una chiara correlazione tra causa ed effetto, nel senso che quando le derivazioni private furono chiuse si constatò, presso il pozzo Brentella, un veloce ripristino della portata fino ai valori normali (Tab. 5.2).

In definitiva, si può ritenere che la disponibilità idrica a livello di Distretto termale sia alquanto modesta, ovvero è prevedibile che nell'area circostante le Antiche Terme di Giunone siano già sufficienti prelievi idrici dal substrato roccioso prossimi a $40 \div 50$ l/sec complessivi, per far deprimere il grado di artesianesimo così da determinare una drastica riduzione della portata dei pozzi termali e delle sorgenti Brentella e Cavalla.

Il generale decadimento dell'artesianesimo del-

l'acquifero termale è sostanzialmente imputabile alle numerose e diffuse derivazioni idriche che pescano in roccia dislocate nell'ampio territorio della pianura veronese orientale. Pertanto, volendo salvaguardare tale risorsa preservandone l'attuale grado di artesianesimo, sarebbe necessario attuare adeguati provvedimenti normativi come ad esempio porre delle limitazioni agli emungimenti, imponendo l'uso degli acquiferi alluvionali per soli scopi agricoli, domestici ed industriali, riservando il prelievo dal substrato roccioso alle sole derivazioni utilizzate ai fini termali (balneoterapici e scambio termico).

5.2 Il "campo termale di S. Ambrogio – Domegliara – Pescantina"

(Enrico Castellaccio, Davide Dal Degan)

Tale campo termale appartiene al Distretto termale della pianura settentrionale e, in particolare, è sviluppato nell'ambito dell'unità geomorfologica dell'Alta pianura veronese di origine fluvioglaciale formata dalla sovrapposizione di una serie di grandi conoidi alluvionali con l'apice verso la zona di Rivoli Veronese.



Fig. 5.22 – Panorama della pianura di Pescantina, Domegliara e di S. Ambrogio di V.la (foto E. Castellaccio).



Fig. 5.23 – Produzione di acqua calda alla temperatura di 46 °C presso Domegliara (foto E. Castellaccio).

Il sottosuolo di tale area è costituito in grandissima prevalenza da materiali sciolti grossolani ghiaioso-sabbiosi, dello spessore accertato superiore a 200 m, depositati in larga misura dagli antichi scaricatori glaciali antistanti gli apparati morenici del Garda e di Rivoli Veronese e in subordine dal Fiume Adige (Sorbini *et al.*, 1984; Antonelli *et al.*, 1990; Dal Prà *et al.*, 1991). Tale complesso di sedimenti alluvionali appoggia su un substrato calcareo che si trova in continuità litologica con le rocce affioranti nella fascia collinare, di cui il colle Montindon ne costituisce le propaggini meridionali e isolate nell'ambito della pianura.

Il Campo termale di S. Ambrogio – Domegliara – Pescantina è caratterizzato dalla presenza di acque calde provenienti dal substrato roccioso che localmente stazionano nei sedimenti ghiaiosi e sabbiosi della pianura, senza mai tuttavia raggiungere spontaneamente la superficie. Le aree di maggiore termalismo si rilevano nell'intorno del rilievo isolato del colle Montindon e nell'area che prosegue verso le frazioni di Domegliara e Ospedaletto, fino all'ampia pianura dell'Adige denominata "Il Campagnon".

Notizie concrete sull'esistenza delle acque calde in questo territorio, e di tutto il Distretto termale della pianura settentrionale risalgono alla fine del 1700, quando nel corso della realizzazione di un pozzo per acqua nella proprietà Rovereti-Zurla, vennero alla luce acque termali alla temperatura di circa 40 °C.

Da allora, le numerose perforazioni eseguite per l'approvvigionamento idrico hanno evidenziato e circoscritto un'ampia superficie in cui rinvenire acque calde, le cui temperature più alte sono comprese tra 36 e 46 °C, con una salinità fino a poco superiore a 1,1 g/l.

L'acquifero termale presente all'interno del substrato roccioso è dotato di un certo artesianesimo che tende a far risalire la colonna d'acqua nei pozzi fino a -50 e -90 m dalla superficie, mantenendo comunque i livelli statici sempre al di sotto del piano di campagna.

Esternamente all'area più termalizzata, nel vasto territorio di pianura compreso tra le frazioni di Pon-



Fig. 5.24 – Recente immagine di Villa Rovereti-Zurla presso la quale si trova il pozzo termale realizzato alla fine del 1700 (foto E. Castellaccio).

ton, S. Lucia e Pescantina, le acque calde presentano valori generalmente inferiori ai 20 °C ed esse vengono emunte attraverso pozzi infissi nei sedimenti alluvionali atesini.

5.2.1 Cenni storici sulla scoperta dell'acqua termale presso Domegliara

Le conoscenze sui fenomeni termali della zona di Domegliara sono relativamente recenti e risalgono alla fine del 1700, sebbene prima di allora esistessero già alcuni indizi di natura ambientale quali la presenza stagionale di vapore nella pianura del "Campagnon" in cui si vedeva la terra "fumare" (da qui il toponimo "fossa Fumara") che, ad un "occhio esperto" potevano far prevedere l'esistenza nel sottosuolo di acque calde.

Attraverso un interessante resoconto pubblicato da Curi (1993) è possibile ripercorrere gli eventi che portarono, per la prima volta, alla scoperta dell'acqua calda a Domegliara e in particolare nei terreni di proprietà del Conte Rovereti, in cui furono misurate temperature comprese tra i 35 e i 42 °C (Fig. 5.24).

La scoperta dell'acqua termale può essere ricondotta all'anno 1793 per merito di tale Pennet, un giovane sensitivo (rabbdomante) in grado di percepire e definire i materiali sotterranei in base ai diversi effetti che si osservavano sul suo organismo. A quel tempo il conte Rovereti, oltre a restaurare la sua villa di Domegliara era alla ricerca di un approvvigionamento idrico che consentisse un'irrigazione continua del fondo e a tal proposito, l'occasione volle che il giovane Pennet poté indicare al conte l'esistenza nel sottosuolo, ricadente nella sua proprietà, di una "sorgente alla profondità di 181 piedi che poteva fornire più pollici di acqua". Lo stesso Pennet avvertì, tuttavia, che sarebbe stato probabile che l'acqua ritrovata "fosse di natura calda e minerale".

Nonostante tali presupposti poco favorevoli (rilevante profondità di scavo, elevati costi per il lavoro, qualità dell'acqua non particolarmente favorevole ai fini agricoli) nel nome di un'immensa fiducia verso il rabbdomante, nell'anno 1794 il conte Rovereti iniziò l'escavazione del pozzo che durò quattro anni.

La cronaca dell'epoca narrava: "Verso il 1793 Pennet indicò una sorgente nel paese della Valpolicella detto di Do-mejara, posto sulla strada che da Verona porta a Volargne, e sul terreno di proprietà del Conte Roveretti. Ne fu indicata la profondità a 181 piedi, e

valutatone il volume a più pollici d'acqua. Ma altresì venne fino d'allora annunciato solennemente, siccome provenendo cotal sorgente da' monti Piritiferi, situati a poche miglia di là, dalla parte del Nord-ovest, (dove infatti dietro tali indicazioni venne tracciata e seguita dal Minerografo), sarebbe stato possibile, ed anzi probabile, che l'acqua quivi indicata, fosse di natura calda e minerale; quindi mal propria agli usi contemplati dal proprietario del fondo. Ma ciò nonostante si fatta predizione, che era appoggiata agli esempi d'altre acque termali, in simigliante modo indicate; non ostante l'enorme profondità della fonte, la verificazione della quale non si potea conseguire che con grandissima spesa, l'estremo uopo in che era quella Terra di acqua, e la molta fede che si aveva in Pennet, fecero sì che si intraprendessero, nel corso del seguente anno, l'escavazione; dopo di aver però reiterate per più riprese le indicazioni e commensurazioni dello Idrografo, le quali si sono sempre riconosciute uniformi".

Ci si accingeva quindi a scavare un pozzo di circa 60 m di profondità la cui acqua poteva anche non essere utilizzabile per scopi agricoli. Proseguiva la cronaca: "Le penose difficoltà e i pericoli, che si affacciarono nell'atto del lavoro, non rallentarono l'ardore dell'operazione, la quale, comeché interrotta più volte nel corso di 4 anni, stanti i furori della guerra quivi pur guerreggiata, fu riassunta e condotta fino al punto di 18 o 20 piedi al di sopra dell'indicato fondo. Allor da codesto centro s'è sprigionato un così ardente calore, con qualche esalazione mefitica, che ha resa più malagevole l'escavazione, per mezzo un banco di dura pietra. Finalmente alla profondità di circa 178 piedi, ha cominciato l'acqua, innalzandosi, a farsi strada tra le fenditure della roccia; cosicché affluendo in seguito più abbondante, mancarono i mezzi capaci di estrarla e fu duopo rinunziare ad altri 4 o 5 piedi di scavamento, quanti ancor ne rimane per arrivare al corpo della sorgente. Senza dire che questa offre tutti gli indizi di essere abbondantissima, qualmente fu presagito, l'estrazione dell'acqua, che di continuo se ne fa fatica, non reca alcuna diminuzione al volume di 9 o 10 piedi, che essa occupa nell'affondamento del pozzo".

Il pozzo di Villa Rovereti fu concluso nel 1797 dopo lunghi scavi e sull'acqua il Pennet disse: "Codest'acqua, ch'è di tersissima limpidezza, s'è trovata del calore corrispondente ai gradi 32 di Reaumur, anche estratta dal pozzo, entro del quale si osserva un continuo bollicamento. Ell'è altresì in leggier grado minerale, e gassosa; ma esposta all'aria per poche ore, perde la mineralità col calore, e divien acqua potabile per tutti i Viventi. Gli

usi medicinali, cui potrà per avventura servire, verranno dati a conoscere col mezzo delle analisi”.

Le analisi chimiche e fisiche sull'acqua termale vennero condotte già da subito, sebbene le prime a passare alla storia furono eseguite nel 1820 ca. dal naturalista veronese Ciro Pollini che scrisse: *«La trasparenza, il colore, l'odore, il sapore sono ugualissimi a què dell'acqua comune di sorgente. Conservata per più giorni rimase trasparentissima e non diede deposito»*; non poteva avere caratteristiche uguali all'acqua comune visto che *«...esposta al fuoco prese a bollire due minuti prima dell'acqua distillata»*. Le analisi dimostrarono che, su 100 grani di residuo secco, 70 erano di solfato e 30 di cloruro di magnesio. Il Pollini esclude che un'acqua così povera di sali potesse arrecare beneficio all'organismo e le attribuì alcune guarigioni verificatisi, anche per gli effetti della temperatura. Lo stesso naturalista si spinse a ritenere le acque di Domegliara di origine vulcanica ed inoltre riferì un

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

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



Fig. 5.25 – La pianura di S. Ambrogio di Valpolicella, Domegliara e Pescantina, con il rilievo isolato del colle Montindon (foto E. Castellaccio).

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

Nel 1936, Giovanni Bragagnolo analizzò le acque di Villa Zurla da cui ritenne che il chimismo di tale acque le renda più simili a quelle di Caldiero che non a quelle di Sirmione, anche sotto il profilo dell'origine tettonica.

5.2.2 Considerazioni generali sull'idrogeologia dell'alta pianura veronese

Nell'alta pianura veronese è stato dimostrato che l'alimentazione della falda acquifera indifferenziata in essa contenuta, avviene con modalità differenti rispetto ad altre aree Venete quali il bacino dell'Astico, del Brenta e del Piave.

Infatti, mentre nella zona trevigiana e vicentina si riscontra una diretta alimentazione delle acque sotterranee in corrispondenza ai tratti di alveo disperdenti del corso d'acqua principale che ne attraversa le pianure, nell'alta pianura veronese è stata accertata l'esistenza di una cospicua alimentazione idrica sotterranea, del tutto svincolata dall'attuale corso dell'Adige, proveniente sia dal complesso morenico che dai rilievi lessinei (Antonelli *et al.*, 1994).

In alcuni studi effettuati precedentemente da Antonelli *et al.* (1994) tuttavia, viene risaltata una certa interdipendenza tra il regime del corso d'acqua e quello della falda acquifera monostrato d'alta pianura (Dal Prà e Antonelli, 1977; Dal Prà *et al.*, 1991). Tale apparente contraddizione trova una logica spiegazione a seguito della presenza, nel sottosuolo, di un paleoalveo atesino che da Rivoli Veronese si immette nella pianura del "Campagnon", ossia all'apice del conoide dell'alta pianura veronese, da cui proviene una cospicua alimentazione idrica sotterranea preferenziale stimata in una decina di m^3/s .

In generale, quindi, l'attività fluvio-glaciale e fluviale antica ha contribuito in modo determinante all'assetto idrogeologico dell'attuale pianura. Ad esempio, Antonelli e Stefanini (1982), hanno evidenziato che la disposizione dell'asse dei conoidi sabbio-ghiaiosi dell'alta pianura è rivolto secondo un andamento Est - Ovest e non sulla direttrice Nord - Sud corrispondente all'attuale corso dell'Adige, indicando una continuità fisica dei materiali più permeabili che formano la pianura con quelli degli apparati

morenici del Garda e di Rivoli Veronese, da cui provengono.

All'alimentazione della falda acquifera dell'alta pianura veronese contribuiscono, in modo non secondario, anche le acque provenienti dai Lessini, sia attraverso le falde alluvionali contenute nelle valli principali (valli di Fumane, Marano, Negrar) che la dispersione da parte dei sistemi carsici contenuti nelle compagini carbonatiche dei rilievi collinari (Antonelli *et al.*, 1991). Ad esse si sommano le infiltrazioni delle acque irrigue il cui valore viene stimato in circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$ come valore medio annuo (Dal Prà *et al.*, 1991).

In definitiva, si può ritenere che la disponibilità idrica sotterranea dalle cerchie moreniche e dai rilievi lessinei costituisca la potente ricarica dell'alta pianura veronese da cui si alimentano a loro volta gli acquiferi della media e bassa pianura.

Da un'analisi quantitativa sul bilancio idrologico condotta da Antonelli e Stefanini (1982) e da Dal Prà *et al.* (1991) si evince che il deflusso sotterraneo che alimenta le aree apicali del conoide dell'Adige viene stimato in $10 \text{ m}^3/\text{s}$, mentre il contributo delle locali piogge ammonta a $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ e quello dell'irrigazione è valutato in $1 \text{ m}^3/\text{s}$. D'altra parte, la fuoriuscita dell'acqua dai fontanili, che fanno da transizione tra l'alta e la media pianura veronese, viene stimata in $12 \text{ m}^3/\text{s}$, cui si somma il prelievo idrico da parte dei soli pozzi per acqua situati in destra Adige per un valore superiore a $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

5.2.3 Caratteristiche idrogeologiche del Campo termale

La zona di pianura, compresa tra Domegliara e Pescantina, appartiene all'unità geomorfologica del veronese denominata "piano di divagazione dell'Adige" (Sorbini *et al.*, 1984). L'analisi delle stratigrafie e dei dati idraulici dei pozzi per acqua evidenzia la presenza di un acquifero libero di grande produttività che si sviluppa in un orizzonte ghiaioso atesino dallo spessore variabile compreso tra 50 fino ad oltre 200 m. In alcune perforazioni tale materasso fluviale-fluvio-glaciale mostra la presenza di livelli cementati (conglomerati) disposti a varie quote, sebbene la loro maggiore frequenza sia localizzata nella fascia di oscillazione della falda freatica compresa tra -50 e -70 m dal piano di campagna.

Nell'ambito del materasso alluvionale sono rare le stratificazioni d'argilla, il cui spessore massimo è

compreso tra i 2 e 3 m, mentre la potenza di tali materiali aumenta fino a 10 – 15 m nell'immediato contatto con il substrato roccioso.

A Sud del colle Montindon e verso il Campagnon, l'andamento del substrato roccioso sembra individuare una dorsale sepolta che grossomodo si sviluppa tra le località Fossa Fumara e Ospedaletto, entro la quale i pozzi rinvenivano le acque più calde di tutto il campo termale. In quest'area i litotipi del substrato riguardano le formazioni carbonatiche mesozoiche (formazioni della Scaglia rossa e della Maiolica) le cui compagini, nell'ambito dell'assetto monoclinale inclinato verso Sud, si presentano fagliate e variamente dislocate secondo un modello ad horst e graben. Le profondità del fondo roccioso variano tra circa -50 e -130 m (Fig. 5.26).

A settentrione e a meridione di tale ambito, il substrato roccioso tende rapidamente ad approfondirsi fino ad oltre 200 m di profondità.

La zona di pianura tra Domegliara e Pescantina è soprattutto sede di importanti attività agricole per la produzione di pesche e kiwi e la maggior parte dei pozzi esistenti assolvono congiuntamente lo scopo irriguo e di antibrina, sfruttando l'elevata potenzialità idrica dell'acquifero freatico alluvionale e la sua anomalia termica generalmente compresa tra 20 e 46 °C.

I forti prelievi idrici esercitati mediante pompe sommerse (elettriche e meccaniche) sono generalmente concentrati in alcuni mesi dell'anno e variano tra i 25 e i 100 l/s, a cui si accompagnano abbassamenti dinamici abbastanza contenuti, compresi tra pochi metri fino ad una trentina di metri, con portate specifiche che raggiungono i 3 ÷ 4 l/s.

Un accenno interessante, merita di essere rivolto anche alle condizioni idrogeologiche della pianura retrostante il colle isolato del Montindon, compresa tra il colle stesso e il paese di S. Ambrogio di V.la.

Il substrato roccioso carbonatico di tale pianura si

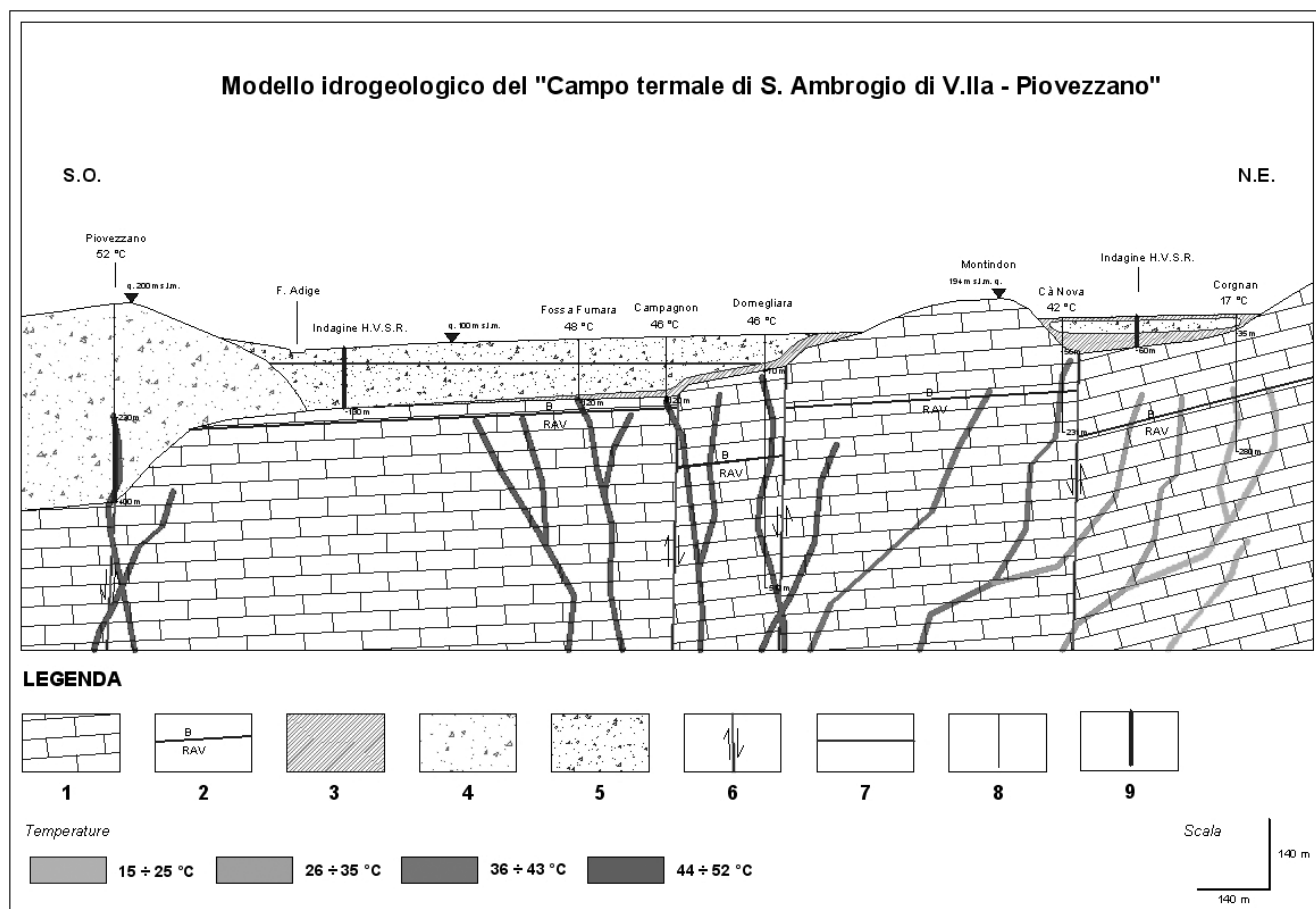


Fig. 5.26 – Modello idrogeologico del Campo termale di S. Ambrogio di V.la – Piovezzano (disegno E. Castellaccio).

Legenda: 1) rocce lapidee carbonatiche; 2) limite litologico tra Maiolica (B) e Rosso Ammonitico Veronese (RAV); 3) argille prevalenti; 4) depositi morenici del Garda; 5) ghiaie con sabbia prevalenti, di origine atesina; 6) linea di faglia e suo movimento relativo; 7) superficie freatica; 8) pozzo per acqua; 9) indagine sismica HVSR.



Fig. 5.27 – Pozzo ad uso irriguo ed antibrina di pertinenza alle piantagioni di kiwi nella pianura del “Campagnon”. La notevole portata di emungimento (circa 80 l/s) viene assicurata da una pompa meccanica azionata con motore diesel (foto E. Castellaccio).

trova ad una sessantina di metri di profondità ed appartiene ad una dorsale collinare sepolta che dalla propaggine di S. Giorgio si continua fino al colle Montindon e prosegue in profondità nel sottosuolo di località Campagnon. Lateralmente, verso Est ed Ovest, il fondo roccioso tende rapidamente ad approfondirsi fino a valori accertati di oltre 180 m di profondità (Fig. 5.29).

Al di sopra del fondo roccioso, con una debole interposizione di sedimenti argillo-limosi di origine locale, esiste un esteso deposito di alluvioni fluvio-glaciali grossolane atesine dello spessore di circa 25 m che presenta la particolarità di essere sospeso sulla pianura di Domegliara e di non possedere alcuna falda acquifera apprezzabile.

La sua singolarità geologica è dettata anche dal fatto di potersi correlare alle porzioni più antiche del “conoide dell’Adige” che si sviluppa maggiormente verso Sud e di essersi formato, almeno nella sua parte superficiale, nel Würm recente (Habbe, 1969; Sorbini *et al.*, 1984). Si tratterebbe pertanto di un relitto della pianura sandur antistante alle cerchie più esterne degli anfiteatri morenici del Garda e di Rivoli Veronese la cui età, verosimilmente potreb-

be cadere in un arco di tempo compreso tra i 35.000 ± 2.500 anni B.P. e i 18.870 ± 300 anni B.P. (Sorbini *et al.*, 1984; Meneghel *et al.*, 1989).

5.2.4 La profondità della falda freatica

Nell’ambito della vasta pianura compresa tra Domegliara e Pescantina è stato possibile effettuare la misura dei livelli statici presso una cinquantina di pozzi per acqua, integrando, in tal modo, le conoscenze sulla profondità del livello freatico e sulle direzioni di deflusso della falda sotterranea dell’alta pianura veronese.

Attraverso i valori disponibili, derivanti da misure effettuate durante il corso di alcuni anni, si è potuta elaborare la carta delle isofreatiche riportata in Fig. 5.30 che conferma i dati sullo scorrimento della falda freatica riportati nel lavoro di Antonelli *et al.* (1994).

Dall’esame delle curve isofreatiche si nota che la profondità del livello acquifero varia tra i 60 e i 50 m s.l.m., localizzandosi tra circa -50 e -70 m dal p.c. in corrispondenza della pianura compresa tra le località Campagnon, Fossa Fumara e Ospedaletto. La direzione dei deflussi è orientata verso Sud e Sud-

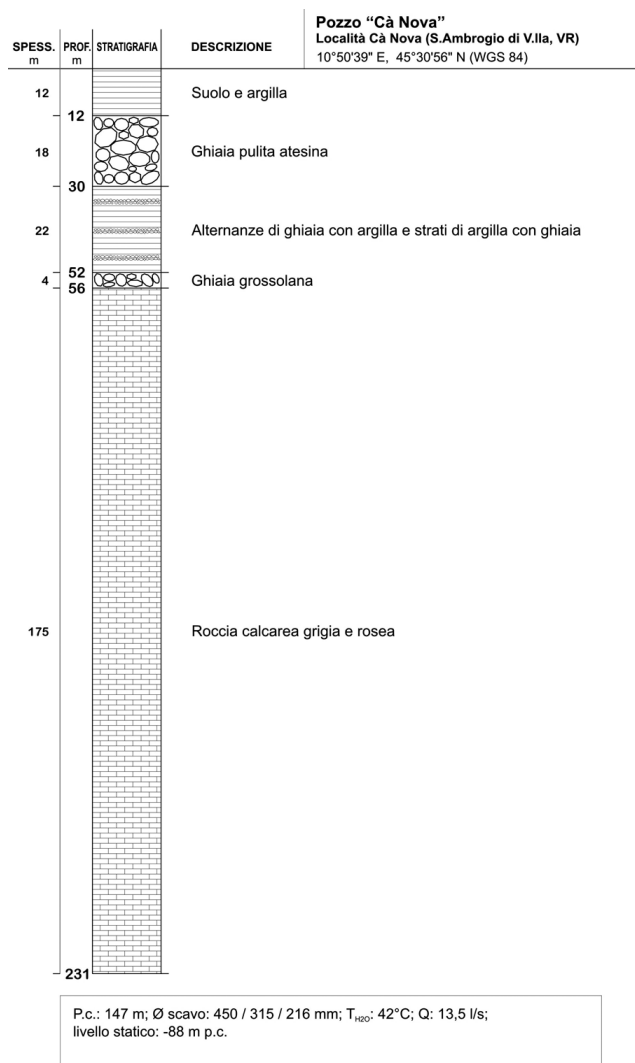


Fig. 5.28 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo “Cà Nova” (disegno S. Zannotti).

Est e sembra risentire degli influssi derivanti dai Monti Lessini.

Durante le campagne di misura è stato possibile riscontrare che i livelli statici delle acque termalizzate non influiscono sull'andamento del deflusso generale, ma si correlano con la superficie dell'acquifero freddo.

5.2.5 La presenza termale

Nel Campo termale di S. Ambrogio – Domegliara – Pescantina le aree di maggiore termalismo si rilevano nell'intorno del rilievo isolato del colle Montindon e nella zona che prosegue verso le frazioni di Domegliara e Ospedaletto, fino all'ampia pianura dell'Adige denominata “Il Campagnon”. In questa fascia le temperature più alte sono comprese tra 36 e 46 °C.

Attraverso l'esame della temperatura dei numerosi pozzi per acqua individuati nella zona (una cinquantina) è stata tentata la suddivisione del territorio in aree isoterme, entro le quali esistono pozzi a profondità disomogenee, nel complesso variabili tra 70 e 510 m, e caratterizzati da livelli di pesca talora variabili e con filtri a volte disposti a quote diverse all'interno della stessa colonna. Tali condizioni di emungimento, che nella pianura tendono a sfruttare principalmente l'acquifero freatico, rendono possibili fenomeni di mescolanze tra acque dotate di temperature diverse. Da ciò, ne deriva che per alcune aree presenti in Fig. 5.31 la temperatura indicata potrebbe non corrispondere a quella presente a livello del substrato roccioso ma essere di norma inferiore.

L'analisi della temperatura dei pozzi che pescano direttamente dal substrato roccioso o in prossimità dello stesso, rende plausibile l'esistenza di risalite termali confinate all'interno di condotti termali dotati di temperature diverse. Secondo tale modello, come rappresentato nel profilo idrogeologico di Fig. 5.26, sembra plausibile che le risalite termali dotate di più alta temperatura (44 ÷ 52 °C) siano concentrate nel sottosuolo appartenente alla dorsale sepolta compresa tra il Montindon e Piovezzano, in cui le venute ascensionali dei fluidi sarebbero guidate dalle fratturazioni attive presenti nell'ambito della compagine rocciosa (cfr. paragrafi 2.4 e 3.4).

All'interno della compagine rocciosa fratturata, la direzione di deflusso dei fluidi più termalizzati va prevalentemente dal basso verso l'alto mentre, quella relativa alle zone vicine, in cui le acque rinvenute si presentano via via meno calde, sarebbe caratterizzata da percorsi ipogei anche suborizzontali.

I fluidi termali, una volta risaliti dal substrato roccioso, tendono ad immettersi nei depositi alluvionali permeabili della pianura, mescolandosi con le acque fredde locali, modificandone in tal modo il valore della temperatura e del chimismo. Ciò darebbe una spiegazione alle anomalie termiche proprie delle acque emunte nel vasto territorio compreso tra S. Ambrogio di V.lla, S. Pietro in Cariano e Pescantina in cui, per tale area, i valori termici sono compresi entro i 15 ÷ 25 °C.

5.2.6 Alcuni dati sulle condizioni di inquinamento delle acque

Le condizioni qualitative dell'acqua di falda nel territorio compreso tra S. Ambrogio di Valpolicella

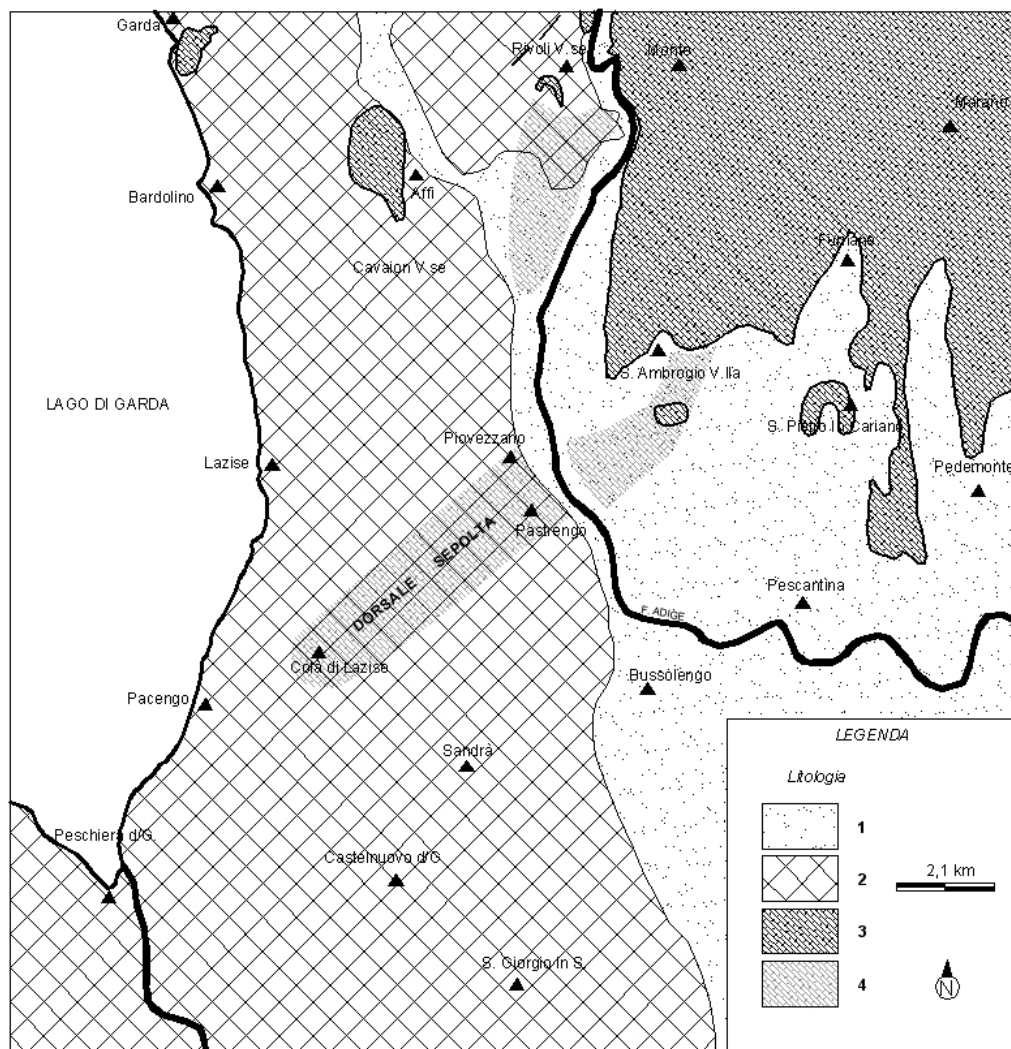


Fig. 5.29 – Indicazione della presenza delle dorsali sepolte nell'ambito del Distretto termale della pianura settentrionale, tra S. Ambrogio di V.lla, Pastrengo e Colà di Lazise (disegno E. Castellaccio).

Legenda: 1) depositi alluvionali e fluvioglaciali; 2) anfitratti morenici del Garda e di Rivoli V.se; 3) affioramenti rocciosi dei rilievi collinari e montuosi; 4) dorsale sepolta.

e Pescantina in generale risultano soddisfacenti, sebbene esistano locali situazioni di inquinamento che possono essere ricondotte alle attività agricole-zootecniche e artigianali-industriali svolte sullo stesso territorio e nelle aree vicinali, da cui provengono eccessi di nitrati e la presenza di TOCL (total-organoalogenati).

Nell'area esaminata le maggiori concentrazioni di nitrati, che raggiungono anche valori compresi tra 60 e 90 mg/l, sono per lo più localizzate in vicinanza al margine collinare (zona S. Ambrogio di Valpolicella) e in subordine nella bassa pianura di Fumane.

I TOCL costituiscono una categoria di sostanze di sintesi usate come solventi in numerosi tipi di in-

dustrie. Come si è avuto modo di verificare presso una quindicina di punti di misura variamente dislocati, le concentrazioni dei TOCL si mantengono nell'ordine di qualche $\mu\text{g/l}$, quando il valore limite di legge è di 30 $\mu\text{g/l}$ ed il valore guida pari a 1 $\mu\text{g/l}$.

In analogia al Campo termale di Caldiero (cfr. paragrafo 5.1.8), la diffusione delle acque termali nel locale acquifero freatico determina condizioni di abbattimento delle concentrazioni chimiche degli elementi inquinanti.

Infatti, in prossimità dei pozzi più caldi si riscontrano minori valori di nitrati e di TOCL rispetto alla condizione chimica standard ad indicare, anche in questo caso, l'esistenza di fenomeni di mescolanza

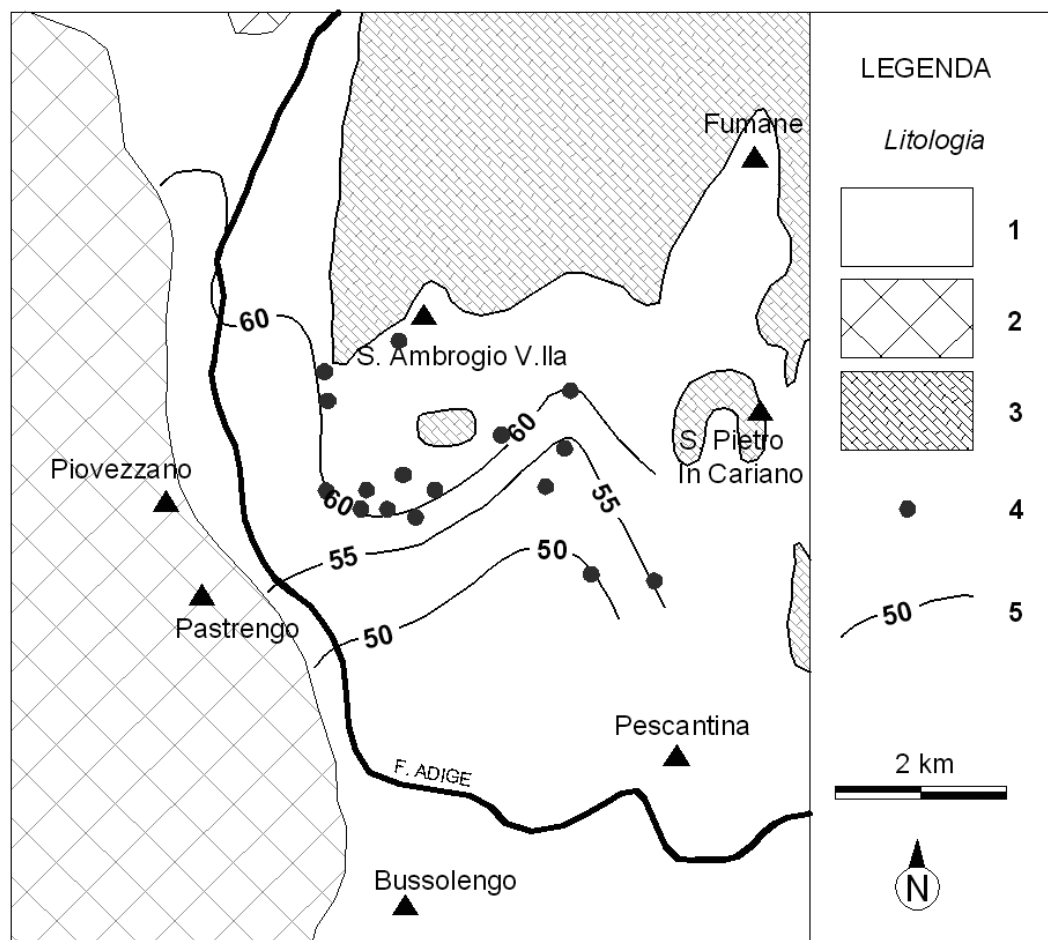


Fig. 5.30 – Carta delle isofreatiche dell’alta pianura veronese compresa tra S. Ambrogio di V.la, Domegliara e Pescantina (disegno E. Castellaccio).

Legenda: 1) depositi alluvionali e fluvioglaciali; 2) anfiteatri morenici del Garda e di Rivoli V.se; 3) affioramenti rocciosi dei rilievi collinari e montuosi; 4) linea isofreatica in metri s.l.m.; 5) pozzo per acqua principale.

idrica tra le acque fredde locali e i fluidi termali in risalita. D’altra parte, in corrispondenza dei pozzi meno caldi o freddi ($t < 15\text{ }^{\circ}\text{C}$) si evidenzia l’aumento degli stessi parametri, le cui concentrazioni tendono a correlarsi a quelle delle acque più superficiali di origine locale.

5.3 I campi termali dell’area morenica: Piovezzano e Colà di Lazise

(Enrico Castellaccio)

Dal punto di vista geologico, l’area morenica presenta particolari caratteri stratigrafici derivanti da una serie di fenomeni geomorfologici sviluppatasi durante le fasi glaciali ed interglaciali pleistoceniche che ne hanno condizionato profondamente l’assetto idrogeologico. Infatti, dai processi deposizionali di tipo

glaciale s.s., derivano i materiali morenici del sottosuolo, eterogenei per porosità e permeabilità, che risultano generalmente massivi o con scarsa stratificazione e dotati di un’abbondante percentuale di argilla e limo. Ad essi seguono intercalazioni più o meno potenti di ghiaie ciottolose che sono riconducibili alle dinamiche fluviali e fluvioglaciali e talora, livelli sabbioso-argillosi spesso dotati di sostanza organica (torbe) riconducibili, invece, ad ambienti di bassa energia o di ristagno idrico (laghetti intramorenici).

L’esistenza delle complesse ed eterogenee condizioni stratigrafiche, connesse con la costruzione del grande apparato morenico, rendono quindi possibile la presenza di idrostrutture molto diverse tra loro, spesso non correlabili ed imprevedibili. Si individuano, infatti, acquiferi sospesi superficiali di scarsa – media potenzialità, falde confinate o semiconfinare

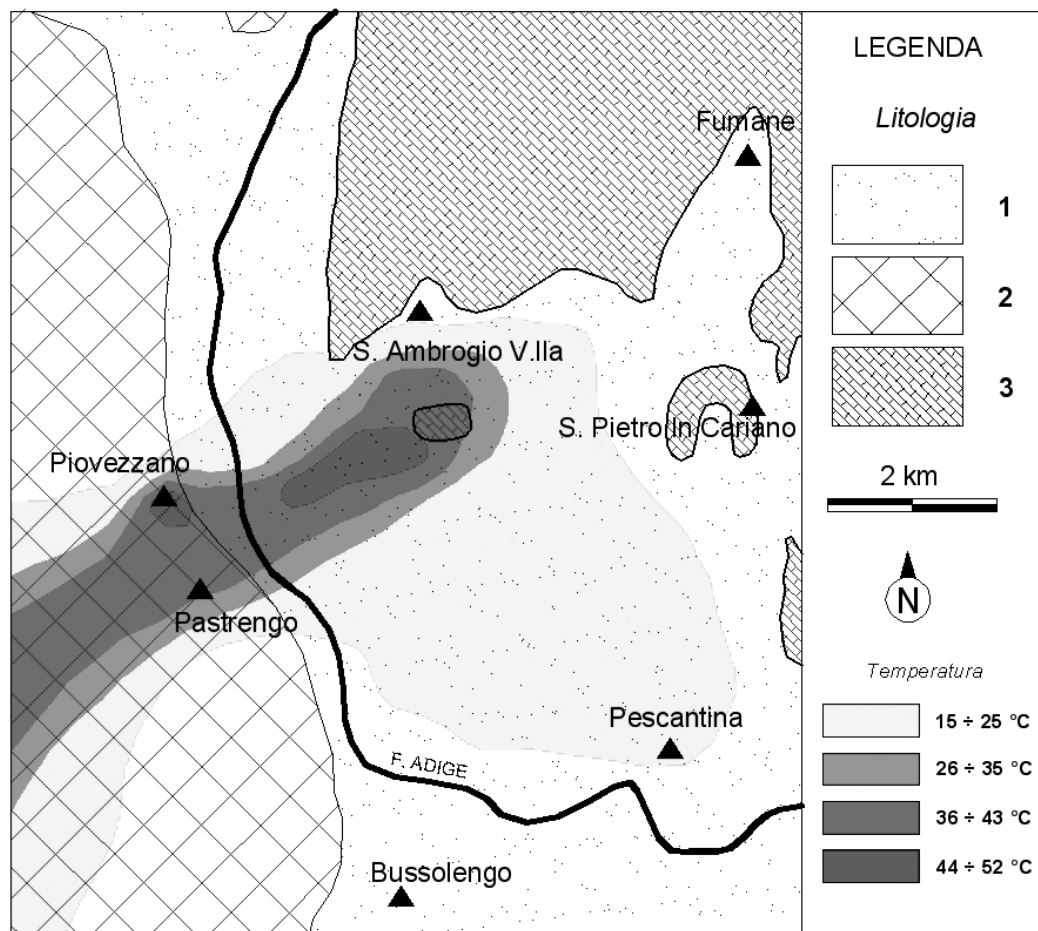


Fig. 5.31 – Carta delle aree isoterme nell'area tra S. Ambrogio di V.la, Piovezzano e Pescantina (disegno E. Castellaccio).

Legenda: 1) depositi alluvionali e fluvio-glaciali; 2) anfiteatri morenici del Garda e di Rivoli V.se; 3) affioramenti rocciosi dei rilievi collinari e montuosi.

alloggiate in depositi ghiaioso-sabbiosi talora con torba compresi tra materiali argilloso-limosi ed acquiferi freatici ospitati nei più potenti materiali fluvio-glaciali porosi contenuti negli ampi paleovalvei.

Nell'ambito del grande complesso morenico orientale del Lago di Garda, appartenente al Distretto termale della pianura settentrionale, esiste una vasta area termale che fa capo a due zone più circoscritte conosciute come Campo termale di Piovezzano e Campo termale di Colà di Lazise.

In questo territorio le aree più termalizzate sono per lo più comprese nella fascia che collega le frazioni di Colà di Lazise con Piovezzano in cui, tra le quote di -140 e i -240 m dal p.c., è possibile rinvenire nel sottosuolo acque con valori di temperatura variabili tra i 35 fino a 52 °C.

Esternamente a tale fascia, nell'ampio territorio che fa capo ai comuni di Bardolino, Lazise, Castelnovo del Garda e Peschiera d/G. le acque, fino a

circa 240 m di profondità, talora presentano una debole anomalia termica con valori di temperatura compresi entro i 25 ÷ 30 °C.

Dall'esame termico delle acque emunte dai numerosi pozzi per acqua individuati nella zona (più di una cinquantina) è stata tentata una mappatura del territorio che ha portato alla realizzazione della carta delle aree isoterme di Fig. 2.22, in cui l'andamento dei valori per l'area morenica si correla con una sufficiente continuità con quello del Campo termale di S. Ambrogio – Domegliara – Pescantina.

Per l'area morenica, la carta è stata costruita considerando pozzi che presentano profondità disomogenee e livelli di pesca disposti a varie quote compresi tra -110 e -180 m e tra -200 e -240 m dal piano di campagna. Tale carta permette di prevedere la temperatura di prelievo delle acque del sottosuolo a seconda della classificazione di riferimento e, pur confermando il modello idrogeologico proposto, la pre-

cisione dei limiti disegnati, quale divisione tra le classi di temperatura, è direttamente proporzionale ai dati disponibili. L'estensione delle aree termali omogenee per temperatura potrà infatti essere meglio definita mano a mano che aumenteranno le conoscenze sul sottosuolo apportate dalle future perforazioni profonde per la ricerca d'acqua.

A tal riguardo, recentissime perforazioni profonde eseguite nel territorio tra Castelvuoovo d/G. e Peschiera hanno potuto accertare la presenza discontinua di acque appartenenti alla classe $26 \div 35$ °C alle profondità comprese tra -200 e -260 m dalla superficie.

A partire dai primi anni '90 le ricerche termali condotte attraverso diverse perforazioni in Colà di Lazise e nel suo intorno, hanno individuato l'esistenza nel sottosuolo di un bacino termale contenuto nei sedimenti sciolti fluvio-glaciali i cui fluidi presentano le temperature più alte comprese tra i 35 e 42 °C. Solamente presso Villa dei Cedri, le acque calde così rinvenute sono state utilizzate per lo sviluppo di un noto centro termale, il Parco Termale del Garda, mentre per le altre numerose derivazioni lo sfruttamento si è limitato all'uso irriguo e allo scambio termico di pertinenza familiare.

Risalgono, invece, agli inizi del 2000 le prime conoscenze sull'esistenza delle acque termali presso la frazione di Piovezzano di Pastrengo ove una terebrazione di ricerca realizzata presso Villa Corte dei Frati, ha permesso di rinvenire, alla profondità di poco superiore ai 200 m, acque con temperatura di 52 °C. Successivamente, altri pozzi sono stati terebrati nell'area di Piovezzano, anche in vicinanza di Villa Corte dei Frati, il cui esito ha tuttavia evidenziato condizioni di minore termalismo.

5.3.1 Il Campo termale di Piovezzano

(Enrico Castellaccio, Laura Agostini)

Presso lo storico abitato di Piovezzano, ai piedi della ex fortezza militare della Grande Guerra denominata "Degenfeld", si trova Villa Corte dei Frati al cui interno è stato terebrato nell'anno 2003 un pozzo per acqua che consente il prelievo delle acque termali alla temperatura di circa 52 °C, il valore più alto rinvenuto in provincia di Verona.

Tale area si trova nel settore più orientale dell'anfiteatro morenico del Garda, ad una quota di 170 m s.l.m. ed essa rientra nella fascia termale più competente che collega S. Ambrogio di V.la con Colà di Lazise (Figg. 2.22 e 5.31).

Gli elementi geomorfologici principali che caratterizzano tale campo termale sono costituiti da dossi e da cordoni morenici tra i quali trovano posto i paleoalvei degli antichi scaricatori glaciali di età würmiana e rissiana. Per quanto attiene ai litotipi affioranti, si osserva che le cerchie moreniche sono formate da depositi accumulati senza alcuna stratificazione, la cui tessitura risulta ghiaio-sabbiosa con un'abbondante matrice limo-argillosa, in cui a varie quote esistono livelli conglomeratici.

Nelle aree di paleoalveo e sul fondo delle vallette sospese, affiorano depositi fluvio-glaciali costituiti da ghiaia pulita con ciottoli, nonché da limi sabbiosi e/o da sabbie fini limose, mentre nelle aree depresse si rinviene, in associazione ai litotipi sopra descritti, anche materiale organico vegetale e/o torba.

I dati sul sottosuolo di Piovezzano risultano ben documentati da alcune stratigrafie profonde, redatte nel corso della realizzazione di pozzi per acqua, attraverso cui sono stati studiati i campioni di terreno rappresentativi dell'ambiente sotterraneo fino alla profondità di -230 m dal p.c. In sintesi, si evidenzia che i materiali presenti appartengono interamente alla copertura morenica e fluvio-glaciale, la cui l'analisi mineralogica permette di attribuirne un'origine atesina; si rinvenivano infatti ciottoli di porfido quarzifero, graniti, gneiss, micascisti, rocce calcareo-dolomitiche che, come è noto, costituiscono il bacino idrografico del Fiume Adige.

Precisamente, i primi 85 m di profondità sono formati da un deposito morenico anidro ghiaioso e ciottoloso, immerso in un'abbondante matrice argillo-limosa. Seguono circa 25 m di ghiaie porose prevalenti relative ad un sedimento di tipo fluvio-glaciale, a cui succede nuovamente un deposito morenico massivo ghiaio-ciottoloso con argilla limosa fino a -216 m dal piano di campagna.

Tra -216 e -230 m dal p.c. esiste uno strato di ghiaia alternata con conglomerati in cui è ospitata la falda acquifera termale la cui temperatura misurata in sito è di 52,6 °C.

Le falde acquifere individuate nel sottosuolo di Piovezzano possono essere distinte in una falda acquifera confinata e dotata di temperatura banale (ca. 13,5 °C) rinvenuta tra le quote $-85 \div -110$ m dal p.c., mentre altri possibili livelli acquiferi sono compresi tra -110 e -216 m dal p.c. sebbene, per essi, non sia stato possibile stabilirne alcuna potenzialità idrica o i valori di temperatura.

La falda acquifera termale (52,6° C) riscontrata



Fig. 5.32 – La frazione di Piovezzano, nell’ambito morenico del Distretto termale della pianura settentrionale, presso la quale si trova Villa Corte dei Frati nel cui sottosuolo sono state rinvenute acque alla temperatura di 52 °C (foto E. Castellaccio).

nei sedimenti conglomeratici rinvenuti tra le quote -216 ÷ -230 m dal p.c. è dotata di un significativo grado di artesianesimo che tende a stabilizzare il livello statico a -120 m dalla superficie. La sua potenzialità risulta discreta permettendo portate specifiche accertate di 2 ÷ 3 l/s.

5.3.1.1 L’acqua termale di Piovezzano: una preziosa risorsa geochimica

Le acque termali di Piovezzano sono sfruttate nell’ambito della concessione Fonte Termale Corte dei Frati ed esse, sotto l’aspetto del chimismo, sono classificate minerali, con un residuo fisso che si attesta sui 1200 mg/l e ipertermali, la cui temperatura alla fonte è di poco superiore ai 50 °C.

Esse appartengono alla grande famiglia delle acque bicarbonato-solfato-alcalinoterrose, tuttavia, considerando la loro ricchezza in sodio e in cloro,

possono essere meglio classificate come clorurate-sodiche e più precisamente salso-bromo-iodiche viste le quantità ponderabili di bromuri e di ioduri. Contengono, inoltre, quantità rilevanti di altri minerali quali solfati, ferro, ione carbonico, calcio e solfuri e sono ben rappresentati anche gli oligoelementi quali stronzio e fluoro (cfr. paragrafi 2.6 e 2.7).

Come specificato nel paragrafo 2.7.2, a cui si rimanda, le proprietà chimiche di tali acque rendono la Fonte Termale Corte dei Frati particolarmente adatta all’uso crenoterapico, come peraltro attestato da specifiche indagini cliniche e dal riconoscimento curativo stabilito dal Ministero della Sanità.

Recentemente, l’interesse su tali acque è stato rivolto anche alla produzione di cosmetici, sfruttando l’azione cutanea dei sali e degli oligoelementi contenuti nelle acque termali rivolta soprattutto a riequilibrare il metabolismo cellulare della pelle.

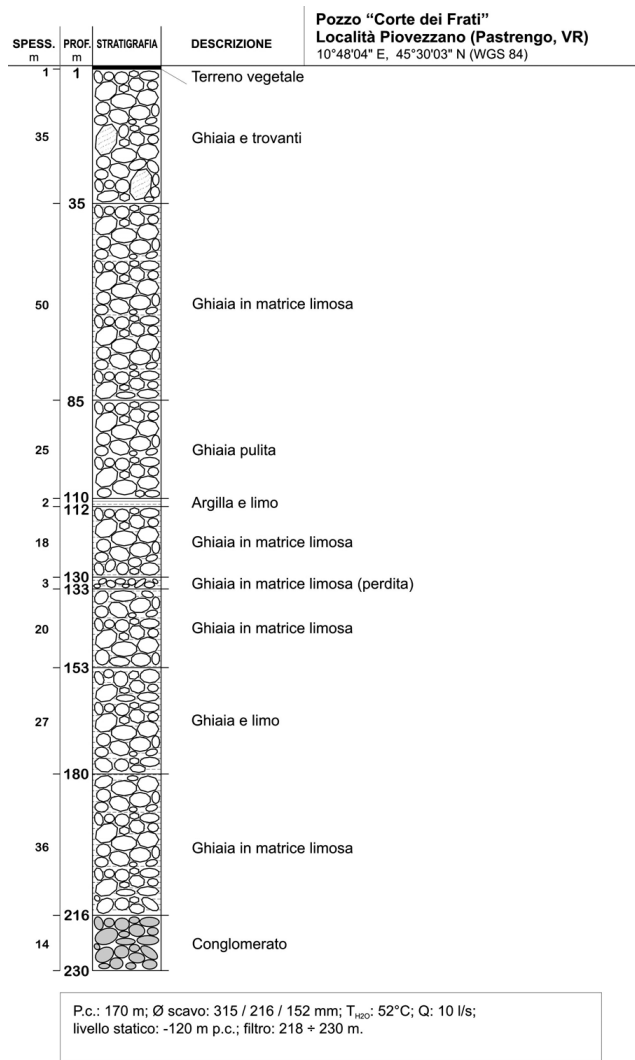


Fig. 5.33 – Stratigrafia e dati idrogeologici del pozzo "Corte dei Frati" (disegno S. Zannotti).

La Fonte Termale Corte dei Frati e la produzione dei cosmetici

Nell'ambito della cura della bellezza e della freschezza del corpo, l'acqua termale di Corte dei Frati è stata selezionata per la produzione di cosmetici proprio in relazione al suo peculiare contenuto salino la cui origine deriva da particolari condizioni idrogeologiche del sottosuolo. Tali condizioni sono infatti caratterizzate da una circolazione idrica profonda, in cui i fluidi sono rimasti a contatto con rocce carbonatiche e cristalline per migliaia di anni permettendo in tal modo di portare in soluzione i preziosi minerali.

L'acqua, prima di essere utilizzata per la produzione dei cosmetici, viene stabilizzata e purificata mediante un processo di filtrazione così da rimuovere anche eventuali materiali in sospensione. Superata tale fase preparatoria l'acqua termale viene utilizzata tal quale la cui concentrazione nel prodotto cosmetico dipende soprattutto dal contenuto salino e dalla percentuale ponderata dei sali minerali e degli oligoelementi presenti. Nel caso specifico, la sinergia dei sali e degli oligoe-

lementi che caratterizzano l'acqua termale di Corte dei Frati nel loro insieme, ne permette un quantitativo pari al 2% che risulta compatibile con la stabilità chimica del prodotto finale e con la formulazione cosmetica orientata ad esercitare una benefica azione fisiologica a supporto del trattamento degli inestetismi del viso e del corpo.

La quantità di acqua termale presente nel prodotto cosmetico è quindi adatta per apportare il corretto quantitativo di sali minerali e di oligoelementi alla pelle svolgendo un'azione equilibrante sul metabolismo cellulare. Infatti, la presenza significativa di sodio, cloro, magnesio, potassio e di altri elementi in tracce (calcio, solfati, ecc.) contribuisce alla stimolazione del metabolismo basale delle cellule e all'attivazione dei processi ossido-riduttivi che avvengono a livello cutaneo.

I sali e gli oligoelementi sono sostanze fondamentali per tutti i processi fisiologici del nostro organismo ed essi svolgono un ruolo importante nella regolazione dell'equilibrio idrico e, a bassissime concentrazioni, esercitano un'azione come catalizzatori delle reazioni chimiche cellulari. Una carenza di sali ed oligoelementi a livello epidermico comporta spesso un rallentamento dei processi metabolici il che si traduce in forme di disidratazione e di invecchiamento precoce, fino all'acne, alla perdita di turgore della pelle e alla formazione di cellulite.

5.3.2 Il Campo termale di Colà di Lazise

(Enrico Castellaccio, Davide Dal Degan)

La frazione di Colà di Lazise e il suo intorno, nonché la fascia costiera del vicino entroterra gardesano, è caratterizzata dalla presenza di pozzi di acqua calda da cui vengono prelevati fluidi entro un range di temperatura compreso tra 15 e 42 °C. La profondità dei pozzi varia mediamente tra 80 e 200 m e le falde acquifere più utilizzate sono comprese tra le profondità di -60 e -80 m, tra -110 e -180 m e tra -200 e -240 m dal piano di campagna. Gli acquiferi sfruttati sono di tipo confinato e semiconfinato e si sviluppano per lo più all'interno di strati di ghiaia con sabbia compresi tra potenti depositi argillosi o argillo-ghiaiosi dell'anfiteatro morenico del Garda.

In relazione alla bocca dei pozzi localizzata ad una quota alquanto disomogenea e compresa tra 67 e 120 m s.l.m., il livello statico delle falde acquifere artesiane varia a seconda dei luoghi tra -10 e -63 m dal p.c. e in ogni caso tende a stabilizzarsi per tutte le derivazioni ad una quota abbastanza omogenea situata tra i 48,3 ÷ 55 m s.l.m.

La potenzialità idrica delle singole derivazioni, valutata per lo più in base alla portata delle pompe presenti, varia tra i 5 e i 40 l/s. Nell'intorno di Villa dei Cedri di Colà di Lazise, ove lo sfruttamento del bacino termale contenuto nei sedimenti fluvioglaciali per-

mette di rinvenire le temperature più alte di 35 e 42 °C, le diverse perforazioni esistenti permettono una portata complessiva di almeno 300 l/s continuativi.

Gli acquiferi tendenzialmente più profondi e caratterizzati da bassi valori di anomalia termica (< 25 °C) localizzati nell'intorno di Colà di Lazise, presentano quasi sempre concentrazioni elevate di alcuni parametri chimici tra cui il ferro, il manganese, ammoniaca, l'alluminio e talora l'arsenico, tali da superare, in alcuni casi, i limiti di potabilità stabiliti dalla legge (cfr. il D.lgs. Governo n. 31 del 02.02.2001). In quest'area le perforazioni spinte oltre i 200 m di profondità sono alquanto rare ed esse sono state eseguite nella speranza di individuare acque termalizzate o dotate di migliori qualità organolettiche. Tra queste, possono essere citati i pozzi eseguiti presso Bardolino (-650 ÷ -1.000 m), Cisano (-450 m) e Lazise (-350 m) nelle quali i terreni quaternari attraversati sono risultati sempre di origine atesina.

A tal riguardo, interessanti e di riferimento per le conoscenze idrogeologiche del sottosuolo morenico gardesano risultano i dati emersi dalla terebrazione di un pozzo di ricerca termale realizzato presso il Camping "La Quercia" di Lazise, spinto alla profondità di 350 m, presso il quale sono stati accuratamente campionati i terreni di scavo e condotta la misura in continuo della temperatura.

La stratigrafia e altri dati tecnici sul pozzo La Quercia di Lazise.

Di seguito viene riportata la descrizione tecnica delle fasi di approfondimento del pozzo La Quercia:

"Il pozzo è stato eseguito col metodo di perforazione a circolazione diretta dei fluidi bentonitici, utilizzando un diametro di scavo di 350 mm.

All'inizio è stato immesso a pressione un tubo di manovra (sistema odex) per una profondità di 5 m, necessario per il sostentamento iniziale del terreno più superficiale. Inserite le aste pesanti con alla testa il tricono a rulli si è iniziata la perforazione. Per i primi 20 m l'avanzamento è stato regolare ed il fluido bentonitico portava in superficie materiale argilloso giallastro con poca ghiaia. Nei successivi 30 – 40 m si è assistito all'affioramento di materiali argillosi grigi con poca ghiaia, ghiaia che andava aumentando in quantità verso i 60 m di profondità. A questo punto, la perforazione ha subito un rallentamento che è continuato per un'altra decina di metri portando in superficie materiale argilloso grigio – biancastro compatto e ghiaia fino a -112 m.

Dopo i -112 m si è verificata una significativa perdita del fango bentonitico contenuto nella vasca di raccolta, fenomeno che generalmente si verifica in corrispondenza di sedimenti molto permeabili e in presenza di acquifero. A quella quota è stata infatti intercettata la falda acquifera più utilizzata nei campeggi del Lago.

Da -112 m e fino alla profondità di 160 m, l'avanzamento del-

la batteria di aste ha subito un ulteriore rallentamento intervallato a brusche interruzioni dovute alla presenza di livelli conglomeratici talora molto duri. Alla quota di -156 m si è provveduto ad utilizzare aste di perforazione leggere dotate di lunghezze variabili tra i 5 ed i 5,50 m.

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

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

Locali aumenti della velocità di avanzamento della batteria di aste denotava l'attraversamento di sottili livelli di materiale più fine (argillo-limoso) dello spessore circa 1 m, riconoscibile anche dall'analisi del cutting.

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

Arrivati alla profondità di 300 m è stato deciso di fermare l'avanzamento per assicurarsi del perfetto funzionamento dell'impianto di perforazione visto che la previsione era quella di approfondire il foro di almeno altri 50 m. È stato quindi necessario togliere parzialmente le aste, effettuare lo spurgo ed aumentare la densità della bentonite nel fango di circolazione onde evitare crolli della parete del pozzo.

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

Concluse quindi le operazioni di perforazione a -353 m ed estratta la batteria di aste, si è proceduto col rivestimento ed il posizionamento dei filtri; il tubo di rivestimento definitivo di 4" è stato realizzato in acciaio zincato. I filtri con fessatura a ponte sp. 1,5 mm, anch'essi in acciaio zincato, sono stati suddivisi in tre spezzoni del diametro di 4". Essi sono stati collocati in corrispondenza alle falde acquifere più ricche: il primo, lungo 12 m è stato posizionato tra i -167 ed i -179 m; il secondo, lungo 12 m, tra i -203 e i -215 m; il terzo, della lunghezza di 9 m, tra i -341 ed i -350 m di profondità. Durante l'esecuzione del lavoro sono state costantemente tenute sotto controllo le temperature del fluido di circolazione per avere una stima del termalismo sotterraneo. In aggiunta, sono stati eseguiti specifici log termici di cui il primo, col foro stabilizzato, è stato spinto fino alla profondità di -260 m, mentre il secondo a foro completato ha raggiunto il fondo pozzo (-350 m) e i risultati sono esposti in Fig. 5.34, da cui emerge un range di valori compresi tra 22 e 26 °C.

La differenza tra i due log di misura è risultata dell'ordine del grado centigrado, forse attribuibile ad un assestamento della temperatura dell'acqua.

Successivamente è stata inserita nel pozzo una pompa sommersa al fine di captare alle varie profondità le falde acquifere di cui si volevano campionare le acque per destinarle alle analisi chimiche.

Considerando i valori termici del sottosuolo (22 ÷ 26 °C)

inferiori alle aspettative e le scadenti qualità chimiche dell'acqua per eccessi di ferro, manganese ed ammoniaca che impongono una depurazione per l'utilizzo potabile, si è ritenuto non conveniente approfondire ulteriormente il pozzo".

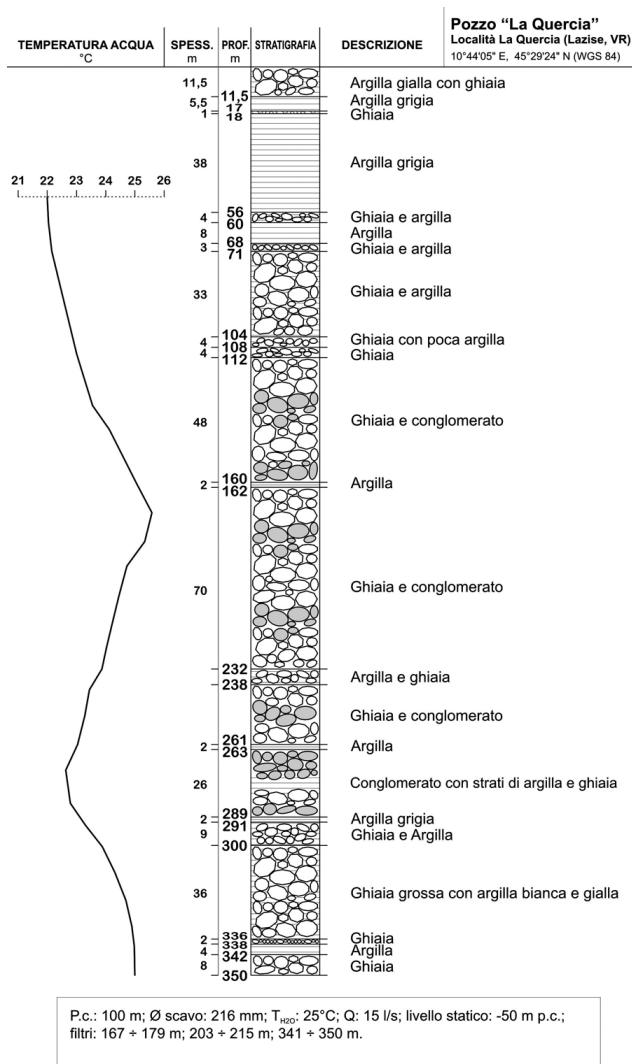


Fig. 5.34 – Stratigrafia del pozzo La Quercia con log termico che evidenzia l'esistenza di temperature diverse alle varie profondità di misura, comunque contenute tra i 22 e 26 °C (disegno S. Zannotti).

Il log termico riportato in Fig. 5.34, eseguito a foro rivestito, evidenzia come la temperatura assuma il valore massimo di 26 °C in corrispondenza della falda acquifera intercettata dal primo filtro posto tra i 167 ed i 179 m di profondità. Dai -179 m dal p.c. in poi esiste, invece, una inversione termica che raggiunge il minimo a -270 m dal p.c. con il valore di 22,6 °C, dopo di che la temperatura comincia a risalire fino ai 24,8 °C misurati a fondo foro (-350 m dal p.c.).

La ragionevole spiegazione di tale fenomeno termico, secondo il quale a varie quote è possibile rinvenire acque con temperature diverse come riscontrato in diversi altri pozzi dell'area morenica, con tutta probabilità risiede nelle modalità di diffusione dei fluidi termali all'interno dei sedimenti più porosi a partire dalle aree più termalizzate (zona di Colà di Lazise) ove si verifica la ricarica idrotermale proveniente dal substrato roccioso. Secondo tale modello idrogeologico, a seconda dei luoghi esiste una circolazione dei fluidi con un andamento prevalente dal basso verso l'alto a cui si affianca, specialmente nei livelli più superficiali, una diffusione idrica termale con andamento suborizzontale seguendo la disposizione e la continuità delle stratificazioni ghiaiose presenti. In altri casi, le variazioni di temperatura registrate dai pozzi sono probabilmente connesse anche agli apporti idrici pluviali infiltratisi dalla superficie.

Pertanto, i livelli acquiferi più caldi intercettati dal pozzo La Quercia sarebbero in collegamento idrogeologico con le falde più termalizzate situate all'interno dell'arco morenico orientale del Garda, di cui le più prossime sono localizzate presso Colà di Lazise. Verso la costa lacustre tali falde termalizzate si mescolerebbero con gli acquiferi locali innalzandone la temperatura e modificandone il chimismo.

Si ritiene che le acque del Lago di Garda non possano esercitare alcuna influenza sugli acquiferi individuati nell'entroterra gardesano. Va evidenziato infatti che le idrostrutture intercettate dal pozzo La Quercia possiedono un equilibrio idrodinamico del tutto indipendente da quello del bacino lacustre e ciò è confermato anche dal regime degli altri pozzi collocati nella fascia costiera.

Infatti, le acque profonde del sottosuolo intramorenico sono dotate di risalienza con un livello statico posto generalmente a 50 m s.l.m., ovvero più basso di oltre 15 m rispetto al livello medio del Lago di Garda compreso tra 65 ÷ 67 m s.l.m., evidenziando in tal modo un loro autonomo sviluppo all'interno di acquiferi confinati o semiconfinati.

Come evidenziano le numerose stratigrafie dei pozzi presenti lungo la fascia costiera, inoltre, il limite idrogeologico tra il lago e le falde interne è di natura impermeabile. Ciò sarebbe dovuto al notevole spessore dei materiali argilloso-limosi che seguono la base del bacino lacustre e che confinerebbero sia lateralmente che verticalmente le lenti acquifere in-

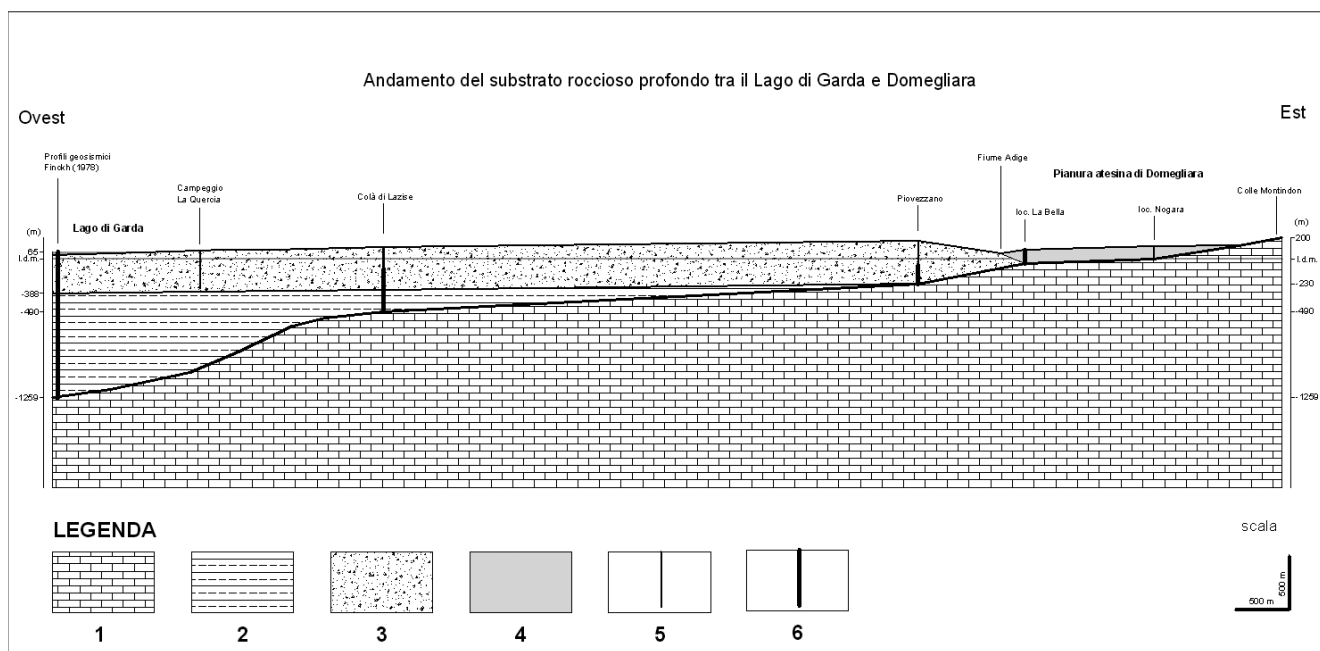


Fig. 5.35 – Profilo geologico interpretativo del sottosuolo profondo passante per la dorsale sepolta compresa tra Colà di Lazise e Domegliara, in cui è evidenziato l'andamento del substrato roccioso desunto dai dati stratigrafici di pozzi per acqua, da prospezioni di ordine geofisico e dalle notizie sul quadro geologico-strutturale riportate nella bibliografia (disegno E. Castellaccio).

Legenda: 1) substrato roccioso pre-quadernario prevalentemente carbonatico; 2) depositi ghiaiosi più o meno cementati e argille marnose antiche; 3) depositi morenici e fluvio-glaciali quadernari del Garda orientale; 4) depositi alluvionali e fluvio-glaciali atesini; 5) stratigrafia di pozzo per acqua; 6) prospezione sismica.

tramoreniche costituite da materiali ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi. Tali considerazioni appaiono confermate anche dai risultati geofisici di Finckh (1978) che rilevano uno spessore di almeno 30-40 m di argille e limi su tutto il fondo del bacino orientale del lago.

Si può aggiungere che la temperatura misurata negli acquiferi termalizzati sfruttati dai pozzi lungo la fascia costiera variabile tra $15 \div 25$ °C appare molto più elevata di quella delle acque del lago pari a $8 \div 11$ °C, evidenziando in tal modo l'assenza di un significativo contributo del Lago di Garda che, altrimenti, determinerebbe temperature inferiori rispetto a quelle rilevate.

Quindi, si può ritenere che le acque del lago influenzino solamente le falde superficiali presenti nelle immediate vicinanze della sponda orientale veronese, ma appena ci si sposta nell'entroterra tale situazione non è più verificata. Nel settore meridionale dell'anfiteatro gardesano, invece, le condizioni idrogeologiche appaiono diverse, in quanto si hanno testimonianze di acquiferi in pressione caratterizzati da livelli statici comparabili a quelli medi del Lago di Garda che permettono portate di prelievo elevate (fino a 80 l/s) con abbassamenti dinamici molto contenuti.

5.3.3 Il substrato roccioso dell'area morenica e considerazioni di ordine idrogeologico (Enrico Castellaccio)

Tenendo conto che la diffusione dei fluidi termali nei materiali morenici avviene a partire dal substrato roccioso lapideo, di seguito vengono riportate alcune valutazioni geologiche per stabilirne la sua profondità e per fornire una serie di conoscenze finalizzate alla realizzazione di possibili perforazioni profonde per la ricerca termale.

Allo stato attuale, la base dei terreni sciolti quadernari dell'area morenica è stata intercettata solamente da alcune rare perforazioni eseguite per la realizzazione di pozzi per acqua e pertanto, la conoscenza sulle profondità di provenienza dei fluidi caldi si presta ad una serie di interpretazioni basate sia su dati stratigrafici diretti che su elaborazioni di tipo geofisico.

Facendo riferimento al profilo geologico interpretativo di Fig. 5.35, si nota che il substrato roccioso lapideo tende progressivamente ad approfondirsi da Est verso Ovest, con un andamento a gradinata, in cui si identificano una serie di scarpate sepolte probabilmente guidate da locali lineazioni tettoniche.

I dati geofisici (sismici) di riferimento per l'area morenica di Colà di Lazise, di Piovezzano e per il territorio alluvionale di Domegliara, attengono agli studi di Collareda (cfr. il paragrafo 3.3); quelli relativi al bacino lacustre attengono alle risultanze della campagna geosismica condotta da Finckh, (1978) che identifica la quota del substrato roccioso a circa 1.300 m di profondità dal livello medio del lago in corrispondenza ad una posizione intermedia compresa tra la penisola di Sirmione e il paese di Lazise.

Mentre la situazione geologica orientale del profilo geologico è caratterizzata da un numero significativo di dati che permettono una chiara interpretazione del sottosuolo, il settore occidentale è stato interpretato sulla base di pochi elementi, considerando soprattutto il lavoro di Finckh (1978) e i dati emersi da poche perforazioni profonde spinte nel sottosuolo fino ad un migliaio di metri.

Secondo il modello proposto Finckh (1978) a partire dal disseccamento del bacino del Mediterraneo avvenuto durante il Messiniano (circa 5 milioni di anni fa), in cui il livello del mare si abbassò di circa 2.000 m rispetto all'attuale (Hsü *et al.*, 1973), si verificò un corrispondente approfondimento dei profili longitudinali dei fiumi che ad esso vi si raccordavano quale risposta idrodinamica al nuovo livello di base.

Nell'area benacense, dopo la formazione di un primo abbozzo di valle fluviale passante ad Ovest della penisola di Sirmione (Finckh, 1978), in una seconda e più decisa fase di erosione regressiva, l'approfondimento fluviale atesino insinuato nella valle benacense potrebbe essersi sviluppato nel settore gardesano orientale fino a circa 1.300 m di profondità, forse guidato da una direttrice tettonica ad andamento Scledense appartenente alla faglia di Nogara (cfr. paragrafo 3.4).

Di tale valle fluviale, con andamento circa Nord-Sud passante ad Est della penisola di Sirmione, som-

mariaamente indicata nel profilo geologico interpretativo di Fig. 5.35, farebbero riferimento i profili geosismici n. 7 e 8 di Finckh (1978) i cui dati analitici sono riportati in Tabella 5.4.

Successivamente alla riapertura del collegamento tra il Mar Mediterraneo e l'Oceano Atlantico, il bacino padano fu coinvolto nelle fasi trasgressive marine di età pliocenica che permisero la deposizione dei terreni argillo-sabbiosi documentati nei diversi pozzi AGIP presenti nei settori meridionali del Lago di Garda (ENI – AGIP Mineraria, 1972).

Nel Pliocene superiore – Pleistocene il territorio benacense fu poi interessato da una serie di fenomeni erosivi e deposizionali caratteristici delle diverse fasi glaciali che hanno coinvolto tutto l'arco alpino (Habbe, 1969), i cui sedimenti morenici e fluvioglaciali depositati nell'area di pianura hanno definitivamente sepolto e mascherato le morfologie fluviali precedentemente formatesi.

A supporto dell'esistenza del possibile percorso vallivo compreso tra la penisola di Sirmione e Lazise, contribuiscono anche i dati stratigrafici forniti da alcune perforazioni profonde ubicate in prossimità di Bardolino e di località Boffenigo di Costermano, da cui si evidenzia che la posizione del substrato roccioso è stata individuata rispettivamente a circa 1.000 m e a 800 m di profondità. Tali indagini, infatti, indicherebbero l'esistenza di un possibile asse vallivo allineato con la valle sinclinale del Monte Baldo che si raccorderebbe con la profonda valle atesina passante ad Est della penisola di Sirmione, il cui reticolo fluviale è riconducibile al livello di base Messiniano (Fig. 5.36).

In analogia a quanto evidenziato nel paragrafo 5.2, sembra plausibile che le risalite termali concentrate nella fascia più termalizzata compresa tra Colà di Lazise e Piovezzano ($42 \div 52$ °C), provengano da un sottosuolo morenico giacente al di sopra di

Layer	Vp [km/s]	Quota s.l.m.[m]	Descrizione litologica
1	1,45	65	Livello idrografico medio del Lago di Garda
2	1,50	25	Argille e limi
3B	1,97-2,00	10	Depositi morenici e fluvioglaciali mediamente addensati
4A	2,20-2,84	-252 ÷ -289	Depositi morenici e fluvioglaciali mediamente addensati
4B	3,00-3,37	-323 ÷ -683	Ghiaie cementate – Pleistocene inf. – Pliocene ?
4C	4,55	-984	Ghiaie cementate – Messiniano ?
5	5,54-5,45	-1131 ÷ -1259	Rocce carbonatiche massicce

Tabella 5.4 – Dati riassuntivi riguardanti i profili geosismici n. 7 e 8 effettuati nel settore orientale del Lago di Garda, al largo di Lazise – Pacengo (Finckh, 1978). Vp: velocità delle onde prime.

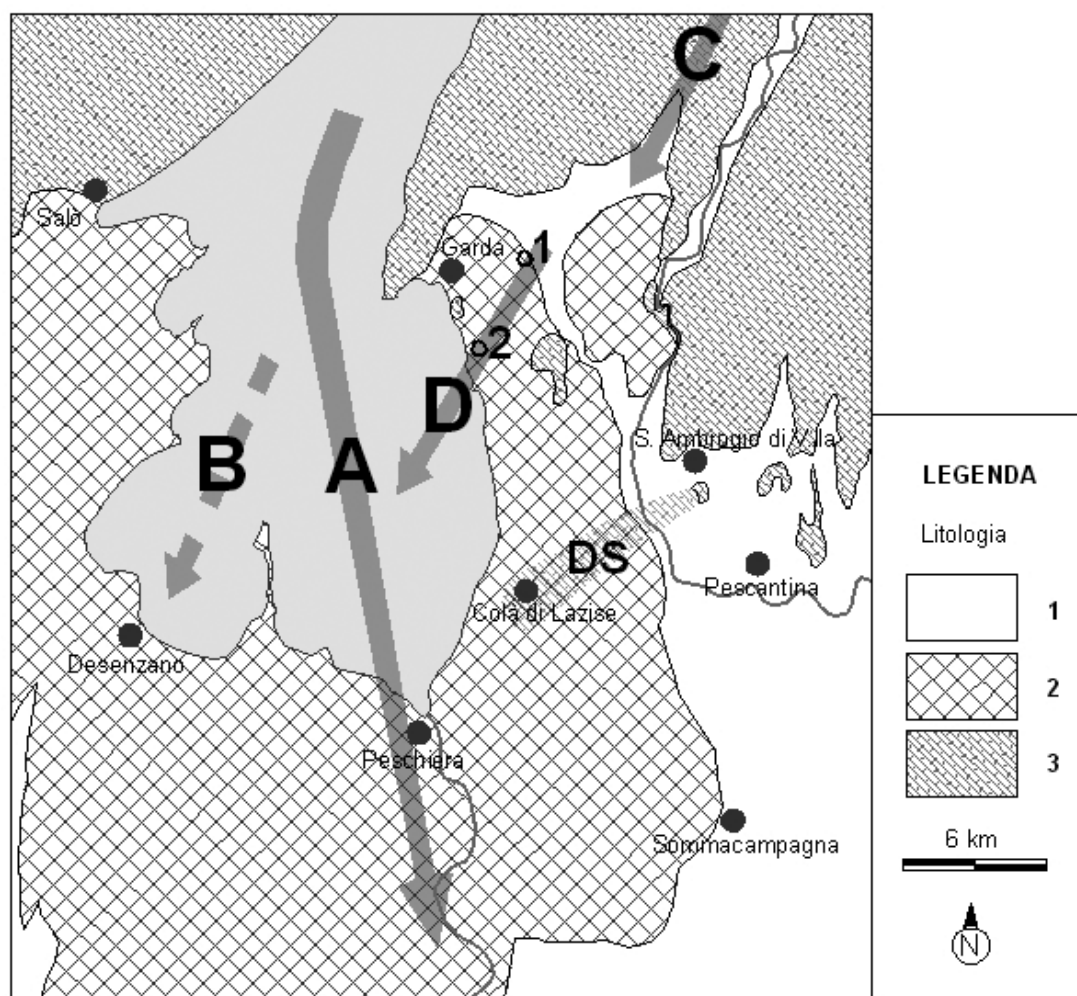


Fig. 5.36 – Schema interpretativo sull'andamento degli assi vallivi datati al Miocene superiore (Messiniano) dell'area gardesana come specificato nel testo (disegno E. Castellaccio).

Legenda: 1) depositi alluvionali e fluvioglaciali; 2) anfiteatri morenici del Garda e di Rivoli V.se; 3) affioramenti rocciosi dei rilievi collinari e montuosi; A) asse vallivo principale; B) asse fluviale relitto; C) valle sinclinale del M. Baldo; D) valle sepolta in continuità con C presso la quale si trovano le stratigrafie profonde di Boffenigo (1) e di Bardolino (2); DS) dorsale sepolta presunta compresa tra Colà di Lazise e Domegliara.

una dorsale rocciosa sepolta che, verso Est, si continua in direzione del colle Montindon mentre, ad Ovest, potrebbe essere interrotta dalla profonda valle atesina passante ad Est della penisola di Sirmione.

L'esistenza di tale possibile dorsale sepolta sarebbe supportata da rilievi stratigrafici e geofisici, ma anche dalle caratteristiche chimiche dei fluidi più caldi rinvenuti in superficie che rivelano nulle o minime mescolanze delle acque termali con gli acquiferi superficiali. Da tali considerazioni è possibile ritenere che nei pressi di Colà di Lazise e di Piovezzano il substrato roccioso sia localizzato rispettivamente a circa 600 e 400 m di profondità, ovvero ad una profondità tale da favorire, rispetto alle zone circostanti,

la risalienza dei fluidi termali nei depositi fluvioglaciali più permeabili sovrastanti.

Nel territorio rivierasco situato ad Est di Colà di Lazise fin quasi alla penisola di Sirmione, invece, il progressivo approfondimento del substrato roccioso e la presenza di un'ingente copertura a bassa permeabilità, impedirebbe la diffusione dal basso verso l'alto delle acque termali, rendendo disponibile solamente una circolazione calda suborizzontale alimentata dalle aree più termalizzate presenti nell'entroterra morenico, come riscontrato presso il pozzo La Quercia. Questa interpretazione, fa presupporre che dal substrato roccioso situato presso Colà di Lazise si verifichino consistenti fuoriuscite idrotermali capaci di alimentare un ampio sottosuolo in ambito morenico.

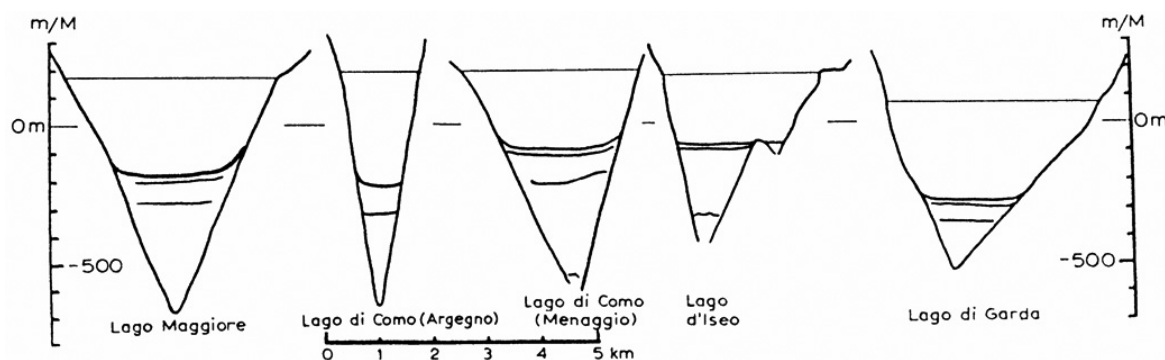


Fig. 5.37 – Profili del fondo roccioso dei principali bacini lacustri prealpini ottenuti da Finckh (1978) con i metodi geosismici. Il bedrock si trova a quote inferiori all'attuale livello del mare.

Origine della fossa benacense

Nel corso di oltre un secolo di ricerche sono state avanzate diverse ipotesi per spiegare l'origine della fossa benacense e delle altre depressioni che, a Sud delle Alpi, sono occupate dalle acque. Infatti i maggiori laghi disposti lungo il margine meridionale delle Alpi, ovvero il Lago Maggiore, il Lago di Como, il Lago d'Iseo ed il Lago di Garda, presentano tutta una serie di caratteristiche in comune: essi hanno una forma allungata da Nord verso Sud, sono limitati da ripide scarpate ed il loro fondo si trova sotto il livello del mare.

Tra le prime ipotesi per spiegare la formazione dei bacini lacustri prealpini, tra cui la fossa benacense, vi fu quella relativa all'escavazione operata dai ghiacciai quaternari sviluppata da Penk e Brückner nel 1909. Tuttavia la morfologia del fondo roccioso (bedrock) del bacino rilevata con metodi sismici (Finckh, 1978) contrasta con l'ipotesi dell'erosione glaciale. Il bedrock nel Lago di Garda e negli altri laghi prealpini, infatti, si trova molte centinaia di metri sotto l'attuale livello del mare e ciò suggerisce l'ipotesi che si tratti di un'erosione controllata dalle variazioni del livello marino e quindi da ricollegare all'azione erosiva di tipo regressivo ad opera di antichi corsi d'acqua. A tal proposito, essa è riconducibile ad un noto fenomeno geologico avvenuto nel Miocene superiore (Messiniano) quando si verificò un importante abbassamento del livello del Mediterraneo, di circa 2.000 m rispetto all'attuale (Hsü *et al.*, 1973), in conseguenza della chiusura della sua comunicazione con l'Oceano Atlantico che ne determinò il disseccamento quasi totale. In conseguenza dell'abbassamento del livello marino tutti i fiumi tributari del bacino del Mediterraneo, dal Nilo al Rodano e ai fiumi alpini, operarono imponenti erosioni per ricollegarsi al nuovo livello di base scavando profondissimi canyons, il cui fondo si trova ora a grandi profondità rispetto all'attuale livello marino.

Successivamente, nel Pliocene, quando si ristabilirono i collegamenti tra Oceano Atlantico e Mare Mediterraneo le acque marine invasero queste profonde valli e depositarono sedimenti argillo-sabbiosi riempiendo le precedenti escavazioni fluviali.

In particolare la serie di profili sismici eseguita da Finckh (1978) nelle acque del Garda ha mostrato che il bedrock si trova ad una profondità di circa 500 metri sotto il livello del mare poco a Sud di Malcesine e che il suo approfondi-

mento aumenta via via che si procede verso il margine meridionale del Lago, fino a raggiungere ben 1259 metri sotto il livello del mare innanzi a Pacengo (Fig. 5.37).

Si tratta quindi di un tipico profilo di escavazione fluviale in cui l'erosione del basamento in roccia aumenta verso valle, ovvero contrasta con una ipotetica erosione glaciale. Il ghiacciaio del Garda, infatti, nel corso della sua massima espansione avvenuta durante la glaciazione Riss (Habbe, 1969), giunse solo pochi chilometri a Sud dell'attuale superficie lacustre e, in conseguenza di ciò, l'erosione del fondo roccioso avrebbe dovuto essere maggiore nella parte centrale del bacino e diminuire verso Sud ove il ghiacciaio sciogliendosi depositava le morene e perdeva la sua capacità erosiva.

Risulta quindi probabile che la formazione dei bacini lacustri prealpini, e quindi anche quello del Garda, sia da ricollegarsi all'escavazione di valli fluviali avvenuta circa 5,5 milioni di anni fa, quando si verificò un forte abbassamento del livello del Mare Mediterraneo. I ghiacciai quaternari si incanalavano poi in queste valli esercitandovi una azione di modellamento.

A riguardo dell'antico fiume insinuato nella fossa benacense si può ritenere che il suo bacino idrografico fosse più ampio dell'attuale corso del Fiume Sarca e che, almeno durante le glaciazioni rissiana e würmiana, comprendesse gran parte del bacino dell'Adige. Ciò permette di spiegare il grande sviluppo degli apparati morenici e le rilevanti altezze raggiunte dai ghiacciai che, in corrispondenza di Punta S. Vigilio raggiungevano la quota di 400 m sul livello attuale del mare e almeno 300 m al di sopra della penisola di Sirmione (Sauro, 1974).

In definitiva, l'origine della fossa benacense va collegata ad una depressione di età cenozoica, determinata da una piega sinclinale fagliata parallelamente all'asse della piega stessa impostata sul modello tettonico Giudicariense. In concomitanza con il disseccamento del Mediterraneo la depressione tettonica fu sede di imponenti fenomeni erosivi da parte di acque continentali (antico percorso atesino) che la trasformarono in un profondo canyon entro cui si riversarono, nel Pliocene inferiore, acque marine che sedimentarono materiali argillo-sabbiosi. Nel Pliocene superiore – Pleistocene, infine, la fossa fu occupata da grandi masse di ghiaccio che esercitarono un'azione di modellamento del fondo e dei versanti e depositarono enormi quantità di sedimenti morenici e fluvio-glaciali allo sbocco in pianura (Sorbini, 1983).

5.4 L'area termale di Sirmione

(Enrico Castellaccio)

Qualche chilometro ad Ovest dei confini occidentali della Regione Veneto, è presente la storica sorgente termale Bojola, situata al largo della penisola di Sirmione (BS) sul Lago di Garda, le cui prime notizie compaiono nel poemetto del monaco Giorgio Jodoco Bergano "*Benacus*", edito nel 1546.

In realtà, la penisola di Sirmione, grazie alla sua splendida posizione geografica e al particolare clima mite che caratterizza il Lago di Garda, per molto tempo fu prevalentemente un luogo di villeggiatura che ispirò molti poeti e scrittori nella composizione di odi e poesie: da Catullo a Joyce, passando per Carducci, Fogazzaro e Pound.

Solamente il 24 agosto 1889 un palombaro veneziano di nome "Procopio" rese la fonte Bojola una sorgente produttiva, avviando quel processo di sfruttamento e di utilizzo termale del sottosuolo di Sirmione attivo fino ai nostri giorni. Come narrano le cronache di allora, attrezzato di scafandro e pompe speciali fatte arrivare appositamente dall'Inghilterra, l'intraprendente palombaro si immerse nel Lago di Garda, a circa 300 m ad Nord-Est del promontorio delle Grotte di Catullo, infiggendo, dopo vari tentativi, una lunga condotta metallica nella fanghiglia cinerea del fondale ove sgorga la fonte di acqua calda, da cui fuoriuscì un caldo getto "sulfureo" tra gli applausi dei presenti.

Attualmente, dalla fonte Bojola, situata a diciotto metri di profondità, viene prelevata una portata spontanea di 3,6 l/s alla temperatura di 69 °C. Altre



Fig. 5.38 – Panorama della porzione estrema della penisola di Sirmione ove sono concentrate le risalienze termali (foto E. Castellaccio).

sorgenti termali, poco note e fino ad ora non sfruttate, sono allineate sia ad Est che ad Ovest del promontorio.

Nell'ambito della Concessione Acqua Minerale "La Bojola", dal 1982 la società Terme di Sirmione utilizza anche le acque dei pozzi Virgilio e Catullo, profondi rispettivamente 630 m e 400 m le cui temperature, in regime di produzione, variano tra 63 e 65 °C. Dal pozzo Virgilio vengono prelevati 15 ÷ 20 l/s, mentre dal pozzo Catullo, perforato come pozzo esplorativo, 6 ÷ 8 l/s. Recentemente è stato realizzato anche il pozzo Aquaria, profondo 600 m, che preleva una portata di 15 l/s.

I dati stratigrafici indicano che tutte le perforazioni sono state infisse nel substrato carbonatico della formazione dei Calcari Grigi di Noriglio (strati del Toarciano-Hettangiano).

Dal punto di vista idrogeologico si ritiene che le acque termali di Sirmione appartengano ad un vasto circuito geotermico sviluppato all'interno di strutture carbonatiche giudicariensi ed è probabile che sia orientato in direzione NNE. La sua area di alimentazione, come per le emergenze termali del veronese e dell'area berico – euganea, è riconducibile ad un esteso territorio alla piattaforma veneto – trentina geograficamente individuato in Fig. 2.27.

L'area di ricarica del "serbatoio idrotermale" sotteso alle acque calde di Sirmione coinvolge, pertanto, parte delle Alpi calcaree Meridionali ed è interessato da un particolare assetto tettonico-strutturale che condiziona l'infiltrazione idrica, la profondità e le direzioni di scorrimento dei fluidi nel sottosuolo, a cui peraltro corrispondono anche quelle zone in cui si concentrano i maggiori afflussi meteorici (1.000 ÷ 2.000 mm annui di pioggia).

Tale area è localizzata nelle porzioni settentrionali dei Monti Lessini e del Monte Baldo e probabilmente si continua a Nord verso Trento (cfr. il paragrafo 2.4.1).

Secondo la classificazione di Marotta e Sica (1933) le acque calde di Sirmione sono definite sulfureo-salzo-bromo-iodiche. Secondo la suddivisione di Piper esse appartengono la famiglia delle acque solfato-clorurato-alcaline (sodiche) in analogia a quelle più calde del veronese dotate di temperature dai 40 ai 52 °C (settore della pianura atesina e del morenico del Distretto B) e a quelle dell'area euganea (Abano, Montegrotto, Battaglia-Galzignano) che, anch'esse, presentano un elevato termalismo (60 ÷ 86 °C).



Fig. 5.39 – Presso Sirmione sono numerosi gli stabilimenti presso i quali avviene lo sfruttamento a scopo ludico-terapeutico dell'acqua calda presente nel sottosuolo (foto E. Castellaccio).

I numerosi centri di termali presenti a Sirmione sono all'avanguardia per la cura delle patologie dell'apparato respiratorio (medicina specialistica in otorinolaringoiatria e in broncopneumologia) e sono riconosciuti anche per il trattamento delle affezioni reumatiche e per la riabilitazione motoria. In particolare, l'acqua di Sirmione è indicata per:

- cure inalatorie (otite media secretiva, rinosinusite, poliposi naso-sinusale, rinite e bronchite cronica);
- fangobalneoterapia;
- cure per le affezioni vascolari (idromassaggi);
- cure per le affezioni dermatologiche (azione cheratolitica e cheratoplastica).

6. UTILIZZO RAZIONALE DELLA GEOTERMIA

(Luca Micheletti)

Da pochi anni in Italia, ma già da qualche decennio in Europa, va sempre più diffondendosi nell'impiantistica civile moderna il termine "geotermico". In sintesi, la geotermia da una parte, è quella disciplina della geologia che si occupa dello studio del calore interno terrestre e dall'altra, rappresenta quell'insie-

me delle tecnologie utilizzate per la produzione e il trasferimento di calore proveniente dal sottosuolo.

Come noto, il calore interno del pianeta risulta in quantità enorme e può essere considerato praticamente inesauribile. In ragione del fatto che tale calore tende a dissiparsi verso la superficie, originando un persistente flusso termico verso l'esterno, esso si presta ad essere sfruttato per scopi geotermici in svariati modi e, se la pratica avviene in modo razionale, costituisce a tutti gli effetti una forma di energia "rinnovabile".

Esso può essere sottratto direttamente dal sottosuolo, senza cicli di trasformazione, per mezzo di spillamento d'acqua da falde idriche dotate di temperatura anomala (acque termalizzate) o indirettamente dal terreno, per mezzo di pompe di calore che sfruttano i locali gradienti geotermici oppure, in alternativa, dalle falde acquifere ordinarie che si trovano ad una temperatura generalmente compresa tra $11 \div 14$ °C.

Le pompe di calore sono macchine termiche diffuse nell'impiantistica idraulica a partire dalla metà del XX secolo, per lo più in Germania e nel nord Europa, e spesso sono impiegate come unica fonte energetica per il riscaldamento. Attualmente risultano af-

fidabili, presentano un ridotto impatto ambientale in termini di inquinamento e, in futuro, saranno destinate a divenire familiari alla stregua di altri elettrodomestici quali: la caldaia, il frigorifero, la lavatrice, il forno, ecc..

La pompa di calore è un generatore che produce calore, sfruttando il principio termodinamico legato alla legge dei gas, a partire da una sorgente a bassa temperatura. Questa macchina è costituita da un circuito chiuso entro il quale viene continuamente compresso e successivamente fatto espandere un fluido frigorifero. Ad ogni ciclo di compressione ed espansione, il fluido sottrae calore alla sorgente più fredda (terreno, acqua, aria, ecc.) per cederlo a quella più calda (impianto di riscaldamento). Per definizione, la pompa di calore è una macchina termica reversibile e quindi impiegabile sia per il riscaldamento che per il raffreddamento degli edifici.

Comunque, a seconda delle condizioni idrogeologiche, l'impiego della pompa di calore può anche non essere necessario se, come sorgente primaria, venisse impiegata acqua termalizzata con temperatura superiore a 35 °C. In tal caso, infatti, sarebbe semplicemente sufficiente l'installazione di una pompa sommersa nel pozzo termale di spillamento, capace di inviare il fluido prelevato al circuito primario di uno scambiatore di calore, a servizio del-

l'impianto di riscaldamento a bassa temperatura di un edificio.

In generale, tutti i terreni naturali sono idonei all'installazione di impianti geotermici e tra questi, quelli del territorio della pianura padana sono particolarmente favorevoli per l'installazione di sonde geotermiche verticali. In alcuni ambiti geografici, i rendimenti degli scambi termici con il terreno o con l'acqua di falda risultano molto elevati, consentendo di ottenere potenze termiche sufficienti per il riscaldamento/raffrescamento di edifici ad uso residenziale o di vario genere (cfr. paragrafo 4.3).

6.1 Classificazione delle risorse geotermiche (Luca Micheletti)

Le risorse geotermiche sono classificate in base al loro stato termico e pertanto, esistono fonti ad alta, media e bassa entalpia (l'entalpia, intesa come energia cinetica o energia interna, è in funzione della temperatura e della pressione, ed indica la capacità di produrre lavoro) la cui classificazione è basata sul valore della temperatura poiché più pratico da rilevare.

Geotermia ad alta entalpia

La geotermia ad alta temperatura e pressione si riferisce a tecnologie adibite allo sfruttamento di ano-

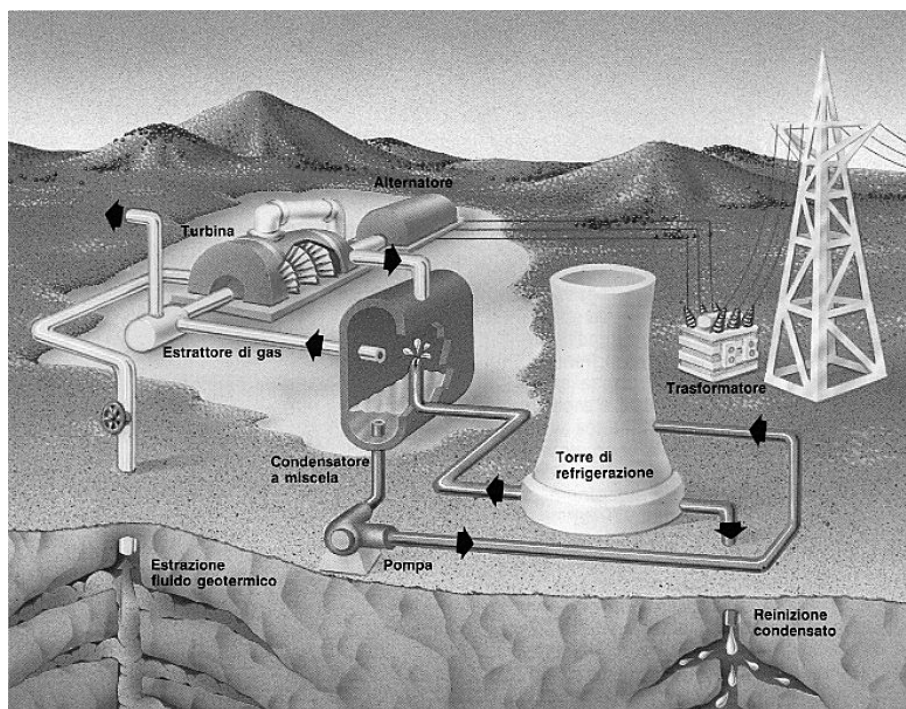


Fig. 6.1 – Principali componenti di una centrale geotermoelettrica (Rybach, 2007).

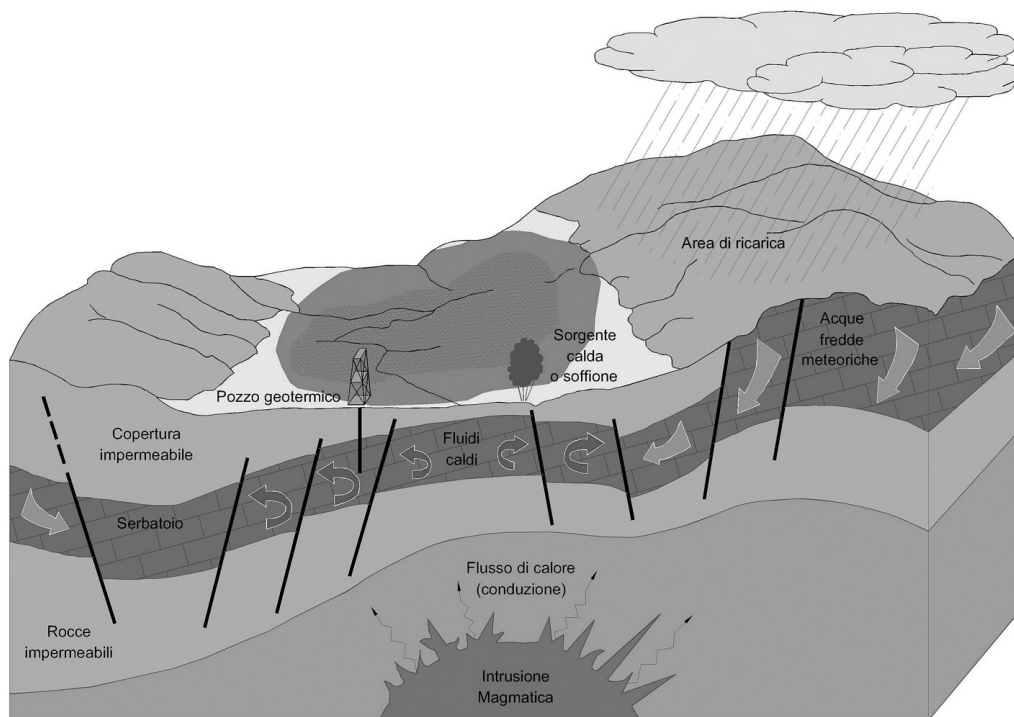


Fig. 6.2 – Rappresentazione del serbatoio geotermico (Rybach, 2007).

malie termiche di origine geologica, in settori vulcanici del pianeta, per la produzione di energia elettrica tramite la realizzazione di centrali elettriche geotermiche capaci di ottenere elevati rendimenti dalla pressione del vapore fuoriuscente dal sottosuolo.

In questi casi, l'energia elettrica è prodotta direttamente dalla pressione esercitata dal vapore rilasciato dai corpi geologici sotterranei che cede la sua energia alle turbine accoppiate ad un generatore (alternatore). Normalmente, il calore geotermico recuperato dal ciclo sottoforma di liquido condensato, viene successivamente impiegato per alimentare il teleriscaldamento di reti urbane per mezzo di condotte di distribuzione. Questi tipi di impianti sfruttano la circolazione di fluidi a temperatura maggiore di 150 °C.

Geotermia a media entalpia

La geotermia a media entalpia riguarda principalmente i sistemi idrotermali, nei quali, per definizione, i fluidi possiedono una temperatura variabile da 90 °C a 150 °C (cfr. paragrafo 2.1).

Il fluido interessato è rappresentato dall'acqua di origine meteorica che assicura l'alimentazione del sistema e che, in particolari contesti idrogeologici, scendendo in profondità si riscalda secondo il locale gra-

diente geotermico, andando a costituire un serbatoio geotermico spesso confinato per cause geologiche.

Il serbatoio di norma è costituito da rocce permeabili per porosità o per fratturazione, protette da coperture impermeabili in grado di impedire la dispersione dei fluidi.

In corrispondenza a vie di fuga naturali (faglie) o artificiali (pozzi), che interessano la struttura idrogeologica termalizzata, il fluido risale rapidamente mantenendo buona parte del calore e, una volta captato artificialmente, viene trattato e inviato agli impianti di distribuzione e di utilizzo.

Il teleriscaldamento è un metodo molto interessante per sfruttare direttamente tali fluidi geotermici. In questo caso è il fluido stesso che riscalda l'acqua dell'impianto di riscaldamento o di tipo sanitario attraverso il circuito secondario di uno scambiatore di calore.

Geotermia a bassa entalpia: "il geoscambio"

La geotermia a bassa entalpia riguarda fluidi termalizzati del sottosuolo dotati di temperatura minore di 90 °C e per tale motivo essa è potenzialmente applicabile in tutti i contesti geologici, ovvero anche in quei terreni cosiddetti "normali", sfruttando quella caratteristica del sottosuolo per cui il terreno viene



Fig. 6.3 – Rappresentazione di un impianto geotermico a sonde orizzontali e verticali (Caleffi, 2010).

inteso come una massa dotata di grande capacità termica.

Grazie alla sua inerzia termica, già pochi metri al di sotto la superficie, il terreno risente in modo decisamente attenuato e smorzato delle fluttuazioni termiche giornaliere e stagionali.

Numerosi studi in tal senso evidenziano che la

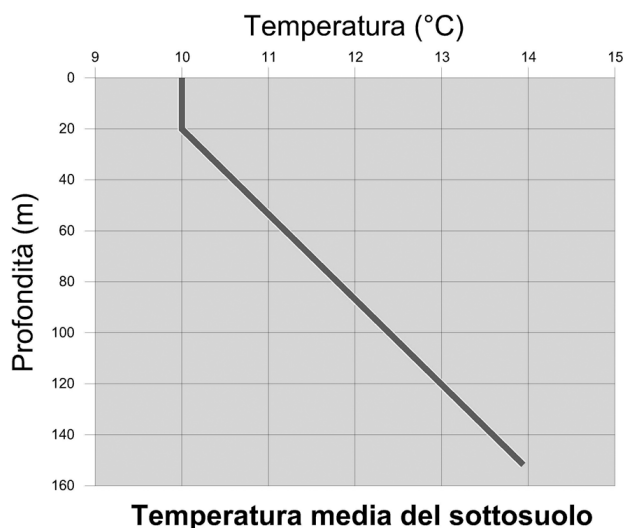


Fig. 6.4 – Andamento della temperatura del terreno in relazione alla profondità (disegno L. Micheletti).

temperatura oltre i primi 15 ÷ 20 m di profondità, può essere considerata costante in tutto l'arco dell'anno. Esiste perciò la possibilità di estrarre calore dal terreno durante l'inverno, con la possibilità di riscaldare un edificio, e cedere calore al terreno stesso in estate, nel corso del ciclo inverso di raffreddamento dei locali.

Pertanto, attraverso gli impianti geotermici di climatizzazione è possibile produrre acqua calda per il riscaldamento dell'edificio e per uso sanitario, nonché acqua refrigerata per il raffreddamento dei locali, riducendo/eliminando in tal modo i costi economici ed ambientali connessi all'uso dei tradizionali combustibili fossili.

6.2 Tecnologie al servizio della risorsa geotermica a bassa entalpia (Luca Micheletti)

Di seguito sono esposte alcune fra le più diffuse tecnologie che sfruttano il normale calore presente nella crosta terrestre, ovvero i sistemi geotermici a bassa entalpia.

Le temperature presenti, i dati disponibili e le condizioni geologiche della Provincia di Verona, fan-

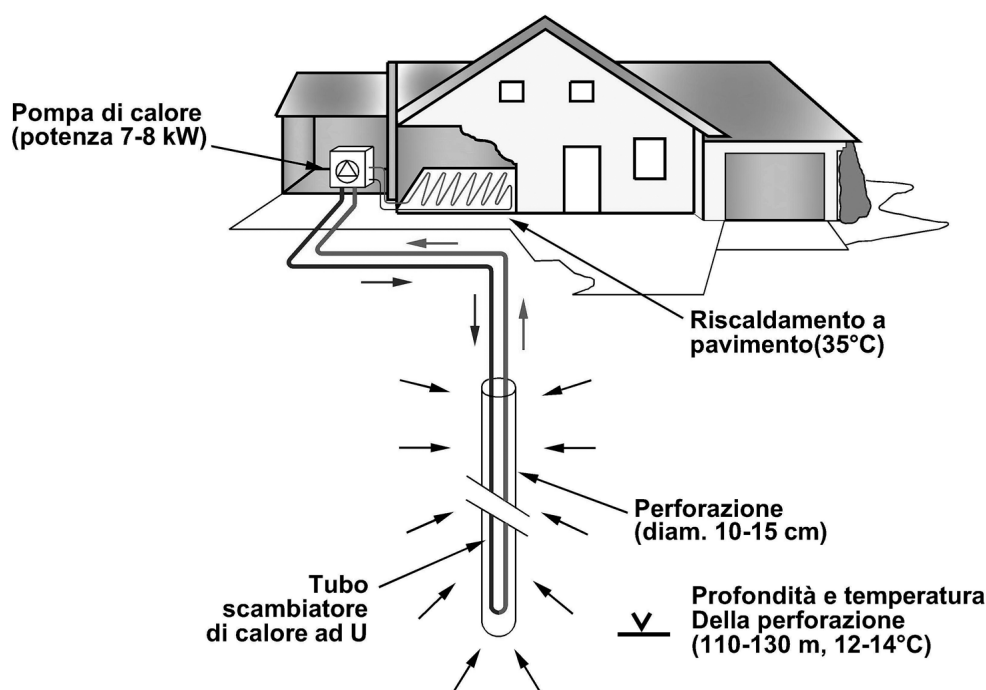


Fig. 6.5 – Schema tipo di riscaldamento con sonda (SGV) accoppiata ad una pompa di calore (Raneri et al., 2004).

no ritenere che per questo territorio siano maggiormente convenienti quelle tecnologie che utilizzano l'energia geotermica per la produzione di calore piuttosto che per la generazione d'energia elettrica.

Le sonde Geotermiche

Tale sistema tecnologico utilizza la risorsa geotermica del sottosuolo presente già a debole profondità e dotata di bassa temperatura (lo sfruttamento della risorsa è conveniente già a 12 °C). Esso si basa sull'evidenza che, già oltre i 20 metri di profondità, la temperatura del sottosuolo è costante e non dipende più dalle escursioni termiche giornaliere o stagionali.

Le sonde geotermiche possono essere di tipo verticale (SGV) od orizzontale (SGO) anche se l'impiego di quest'ultime non è particolarmente diffuso, per l'influenza indotta all'escursione termica degli strati superficiali (profondità di interrimento di 2 ÷ 5 m) o dagli ostacoli di installazione legati alle ampie superfici generalmente interessate.

Le sonde geotermiche verticali sono degli scambiatori di calore installati entro fori di perforazioni in prossimità dell'edificio da riscaldare/refrigerare, che presentano profondità medie di 130 m.

Un fluido atossico anticongelante è pompato all'interno del circuito chiuso della sonda, in uno o

due tubi di polietilene a forma di U. Lo spazio vuoto tra il perforo e la sonda è riempito con una miscela di bentonite e cemento che assicura un buon contatto termico tra i tubi, parete ed il terreno di perforazione.

Le perforazioni hanno un diametro di 10 ÷ 15 cm e, al termine dei lavori, non lasciano ostacoli visibili in superficie.

Le SGV possono essere installate in tutti i tipi di formazioni rocciose: il numero e la profondità delle perforazioni sono determinati in relazione alla resa termica del terreno ed alla potenza necessaria per riscaldare il volume dei locali.

Il fluido circolante nelle sonde assorbe calore dal terreno e fornisce l'energia geotermica ad una pompa di calore (PDC) dimensionata, secondo la potenza richiesta per il riscaldamento, per permettere di innalzare la temperatura del circuito secondario a circa 35 °C, valore che generalmente rappresenta il limite massimo per gli impianti di climatizzazione a pavimento.

Il riscaldamento è fornito alle abitazioni attraverso pavimenti riscaldanti o radiatori che "lavorano" a bassa temperatura e l'installazione permette di avere acqua calda sanitaria ad una temperatura fino a 50 ÷ 55 °C.

Le SGV sono impiegate per la climatizzazione invernale ed estiva di unità abitative, immobili o piccoli quartieri residenziali.

Il funzionamento reversibile di tali scambiatori di calore nel corso dell'anno, che determina una tendenza al raffreddamento del terreno d'inverno e al riscaldamento dello stesso in estate, dovrebbe essere considerata una pratica consueta al fine di rispettare il principio della sostenibilità ambientale (cfr. paragrafo 4.3).

I pali energetici

I pali energetici sono delle geostrutture in calcestruzzo o calcestruzzo armato dalla duplice funzione: fungere da fondamenta e fornire calore all'edificio che sostengono.

Di fatto possono essere considerati dei veri e propri scambiatori di calore, all'interno dei quali sono installati dei tubi in polietilene con gli estremi derivati direttamente in superficie (due o più a seconda del diametro del palo da 0,4 a 1,5 m). All'interno delle tubazioni viene fatto circolare un fluido termovettore (acqua glicolata) in modo da costituire un circuito chiuso tra i pali e la pompa di calore.

I Pali energetici funzionano secondo un ciclo annuale, con un'estrazione di calore dal terreno durante il periodo di riscaldamento, e cessione di calore durante il periodo estivo.

Questa tecnologia, che prevede la propria integrazione nel progetto di costruzione dell'edificio sin dalla sua origine, ha avuto un significativo sviluppo in Austria, Svizzera e Germania con oltre 360 strutture energetiche, la cui potenza installata varia da qualche decina di kW per piccoli immobili, fino a qualche migliaio di kW per grandi edifici industriali.

Lo sfruttamento diretto della falda freatica

Lo sfruttamento della falda freatica è forse il metodo più semplice per l'utilizzo di calore per il riscaldamento degli edifici, in quanto l'investimento economico risulta il più contenuto.

Nel territorio della Provincia di Verona la temperatura "normale" delle acque sotterranee freatiche presenta valori costanti compresi tra 12 e 14 °C, mentre nelle aree identificate nel presente studio come Distretti termali A e B la temperatura delle acque può presentare valori variabili da circa 15 °C fino a poco più di 40 °C (cfr. paragrafo 2.3). Lo sfruttamento della falda freatica è possibile attraverso pozzi unici o multipli, ovvero pozzi di produzione e di reimmissione (o d'iniezione).

Dopo aver estratto l'acqua sotterranea attraverso l'emungimento di un pozzo, una pompa di calore trattiene la sua energia e fornisce una temperatura sufficiente per il riscaldamento delle abitazioni.

Una volta raffreddata, l'acqua viene reimpressa in falda mediante un secondo pozzo o, in alternativa, convogliata nella rete idrica superficiale. Tale sistema, se per alcuni aspetti presenta un'evidente semplicità di realizzazione e di utilizzo della risorsa, per altri necessita di particolari cautele per la salvaguardia ambientale, in quanto può comportare una serie di problemi relativi al depauperamento della falda acquifera e possibili fenomeni di variazione chimico-fisico-ambientale del sottosuolo.

Il prelievo diretto del calore per riscaldamento

Una temperatura dell'acqua sufficientemente elevata

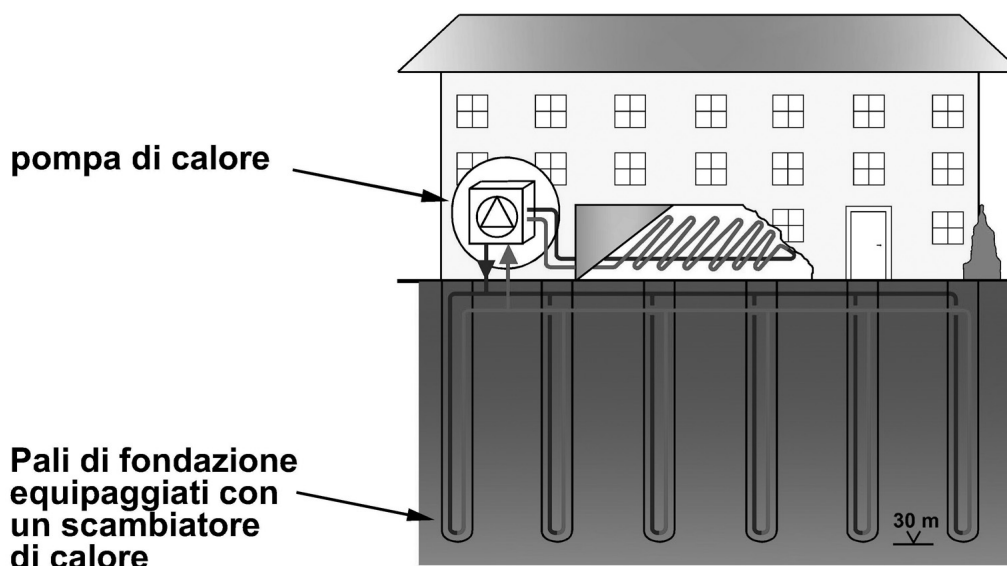


Fig. 6.6 – Schema tipo di riscaldamento con pali energetici accoppiati ad una pompa di calore (Raneri et al., 2004).

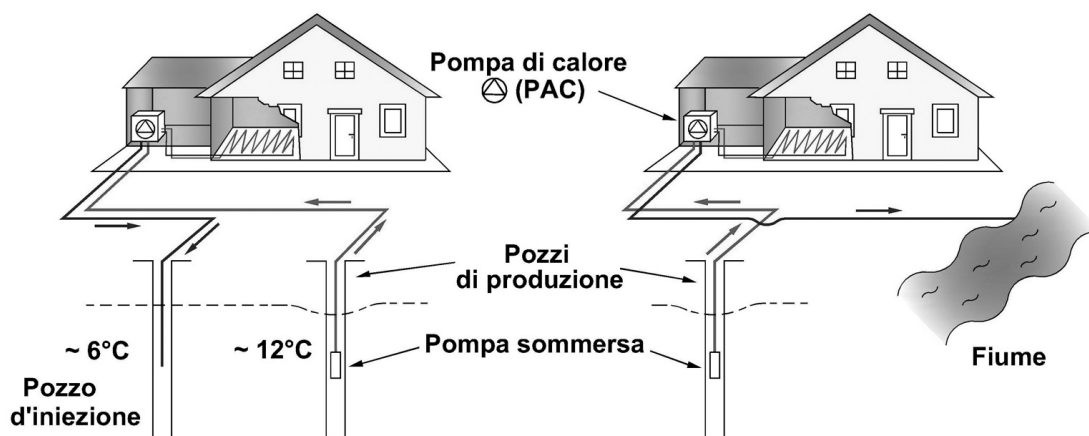


Fig. 6.7 – Schema tipo di riscaldamento con pompa di calore e sfruttamento della falda freatica (Raneri et al., 2004).

della sorgente geotermica, valori inferiori a 100 °C, può essere sfruttata tramite uno scambiatore che trasmette il calore prelevato al fluido destinato al riscaldamento.

Possono essere prese in considerazione le varie applicazioni, legate alla climatizzazione di ambienti o al riscaldamento per altri scopi, ad esempio per abitazioni collettive o individuali, locali industriali e serre agricole, balneoterapia, sfruttamento industriale e piscicoltura.

Questa tecnologia non richiede l'accoppiamento con una pompa di calore (PDC), se non necessariamente per sfruttare ulteriormente il fluido in uscita dallo scambiatore (a condizione che possieda una temperatura adeguata per il funzionamento dei com-

pressori, generalmente inferiore a 25 °C), in quanto il valore energetico (entalpia) dell'acqua risulta essere sufficiente per poter essere trasferito direttamente ai terminali dell'impianto di riscaldamento.



Fig. 6.9 – Installazione di pannelli solari a servizio dell'impianto termico (foto L. Micheletti).

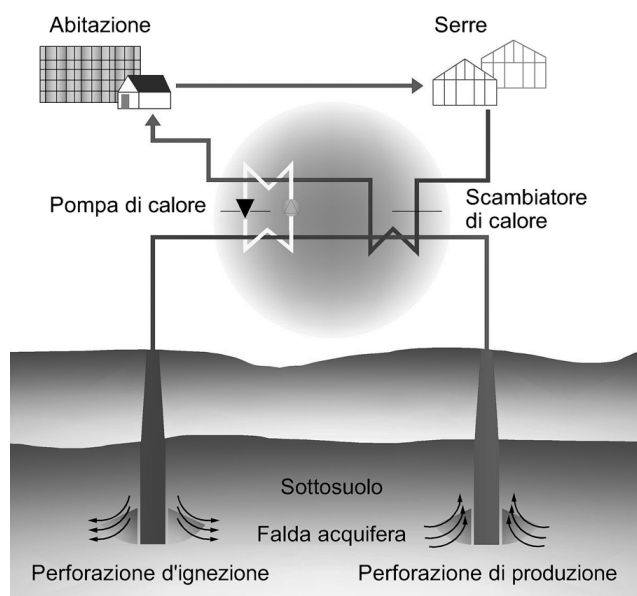


Fig. 6.8 – Schema di impianto con prelievo di acqua di falda e successivo impiego con pompa di calore prima della re-immissione in falda (Raneri et al., 2004).

In tal caso, la pompa di calore, che è una macchina elettrica in grado di produrre energia termica a media-alta temperatura, potrebbe essere alimentata da un sistema di pannelli fotovoltaici accoppiati all'impianto geotermico, rendendo quindi l'edificio energeticamente autosufficiente a basso impatto ambientale.

Il funzionamento della pompa di calore

Lo scambio geotermico realizzato con l'impiego di pompe di calore (PDC), permette di riscaldare e raffreddare gli edifici assicurando nel contempo un elevato grado di rendimento nell'arco dell'intera stagione e un contenuto fabbisogno di

energia elettrica. Con l'uso delle pompe di calore non è inoltre necessario alcun apporto termico esterno (ad esempio una caldaia a gas o a gasolio) per coprire le punte di richiesta termica invernali.

Utilizzando una pompa di calore nell'ambito delle diverse tecnologie esposte nel presente capitolo, si può coprire il fabbisogno energetico sia del riscaldamento invernale che del raffrescamento nei mesi estivi, oltre alla produzione illimitata di acqua calda sanitaria.

Queste macchine termiche hanno il grande vantaggio di fornire più energia (sotto forma di calore) di quella che necessita per il loro funzionamento, questo è reso possibile dal fatto che la macchina assorbe calore da una sorgente esterna a temperatura costante come il terreno o l'acqua di falda.

La pompa di calore sfrutta il salto termico esistente tra il terreno/acqua e l'impianto. Più questa differenza è bassa, tanto maggiore è il rendimento (COP coefficient of performance). Basti pensare che, per pompe di calore abbinate alle sonde geotermiche (SGV), da ogni kWh di energia elettrica assorbita dalla macchina si possono ricavare dai 4,0 ai 5,0 kWh termici. Per pompe di calore utilizzate in scambio con acqua di falda e per profondità modeste di circa $15 \div 30$ metri in cui la temperatura dell'acqua è compresa tra 11 e 14 °C, si possono invece disporre dai 4,5 ai 5,5 kWh termici.

Si constata che, nel caso di sonde geotermiche verticali, la resa della PDC dipende dalla profondità di infissione delle sonde stesse, dalla resistenza termica del terreno circostante e dal gradiente geotermico. Nel caso di scambio con acqua di falda la resa della PDC dipende dalla profondità di prelievo (dal livello statico della falda) e dalla temperatura dell'acqua a parità di portata.

Per comprendere il funzionamento di una pompa di calore (PDC) dapprima è necessario valutare da quale sorgente viene prelevato il calore.

Premesso che durante l'inverno il terreno ha una temperatura mediamente superiore a quella esterna, in una PDC abbinata a sonde geotermiche verticali il fluido termovettore, scendendo in profondità attraverso le tubazioni dello scambiatore di calore, sottrae energia termica al sottosuolo e ritorna alla PDC ad una temperatura maggiore di quando è sceso.

In una PDC abbinata ad uno scambiatore di calore con acqua di falda o di acquedotto, il fluido termovettore risulta essere l'acqua stessa, alla quale viene sottratto calore.

In entrambi i casi i fluidi termovettori sopraccitati, provocano l'evaporazione del refrigerante che circola all'interno della pompa di calore. Il refrigerante evapora assorbendo calore dalla sorgente, rappresentata dal terreno nel caso delle sonde geotermiche oppure dall'acqua di falda o di acquedotto nel caso di spillamento diretto. All'uscita dell'evaporatore il refrigerante, ora completamente allo stato gassoso, viene aspirato all'interno del compressore che, azionato da un motore elettrico, fornisce l'energia meccanica necessaria per comprimerlo, determinandone così un aumento di pressione con conseguente aumento della temperatura.

Il refrigerante viene così a trovarsi nelle condizioni ottimali di temperatura per passare attraverso il condensatore (scambiatore). In questa fase si ha un nuovo cambiamento di stato del refrigerante, il quale cede calore ad alta temperatura passando dallo stato gassoso a quello liquido. Questa energia ceduta al fluido vettore, è utilizzata per il riscaldamento degli am-

bienti o per la produzione di acqua sanitaria.

Il ciclo termina con la sua ultima fase in cui il liquido passa attraverso una valvola di espansione trasformandosi parzialmente in vapore a bassa pressione e bassa temperatura, riportandosi così alle condizioni di partenza.



Fig. 6.10 – Pompa di calore installata su un impianto di riscaldamento di un'abitazione (foto L. Micheletti).

6.3 I costi di un impianto geotermico (Luca Micheletti)

6.3.1 Analisi del bilancio energetico di un impianto geotermico

Se analizziamo l'intero processo energetico partendo dal combustibile di origine fossile si prospettano i valori in seguito esposti.

Bruciando 2,5 kWh di gas o carbone nelle centrali termoelettriche avremmo disponibile al nostro contatore elettrico 1,0 kWh. La parte mancante di 1,5 kWh è dissipata dalle centrali in ambiente e dal sistema di distribuzione.

Impiegando 1,0 kWh elettrico per una pompa di calore, nelle condizioni valutate in precedenza, otte-

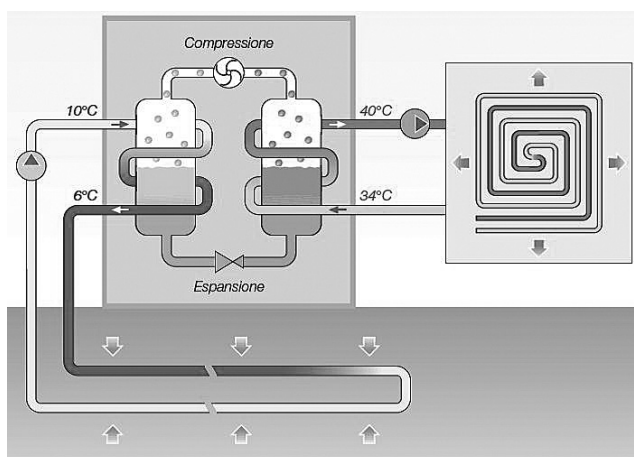


Fig. 6.11 – Principio di funzionamento della pompa di calore con sonde geotermiche (Caleffi, 2010).

niamo nella peggiore delle situazioni energia termica per 4 kWh, nel caso di sonde geotermiche, e 4,5 kWh, nel caso di prelievo d'acqua di falda.

Quindi possiamo concludere che a fronte di un consumo di 2,5 kWh di combustibile nella centrale di produzione di energia elettrica, otteniamo nell'impianto, dotato di pompa di calore, una resa termica molto superiore con un bilancio positivo tra costo di energia primaria assorbita (energia elettrica) ed energia termica prodotta a favore di un notevole risparmio energetico ed economico. Tale soluzione presenta, inoltre, un effetto positivo sull'ambiente in quanto permette una drastica riduzione delle emissioni inquinanti derivate dal processo di combustione nell'ambito dei tradizionali generatori a combustibile: solido, liquido o gassoso.

6.3.2 Costi di mantenimento di un impianto geotermico

La gestione di una pompa di calore con sonda geotermica è semplicissima: si tratta infatti di un'unica "macchina" che gestisce il riscaldamento, il raffreddamento e la produzione di acqua calda sanitaria per i servizi necessari al fabbisogno di un edificio civile. Tale "macchina" è programmabile con grande flessibilità, affinché ogni esigenza di riscaldamento sia soddisfatta ad un costo contenuto. È ideale per gli impianti di riscaldamento ad alto comfort, del tipo: ad irraggiamento (pavimento, soffitto, parete), o a corpi riscaldati da fluido termovettore a bassa temperatura.

Nella figura che segue si può osservare l'andamento del comfort in ambiente per una persona in relazione alla tipologia di terminale impiegato.

Lo spazio occupato da una pompa di calore corrisponde a quello di un frigorifero. Con misure così ridotte la macchina può essere installata in qualsiasi locale di servizio: ripostiglio, lavanderia, disimpegno, sottoscala, ecc.

Per la valutazione dei costi di esercizio di un impianto geotermico assumiamo per il confronto i seguenti valori unitari delle fonti energetiche primarie per la produzione di calore:

Tipo di Energia Primaria	Costo Unitario	
GPL	€/litro	0,97
Gasolio	€/litro	1,05
Metano	€/Sm ³	0,63
Energia Elettrica	€/kWh	0,20

Tabella 6.1 – Costi unitari delle principali fonti energetiche primarie per la produzione di calore.

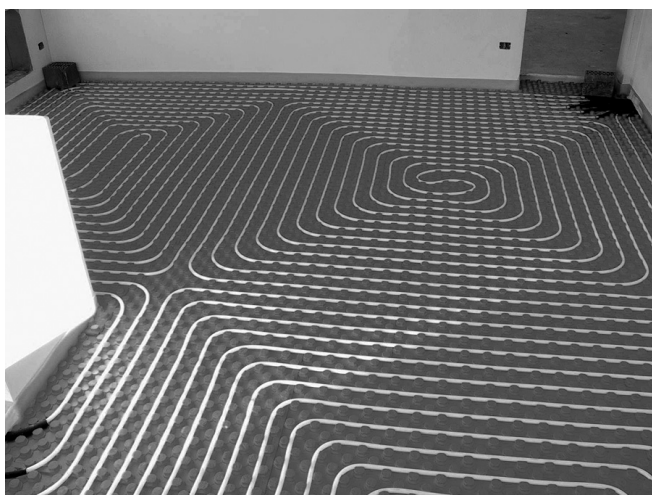


Fig. 6.12 – Particolari di posa del sistema di riscaldamento con pannelli a pavimento (foto Aktis Italia s.r.l.).

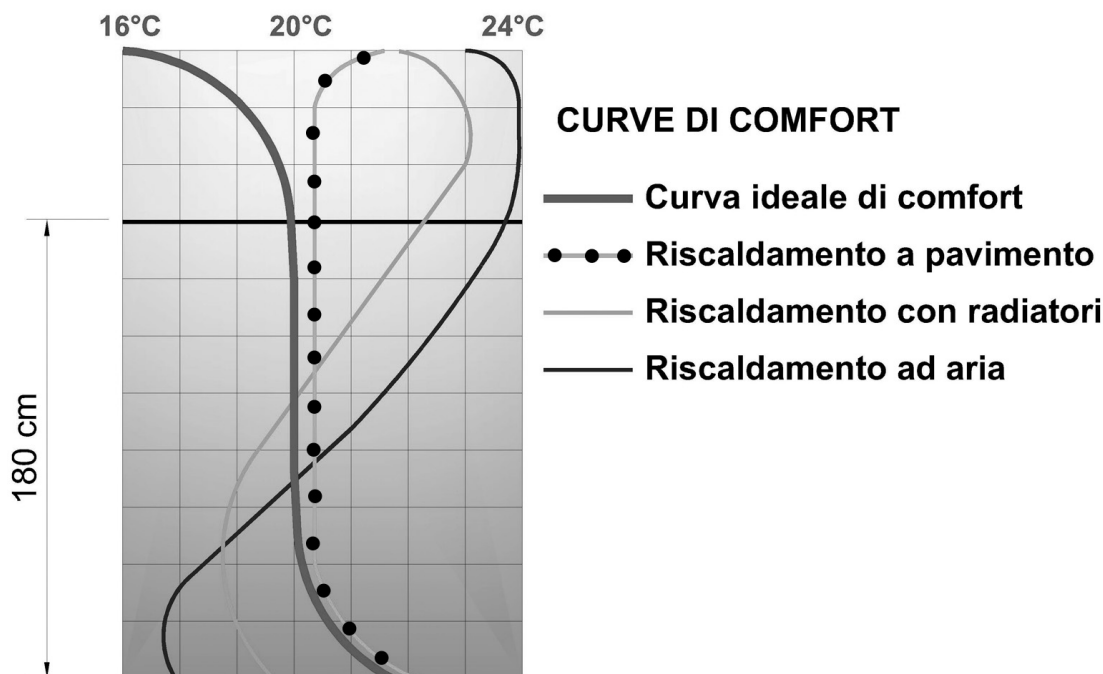


Fig. 6.13 – Gradiente di temperatura dei diversi tipi di terminali rispetto all'altezza del corpo umano (disegno L. Micheletti).

Nel caso di variazione dei prezzi di mercato, le valutazioni che seguono possono essere riadattate per riformulare i costi di esercizio nel periodo vigente. Risulta evidente che un impianto geotermico avrà un costo di investimento in relazione alla classe energetica di appartenenza dell'edificio nel quale è installato.

Alle condizioni summenzionate i costi energetici nel periodo invernale, in relazione al potere calorifico dei combustibili che potrebbero essere impiegati, sono i seguenti:

RISCALDAMENTO INVERNALE		
Tipo di Energia Primaria	Costo Unitario	
GPL	€/Mcal	0,181
Gasolio	€/Mcal	0,138
Metano	€/Mcal	0,077
Energia Elettrica	€/Mcal	0,041

Tabella 6.2 – Costi unitari per la produzione di calore.

Le medesime considerazioni possono essere fatte nel caso di reversibilità della pompa di calore per la produzione di freddo a riguardo dell'impianto di climatizzazione estiva.

Nel prospetto che segue si può evincere il notevole risparmio energetico che ci si può aspettare da un impianto di tipo geotermico, sia esso realizzato con

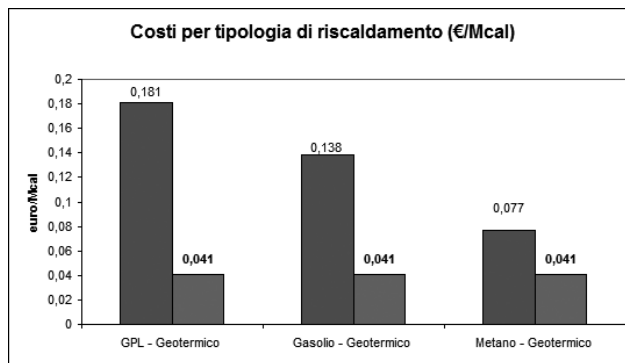


Tabella 6.3 – Costi unitari per tipologia di riscaldamento.

RAFFRESCAMENTO ESTIVO		
Tipo di Energia Primaria	Costo Unitario	
Impianto Tradizionale	€/Mfrig	0,070
Impianto Geotermico	€/Mfrig	0,028

Tabella 6.4 – Costi unitari per il raffrescamento.

scambio termico mediante sonde verticali che utilizzando direttamente acqua di falda (Tabella 6.4.).

COSTI DI ESERCIZIO: RISPARMIO CON IMPIANTO GEOTERMICO	
Riscaldamento geotermico < 80% rispetto al GPL	
Riscaldamento geotermico < 70% rispetto al gasolio	
Riscaldamento geotermico < 50% rispetto al metano	
Condizionamento estivo geotermico < 60% rispetto al tradizionale	

Tabella 6.5 – Valutazioni analitiche sul risparmio economico dei costi di esercizio.

CARATTERISTICHE DELL'IMMOBILE DA RISCALDARE		
Superficie utile dei locali riscaldati	150 mq	
Potenza massima di riscaldamento richiesta	8 kW (100%)	
Fabbisogno annuo di energia per il riscaldamento	90 kWh/m²anno	
IMPIANTO GEOTERMICO CON SONDE VERTICALI		
Potenza resa dalla sonda verticale	6,0 kW (75%)	
Potenza resa dalla Pompa di Calore	2,0 kW (25%)	
Profondità di perforazione per la posa della sonda	110 m	
Resa termica media del terreno	55 W/m	
COSTO PER LA REALIZZAZIONE		
Terebrazione e posa della sonda geotermica	Euro	5.500
Fornitura e posa della Pompa di Calore	Euro	7.000
Totale	Euro	12.500
IMPIANTO GEOTERMICO CON SCAMBIO DIRETTO CON ACQUA DI FALDA		
Potenza resa dallo scambio con acqua	8 kW (100%)	
Potenza resa dalla Pompa di Calore	0 kW (0%)	
COSTO PER LA REALIZZAZIONE		
Doppia terebrazione per prelievo/re-immissione profondità 25 m	Euro	4.000
Fornitura e posa della Pompa di Calore	Euro	7.000
Totale	Euro	11.000
COSTO IMPIANTO TRADIZIONALE CON CALDAIA A GAS METANO		
Caldaia a condensazione	Euro	4.000
Canna fumaria e allacciamento rete gas	Euro	3.500
Totale	Euro	7.500

Tabella 6.6 – Costi per la realizzazione di un impianto geotermico e di un impianto tradizionale dotato di caldaia a gas metano.

6.3.3 Costi di investimento ed ammortamento di un impianto geotermico

Chiunque si trovi a valutare la convenienza di un impianto geotermico piuttosto che un impianto dotato di generatore di calore tradizionale, sorge naturale la domanda: in quanto tempo si ammortizza un impianto geotermico rispetto ad un impianto tradizionale?

Questa domanda richiede una risposta articolata. In primo luogo quello che si ammortizza è l'extra costo dell'impianto, mentre i tempi di ammortamento dipendono dai seguenti fattori:

- la tecnologia tradizionale di confronto (metano, gasolio, GPL);
- le modalità d'uso dell'impianto geotermico, ovvero se destinato al riscaldamento, al raffrescamento o alla produzione di acqua calda sanitaria.

Per comprendere meglio quanto esposto confronteremo in seguito tre tipologie di impianto che potrebbero essere realizzate nel veronese al servizio di un'unità abitativa tradizionale con superficie utile di 150 mq, mediamente isolata dal punto di vista termico (Tabella 6.6).

La valutazione viene fatta per la sola parte relativa alla generazione e regolazione, in quanto in tutte e tre le tipologie impiantistiche saranno presenti i medesimi terminali per la climatizzazione ed utilizzi per l'acqua calda sanitaria.

Dall'esperienza acquisita su impianti simili già realizzati, si è notato che la differenza media tra il combustibile consumato da un impianto tradizionale e l'energia elettrica prelevata dalla rete per il funzionamento di un impianto geotermico viene ad essere in un anno di circa 600 Euro.

Da tale considerazione è possibile valutare l'ammortamento della spesa, considerando le più tipiche tipologie di impianto geotermico in rapporto alla tradizionale caldaia a gas metano:

AMMORTAMENTO	
Impianto geotermico con sonde verticali	$(12.500-7.500)/600 = 8 \text{ anni}$
Impianto geotermico con scambio in acqua	$(11.000-7.500)/600 = 6 \text{ anni}$

Tabella 6.7 – Calcolo dell'ammortamento tra alcune tipologie di impianti geotermici.

Se si tiene conto dei costi medi di manutenzione annua, i tempi di ammortamento si ridurrebbero da 8 a 7 anni e da 6 a 4,5 anni.

I tempi indicati possono ridursi ulteriormente qualora l'impianto geotermico fornisca anche l'energia per la climatizzazione estiva (raffrescamento). Se a questo vantaggio va aggiunta la possibilità di integrare il sistema con un impianto fotovoltaico, che attualmente gode di un'incentivazione messa a disposizione dall'Ente gestore pubblico (per il solo impianto fotovoltaico si può ottenere un punto di pareggio in meno di 6 ÷ 7 anni), è possibile abbattere ulteriormente i tempi di ammortamento a tre o quattro anni.

Si può pertanto affermare che il sistema impiantistico composto da sonde geotermiche verticali o a scambio diretto con acqua di falda, pompa di calore e terminali a bassa temperatura, garantisce, oltre ad un miglior comfort abitativo, anche una minor

spesa per la climatizzazione in ogni stagione dell'anno.

Infine, utilizzando un impianto a sonde verticali anche durante il periodo estivo per la climatizzazione, al terreno viene ceduto parte del calore sottratto nel periodo invernale, attuando in tal modo il principio della sostenibilità ambientale che permette una resa maggiore del sistema nel corso dell'intero anno.

6.4 Esempio di applicazione della risorsa geotermica nell'area di pianura del Comune di Sant'Ambrogio di Valpolicella

(Luca Micheletti)

Viene preso in considerazione un impianto di climatizzazione tipo GWHP (Ground Water Heat Pump), costituito da un "generatore rinnovabile", ovvero da un pozzo di emungimento dal quale, per mezzo di una pompa sommersa, viene prelevata ac-

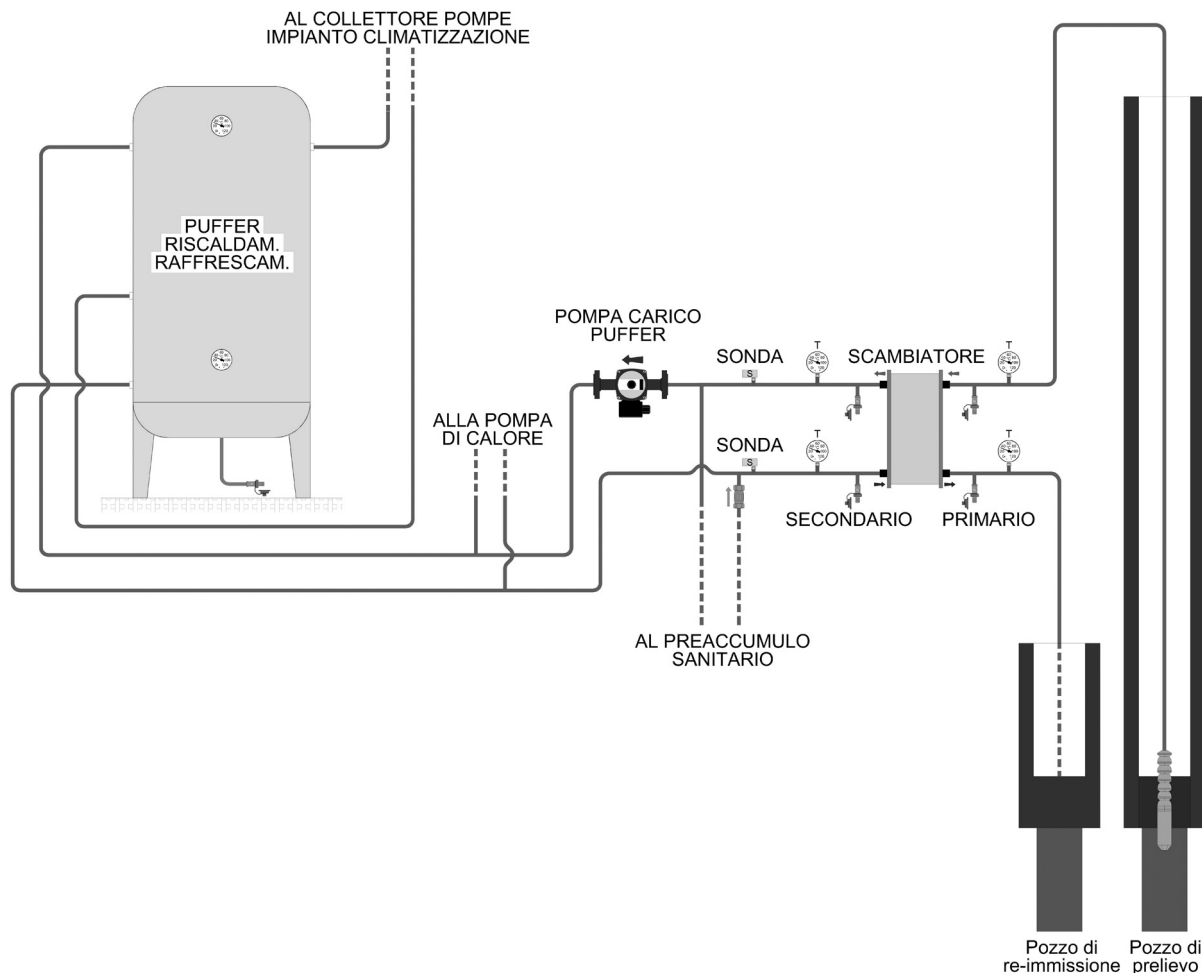


Fig. 6.14 – Schema di principio dello scambio termico per il riscaldamento da pozzo geotermico (disegno L. Micheletti).

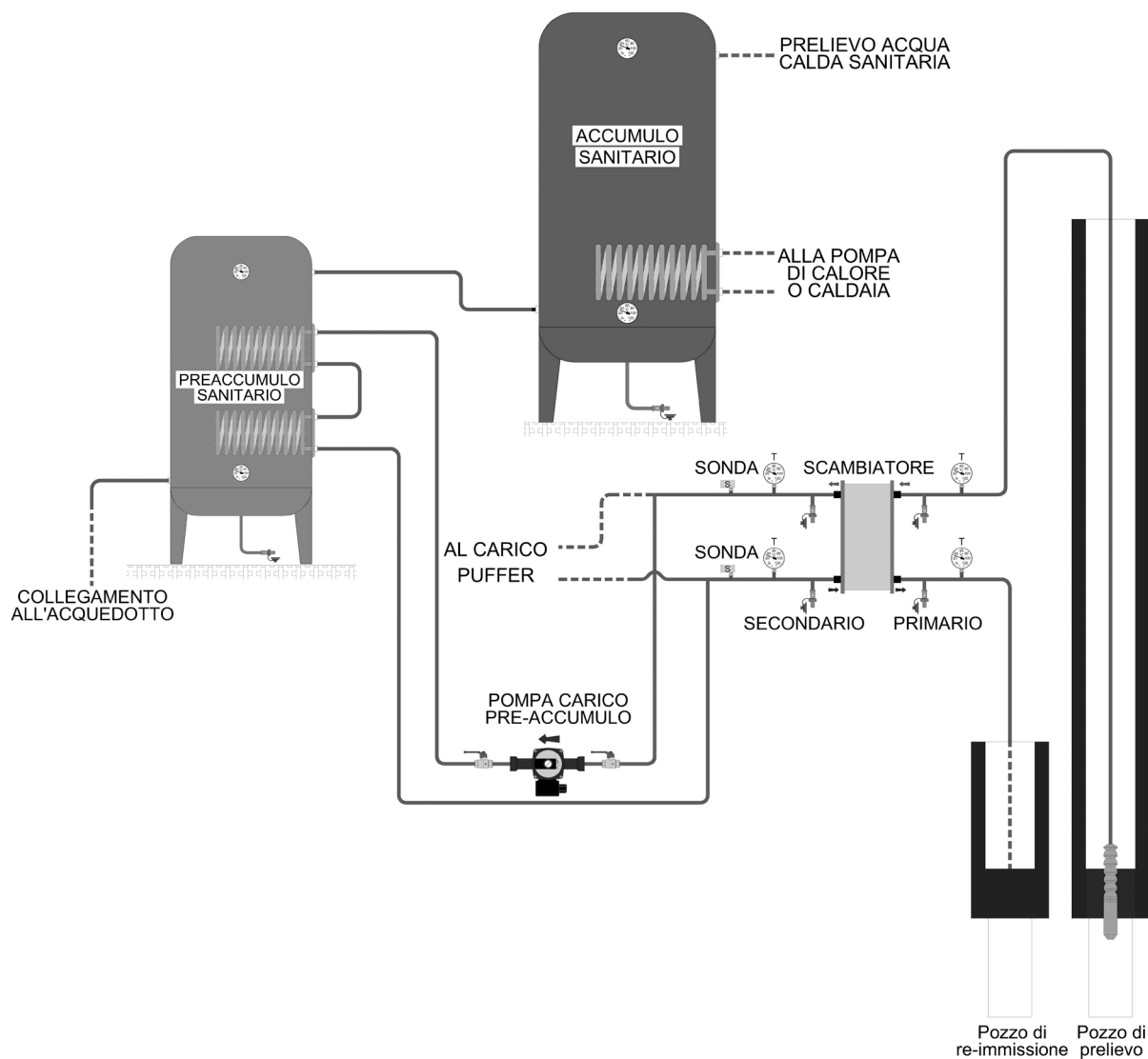


Fig. 6.15 – Schema di principio dello scambio termico per la preparazione di acqua calda sanitaria da pozzo geotermico (disegno L. Micheletti).

qua calda alla temperatura di 40°C ed inviata ad uno scambiatore di calore situato in superficie.

Dal circuito secondario dello scambiatore viene prelevata acqua calda sia per il riscaldamento invernale, destinata ad un serbatoio con la funzione di accumulo inerziale e di separatore idraulico, e sia di preriscaldamento di un ulteriore serbatoio di pre-accumulo destinato alla preparazione dell'acqua calda sanitaria.

Le pompe, a servizio delle varie zone per la climatizzazione dell'edificio, prelevano acqua dal puffer per inviarla ai singoli collettori di zona previa miscelazione con l'acqua di ritorno in relazione alla temperatura richiesta dall'impianto a pannelli radianti a servizio delle zone climatizzate.

La funzione del pre-accumulo sanitario è quella di preriscaldare l'acqua proveniente dall'acquedotto fino alla temperatura di circa 35 °C, la quale sarà accumulata in un secondo serbatoio (accumulo sanitario) per essere ulteriormente elevata in temperatura tramite una pompa di calore aria/acqua o un generatore tradizionale a gas collegato allo scambiatore interno a "serpentino".

Durante il periodo estivo il pozzo geotermale è impiegato solamente come sorgente di calore per il preriscaldamento dell'acqua calda sanitaria, mentre la pompa di calore produce acqua refrigerata destinata all'accumulo nel puffer per il raffreddamento degli ambienti.

A riguardo nell'impianto di climatizzazione, du-

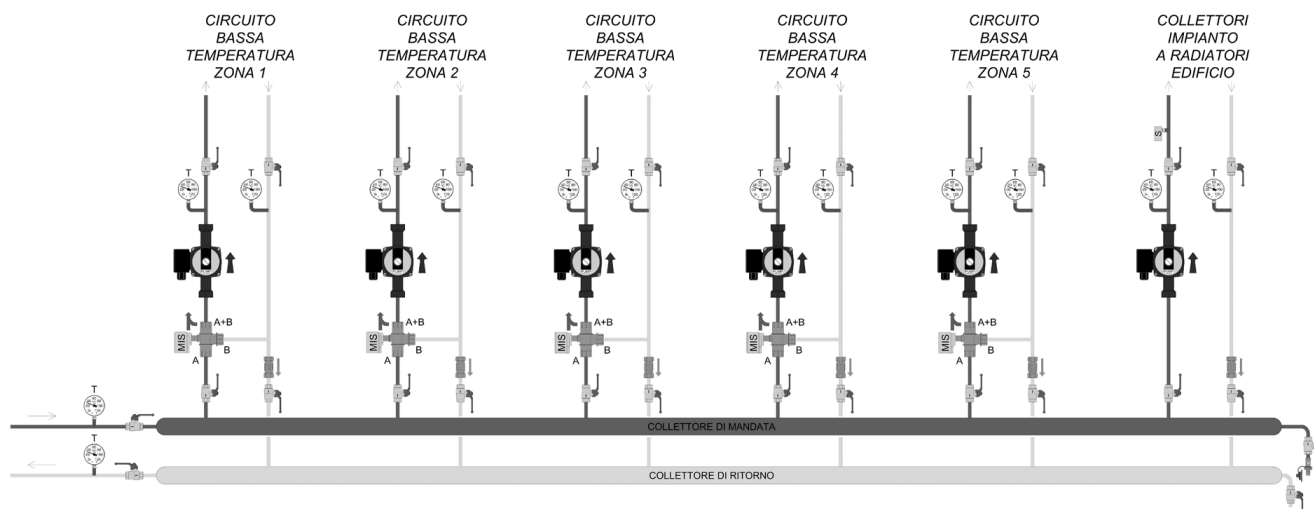


Fig. 6.16 – Particolare del collettore pompe di centrale con relative valvole di miscelazione (disegno L. Micheletti).

rante il cambio stagionale, avviene una commutazione tra sistema di generazione geotermale e sistema di generazione con pompa di calore.

La pompa di calore è preferita ai comuni “chiller” per la caratteristica di reversibilità in quanto, oltre a produrre acqua refrigerata per il raffrescamento estivo, può fornire acqua calda per il riscaldamento durante il periodo invernale, nell’eventualità di guasto alla pompa sommersa installata nel pozzo.

L’acqua in uscita dal primario dello scambiatore è convogliata in un pozzo di scarico appositamente realizzato per essere riassorbita dal terreno.

Il fluido termovettore a servizio dell’impianto a pavimento, come già descritto nei paragrafi precedenti, potrà assumere una temperatura in mandata, nelle condizioni più sfavorevoli, non superiore a 35 °C (in equilibrio con le caratteristiche dei massetti, delle rifiniture e per il fabbisogno di potenza termica dei locali), con una temperatura di ritorno non inferiore a 30 °C, equivalente ad un $\Delta t=5$ °C.

Questo significa che lo scambiatore immette acqua nel puffer ad una temperatura non inferiore a quella di mandata dell’impianto a pavimento. Le sue dimensioni volumetriche saranno contenute al fine di ridurre le perdite di carico e le precipitazioni dei sali contenute nell’acqua termale durante bruschi abbassamenti di temperatura.

Il puffer, quale accumulo di acqua trattata per la climatizzazione, oltre a svolgere la funzione di separatore idraulico, costituisce un volume inerziale integrativo per l’impianto durante il periodo estivo (preparazione dell’acqua refrigerata).

La pompa di calore, anche se dotata di modula-

zione ad inverter, potrà essere equipaggiata con due compressori interni di parzializzazione. Per attuare una limitazione del numero di avviamenti dei compressori, quando i carichi termici estivi sono inferiori a quelli massimi previsti, è predisposto un accumulo inerziale ad integrazione del puffer.

L’impianto è completato con un gruppo di pompaggio (pompe e miscele di zona), a servizio di ogni ramo montante, derivato dal collettore pompe in centrale. Il controllo della temperatura dell’acqua in mandata all’impianto avviene per mezzo di una valvola miscelatrice a tre vie che spilla acqua dalla tubazione di ritorno per poi operare una miscelazione con l’acqua di mandata proveniente dal puffer.

Questo tipo di modulazione è gestita dalle impostazioni di set-point della centralina di termoregolazione che, in relazione alla richiesta di un maggior apporto energetico ai locali rilevato dalle sonde di temperatura, invierà un segnale elettrico alla valvola miscelatrice che procederà ad occludere o ad aprire maggiormente la via di spillamento dalla tubazione di ritorno.

6.5 La realizzazione dei pozzi termali presso Domgliara - Ospedaletto (Enrico Castellaccio)

Nel presente paragrafo vengono espone le modalità di realizzazione dei pozzi termali di pertinenza agli impianti del tipo GWHP (Ground Water Head Pump, letteralmente pompa di calore con sorgente nella falda acquifera sotterranea) i cui criteri generali di progettazione, in questo caso contestualizzati per

l'area termale di Domegliara – Ospedaletto, possono essere ritenuti validi anche per la realizzazione di impianti analoghi da costruirsi presso il Distretto termale della pianura orientale.

La realizzazione di tali pozzi ad uso di scambio termico con prelievo di acqua di falda (impianti a circuito aperto) prevede l'acquisizione di una serie di conoscenze specifiche riguardanti l'assetto idrogeologico e stratigrafico del sottosuolo, tramite le quali si potrà procedere ad effettuare il corretto dimensionamento dell'impianto di derivazione e adottare adeguati sistemi per la protezione idrogeologica del sottosuolo e dell'ambiente sotterraneo nel suo complesso (cfr. il Quadro normativo – Cap. 7).

6.5.1 Generalità e programma di massima dei lavori

L'inizio dello sfruttamento delle acque termali nella zona di Domegliara – Ospedaletto risale alla fine del 1700 quando fu realizzato il primo pozzo per acqua presso Villa Rovereti-Zurla (cfr. paragrafo 5.2).

A quel tempo la costruzione del pozzo avvenne in condizioni proibitive rispetto ai nostri giorni, con modalità che vale la pena ripercorrere brevemente. Lo scavo del pozzo iniziò con un diametro significativo di circa 2 m, usando un metodo di approfondimento condotto a mano mediante operai calati direttamente nella fossa, entro la quale il calore e l'umidità aumentavano mano a mano che ci si approfondiva nel sottosuolo. L'approfondimento progredì con picconi e badili operando una contestuale sottomurazione dei fianchi mediante la posa di mattoni con legante a calce seguendo un andamento a spirale. In queste condizioni fu possibile raggiungere la rilevante profondità di - 67 m al di sotto del piano di campagna!

Da quegli anni, i metodi e le tecnologie per la realizzazione dei pozzi si sono decisamente evolute permettendo di eseguire, in condizioni di sicurezza, terebrazioni profonde non solo sopra falda ma anche entro i livelli saturi.

I pozzi che vengono realizzati ad uso scambio termico con prelievo di acqua di falda e relativo scarico nel materasso ghiaioso anidro, sia in fase di ricerca che di esecuzione, prevedono l'ottemperanza di precise disposizioni di legge stabilite dal Piano di Tutela delle Acque della Regione Veneto, 2009 oltre alle disposizioni impartite dal Genio Civile regionale di Verona.

Di conseguenza, viene preventivamente identificata la figura del progettista e la direzione dei lavori che in particolare dovrà:

- dichiarare la regolare esecuzione dell'attività al termine dei lavori;
- effettuare una documentazione fotografica delle fasi di realizzazione del pozzo;
- specificare la georeferenziazione del pozzo realizzato;
- fornire una serie di dati caratteristici del pozzo allegando i disegni esecutivi dell'impianto;
- farsi carico delle comunicazioni obbligatorie agli Enti preposti (Genio Civile di Verona, Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e dei Servizi Tecnici, Direzione Geologia e Ciclo dell'Acqua della Regione Veneto).

Negli elaborati di progetto, dapprima viene dato spazio alla descrizione geografica e geologica del sito, documentando le condizioni per la salvaguardia delle acque sotterranee destinate al consumo umano (art. 15 delle Norme Tecniche di Attuazione del Piano di Tutela delle Acque della Regione Veneto, 2009). L'indagine viene poi estesa alle valutazioni di ordine geotecnico (D.M. 14.01.2008) per documentare eventuali problematiche inerenti le possibili interazioni tra opera e stabilità del terreno. Questa fase permette di documentare la struttura e le caratteristiche litologiche del sottosuolo, talora con il supporto di prospezioni geofisiche, così da definire con sufficiente precisione la tessitura dei materiali sciolti, la loro permeabilità, le suddivisioni stratigrafiche, la profondità del substrato roccioso e altre informazioni idrogeologiche quali la quota della superficie freatica e le sue oscillazioni.

La situazione geologico-stratigrafica dell'area termale della pianura di Domegliara – Ospedaletto è caratterizzata da un deposito alluvionale ghiaio-sabbioso spesso tra 70 e 100 m che appoggia su uno strato di argilla plastica potente poco più di una decina di metri, a sua volta giacente al di sopra del substrato roccioso calcareo di età mesozoica. In ragione delle conoscenze già acquisite per tale area, il progetto per la realizzazione dei pozzi ad uso scambio termico può quindi prevedere di effettuare direttamente la terebrazione definitiva che sarà del tipo tubolare-telescopico, in cui sono previste colonne di scavo/rivestimento a diametro decrescente con la profondità.

Gli emungimenti di acqua calda sono previsti esclusivamente dal substrato roccioso in cui risiede l'acquifero idrotermale artesianico e ciò richiede che la colonna di rivestimento del pozzo all'interno del materasso alluvionale sia sigillata mediante cementazione.

6.5.2 La tecnica di costruzione dei pozzi termali e i materiali utilizzati

La localizzazione precisa della perforazione nell'ambito del cantiere viene determinata dalla Direzione dei Lavori dopo aver verificato l'assenza sul suolo e nel sottosuolo di impedimenti di qualsiasi natura (servizi tecnologici, linee elettriche, tubature o altro) e la distanza dai confini di proprietà (> 2 m).

Come modello procedurale, l'Impresa di perforazioni incaricata del lavoro dichiara:

- a) di aver preso visione dei luoghi di perforazione e di essersi accertata dell'accessibilità dei mezzi di lavoro;
- b) che il lavoro sarà realizzato a regola d'arte, in ottemperanza alle norme sulla sicurezza dei cantieri e sotto le disposizioni della Direzione Lavori;
- c) che per quanto attiene ai metodi e ai materiali da fornire sarà fatto riferimento al Computo metrico, quale parte integrante delle Norme Tecniche del Contratto
- d) che la liquidazione delle spese avverrà sulle quantità effettivamente realizzate in accordo con la Di-

rezione Lavori e su presentazione del computo metrico consuntivo;

- e) che si impegna a concludere i lavori di perforazione e di allestimento entro e non oltre la data stabilita dal contratto;
- f) che lo smaltimento dei materiali di risulta degli scavi di perforazione sarà a suo carico e secondo le norme di legge;
- g) di curare il recupero del cutting di scavo e di redigere una dettagliata stratigrafia del sottosuolo, nonché di collaborare con la Direzione Lavori per attuare una corretta determinazione delle caratteristiche idrogeologiche e stratigrafiche dei terreni attraversati;
- h) di accettare la metodologia di chiusura e di cementazione definitiva della perforazione/pozzo stabiliti dalla Direzione dei Lavori, qualora la ricerca idrica non andasse a buon fine o comunque dovesse essere interrotta per qualsiasi motivo.

L'area di lavoro interessa normalmente una superficie di circa 150 mq ed essa viene opportunamente recintata e segnalata. I lavori sono condotti garantendo le condizioni di salute e sicurezza dei lavoratori come specificato dal Piano Operativo per la Sicurezza (P.O.S.) fornito dall'Impresa esecutrice, redatto ai sensi dell'art. 96 del D.lgs 81/2008.

Nel cantiere relativo alla costruzione del pozzo sono normalmente presenti: una macchina perforatrice completa di aste, un vascone a tenuta per il riciclaggio dei fanghi e per contenere i rifiuti di estrazione, un vibrovaglio, un compressore motorizzato, un gruppo elettrogeno, una serie di vasche a tenuta per l'acqua di perforazione, pompe di ricircolo, utensili e apparecchiature per la saldatura, un autocarro per il trasporto del gasolio e dei materiali di consumo nonché per consentire le manutenzioni sulle macchine.

I rifiuti di estrazione saranno gestiti in ottemperanza all'art. 5 del D.lgs 117/2008.

Durante l'avanzamento viene attuato il recupero e la classificazione del materiale di scavo per permettere la redazione della stratigrafia dei terreni attraversati e come buona norma vengono annotati anche numerosi altri dati nel "giornale di sonda" da cui ricavare importanti informazioni sulle condizioni idrogeologiche del sottosuolo come ad esempio livelli con elevato rifiuto, livelli permeabili ed impermeabili, strati teneri, livelli acquiferi produttivi, temperature, ecc.

La perforazione prevista per i pozzi termali normalmente utilizza il metodo a distruzione di nucleo che si avvale di scalpelli a rulli conici, dotati di diame-



Fig. 6.17 – La produzione idrica di un pozzo termale durante la perforazione eseguita mediante aria compressa e schiume biodegradabili (foto E. Castellaccio).

Intervento	Caratteristiche medie
Modalità di perforazione	Scalpello tricono con circolazione diretta di fanghi bentonitici a media densità
Quota del piano di campagna	120 m s.l.m.
Profondità massima del pozzo	120 m
Tipologia	pozzo telescopico
Diametro di scavo	215/150 mm
Lunghezza scavo D. 215 mm	90 m
Lunghezza scavo D. 150 mm	30 m
Diametro colonna di rivestimento	168,3 mm x 4 mm
Materiale della colonna di rivestimento e dei filtranti	acciaio AISI 304
Posizione della colonna di rivestimento	dal p.c. a -90 m
Quota della cementazione	da -90 m al p.c.
Materiale della cementazione	boiaccia di cemento

Tabella 6.8 – Scheda tecnica riassuntiva delle fasi di realizzazione di un pozzo termale.

tro di 215 mm, con circolazione diretta di fanghi bentonitici a media densità pari a $1,4 \div 1,5 \text{ kg/dm}^3$ (bentonite con elevato contenuto di montmorillonite) allo scopo di favorire la risalita del materiale scavato. Superato lo strato alluvionale, la perforazione viene spinta per circa ulteriori 20 m entro la compagine rocciosa calcarea del substrato. Terminata tale prima fase di escavazione, viene di norma alloggiata la tubazione di rivestimento in acciaio AISI 304/316 con D_e 168,3 mm e spessore 4 mm, completa di scarpa di cementazione che permette l'iniezione della boiaccia di cemento dal basso verso l'alto fino alla completa sigillazione del perforo. Tale fase risulta molto importante per la protezione idrogeologica del sottosuolo, poiché potrà impedire eventuali mescolamenti tra falde acquifere diverse, nonché escludere eventuali infiltrazioni idriche fredde e possibili contaminazioni inquinanti provenienti dalla superficie o diffuse all'interno degli strati alluvionali più porosi a contatto con le acque calde di prelievo. La sigillazione così attuata costituisce anche un metodo valido per la protezione della tuba-

zione in acciaio contro i fenomeni della corrosione dovuti all'azione delle correnti vaganti.

Successivamente al consolidamento della boiaccia di cementazione, la perforazione viene normalmente ripresa utilizzando uno scalpello tricono con diametro 150 mm, arrestandosi ove maggiore risulta la fratturazione e la ricarica idrotermale (generalmente dopo circa $20 \div 30 \text{ m}$). Il perforo viene poi lasciato libero e senza alcun rivestimento, per favorire la ricarica termale all'interno della colonna del pozzo.

6.5.3 La fase di sviluppo del pozzo e la prova di portata

Conclusa la posa della colonna di rivestimento e del tratto di produzione si procede ad un energico espurgo forzato del pozzo mediante insufflazione di aria compressa ad elevata portata. Successivamente, si misura la quota del livello statico e si cala un'elettropompa per le prove di portata:

Intervento per lo sviluppo del pozzo	Caratteristiche
Tipo di elettropompa di cantiere	elettrica sommersa a più giranti
Livello statico	-61 m dal p.c.
Quota della pompa	-84 m dal p.c.
Potenza	40 HP – 30 kW – 380 V
Prevalenza massima	290 m
Portata di esercizio massima	20 l/s
Diametro colonna di emungimento	4"
Tipologia acquifero	artesiano
Quota tubo Rislán	-84 m dal p.c.
Temperatura acqua	46° C

Tabella 6.9 – Scheda tecnica riassuntiva dell'allestimento di un pozzo termale durante le fasi di sviluppo.

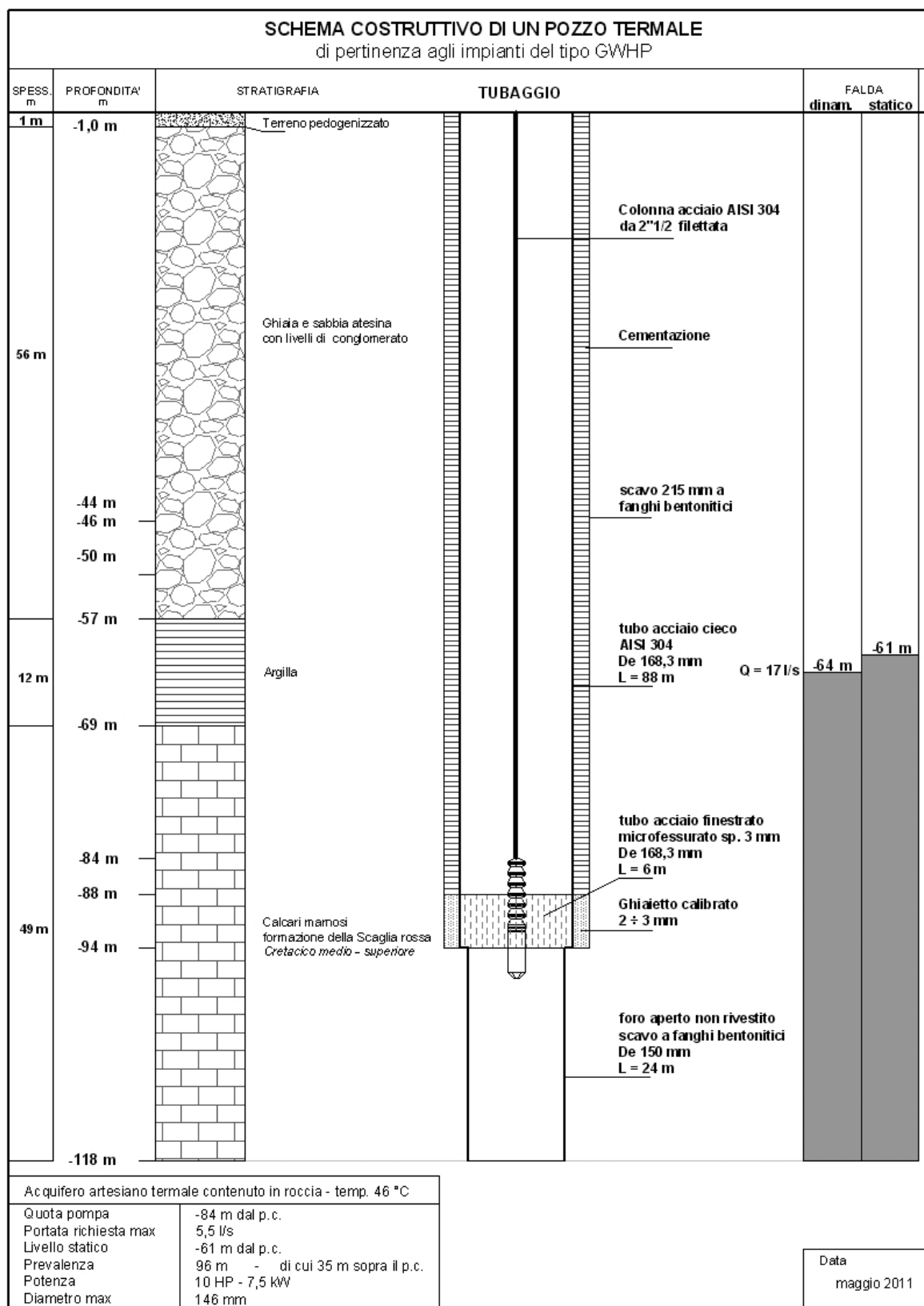


Fig. 6.18 – Scheda relativa alla stratigrafia e tubaggio di un pozzo per acqua termale di pertinenza agli impianti GWHP realizzato in località Domegliara, utilizzato per il prelievo di acqua di falda calda ad uso scambio termico (disegno E. Castellaccio).

Strumento	Tipo di misura
Contatore volumetrico Woltmann	Misura della portata
Tubo Rislán	Misura dei livelli statici e dinamici
Termometro a mercurio e digitale	Misura della temperatura dell'acqua

Tabella 6.10 – Scheda tecnica sulla strumentazione utilizzata.

La pulizia e lo sviluppo del pozzo sono di norma protratti per almeno 8 ore e comunque saranno arrestati una volta riscontrata la presenza costante di acqua chiara e perfettamente trasparente, scevra da opalescenze.

La prova di portata

Al fine di eseguire la prova di portata viene preventivamente misurato il livello statico con freatimetro a cui segue la misura dei livelli dinamici mediante tubo Rislán posizionato alla stessa quota dell'aspirazione dell'elettropompa di prova.

L'indagine viene condotta secondo il metodo a “gradini di portata crescenti” ed essa dura almeno 8 ore consecutive. Al termine della stessa si effettua il prelievo idrico per l'analisi chimica.

Le acque emunte durante la pulizia-sviluppo del pozzo e quelle estratte durante la prova di portata, previa decantazione in apposito vascone a tenuta, sono smaltite nella canalizzazione agraria locale ove saranno perfettamente assorbite dal terreno in modo

da non creare problematiche di ordine idrogeologico, quali condizioni di erosione o di ristagno idrico.

6.5.4 Note sull'allestimento definitivo del pozzo termale

La bocca pozzo viene generalmente contenuta entro un pozzetto prefabbricato in c.l.s. delle dimensioni 150 x 150 cm, il cui chiusino in c.a. è alloggiato ad un paio di decimetri sopra il piano di campagna.

La testata del pozzo viene realizzata in acciaio AISI 304/316 e a chiusura ermetica con la predisposizione per il passaggio dei cavi elettrici, del tubo Rislán e della tubazione di mandata. Presso la bocca pozzo, sul tubo di mandata è alloggiato un contatore volumetrico per la misura in continuo della portata prelevata, una valvola “ondastop” con membrana in gomma, un vaso di espansione e un rubinetto da 1/2 pollice per i prelievi di verifica chimica.

Si fa presente che l'impianto elettrico di comando

Materiale	Caratteristiche
Testata pozzo in acciaio	168 x 2"1/2 completa di passacavo
Materiale	inox AISI 304
Colonna di emungimento	DN 2"1/2 giunzione a filetto
Materiale	inox AISI 304
Tipo di pompa	elettrica sommersa a più giranti
Marca	–
Utilizzo per acqua termale con $t_{\max} = 60^{\circ}\text{C}$	avvolgimento Pe2+pa e giranti in bronzo
Cavi elettrici	neoprene sez. 4 x 4 mmq
Valvola di non ritorno	valvola sferica
Quota della pompa	-84 m dal p.c.
Quota Rislán	-84 m dal p.c.
Potenza	7,5 HP – 5,5 kW – 380 V
Prevalenza	88 ÷ 113 m
Portata di esercizio	2,2 ÷ 5 l/s
Temperatura acqua	46° C
Livello statico	-61 m dal p.c.
Abbassamento dinamico massimo	0,3 m

Tabella 6.11 – Esempio di scheda tecnica riassuntiva dei materiali e dei dispositivi da utilizzare per l'allestimento definitivo di un pozzo termale ad uso scambio termico.

dell'elettropompa deve ottemperare alla normativa vigente (Legge 46/1990 e D.M. 37/2008) e in particolare è sempre presente il cavo di protezione elettrica. Il funzionamento dell'elettropompa viene di norma modulato da un dispositivo inverter.

6.5.5 Il pozzo di reimmissione dell'acqua nel sottosuolo

L'impianto idraulico dell'acqua termale di pertinenza al fabbricato, presuppone la restituzione al terreno delle acque in uscita dallo scambiatore di calore con un salto termico massimo di 5 °C (L.R. 40/1989 e succ. mod. e int.). Tale restituzione potrà avvenire nel primo sottosuolo all'interno di un pozzo ad anelli prefabbricati in c.a. aperti sul fondo (Fig. 6.19).

In riferimento alle condizioni geologiche dell'area di Domegliara – Ospedaletto, lo scarico delle acque potrà essere facilmente assorbito dai terreni altamente permeabili che costituiscono il potente materasso alluvionale della pianura che, per molte decine di metri di profondità risulta privo di falda acquifera (fino a circa -60 m dal p.c.).

Tenendo conto che la tessitura media del terreno è costituita da ghiaia con sabbia di origine atesina, la misura della permeabilità del primo sottosuolo viene di solito eseguita con prove dirette (pozzetto a carico variabile e a carico costante) oppure, più semplicemente, mediante un'analisi del miscuglio granulometrico del terreno (Vukovic & Soro, 1992), disponendo di un'analisi granulometrica di laboratorio:

$$k = [gC_b D_{10}^2] / v$$

con $C_b = 6 \times 10^{-4} \log (500/U_c)$

nella quale:

- k (coeff. di permeabilità) è espresso in cm/s;
- g corrisponde all'accelerazione di gravità posta uguale a 9,807 m/s²;
- C_b è un coefficiente legato al grado di uniformità dimensionale del materiale;
- D_{10} è il diametro efficace al di sotto del quale passa il 10% del materiale utilizzato per la prova granulometria;
- v rappresenta la viscosità cinematica dell'acqua pari a $1,14 \times 10^{-6}$ m²/s;
- U_c è il coefficiente di uniformità stabilito dalla relazione $U_c = D_{60}/D_{10}$ che per terreni eterogenei $1 < U_c < 20$ e $0,06 \text{ mm} < D_{10} < 0,6 \text{ mm}$.

Per l'area di Domegliara – Ospedaletto, ipotiz-

zando una permeabilità del terreno $k = 0,45 \times 10^{-2}$ m/s, ovvero un grado di permeabilità alto a cui può essere associato un drenaggio buono, il pozzo di reimmissione potrà essere dotato della seguente geometria:

Grandezza	Valore
Diametro interno (m)	1,20
Altezza totale (m)	2,00
capacità totale (litri)	2260
capacità utile (litri)	1130

Tabella 6.12 – Esempio di dimensionamento di un pozzo di reimmissione.

La realizzazione del pozzo di reimmissione prevede le seguenti fasi (Fig. 6.19).

- scasso nel terreno per una profondità maggiore di 2,50 m;
- diametro di scavo pari ad almeno 2,5 m;
- posa di uno strato di geotessile non tessuto sulle pareti esterne;
- posa sul fondo del terreno drenante costituito da ghiaia e da ciottoli arrotondati;
- alloggiamento di due anelli in cls forati lateralmente e aperti sul fondo;
- rinfilanco del manufatto prefabbricato di calcestruzzo con ghiaia e ciottoli arrotondati;
- chiusura superiore del manufatto con tombino in c.a.

La correttezza del dimensionamento del pozzo di re-immissione in rapporto alla capacità di assorbimento del terreno (Q) viene normalmente verificata mediante la “formula di Nasberg”:

$$Q = 3,14 k B^2/8 [1 - (16 H/B + 1)^{0,5}]^2$$

$$Q = [\text{cm}^3/\text{s}]$$

k = coeff. di permeabilità del terreno (= 0,45 cm/sec)

B = diametro interno del pozzo (= 120 cm)

H = battente idraulico (= 100 cm)

6.6 Costi e benefici di un impianto del tipo GWHP (Luca Micheletti)

6.6.1 Valutazione economica del fabbisogno energetico di un edificio

Come criterio generale, rapportando i consumi annui teorici di combustibile o di energia elettrica di un edificio con i costi unitari precedentemente indicati (il costo attuale lordo del gas metano è di 0,63

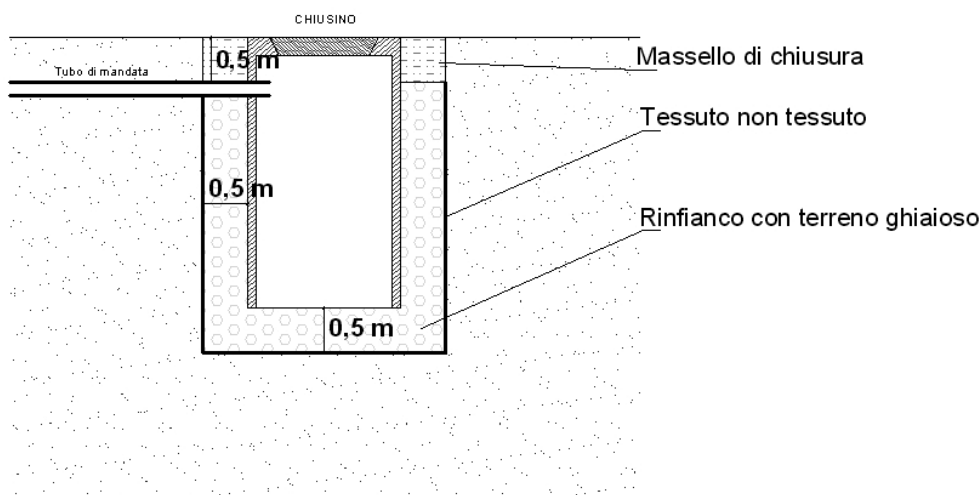


Fig. 6.19 – Schema costruttivo di un pozzo di reimmissione (disegno E. Castellaccio).

€/Sm³ e dell'energia elettrica di 0,20 €/kWh), è possibile determinare il valore economico da sostenere per il riscaldamento e per la produzione di acqua calda sanitaria, al netto di altri servizi.

Per quanto attiene ad un impianto del tipo GWHP, i dati sperimentali ricavati mediante rilievi strumentali, utilizzando contatori volumetrici (misura di portata) e sonde di temperatura installate sul circuito secondario dello scambiatore con acqua termale di pozzo (misura del Δt tra ingresso ed uscita dell'acqua), hanno evidenziato che l'energia termica misurata in un anno di funzionamento corrisponde con buona approssimazione al fabbisogno di energia primaria calcolato da progetto.

Si è visto che per tale tipologia di impianto i costi connessi allo sfruttamento della sorgente termale sono necessariamente legati ai consumi di energia elettrica da parte di alcuni componenti dell'impianto indispensabili per l'utilizzo razionale di tale risorsa. Infatti, trascurando gli assorbimenti elettrici delle elettropompe, elettrovalvole, depuratore, pompa di calore per la climatizzazione estiva, ecc., carichi in ogni caso presenti anche con un generatore tradizionale a gas, gli assorbimenti energetici delle apparecchiature "dedicate" alla risorsa geotermale, riguardano specificatamente:

- elettropompa sommersa alloggiata nel pozzo termale;
- elettropompa installata sul primario del serbatoio di pre-accumulo;
- pompa di calore aria/acqua funzionante durante il periodo estivo (esclusivamente per produzione di acqua calda sanitaria).

La misura dell'energia elettrica assorbita dalla pompa di calore durante la fase di riscaldamento dell'accumulo sanitario, si è resa possibile per mezzo di un contatore inserito sulla linea di potenza. In modo analogo, è stata rilevata anche la misura dell'energia elettrica assorbita per la produzione di acqua refrigerata ai fini della climatizzazione estiva.

Di seguito sono riportati i consumi ed i costi relativi alla sola climatizzazione invernale e per la produzione di acqua calda sanitaria mediante alcune tipologie di generatore preso in esame per un edificio di tipo residenziale. Per quanto riguarda invece l'energia primaria necessaria per la climatizzazione estiva, essa può essere ritenuta pressoché la stessa per tutti i casi considerati.

Dalla Tabella 6.13 appare evidente l'elevato assorbimento di energia elettrica da parte della pompa di calore aria/acqua, il che può essere messo in relazione alla variabilità delle condizioni esterne (temperatura e umidità). Infatti, da specifiche elaborazioni con software di calcolo capaci di simulare, attraverso un modello matematico, il funzionamento della pompa di calore una volta introdotti i valori di latitudine e longitudine corrispondenti al sito esaminato collocato nel nord del veronese, è stato possibile riscontrare la drastica diminuzione dei valori di COP nei mesi invernali aumentando di conseguenza i consumi elettrici.

Sulla base dei dati fin qui esposti, la tipologia del generatore più conveniente ai fini di contenere i costi di gestione, sarebbe rappresentata proprio da un impianto geotermale GWHP.

La valutazione economica complessiva di tale tipologia di impianto è confermata dal confronto di

VALUTAZIONE DEL CONSUMO ANNUO PER IL FABBISOGNO ENERGETICO			
TIPOLOGIA DEL GENERATORE	RISCALDAMENTO E PRODUZIONE ACQUA ACS		
	CONSUMI	COSTO UNITARIO	COSTO TOTALE
Generatore a gas metano	10.008 m ³	€ 0,63 €/m ³	€ 6.305
	Spesa media annua per manutenzione		€ 300
	Totale costo annuo di gestione		€ 6.605
Pompa di calore aria/acqua	32.200 kWh	€ 0,2 €/kWh	€ 6.440
	Spesa media annua per manutenzione		€ 150
	Totale costo annuo di gestione		€ 6.590
Impianto geotermale GWHP	10.800 kWh	€ 0,2 €/kWh	€ 2.160
	Spesa media annua per manutenzione		€ 100
	Totale costo annuo di gestione		€ 2.260

Tabella 6.13 – Costi relativi alla climatizzazione invernale e per la produzione di acqua calda sanitaria mediante alcune tipologie di generatore per un edificio di tipo residenziale.

quelli che sono i costi di installazione, gestione e consumo con l'obiettivo di determinare i tempi di ammortamento dell'investimento iniziale.

Nella Tabella 6.14 sono riportati i diversi costi di investimento iniziali per le diverse tipologie di sistemi di generazione.

6.6.2 Valutazione economica per l'installazione dell'impianto GWHP

La scelta della tipologia più ottimale del sistema di generazione tra le più consuete, generatore a gas metano, generatore con pompa di calore e "generatore" con pozzo termale, è stata valutata anche in relazione alle spese d'investimento iniziale.

6.6.3 Valutazione economica complessiva dell'investimento

Nella Tabella 6.15 si riporta una sintesi di confronto tra i costi di gestione, di investimento iniziale e relativi tempi di ritorno per i vari impianti dotati dei diversi sistemi di generazione.

Nelle tabelle sopra esposte non sono stati consi-

VALUTAZIONE INVESTIMENTO INIZIALE PER I DIVERSI SISTEMI DI GENERAZIONE		
TIPOLOGIA DEL GENERATORE	CLIMATIZZAZIONE E PRODUZIONE ACQUA ACS	
	INTERVENTI PREVISTI	COSTO
Generatore a gas metano	Installazione di caldaia	€ 3.900
	Installazione sistema fumario e assistenza muraria	€ 2.500
	Installazione gruppo separatore idraulico	€ 800
	Installazione accessori e collegamenti	€ 1.500
	Installazione gruppo refrigeratore per raffrescamento	€ 20.000
	Opere per compartimentazione REI centrale termica	€ 8.000
	Totale	€ 36.700
Pompa di calore aria/acqua	Installazione pompa di calore aria/acqua	€ 22.000
Impianto geotermale GWHP	Realizzazione pozzo di prelievo	€ 22.000
	Installazione pompa sommersa	€ 3.800
	Installazione scambiatore	€ 3.200
	Installazione serbatoio di pre-accumulo	€ 1.600
	Installazione pompa di carico pre-accumulo	€ 420
	Installazione accessori e collegamenti	€ 1.400
	Spese tecnico-amministrative per realizzazione pozzo	€ 3.000
	Installazione pompa di calore aria/acqua (estivo+acs)	€ 22.000
	Totale	€ 57.420

Tabella 6.14 – Valutazione economica per l'installazione dell'impianto GWHP.

TEMPO DI RITORNO DELL'INVESTIMENTO DELL'IMPIANTO GWHP RISPETTO AD UN IMPIANTO CON GENERATORE A GAS METANO	
<i>Rapporto tra la differenza del costo iniziale di investimento e la differenza dei costi annui per l'energia primaria</i>	<i>Tempo di ammortamento</i>
(€ 57.420 – € 36.700) / (€ 6.605 – € 2.260)	< 5 ANNI
TEMPO DI RITORNO DELL'INVESTIMENTO DELL'IMPIANTO GWHP RISPETTO AD UN IMPIANTO CON POMPA DI CALORE ARIA/ACQUA	
<i>Rapporto tra la differenza del costo iniziale di investimento e la differenza dei costi annui per l'energia primaria</i>	<i>Tempo di ammortamento</i>
(€ 57.420 – € 22.000) / (€ 6.590 – € 2.260)	8 ANNI

Tabella 6.15 – Valutazione economica complessiva dell'investimento.

derati gli assorbimenti elettrici del generatore a gas metano (circa 200 kWh elettrici annui).

Tra le valutazioni comparative possibili si evidenzia che, in prima battuta, risulta più economico un impianto dotato di sola pompa di calore aria/acqua, ma limitatamente al costo iniziale di installazione, maggior costo ampiamente recuperato sui consumi con un impianto di tipo GWHP.

A fronte del maggior costo iniziale, si nota invece che il tempo di ammortamento dell'impianto dotato di scambiatore con acqua di pozzo termale GWHP, è quantificabile in poco meno di cinque anni, rispetto ad un generatore a gas metano, ed otto anni rispetto ad una pompa di calore. Tale condizione di vantaggio è legata ai necessari costi iniziali tipici di un impianto a gas metano, relativamente agli interventi per la compartimentazione REI (classe di resistenza al fuoco secondo quanto disposto dal DM 12 aprile 1996, in relazione alla presenza di generatori a gas aventi potenze termiche complessive superiori a 35 kW) che invece non sono richiesti nel caso di un impianto GWHP.

Inoltre, per gli impianti dotati di pompa di calore, si ha il vantaggio che essa può fornire la climatizzazione estiva, mentre tale opportunità non è prevista con il generatore a combustibile gassoso, a meno che non si proceda con un'ulteriore spesa.

Tra gli interventi previsti per contenere i consumi di un impianto GWHP, vi è l'ottimale attivazione della pompa preposta al "post-riscaldamento" dell'acqua calda sanitaria del pre-accumulo, che dovrà essere comandata attraverso la termoregolazione tutte le volte che risulta funzionante la pompa entro il pozzo, qualora la sonda del serbatoio rilevi una temperatura inferiore a 30 °C. Questo accorgimento operativo permette di ridurre le ripartenze della pompa del pozzo a favore di un minor consumo di energia elettrica.

La fase più critica per questo tipo di impianto si

manifesta durante il periodo estivo, in cui la pompa sommersa entro il pozzo si trova a funzionare solo per il pre-riscaldamento dell'acqua calda sanitaria e quindi risulta meno conveniente in rapporto alla presenza di una caldaia a gas metano. Comunque, è stato valutato che, nel funzionamento complessivo dell'impianto durante un intero anno solare, tale maggiore costo energetico è compensato durante il periodo invernale.

Dall'analisi di cui sopra emerge che la pompa di calore inserita nell'impianto GWHP, rispetto ad un impianto dotato di sola pompa di calore, recupera in breve il suo costo iniziale esclusivamente sul risparmio dei consumi.

6.7 Valutazione economica preliminare per la realizzazione di un sistema di teleriscaldamento abbinato ad un impianto geotermico GWHP (Luca Micheletti)

Specie nel passato, la realtà impiantistica attinente al residenziale è stata spesso oggetto di speculazioni, un po' per la carenza di progettisti specializzati un po' per l'oggettiva difficoltà di dimensionamento degli impianti geotermici GWHP, a cui non hanno corrisposto quei vantaggi economici ed ambientali auspicati.

Un impianto di tipo GWHP di fatto, trova la sua maggiore convenienza di investimento nei complessi edilizi plurifamiliari. A tale proposito già alcune amministrazioni pubbliche del veronese stanno valutando la possibilità di offrire un servizio di fornitura di energia termica derivata dallo sfruttamento del sottosuolo, esteso a medio-piccole realtà residenziali. È il caso ad esempio del Comune di Sant'Ambrogio di Valpolicella (Verona) in cui è stata ipotizzata la realizzazione di un impianto di teleriscaldamento al servizio di un centinaio di abitazioni.

Come dati generali, la fornitura sarebbe rivolta ad un complesso condominiale costituito da unità resi-

denziali già dotate di impianto di riscaldamento a bassa temperatura, per le quali verrebbe distribuita energia termica utilizzando un pozzo termale in grado di garantire una portata di 17 l/s alla temperatura di 40 °C.

Il progetto comporta la realizzazione di un pozzo termale dal quale emungere acqua calda da inviare ad uno scambiatore di calore, per poi essere distribuita su rete suburbana direttamente agli utenti. Presso ogni abitazione sarebbe predisposto un gruppo di misura dell'energia termica fornita all'utente, sia ai fini del riscaldamento che per il consumo di acqua sanitaria.

L'acqua calda al solo uso sanitario sarebbe fornita da una centrale termica ubicata su suolo pubblico, nella quale l'acqua preriscaldata subirebbe un innalzamento di temperatura dai circa 37 ÷ 38 °C a 55°C mediante caldaia a gas, per poi essere immessa nella rete fino a raggiungere l'utente finale.

Nel pozzo termale verrebbero alloggiate due pompe sommerse allo scopo di contenere gli assorbimenti elettrici (non considerati in questa valutazione) e per rendere ottimale il funzionamento complessivo

dell'impianto: la prima elettropompa servirebbe per piccole portate, in modo da coprire il fabbisogno estivo di acqua calda sanitaria ed eventuali carichi medio piccoli di riscaldamento. La seconda elettropompa, di maggior potenza, dovrebbe coprire il fabbisogno energetico nel periodo invernale, quando cioè maggiore è la richiesta di calore.

La potenza termica che il sistema geotermico potrebbe teoricamente fornire, considerando un Δt del fluido termovettore di 6 °C ed un rendimento dell'impianto di distribuzione del 72 %, corrisponde a:

$$Q = (G \cdot \Delta t) \cdot \eta / 0,86 = (17 \cdot 3.600 \cdot 6) \cdot 0,72 / 0,86 = 307 \text{ kW}$$

Se si considera una potenza termica media necessaria per ogni unità residenziale di circa 4,5 kW (appartamenti medio piccoli e ben isolati), alle condizioni di temperatura esterna di -5 °C e un fattore di utilizzazione pari a 0,75, il numero degli utenti serviti corrisponderebbe a:

$$307 / (4,5 \cdot 0,75) = 91 \text{ unità abitative}$$

In seguito si riporta un prospetto comparativo sui costi di massima:

TIPOLOGIA DEL GENERATORE	RISCALDAMENTO	
	INTERVENTI ACCESSORI	COSTO
Costi per unità abitativa dotata di sistema autonomo con generatore a gas	Installazione di caldaia	€ 3.000
	Installazione sistema fumario e assistenza muraria	€ 1.800
	Allacciamento gas per riscaldamento	€ 1.500
	Totale per singola unità Totale per n° 91 unità (€ 6.300 x 91)	€ 6.300 € 573.300
Costi per unità abitativa dotata di sistema centralizzato con generatore a gas	Quota parte realizzazione centrale termica	€ 1.400
	Quota parte distribuzione impianto condominiale	€ 1.000
	Allacciamento gas per riscaldamento per alimenti	€ 1.200
	Totale per singola unità Totale per n° 91 unità (€ 3.600 x 91)	€ 3.600 € 327.600
Impianto geotermale GWHP	Realizzazione pozzo prelievo	€ 22.000
	Installazione pompa sommersa	€ 6.800
	Installazione scambiatore	€ 7.800
	Installazione serbatoi di pre-accumulo	€ 8.600
	Installazione pompa di carico pre-accumulo	€ 860
	Installazioni accumuli sanitari	€ 20.000
	Installazione generatore e collegamenti di centrale	€ 15.000
	Installazione accessori e collegamenti di centrale	€ 14.000
	Spese tecnico-amministrative per realizzazione pozzo	€ 7.000
	Realizzazione rete teleriscaldamento da CT a complesso	€ 150.000
	Allacciamenti da rete teleriscaldamento (€ 1.500 x 91)	€ 136.500
	Quota parte distribuzione impianto condominiale	€ 90.000
	Contabilizzazione del calore locale (€ 1.200 x 91)	€ 109.200
	Totale	€ 587.760

Tabella 6.16 – Valutazione economica di massima per la realizzazione del teleriscaldamento.

Come risulta dal prospetto, la spesa di investimento iniziale per ogni unità abitativa ai fini della realizzazione un impianto GWHP risulta inferiore al costo d'investimento di un tradizionale impianto autonomo con generatore a gas metano.

L'analisi economica rivolta alla manutenzione ed ai fabbisogni energetici standard, evidenzia che per una singola unità abitativa l'impianto autonomo con generatore a gas metano farebbe spendere all'utente circa € 1.350 annui per un importo complessivo di:

$$€ 1.350 \times 91 = € 122.850$$

Se consideriamo ora un sistema centralizzato con generatore a gas, tale spesa si riduce a circa € 1.150 annui ad utente, ovvero ad un importo totale di:

$$€ 1.150 \times 91 = € 104.650$$

di questi costi circa il 20% si possono imputare alla produzione di acqua calda sanitaria.

Ma se prendiamo come riferimento un impianto geotermico GWHP, in cui cautelativamente la pompa sommersa nel pozzo viene fatta funzionare per 18 ore giornaliere durante il periodo invernale e due ore giornaliere durante il periodo estivo, si può stimare che il costo dei consumi corrisponda a:

$$[(22\text{kW} \times 18\text{h}) \times 183\text{gg} + (22\text{kW} \times 2\text{h}) \times 183\text{gg}] \times 0,20 = € 16.104$$

Il costo dell'energia primaria, per portare l'acqua calda sanitaria alla temperatura di utilizzo per la distribuzione, è stimato in € 15.450 (considerando le unità abitative composte da 4 persone) per un totale di:

$$€ 16.104 + € 15.450 = € 31.554$$

Un ulteriore valutazione andrebbe fatta se la pompa sommersa di pozzo fosse equipaggiata con inverter in grado di modulare la portata, con conseguente riduzione dell'assorbimento elettrico, in funzione della richiesta energetica dell'edificio.

Pertanto, si comprende quanto la risorsa geotermale utilizzata nell'ambito di un teleriscaldamento possa costituire una valida alternativa ai tradizionali

sistemi di produzione del calore, sia per il vantaggio economico che comporta sul piano dell'investimento e della gestione, che per quello ambientale legato ad una produzione minima di residui della combustione liberati nell'atmosfera.

Inoltre, nella valutazione generale dello sfruttamento di tale risorsa alternativa, appare evidente che l'utilizzo diretto dell'acqua termale sia ancor più conveniente quando applicate ad una realtà plurifamiliare o servizi forniti con teleriscaldamento in relazione al vantaggio di poter ripartire i costi di investimento su di un elevato numero di utenti.

7. QUADRO NORMATIVO PER LA REALIZZAZIONE DI IMPIANTI GEOTERMICI CON POMPA DI CALORE

(Davide Dal Degan)

La geotermia italiana risulta normata già da parecchi anni grazie alla L. 896/1986 "Disciplina della ricerca e della coltivazione delle risorse geotermiche", che è stata rivista successivamente dalla L. 99/2009 "Disposizioni per lo sviluppo e l'internazionalizzazione delle imprese, nonché in materia di energia" e, in ultima, abrogata con l'emanazione del D. Lgs. 22/2010 "Riassetto della normativa in materia di ricerca e coltivazione delle risorse geotermiche, a norma dell'art. 27, comma 28, della Legge 23 Luglio 2009, n. 99".

In primo luogo, vengono così classificate le tre tipologie di geotermia, a seconda della temperatura dei fluidi:

- risorse geotermiche ad alta entalpia, "caratterizzate da una temperatura del fluido reperito superiore a 150 °C";
- risorse geotermiche a media entalpia, "caratterizzate da una temperatura del fluido reperito compresa tra 90 °C e 150 °C";

TEMPO DI RITORNO DELL'INVESTIMENTO DELL'IMPIANTO GWHP RISPETTO AD UN IMPIANTO CON GENERATORE AUTONOMO A GAS METANO	
Rapporto tra la differenza del costo iniziale di investimento e la differenza dei costi annui per l'energia primaria (€ 587.760 – € 573.300) / (€ 122.850 – € 31.554)	Tempo di ammortamento < 1 ANNO
TEMPO DI RITORNO DELL'INVESTIMENTO DELL'IMPIANTO GWHP RISPETTO AD UN IMPIANTO CON GENERATORE CENTRALIZZATO A GAS METANO	
Rapporto tra la differenza del costo iniziale di investimento e la differenza dei costi annui per l'energia primaria (€ 587.760 – € 327.600) / (€ 104.650 – € 31.554)	Tempo di ammortamento 3,5 ANNI

Tabella 6.17 – Valutazione economica comparativa dell'ammortamento tra tipologie di impianto.

- risorse geotermiche a bassa entalpia, “caratterizzate da una temperatura del fluido reperito inferiore a 90 °C”.

A seconda della temperatura del fluido, ma anche della taglia dell'impianto, viene stabilito che:

- sono “d'interesse nazionale” le risorse geotermiche ad alta entalpia che possono “assicurare una potenza erogabile complessiva di almeno 20 MW termici”, nonché tutte quelle “rinvenute in aree marine”;
- sono “d'interesse locale” le risorse geotermiche a media e bassa entalpia “di potenza inferiore a 20 MW termici”.

Per quanto riguarda gli impianti con pompa di calore, in cui una pompa di calore si accoppia con un circuito chiuso od aperto, è opportuno sottolineare inoltre che, secondo la Direttiva RES 2009/28/CE e il relativo Decreto di recepimento nazionale Decreto n. 28 del 03 marzo 2011 (c.d. Decreto Romani), si tratta di sistemi alimentati da “Fonte Rinnovabile” e sono, pertanto, tecnologie che contribuiscono al raggiungimento degli obiettivi nazionali in termini di quota rinnovabile sui consumi finali.

Per la realizzazione di impianti geotermici accoppiati con pompe di calore, le procedure burocratiche e le normative interessate differiscono a seconda che si intenda installare un sistema a circuito aperto (open loop – prelievo e reimmissione fluido) o a circuito chiuso (closed loop – geoscambio con sonde geotermiche, orizzontali o verticali).

Nel caso del “*circuito aperto – open loop*”, la concessione alla derivazione dell'acqua di falda, la realizzazione del pozzo ed il successivo prelievo sono di competenza del Genio Civile regionale: infatti, l'istruttoria per le concessioni di piccole utilizzazioni locali è stata attribuita al Genio Civile competente per territorio e, in tal caso, la realizzazione del pozzo dovrà seguire il D.P.R. 236/88 e le leggi comunemente legate alla terebrazione dei pozzi. Invece, lo scarico / reimmissione del fluido è, nel Veneto, di competenza della Provincia territorialmente competente e normato a livello nazionale dall'art. 104 “Scarichi nel sottosuolo e nelle acque sotterranee” del D. Lgs. 152/2006 ed in Regione dall'art. 31 “Scarichi nel sottosuolo” delle Norme tecniche di attuazione dal Piano di Tutela delle Acque, di cui all'art. 121 del D. Lgs 152/2006, approvato dalla Regione stessa con deliberazione del Consiglio regionale n. 107 del 5/11/2009.

Quindi, per realizzare un impianto open loop che

prevede la presa e lo scarico nella stessa falda ci sarà bisogno di muoversi su due fronti:

- domanda di autorizzazione alla derivazione di acque pubbliche presso il Genio Civile;
- domanda per l'autorizzazione allo scarico presso la Provincia.

Anche per realizzare un impianto che prevede il prelievo dalla falda e lo scarico nella rete delle acque meteoriche, in corpo idrico superficiale o sul suolo (lettera e, comma 1 dell'art. 30 del Piano di Tutela delle acque – comma 15 dell'art. 39 del Piano di Tutela delle acque – art. 98 “Risparmio idrico” del D. Lgs. 152/2006) ci sarà bisogno di muoversi su due fronti:

- domanda di autorizzazione alla derivazione di acque pubbliche presso il Genio Civile;
- domanda di scarico presso gli enti territorialmente competenti in materia.

Si fa presente che quanto finora esposto è valido esclusivamente nel caso in cui la temperatura delle acque di falda interessate dal prelievo sia inferiore a 15 °C.

Infatti, fino all'entrata in vigore della L. 23/07/2009, n. 99, per l'abbassamento a 15 °C della temperatura convenzionale dei fluidi geotermici, il Genio Civile della Regione Veneto istruiva e rilasciava le concessioni di derivazione di acqua per scambio termico per temperature inferiori a 25 °C.

Attualmente, tutte le perforazioni interessanti fluidi con temperatura pari o superiore ai 15 °C dovranno essere sottoposte alla disciplina delle *risorse geotermiche* e demandate al controllo degli uffici regionali competenti (Direzione regionale Geologia e attività estrattive) e, limitatamente alle falde del Portogruarese, potranno seguire le prescrizioni della D.G.R.V. n. 4105 del 29 dicembre 2009.

Infatti, per la zona del Portogruarese e per temperature dei fluidi pari o superiori a 15 °C, la Regione Veneto tratta tale tematica nella D.G.R. n. 4105 del 29 dicembre 2009 “Disposizioni in merito alle modalità di riconoscimento di uso delle risorse geotermiche” stabilendo, per la restante parte del territorio regionale, che l'avvio dell'istruttoria per il rilascio dei permessi di ricerca e delle concessioni geotermiche è subordinato alle risultanze dello studio “Strige” sulla risorsa geotermica del Veneto, affidato ad A.R.P.A.V. nel 2007 e non ancora pubblicato.

Nel caso di interessamento di fluidi disciplinabili come risorse geotermiche (quindi con temperature pari o superiori a 15 °C), si ritiene, a titolo personale,

che lo scarico possa seguire quanto indicato nell'art. 35 "Scarichi di acque termali" del Piano di tutela delle acque della Regione del Veneto e art. 102 "Scarichi di acque termali" del D. Lgs. 152/2006.

Invece, per quanto riguarda il "circuito chiuso – closed loop", dove non avviene movimentazione di acqua di falda, il Decreto 22 dell'11 febbraio 2010 precisa i seguenti due aspetti in relazione ad impianti con sonde geotermiche:

- sono considerati "piccole utilizzazioni" e l'autorizzazione deve essere gestita dalle Regioni o da enti da esse delegati (art. 10, comma 2 e 3);
- sono in ogni caso esclusi dalla procedura Regionale di assoggettabilità ambientale (art. 10 comma 7).

In Regione Veneto, l'art. 31, comma 3, del Piano di Tutela delle Acque, prevede che tali sistemi di scambio termico con il sottosuolo siano soggetti ad autorizzazione della Provincia, "ai fini della protezione delle acque sotterranee" e, a livello nazionale, dovrà essere ottemperata la L. 4 Agosto 1984, n. 464 nel caso in cui la perforazione superi i 30 m. Sempre a livello statale, la legge 99/2009 evidenziava la volontà del legislatore di semplificare l'iter autorizzativo per favorire l'installazione delle sonde geotermiche, tanto da proporre l'emanazione di un decreto (mai promulgato) che prevedeva la sola D.I.A.: successivamente, il Decreto Romani (D. Lgs. 03 marzo 2011 n. 28) è tornato sul tema relativo alle autorizzazioni amministrative di impianti geotermici, proponendo che "entro tre mesi dalla data di entrata in vigore del presente decreto, sono stabilite le prescrizioni per la posa in opera degli impianti di produzione di calore da risorsa geotermica, ovvero sonde geotermiche, destinati al riscaldamento e alla climatizzazione di edifici, e sono individuati i casi in cui si applica la procedura abilitativa semplificata di cui all'articolo 6". Il richiamo alla Procedura Abilitativa Semplificata, assegnerebbe di fatto, la competenza per l'autorizzazione dei sistemi geotermici ai Comuni, nei casi che saranno specificati dal futuro Decreto. Questo articolo supererebbe la legge 99/09 ma, al momento, non essendovi traccia di tali prescrizioni, si fa riferimento alle normative regionali che rimandano l'autorizzazione delle sonde geotermiche alle Provincie.

Al momento in cui si scrive, in Regione Veneto vi sono 3 regolamenti Provinciali pubblicati:

- Provincia di Treviso ("Regolamento per la realizzazione di impianti di scambio termico mediante l'utilizzo di sonde geotermiche a circuito chiuso");
- Provincia di Venezia (Regolamento provinciale ap-

provato con delibera di Consiglio Provinciale n. 47 del 24/05/2011);

- Provincia di Vicenza ("Regolamento per la realizzazione di impianti di scambio termico con sonde geotermiche a circuito chiuso (S.G.C.C.) orizzontali e verticali"), in vigore dal 06 luglio 2011.

Ad oggi, l'Amministrazione Provinciale di Verona non ha ancora promulgato direttive/regolamenti/linee guida che trattino le procedure per l'installazione delle sonde geotermiche per cui, per la loro realizzazione, si ritiene che debbano essere contattati di volta in volta gli uffici tecnici provinciali di Verona.

Di seguito sono state riportate le principali norme di riferimento, nazionali e della Regione Veneto.

7.1 Normativa Statale

1927 – Regio Decreto n. 1443 del 29/07/1927

Norme di carattere legislativo per disciplinare la ricerca e la coltivazione delle miniere nel regno

1933 – Regio Decreto n. 1775 del 11/12/1933

Testo unico delle disposizioni di legge sulle acque e impianti elettrici

1967 – Legge 21 luglio 1927, n. 613

Ricerca e coltivazione degli idrocarburi liquidi e gassosi nel mare territoriale e nella piattaforma continentale e modificazioni alla legge 11 gennaio 1957, n. 6, sulla ricerca e coltivazione degli idrocarburi liquidi e gassosi

1984 – Legge 4 Agosto 1984, n. 464

Norme per agevolare l'acquisizione da parte del Servizio Geologico della direzione generale delle miniere del Ministero dell'industria, del commercio e dell'artigianato, di elementi di conoscenza relativi alla struttura geologica e geofisica del sottosuolo nazionale

1986 – Legge 9 dicembre 1986, n. 896

Disciplina della ricerca e della coltivazione delle risorse geotermiche

1988 – D.P.R. 24 maggio 1988, n. 236 (applicazione dell'art.8 lett. G)

Norme tecniche per lo scavo, la perforazione, la manutenzione e la chiusura di pozzi d'acqua

1991 – Legge 9 gennaio 1991, n. 9

Norme per l'attuazione del nuovo Piano energetico nazionale: aspetti istituzionali, centrali idroelettriche ed elettrodotti, idrocarburi e geotermia, autoproduzione e disposizioni fiscali

1991 – Legge 9 gennaio 1991, n. 10

Norme per l'attuazione del Piano energetico nazionale in materia di uso razionale dell'energia, di risparmio energetico e di sviluppo delle fonti rinnovabili di energia

1991 – D.P.R. 27 maggio 1991, n. 395

Approvazione del regolamento di attuazione della legge 9 dicembre 1986, n. 896, recante disciplina della ricerca e della coltivazione delle risorse geotermiche

1994 – D.P.R. 18 aprile 1994, n. 382

Disciplina dei procedimenti di conferimento dei permessi di ricerca e concessioni di giacimenti minerari di interesse nazionale e di interesse locale

1994 – D.P.R. 18 aprile 1994, n. 485

Regolamento recante la disciplina dei procedimenti di rilascio di permesso di ricerca e concessione di coltivazione delle risorse geotermiche di interesse nazionale

1995 – Legge 08 novembre 1995, n. 470

Modifica ed integrazione della legge 9 dicembre 1986, n. 896, concernente la disciplina e la coltivazione delle risorse geotermiche

1998 – D. Lgs. 31 marzo 1998, n. 112

Conferimento di funzioni e compiti amministrativi dello Stato alle regioni ed agli enti locali, in attuazione del capo I della legge 15 marzo 1997, n. 59

2000 – D.P.C.M. 12 ottobre 2000

Individuazione delle risorse finanziarie, umane, strumentali e organizzative da trasferire alle regioni ed agli enti locali per l'esercizio delle funzioni e dei compiti amministrativi in materia di energia, miniere e risorse geotermiche, di competenza del Ministero dell'industria, del commercio e dell'artigianato

2006 – D. Lgs. 3 aprile 2006, n. 152

Norme in materia ambientale

2009 – Legge 23 luglio 2009, n. 99

Disposizioni per lo sviluppo e l'internazionalizzazione delle imprese, nonché in materia di energia

2010 – D. Lgs. 11 febbraio 2010, n. 22

Riassetto della normativa in materia di ricerca e coltivazione delle risorse geotermiche, a norma dell'art. 27, comma 28, della Legge 23 Luglio 2009, n. 99. (10G0037)

2011 – D. Lgs. 03 marzo 2011, n. 28

Attuazione della direttiva 2009/28/CE sulla promozione dell'uso dell'energia da fonti rinnovabili, recante modifica e successiva abrogazione delle direttive 2001/77/CE e 2003/30/CE

7.2 Codice Civile

Art. 840. Sottosuolo e spazio sovrastante al suolo. La proprietà del suolo si estende al sottosuolo, con tutto ciò che vi si contiene, e il proprietario può fare qualsiasi escavazione od opera che non rechi danno al vicino. Questa disposizione non si applica a quanto forma oggetto delle leggi sulle miniere, cave e torbiere. Sono del pari salve le limitazioni derivanti dalle leggi sulle antichità e belle arti, sulle acque, sulle opere idrauliche e da altre leggi speciali. Il proprietario del suolo non può opporsi ad attività di terzi che si svolgano a tale profondità nel sottosuolo o a tale altezza nello spazio sovrastante, che egli non abbia interesse ad escluderle.

Art. 889. Distanze per pozzi, cisterne, fosse e tubi. Chi vuole aprire pozzi, cisterne, fosse di latrina o di concime presso il confine, anche se su questo si trova un muro divisorio, deve osservare la distanza di almeno due metri tra il confine e il punto più vicino del perimetro interno delle opere predette. Per i tubi d'acqua pura o lurida, per quelli di gas e simili e loro diramazioni deve osservarsi la distanza di almeno un metro dal confine. Sono salve in ogni caso le disposizioni dei regolamenti locali.

7.3 Normativa Regionale

L.R. 10 ottobre 1989, n. 40. Disciplina della ricerca, coltivazione e utilizzo delle acque minerali e termali

L.R. 27 dicembre 2000, n. 25. Norme per la pianificazione energetica regionale, l'incentivazione del

risparmio energetico e lo sviluppo delle fonti rinnovabili di energia

D.G.R. Veneto n. 2245 del 09.08.2002 (Sospensione del rilascio di concessioni geotermiche a bassa entalpia per il territorio regionale, in attesa dell'esito degli studi richiesti)

D.G.R. Veneto n. 4098 del 18.12.2007. L.R. 10.10.1989, n.40 – D.G.R. n. 2245 del 9.8.2002. Tutela, conservazione e salvaguardia delle falde acquifere sotterranee. Consorzio di Bonifica Pianura Veneta tra Livenza e Tagliamento di Portogruaro (VE). Studio delle risorse geotermiche nel basso territorio portogruarese. Presa d'atto

Deliberazione del Consiglio regionale n. 107 del 5 novembre 2009. Piano di Tutela delle Acque

D.G.R. Veneto n. 4105 del 29.12.2009. Tutela, conservazione e salvaguardia delle falde acquifere sotterranee. Utilizzo delle risorse geotermiche a bassa entalpia mediante movimentazione di fluidi sotterranei. Disposizioni in merito alle modalità di riconoscimento di uso delle risorse geotermiche. L. 896/1986, DPR 395/1991, L. 99/2009 e L.R. 40/1989

8. BIBLIOGRAFIA

- ACCORSI C.A., ANTONELLI R., BANDINI MAZZANTI M., CASTELLANI E., FERRARI A., CONSOLARO S., FORLANI L., MARCHESINI M., PAROLOTTI L., PERETTI A., SAURO U., SORBINI L., TORRI P., ZAMBRANO R., ZAMPIERI D., ZORZIN R., 1993. Geologia, Idrogeologia e qualità dei principali acquiferi veronesi. Sorbini L. (a cura di), *Memorie Mus. Civ. St. Nat. di Verona*, (II° Serie), Sez. Sc. della Terra, 4: 150, Verona.
- ALBARELLO D., 2007. Elementi di sismologia applicata. *International centre for mechanical sciences*, monografie CISM.
- AKI K., 1964. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust. *Geophysics*, 29: 665-666.
- ANTONELLI R. & STEFANINI S., 1982. Nuovi contributi idrogeologici ed idrochimici sugli acquiferi dell'alta Pianura Veronese, Mem. Sc. Geologiche, XXXV: 35-67, Padova.
- ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PIAZ G.V., DAL PRA A., DE ZANCHE V., GRANDESSO P., MIETTO P., SEDEA R. & ZANFERRARI A., 1990. Carta geologica del Veneto 1:250 000 – una storia di cinquecento milioni di anni, Mem. Regione del Veneto, Segreteria Regionale per il Territorio, Venezia.
- ANTONELLI R., CASTELLANI E., CONSOLARO S., PERETTI A., SAURO U., SORBINI L., ZAMBRANO R., ZAMPIERI D., ZORZIN R., 1991. The springs of Montorio and the karst aquifer of the central-western Lessini Mountains (Verona-venetian pre-alps). Proceedings of the International Conference on environmental changes in karst areas (I.C.E.C.K.A.), September 15th-27th, 13: 249-268, Padova.
- ANTONELLI R., CAMPAGNONI A., MARCOLONGO B., SURIAN N., ZAMBRANO R., 1994. Una ricerca integrata tra l'alta pianura veronese e l'anfiteatro morenico del Garda per il riconoscimento di risorse idriche alternative e della loro vulnerabilità. Primi risultati e prospettive di sviluppo. Quaderni di Geologia applicata, 2, 57-76, Pitagora Editrice, Bologna.
- ARAI H. & TOKIMATSU K., 2004. S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectra. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94: 53-63.
- ARTONI A. & REBESCO M., 1990. Deformazione per thrusting nei Lessini nord occidentali (Verona – Italia Settentrionale). Studi Geologici Camerti, Volume Speciale: 131-137, Camerino.
- ATLANTE DELLE SORGENTI DEL VENETO, 2007. ARPAV, Servizio Acque interne, 144, Padova.
- BAIETTO A., CADOPPI P., MARTINOTTI G., PERELLO P., PERROCHET P., VUATAZ F.D., 2008. Assessment of thermal circulations in strike – slip fault systems: the Terme di Valdieri case (Italian western Alps). In: Wibberley et al. (eds) The internal Structure of Fault Zones: Implications for mechanical and Fluid-Flow properties. Geol. Soc. Sp. Publ. 299: 317-339, London.
- BARBIERI M., BONGIOVANNI Z., 1795, “Illustrazione delle Terme di Caldiero” – Accademia di Agricoltura, Commercio ed orti di Verona.
- BARBIERI G., CASTELLARIN A., DE ZANCHE V. & SEDEA R., 1981b. Foglio 36 Schio. In CASTELLARIN A. (a cura di), Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), Pubbl. 441, P.F. Geodinamica, CNR, 113-119, Roma.
- BARBIERI G., DE ZANCHE V. & SEDEA R., 1991. Vulcanismo paleogenico ed evoluzione del semigraben Alpino-Agno (Monti Lessini). Rend. Soc. Geol. It., 14: 5-12.
- BARBIERI G., MIETTO P. & SEDEA R., 1981a. Foglio 49 Verona. In CASTELLARIN A. (a cura di), Carta Tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), Pubbl. 441, P.F. Geodinamica, CNR, 107-112, Roma.
- BASSIGNANI A., FINAZZI P., OLIVARI F., 1987. Indagine ambientale presso l'impianto termale “Antiche Terme di Giunone” in Comune di Caldiero (VR). AGIP, Milano.
- BASTA S. & MINCHIO F., 2008. Geotermia e pompe di calore. Ed. Geotermia.org, stampa presso Tipografia La Grafica, Vago di Lavagno (VR).
- BERETTA G.P., 2008. Modelling non-equilibrium dynamics of a discrete probability distribution: general rate equation for maximal entropy generation in a maximum-entropy landscape with time-dependent constraints. *Entropy*, Vol. 10, 160-182.
- BERTI T., 1990. Relazione sulle prove farmaco tossicologiche eseguite sull'acqua minerale “Fonti di Giunone”, Università di Padova, Padova.
- BORTOLAMI G.C., 1981. La situazione geotermica della Pianura Padana. In: Amatesi E., Antonelli R., Bondesan M., Bortolami G.C., Cancelli A., Carraro F., Castiglioni G.B., Francano V., Gasperi G.F., Gelati R., Masè G., Massiotto P., Pellegrini

- M., Russo P., Stefanini S. (a cura di), Lo stato delle conoscenze sulla geologia della Pianura Padana, 59-74.
- BOARETTO E., CARMÍ I., FABBRI P., HEINEMEIER J., SARTORI S., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., YECHIELI Y., 2003. Radiocarbon in thermal and fresh groundwater in Veneto Region, Northern Italy. Proceedings of the XVIII International Radiocarbon conference, Wellington, NZ.
- BONI C., BONO P., CALDERONI G., LOMBARDI S., TURI B., 1980. Indagine idrogeologica e geochimica sui rapporti tra ciclo carsico e circuito idrotermale nella pianura Pontina (Lazio meridionale). *Geologia applicata e idrogeologia*, 15: 203-247, Bari.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (a cura di), 1997. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980, ING-SGA, 2: 644 pp., Bologna.
- BOSELINI A., CARRARO F., CORSI M., DE VECCHI G.P., GATTO G.O., MALARODA R., STURANI C., UNGARO S., ZANETTIN B., 1967. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 49 Verona: 61, Nuova Tecnica Grafica, Roma.
- BOSE J. E., PARKER D. & McQUISTON F.C., 1985. Design/Data Manual for Closed-Loop Ground-Clupled Heat Pump Systems. American Society of Heating, Refrigerating and Air-conditioning Engineers, Atlanta.
- BOSI C., 2004. Quaternary. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC, 32: 161-188, Florence.
- BRAGAGNOLO G., 1936. Le acque minerali del Veneto. Analisi, ricerche fisico-chimiche, Annali Chimica Applicata, XXVI.
- BUONASORTE G., 2009. Development of geothermal Energy in Italy until 2008 and short-term prospects. Congresso Internazionale "La Geotermia in Italia e in Europa. Quale futuro?". Geotherm Expo2009, Unione Geotermica Italiana, Ferrara, 23 settembre 2009.
- CALORE C., CATALDI R., CELATI R., MONGELLI F., SQUARCI P., TAFFI L. & ZITO G., 1991. Map of the geothermal ranking of the Italian territory to 3 km depth. Int. Inst. for Geothermal Research-CRN, Pisa, SELCA, Firenze.
- CALORE C., CELATI R., SQUARCI P. & TAFFI L., 1991a. Temperature map of Italy at 1000 m (below ground level). Int. Inst. for Geothermal Research-CRN, Pisa, SELCA, Firenze.
- CALORE C., CELATI R., SQUARCI P. & TAFFI L., 1991b. Temperature map of Italy at 2000 m (below ground level). Int. Inst. for Geothermal Research-CRN, Pisa, SELCA, Firenze.
- CALORE C., CELATI R., SQUARCI P. & TAFFI L., 1991c. Temperature map of Italy at 3000 m (below ground level). Int. Inst. for Geothermal Research-CRN, Pisa, SELCA, Firenze.
- CANTELLI L. & CASTELLARIN A., 1994. Analisi e inquadramento strutturale del sistema "Schio-Vicenza". *Atti Tic. Sc. della Terra*, Serie Speciale, 1: 231-245, Pavia.
- CAPUTO R., POLI M.E. & ZANFERRARI A., 2010. Neogene-Quaternary Tectonic Stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy. *Journal of Structural Geology*, 32: 1009-1027.
- CARTA GEOLOGICA DEL VENETO, 1990. Regione Veneto, Segreteria Regionale per il Territorio, scala 1:250.000, Venezia.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, 1968. Foglio 49: Verona (2ª ed.), Napoli.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, 1969. Foglio 48: Peschiera del Garda (2ª ed.), Bergamo.
- CARTA IDROGEOLOGICA DEI MONTI LESSINI, 2006. Regione Veneto, Segreteria Regionale per il Territorio, Dir. Tutela Ambiente.
- CARTA ISOFREATICA, 1983. Rilievi del dicembre 1983. Regione Veneto, Segreteria Regionale per il Territorio, Dip. per l'Ecologia, scala 1:250.000, Grafiche Quattro, Venezia.
- CARTON A., CASTALDINI D., 1985. Approfondimenti di morfoneotettonica tra il Lago di Garda ed il Torrente Alpone (Provincia di Verona). *Boll. Mus. Civ. St. Nat. di Verona*, 12: 461-491, Verona.
- CASSANO E. ANELLI L., FICHERA R., CAPPELLI V., 1986. Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. 73° Congresso della Società Geologica Italiana, Agip, Roma.
- CASSINIS G., CASTELLARIN A. & DE ZANCHE V., 1981. Foglio 48 Peschiera del Garda. In CASTELLARIN A. (a cura di), Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000), Pubbl. 441, P.F. Geodinamica, CNR, 120-123, Roma.
- CASTALDINI D. & PANIZZA M., 1991. Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia Settentrionale). *Il Quaternario*, 4: 348-410.
- CASTELLACCIO E., 1987. Studio geomorfologico dell'Alta pianura veronese tra Caldiero ed Arcole (VR). Tesi inedita, a.s. 1986-1987, Università di Parma.
- CASTELLACCIO E., 1991. Pascoli della Lessinia: patrimonio da gestire. C.C.I.A.A. di Verona, Tipo-litografia Milani, Verona.
- CASTELLACCIO E., 1990 – 1993 – 1995 – 2000. Relazioni idrogeologiche sull'area termale Bagni di Giunone, Azienda Municipalizzata Terme di Caldiero, Relazioni inedite, Caldiero (VR).
- CASTELLACCIO E., 1995 – 1998. Relazioni idrogeologiche relative alle concessioni minerarie di Colà di Lazise. Relazioni inedite, Lazise (VR).
- CASTELLACCIO E., 2004 – 2007. Relazioni idrogeologiche relative alle concessioni minerarie di Costermano. Relazioni inedite, Costermano (VR).
- CASTELLACCIO E., 2004 – 2010. Relazioni idrogeologiche relative alle concessioni minerarie di Pastrengo. Relazioni inedite, Pastrengo (VR).
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L., 2000. Neo-Alpine evolution of the southern Eastern Alps. *Journal of Geodynamics*, 30: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SELLI L., 1992. Alpine compressional tectonics in the Southern Alps – Relationships with the N-Apennines. *Annales Tectonicae*, 6: 62-94, Firenze.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L., RICCI R., 1988. Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps. *Miner. Petrogr. Acta*, 30: 287-310, Bologna.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V., CANTELLI L., 1998. La tettonica delle dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali orientali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53: 133-143, Roma.
- CASTELLARO S., MULARGIA F., BIANCONI L., 2005. Stratigrafia sismica passiva: una nuova tecnica accurata, rapida ed economica. *Geologia Tecnica Regionale*, 3.
- CASTELLI S., 1864, "Le antiche Terme di Giunone in Calmiero: cenni storico-medici sulle medesime", Daldo, Verona.

- CATALDI R., MONGELLI F., SQUARCI P., TAFFI L., ZITO G. & CALORE C., 1995. Geothermal Ranking of Italian Territory. *Geothermics*, 24, 1: 115-129, CNR.
- CELICO, 1986. Prospezioni idrogeologiche. Liguori Editore. V. 1: 0-735, Napoli (NA).
- CHETONI R., 2000. Acque minerali e termali. Idrogeologia e opere di captazione. Gestione della risorsa idrica. GeoGraph s.n.c., Segrate (MI).
- CITA M.B., 1949. L'affioramento neocretaceo di Sirmione e la sua microfauna. *Riv. It. Pal. e Strat.*, 55: 121-134, Milano.
- CITA M.B., 1954. Paleogeografia del Terziario nella regione gardesana. *Riv. It. Pal. e Strat.*, 60: 137-161, Milano.
- CIVITA M., MANZONE L., OLIVIERO G., VIGNA B., 1992. Approcci sinergici nelle ricerche sui sistemi idrogeologici, carbonatici del Piemonte meridionale. *Atti convegno "Ricerca e protezione delle risorse idriche sotterranee delle aree montuose"*, 24-25 ottobre 1991, 1, Quaderni di sintesi, 43:53-86, Museo di Scienze Naturali, Brescia.
- CNR, 1989. Valutazione delle Risorse Geotermiche a Bassa Entalpia – Pianura Padana. Monografia GE.T.AS. S.r.l., CNR, PFE-SPEG. RF 28: 250.
- CNR, 1991. Map of Main Hydrogeologic Complexes and Thermal Springs in Italy. Int. Inst. for Geothermal Research-CRN, Pisa, SELCA, Firenze.
- COZZAGLIO A., 1933. Fogli Peschiera e Mantova. Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, 130 pp., Venezia.
- COZZI F., 2004. Relazione inedita clinico-bibliografica sull'acqua minerale termale del permesso di ricerca Paginoro di Pastrengo (Verona).
- CREMASCHI M., 1987. Paleosols and vetusols in the central Po Plain (northern Italy). *Unicopli*, 306 pp., Milano.
- CUREWITZ D. & KARSON J.A., 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79: 149-168.
- CURI E., 1993. La sorgente termo-minerale di Domegliara: Penet scopre l'acqua calda. *Annuario Storico della Valpolicella*, 125-136, Verona.
- D'ALBERTO L., MION F., 2010. Rete monitoraggio acque sotterranee. Monitoraggio sorgenti anno 2009. Rapporto tecnico. ARPAV, Regione Veneto.
- DAL DEGAN D., 2000. Aspetti geologici, idrogeologici e gestionali sull'idrotermalismo nei complessi alluvionali e fluvioglaciali a Nord-Ovest della città di Verona. Alcuni Confronti con altri campi idrotermali del Veneto. Tesi di laurea inedita, a.a. 1999-2000, Università di Padova.
- DAL MORO G., 2008. Rapporto sulla campagna Vs30 in Friuli Venezia Giulia, Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine. Università di Trieste.
- DAL MORO G., & PIPAN M., 2007. Joint Inversion of Surface Wave Dispersion Curve and Reflection Travel Times via Multi-Objective Evolutionary Algorithms. *J. Appl. Geophysics*, 61: 56-81.
- DAL PIAZ G.V., ANTONELLI R., BELLUCCI L., FABBRI P., ILLICETO V., NOTO P., PANICHI C., SEDEA R., 1994. Relazione finale sulle ricerche sul Bacino Termale Euganeo. Rapporto finale Convenzione di ricerca Università di Padova, Regione Veneto.
- DAL PRA' A., ANTONELLI R., 1977. Ricerche idrogeologiche e litostratigrafiche nell'alta pianura alluvionale del fiume Adige. *Quad. Ist. Ric. Sulle Acque*, 34, Roma.
- DAL PRA' A., DE ROSSI P., 1989. Carta Idrogeologica dell'alta pianura veronese. Dipartimento di Geologia dell'Università di Padova, SELCA, Firenze.
- DAL PRA' A., DE ROSSI P., FURLAN F., SILIOTTI A., ZANGHERI P., 1991. Il regime delle acque sotterranee nell'alta pianura veronese. *Mem. Sc. Geol.*, XLII: 155-183, Padova.
- DAL PRA' A., DE ROSSI P., SILIOTTI A., SOTTANI A., 1997. Carta Idrogeologica dell'alta pianura veronese orientale. C.N.R., Gruppo nazionale per la difesa dalle catastrofi idrogeologiche, pubbl. 1560, Dipartimento di Geologia dell'Università di Padova, SELCA, Firenze.
- D'AMICO V., PICOZZO M., ALBARELLO D., NASO G. & TROPENSCOVINO S., 2004. Quick estimates of soft sediments thicknesses from ambient noise horizontal to vertical spectral ratios: a case study in southern Ital. *J. Eartq. Eng.*, 8: 895-908.
- DARCY H., 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont. Paris.
- DELLA VEDOVA B., MONGELLI F., PELLIS G., SQUARCI P., TAFFI L. & ZITO G., 1991. Heat-Flow Map of Italy. Int. Inst. for Geothermal Research-CRN, Pisa, SELCA, Firenze.
- DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., VERODJA M., 1995. Heat-Flow in the tectonic provinces crossed by the Southern segment of the European Geotraverse. *Tectonophysics*, 244, 57-74.
- DELLA VEDOVA B., BELLINI S., PELLIS G., SQUARCI P., 2000. Deep Temperatures and Surface Heat-Flow distribution. In: Vai G.B. & Martini L.P. (Eds) *Anatomy of an orogen: Apennines and adjacent Mediterranean basin*. Kluwer Academic Publisher.
- DESTRO E., 2008. Esempio di mappatura del potenziale di geoscambio della Regione Veneto. Tesi di laurea inedita, a.a. 2007-2008, Università di Padova.
- DE ZANCHE V., SORBINI L. & SPAGNA V., 1977. Geologia del territorio del Comune di Verona. *Mem. Mus. Civ. St. Nat. di Verona*, 52 pp., Verona.
- DIAZ GONZALEZ L., SANTOYO E., REYES-REYES J., 2008. Tres nuevos geotermómetros mejorados Na/K usando herramientas computacionales y geoquímicas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 3: 465-482.
- DRIGO V., 2005. L'anomalia geotermica della pianura friulana e veneta, una ricchezza da utilizzare e conservare. Rapporto tecnico del Collegio degli Ingegneri di Venezia.
- ELDERS W.A., HOAGLAND J.R., McDOWELL S.D., COBO J.M., 1979. Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto. *Geothermics*, 8: 201-209.
- ENI – AGIP MINERARIA, 1972. Acque dolci sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca di idrocarburi in Italia, I – XXIII: 1-914.
- FABBRI P., 2001. Probabilistic assessment of temperature in the Euganean geothermal area (Veneto region, NE Italy). *Mathematical Geology*, 33(6), 745-760.
- FABBRI P., 2005. Controllo dei livelli potenziometrici nel Bacino Termale Euganeo (Padova). Convenzione di ricerca Università di Padova, Regione Veneto.
- FABBRI P., TREVISANI S., 2005. Spatial distribution of temperature in the low-temperature geothermal Euganean field (NE

- Italy): a simulated annealing approach. *Geothermics*, 34, 617-631.
- FABBRI P., SOCCORSO C., 2007. La risposta dei livelli potenzio-metrici allo sfruttamento del campo geotermico Euganeo (PD). *Giornale di Geologia Applicata*, 5, 115-124.
- FINCKH, 1978. Are alpine lakes former messinian canyons? Geophysical evidence for periglacial erosion in the southern alpine lakes, *Marine Geology*, 27, 289-302.
- FORNASERI M., 1994. *Lezioni di geochimica*. Veschi Editore. V. 1: 0-824, Rozzano (MI).
- FRIGO SORBINI M., CASTELLACCIO E., 1990. Relazione geologica – idrogeologica relativa alla concessione esistente a alla nuova richiesta di ampliamento. Azienda Municipalizzata Terme di Caldiero. Relazione inedita, Caldiero (VR).
- FUGANTI A., MORTEANI G., PECEK J., DEFRANCESCO F., BAZZOLI G., 1997. Caratteristiche e genesi delle acque minerali effervescenti naturali fredde e calde di Kyselka e dintorni (Karlovy Vary, Repubblica Ceca). *Studi Trentini di Sc. Nat.* – *Acta Geologica*. V. 71: 107-144, Trento.
- FUGANTI A., EICHINGER L., MORTEANI G., PREINFALK C., 2003. Utilizzo degli isotopi del trizio, ossigeno 18, deuterio e carbonio 13 per la valutazione dei rapporti fra discariche di rifiuti ed acque sotterranee. *Geologia Tecnica & Ambientale*. V. 2: 5-8, Roma.
- GAZZIN G., 2011. La geotermia nella Marca. *Veneto Geologi*, 75, Venezia.
- GALLIPOLI M., LA PENNA V., LORENZO P., MUCCIARELLI M., PERRONE A., PISCITELLI S., SDAO F., 2000. Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in Southern Italy. *European J. Environm. and Eng. Geophys.*, 4: 117-128.
- GORGONI C., MARTINELLI G., & SIGHINOLFI G.P., 1982. Stato termico e caratteri chimici delle acque sotterranee mediamente profonde della pianura emiliano-romagnola. In: *Auto-ri Vari "Caratteri idrogeologici e geotermici dell'Emilia-Romagna"*, RER – CNR, MB T6, pp. 81-95, Pitagora Ed., Bologna.
- GIANELLI G., 1998. L'energia geotermica: prospettive future. *Geologia Tecnica & Ambientale*, 1, Roma.
- HABBE K., 1969. Die wurmezeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes, *Freiburger Geogr. Arb.*, III: 250 pp., Freiburg.
- HSÜ K.I., CITA M.B., RYAN W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporates. In: *Ryan, Hsü et alii, Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Gov. Print. Off. Washington, 13: 1203-1231.
- IBS-VOM SEHT M. & WOHLBERG J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bull. Seismol. Soc. America*, 89: 250-290.
- IVANOV J., MILLER R.D., XIA J., STEEPLES D. & PARCK C.B., 2006. Joint Analysis of Refractions with Surface Waves. An Inverse Refraction-Traveltime Solution, *Geophysics*, 71, R131-R138.
- LUCIANI V., 1989. Stratigrafia sequenziale del Terziario della catena del Monte Baldo (provincia di Verona e Trento). *Mem. Sc. Geol.*, 41: 263-351, Padova.
- LUND J.W., 2007. La Geotermia – ieri, oggi, domani, numero speciale del Notiziario U.G.I. allegato al n. 1-2/2007 di "Geologia Tecnica & Ambientale", 15-25, Pisa.
- MARCONCINI M., 2000. Antiche Terme di Giunone. Azienda Speciale Terme di Giunone, Caldiero (VR).
- MANTEGAZZA P., 1991. Relazione sull'acqua minerale delle "Fonti di Giunone" di Caldiero. Meccanismo d'azione e attività terapeutica. Possibilità di utilizzo per via idroponica e per crenoterapia esterna, Università di Milano, Milano.
- MAROTTA E SICA, 1929-1933. Classificazione italiana delle acque minerali. *Annali di Chimica applicata*, Vol. 19, fasc. 12 (1929). Vol. 23, fasc. 6 (1933).
- MELOTTI S., ZORZIN R., 1996. Uno strano fenomeno osservato nelle sorgenti di Montorio (Monti Lessini – Verona – Italia). *Proceedings of the International Congress, Alpine Caves: Alpine Karst systems and their environmental context*, June 11-14, 1992, Asiago: 293-297.
- MENEGHEL M., 1987. Sedimenti simili a loess nella zona di Caldiero (Verona). *St. Trentini di Sc. Nat.*, 64: 25-38, Trento.
- MENEGHEL M., RIGONI A., SORBINI L., 1989. Una nuova data 14C per il conoide dell'Adige. *Boll. Mus. Civ. St. Nat.*, 16: 399-406, Verona.
- MICHELETTI L., 2010. Progettazione di un impianto di climatizzazione tipo GWHP" (Ground Water Heat Pump), tesi di laurea inedita, Università Guglielmo Marconi, Roma.
- MIETTO P., SAURO U., 1989. Grotte del Veneto: paesaggi carsici e grotte del Veneto. Regione del Veneto, La Grafica Editrice, 415, Vago di Lavagno.
- MIGLIOLI, PERINI, LANZAFAME, 1990, "La clinica termale".
- MULARGIA F., CASTELLARO S., ROSSI P.L., 2007. Effetti di sito e Vs30: una risposta alla normativa antisismica. *Il geologo – Ordine dei Geologi Regione Emilia Romagna*.
- MONGELLI F., ZITO G., DELLA VEDOVA B., PELLIS G., SQUARCI P., TAFFI L., 1987. Mappa del flusso geotermico in Italia e mari adiacenti. Stato del progetto e prime valutazioni, GNGTS, Atti del VI convegno, Roma.
- MONGELLI F., ZITO G., DELLA VEDOVA B., PELLIS G., SQUARCI G., TAFFI L., 1991. Geothermal regime of Italy and surrounding seas. In: *Exploration of deep continental crust. Terrestrial heat flow and the lithosphere structure*. Ceram V. Rybach L. (editors). Springer – Verlag, Berlin, 381-394.
- MUCCIARELLI M. & GALLIPOLI M.R., 2001. A critical review of 10 Years of microtremor HVSr technique. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42: 255-266.
- MUCCIARELLI M. & GALLIPOLI M.R., 2006. Comparison between Vs30 and other estimates of site amplification in Italy. *Conf. Earthq. Eng. And Seismol.*, Ginevra, 3-8 Sept., 270.
- MUTTONI G., CARCANO C., GARZANTI E., GHIELMI M., PICCIN A., PINI R., ROGLEDI S., SCIUNNACH D., 2003. Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. *Geology*, 31: 989-992, Boulder.
- NAKAMURA Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimates of subsurface using microtremor on the round surface. *QR of RTRI*, 30: 25-30.
- NEGRI C., NICOLIS E., 1890. Note sull'acqua termo-minerale di Domegliara. *Acc. Agr. Scienze e Lettere*, LXVI: 11-17, Vicenza.
- NICOLIS E., 1898. Circolazione interna e scaturigini delle acque nel rilievo sedimentare-vulcanico della regione veronese e della finitima. *Accademia di Verona*, 54, 3: 209, Verona.
- NICOLIS E., 1901. Geologia ed idrogeologia della regione vero-

- nese. In “*La Provincia di Verona*” a cura di Sormani-Moretti, 1: 60.
- PANIZZA M., SLEJKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICILICH R., SAURO U., SEMENZA E., SORBINI L., 1981. Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa. *Rend. Soc. Geol. It.*, 4: 587-603, Roma.
- PASA A., 1954. Carsismo e idrografia carsica del Gruppo del Monte Baldo e dei Lessini Veronesi. *C.N.R., Centro Studi Geogr. Fis., Ricerche sulla Morf. Idrogr. Cars.*, 5: 150, Bologna.
- PATRIZI G., 2002. Sintesi dei risultati dell'indagine idrogeologica, geochimica e geochimico-isotopica sugli acquiferi della Lessinia. Relazione inedita, Servin – Servizi Integrati Gestionali Ambientali srl, Ravenna.
- PERELLO P., MARINI L., MARTINOTTI G. & HUNZIKER J.C., 2001. The thermal circuits of the Argentera Massif (western Alps, Italy). An example of low-anthlpy geothermal resources controlled by Neogene alpine tectonics. *Eclogae geol. Helv.* 94: 75-94.
- 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 Acc. Naz. Lincei, serie VIII, V, XI*, Roma.
- PICCOLI G., BELLATI R., BINOTTI C., DI LALLO E., SEDEA R., DAL PRÀ A., CATALDI R., GATTO G.O., GEZZI, G., MARCHETTI M., BULGARELLI G., SCHIESARO G., PANICHI C., TONGIORGI E., BALDI P., FERRARA G.C., MASSARI F., MEDIZZA F., ILICETO V., NORINELLI A., DE VECCHI G.P., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M., SBETTEGA G., 1976. Il sistema idrotermale euganeo-berico e la geologia dei Colli Euganei. *Memorie Ist. Geol. Min. Univ.*, vol. 30°, 266, Soc. Coop. Tipografica, Padova.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A., 1995. Structures and kinematics of the Giudicarie-Val Trompia fold and thrust belt (central Southern Alps, Northern Italy). *Mem. Sc. Geol.*, 47: 95-109, Padova.
- PICOTTI V., CASOLARI E., CASTELLARIN A., MOSCONI A., CAIRO E., PESSINA C. & SELLA M., 1997. Structural evolution of the Eastern Lombardian Prealps: Alpine inversion of a Mesozoic rifted margin. *Centro Stampa AGIP SpA*, 102 pp., San Donato Milanese.
- POLLINI C., 1816. Viaggio al Lago di Garda e al Monte Baldo. Mainardi, Verona.
- RAINIERO N., 2009. Aspetti legislativi e progettuali inerenti alla realizzazione degli impianti geotermici. Tesi inedita, a.a. 2008-2009, Univerità di Padova.
- RANERI A., CASTELLACCIO E., DAL DEGAN D., ZORZIN R., 2004. *L'energia geotermica*. Fonti Rinnovabili di Energia – potenzialità ed applicazioni in Provincia di Verona. ARPAV – Dipartimento Provinciale di Verona, Provincia di Verona, 88-91.
- REBONATO A., 2002. *Le condizioni geologiche che permettono la produzione e l'estrazione di acqua calda dal sottosuolo*. Convegno del 02.05.2010: “Heat Mining – miniere di calore per produrre energia pulita”.
- ROGHI G., ROMANO R., 2008. Le formazioni geologiche del Veronese nella nuova Cartografia Geologica Nazionale. *La Lessinia Ieri Oggi Domani – Quaderno Culturale*, 79-88, Vago di Lavagno.
- ROTH M. & HOLLIGER K., 1999. Inversion of Sourcegenerated noise in high-resolution seismic data. *The Leading Edge*, 18: 1402-1406.
- RYBACH L., 2007. La Geotermia – ieri, oggi, domani, numero speciale del Notiziario U.G.I. allegato al n. 1-2/2007 di “*Geologia Tecnica & Ambientale*”, 27-75, Pisa.
- SCIUNNACH D. & TREMOLADA F., 2004. The Lombardian Gonfolite Group in central Brianza (Como and Milano Provinces, Italy): Calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentary record of neo-alpine tectonics. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97: 119-131, Basel.
- SCIUNNACH D., SCARDIA G., TREMOLADA F. & PREMOLI SILVA I., 2010. The Monte Orfano Conglomerate revisited: stratigraphic constraints on Cenozoic tectonic uplift of the Southern Alps (Lombardy, northern Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 99: 1335-1355, Bonn.
- SIGHINOLFI G.P., GORGONI C., MARTINELLI G., SORBINI L., 1982. Indagine geochimica preliminare sulle acque del sistema termale veronese. *Energia geotermica, CNR, Progr. Fin. Energia*, 3: 13-20, Roma.
- SOMMARUGA E GUGLIELMINETTI, 1979. Usi dell'energia geotermica a bassa entalpia: realizzazioni e prospettive italiane. Agip, SpA Esploraxioiif Risorse Geotermiche, San Donato Milanese, Milano.
- SORBINI L., 1983. Aspetti geografici e geologici del Lago di Garda. In: *Un Lago, una civiltà: il Garda, Banca Popolare di Verona*, I: 3-30.
- SORBINI L., ACCORSI C.A., BANDINI MAZZANTI M., FORLANI L., GANDINI F., MENEGHEL M., RIGONI A., SOMMARUGA M., 1984. Geologia e geomorfologia di una porzione della pianura a Sud-Est di Verona. *Memorie Mus. Civ. St. Nat. di Verona*, (II° Serie), Sez. Sc. della Terra, 2: 91, Verona.
- TREMOLADA F., GUAISTI E., SCARDIA G., CARCANO C., ROGLEDI S. & SCIUNNACH D., 2010. Reassessing the biostratigraphy and the paleobathymetry of the Gonfolite Lombarda Group in the Como area (northern Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e di Stratigrafia*, 116: 35-49, Milano.
- TROTTI F., ZORZIN R., 2000. Misure di concentrazione di ²²²Rn nella grotta turistica di “Monte Capriolo” (Comune di Roverè V.se – VR). *Bollettino Mus. Civ. St. Nat. di Verona*, 24, 2000 *Geologia Paleontologia Preistoria*: 5-10, Verona.
- TRUMPY R., 1973. The timing of orogenic events in the Central Alps. In: DE JONG, K.A., SCHOLTEN, R. (Eds.), *Gravity and Tectonics*. Wiley and Sons, 229-251, New York.
- TURCOTTE D.L., SCHUBERT G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, 456 pp.
- VENTURA MINARDO DA ESTE, 1689, “De Balneis Calderii” in *Agro Veronesi – Nuova Rubeana*, Venezia.
- VENZO S., 1934. Il Neogene del Trentino, del Veronese e del Bresciano. *Memorie del Museo Storia Naturale della Venezia Tridentina*, 2: 1-99, Trento.
- VENZO S., 1965. Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige. *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, 14: 1-82, Milano.
- VERMA E SANTOYO, 1998. New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 79: 9-23.
- VIGNA B., CALANDRI G., 2001. Gli acquiferi carsici. *Quaderni*

- didattici della Società Speleologica Italiana, Erga Edizioni, 48, Genova.
- VUCOVIC M. & SORO A., 1992. Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size distribution. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado.
- ZAMPIERI D., 1995. Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy. *Tectonics*, 14: 645-657.
- ZAMPIERI D., ZORZIN R., 1993. L'assetto stratigrafico In: *Geologia, Idrogeologia e qualità dei principali acquiferi veronesi*. Sorbini L. (a cura di), Memorie Mus. Civ. St. Nat. di Verona, (II° Serie), Sez. Sc. della Terra, 4: 23-26, Verona.
- ZAMPIERI D., FABBRI P., POLA M., 2009. Structural constraints to the Euganean Geothermal Field (NE Italy). *Rendiconti online Soc. Geol. It. V. 5*: 238-240, 3 ff.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F., SAURO U., 1982. Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. *Memorie di Scienze Geologiche*, 35: 355-376, Padova.
- ZORZIN R., 2007. P.A.T. del Comune di Cologna Veneta, Relazione esplicativa della cartografia geologica. Relazione inedita.
- ZORZIN R., AGOSTINI L., MONTECCHI M.C., TORRI P., ACCORSI C.A., 2011. Tanella cave (Monte Baldo – Verona, Italy): a record of environmental data on the Last Glacial period. *Acta Carsologica*, 40, 1.
- ZORZIN R., TOTOLA F., ZORZIN A., 2009. *La sorgente Lorè: appunti di geologia, idrogeologia e qualità delle acque*. Adige Etsch, 3, dicembre 2009, 3: 21-25.
- 8.1 Bibliografia e siti internet consigliati per ulteriori approfondimenti**
- AKI K., 1964. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust. *Geophysics*, 29: 665-666.
- ARAI H., TOKIMATSU K., 2004. S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectru. *Bull. Seismol. Soc. America*, 94: 53-63.
- ATLANTE DELLE SORGENTI DEL VENETO, 2007. ARPAV, Servizio Acque interne, 144, Padova.
- BARBIERI M. & BONGIOVANNI Z., 1795, "Illustrazione delle Terme di Caldiero" – Accademia di Agricoltura, Commercio ed orti di Verona.
- BARBIERI G., DE ZANCHE V. & SEDEA R., 1991. Vulcanismo paleogenico ed evoluzione del semigraben Alpone-Agno (Monti Lessini). *Rend. Soc. Geol. It.*, 14: 5-12.
- BOSI C., 2004. Quaternary. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC, 32: 161-188, Florence.
- BUONASORTE G., 2009. Development of geothermal Energy in Italy until 2008 and short-term prospects. Congresso Internazionale "La Geotermia in Italia e in Europa. Quale futuro?". Geotherm Expo2009, Unione Geotermica Italiana, Ferrara, 23 settembre 2009.
- CALEFFI, 2010. *Idraulica*. Periodico di informazione tecnico-professionale. Edizione n. 38, Poligrafica Moderna S.r.l., Novara.
- CARTA IDROGEOLOGICA DEI MONTI LESSINI, 2006. Regione Veneto, Segreteria Regionale per il Territorio, Dir. Tutela Ambiente.
- CASTELLACCIO E., 1991. Pascoli della Lessinia: patrimonio da gestire. C.C.I.A.A. di Verona, Tipo-litografia Milani, Verona.
- CASTELLACCIO E., 1994. Collezione di fossili e minerali Don Giuseppe Dalla Tomba. Museo Civico Geopaleontologico di San Bonifacio, La Grafica, Vago di Lavagno (VR).
- CASTELLACCIO E., 1998. Le acque termali dell'entroterra gardesano veronese. Il Garda: l'ambiente e l'uomo, 14^a miscellanea di studi, Cierre Grafica, Caselle di Sommacampagna (VR).
- D'AMICO V., PICOZZO M., ALBARELLO D., NASO G. & TROPENSCOVINO S., 2004. Quick estimates of soft sediments thicknesses from ambient noise horizontal to vertical spectral ratios: a case study in southern Ital. *J. Eartq. Eng.*, 8: 895-908.
- DAL MORO G., 2008. Rapporto sulla campagna Vs30 in Friuli Venezia Giulia. Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine. Università di Trieste.
- DAL MORO G., & PIPAN M., 2007. Joint Inversion of Surface Wave Dispersion Curve and Reflection Travel Times via Multi-Objective Evolutionary Algorithms. *J. Appl. Geophysics*, 61: 56-81.
- DE CARLI M., DEL BIANCO R., FELLIN F., MANENTE M., TONON M., ZECCHIN R., 2003. Sviluppi nelle pompe di calore: il terreno come sorgente termica. Convegno AICARR "Le moderne tecnologie negli impianti e nei componenti".
- DUCCI D., 1987. Elaborazione mediante computer delle analisi chimiche di acque sotterranee. *Geologia Tecnica*, Volume 3: 20-33.
- FABBRI P., 2005. Controllo dei livelli potenziometrici nel Bacino Termale Euganeo (Padova). Convenzione di ricerca Università di Padova, Regione Veneto.
- FABBRI P., SOCCORSO C., 2007. La risposta dei livelli potenziometrici allo sfruttamento del campo geotermico Euganeo (PD). *Giornale di Geologia Applicata*, 5, 115-124.
- FELLI M., 2000. Lezioni di Fisica Tecnica. Volume Primo: Termodinamica, Macchine, Impianti. Morlacchi editore, vol. I, Perugia.
- FOURNIER R.O., 1989. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17: 13-53.
- GALIPOLI R., LA PENNA V., LORENZO P., MUCCIARELLI M., PERRONE A., PISCITELLI S. & SDAO F., 2000. Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in southern Italy. *European J. Environm. and Eng. Geophys.*, 4: 117-128.
- IBS-VOM SEHT M. & WOHLBERG J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bull. Seismol. Soc. America*, 89: 250-290.
- IVANOV J., MILLER, R.D., XIA, J., STEEPLES D. & PARCK C.B., 2006. Joint Analysis of Refractions with Surface Waves. An Inverse Refraction-Traveltime Solution: *Geophysics*, 71, R131-R138.
- MUCCIARELLI M., GALLIPOLI M.R., 2001. A critical review of 10 Years of microtremor HVSr technique. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42, P. 255 – 266.
- MUCCIARELLI M., GALLIPOLI M.R., 2006. Comparison bet-

- ween Vs30 and other estimates of site amplification in Italy. Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3-8 Sept. n. 270.
- MULARGIA F., CASTELLARO S. & ROSSI P.L., 2007. Effetti di sito e Vs30: una risposta alla normativa antisismica. *Il geologo*, Ordine dei Geologi Regione Emilia Romagna.
- NAKAMURA Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimates of subsurface using microtremor on the round surface. *QR of RTRI*, 30: 25-30.
- PANTEO A., 1460, "Monopanton" – Stamperia Nuova di Venezia.
- PENCK A. & BRÜECKNER E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter, I, II, III, Leipzig.
- ROGHI G., ROMANO R., 2008. Le formazioni geologiche del Veronese nella nuova Cartografia Geologica Nazionale. La Lessinia Ieri Oggi Domani – Quaderno Culturale, 79-88, Vago di Lavagno.
- ROTH M. & HOLLIGER K., 1999. Inversion of Sourcegenerated noise in high-resolution seismic data. *The Leading Edge*, 18: 1402-1406.
- SESAME PROJECT, 2005. "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations".
- ROSSI N., 2007. Manuale del termotecnico: Fondamenti, Riscaldamento, Condizionamento, Refrigerazione – Ulrico Hoepli Editore S.p.A., Milano.
- SANNER B., Ground Heat Sources for Heat Pumps (classification, characteristics, advantages), Institute of Applied Geosciences, Justus-Liebig-University, Diezstrasse 15, D-35390 Giessen, Germany.
- SAURO U., 1974. Indagini sul Lago di Garda: lineamenti geografici e geologici, Quad. Ist. Ric. sulle Acque, 18: 13-32.
- SESAME PROJECT. 2005. Site Effects Assessment Using Ambient Excitations.
- SILVESTRI G., 1816. La Valpolicella, p. 182, Verona.
- UNIONE GEOTERMICA ITALIANA, 2007. La Geotermia ieri, oggi, domani: numero speciale del notiziario UGI.
- VIO M., 2008. Impianti di climatizzazione: Manuale di calcolo – Editoriale Delfino s.r.l., Milano.

Energie rinnovabili: energia geotermica

- Geovit s.a.s., Geofisica: Il flusso di calore – <http://www.geologia.com>
- <http://en.wikipedia.org>
- <http://www.geotermitalia.it>
- <http://geothermal-energy.ch>
- <http://iga.igg.cnr.it>
- <http://www.lee.supsi.ch>
- <http://www.provincia.verona.it>
- <http://www.scienzaonline.com>
- <http://www.supsi.ch>
- <http://www.termogamma.ch>

Ringraziamenti

Quest'opera, come molti altri lavori di carattere scientifico-divulgativo, è il risultato della collaborazione e del sostegno di molte persone e, pertanto, gli Autori vogliono ringraziare tutti coloro che hanno contribuito, in modi diversi, alla realizzazione della presente monografia e in particolare:

il Dott. Giuseppe Minciotti, Direttore del Museo Civico di Storia Naturale di Verona, per aver supportato la stampa e la diffusione dell'opera;

l'Ing. Marco Puiatti della Regione Veneto – Segreteria regionale all'ambiente e territorio – Direzione Geologia e Attività Estrattive, per aver messo a disposizione la documentazione relativa ai pozzi termali dell'area d'indagine;

il Dott. Vittorio Gazzabini, direttore tecnico del centro termale di cui alla concessione “Bagni di Giunone” presso Caldiero, per il prezioso lavoro di monitoraggio delle portate e delle temperature delle storiche sorgenti e dei pozzi termali nel corso degli ultimi 13 anni di attività e di averne messo a disposizione i dati;

il Sig. Oscar Moioli, titolare dell'impresa di perforazioni Moioli V. & R. di Roverbella (MN), per aver gentilmente messo a disposizione l'archivio delle stratigrafie e dei dati idrogeologici riguardanti il territorio veronese;

la Ditta Caleffi S.p.a. – Hydronic Solutions, per aver concesso la riproduzione di fotografie e immagini edite nell'anno 2010;

la Dott.ssa Marta Lonardi, del Laboratorio Fito-cosmetico Dott. Furia, per aver fornito dati sulle proprietà cosmetiche delle acque Corte dei Frati;

la Prof.ssa Anna Seleni, docente di inglese, per la revisione del riassunto in lingua inglese;

il Dott. Simone Zannotti, collaboratore del Museo civico di Storia Naturale di Verona, per aver curato il disegno di alcuni elaborati grafici riportati nel testo;

il Comune di Caldiero e Fotoarchivio robertomarinello – Caldiero (VR) per aver messo a disposizione le foto storiche sulle Antiche Terme di Giunone;

e, infine, tutti coloro che a vario titolo hanno sostenuto la presente iniziativa.

Autori

Agostini Laura – Istituto Einaudi, Via S. Giacomo 13, 37100 Verona, email: agoalb@tiscali.it

Castellaccio Enrico – Via D'Azeglio 5/a, 37024 Negrar (VR), email: ecastellaccio@tiscali.it

Collareda Matteo – Via Lungo Giara 29, 36033 Isola Vicentina (VI), email: info@studiosisma.com

Dal Degan Davide – Via Primo Maggio 22, 37042 Caldiero (VR), email: davidedaldegan@alice.it

Galadini Fabrizio – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via di Vigna Murata 605, 00143 Roma, email: galadini@ingv.it

Micheletti Luca – Via Brennero 104, 37015 Domegliara di Sant'Ambrogio di Valpolicella (VR), email: artemi.progettazioni@libero.it

Monegato Giovanni – Istituto di Geoscienze e Georisorse – CNR, Via Valperga Caluso 35, 10123 Torino, email: g.monegato@csg.to.cnr.it

Rogledi Sergio – ENI Spa, Divisione Esplorazione & Produzione, Dipartimento ESEI, Via Emilia 1, 20097 S. Donato M.se (MI), email: sergio.rogledi@eni.com

Scardia Giancarlo – Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria – CNR, Via Salaria km 29.300, I-00016 Monterotondo Scalo (Roma), email: giancarlo.scardia@igag.cnr.it

Zorzin Roberto – Museo Civico di Storia Naturale di Verona, Lungadige Porta Vittoria 9, I-37129 Verona, email: roberto.zorzin@comune.verona.it