



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

CICLO XXIV

REVISIONE DEL MODELLO IDROTERMALE
DEL BACINO TERMALE EUGANEO ALLA
LUCE DELLE NUOVE CONOSCENZE IN
AMBITO IDROGEOLOGICO E GEOLOGICO
STRUTTURALE

Direttore della Scuola : Ch.mo Prof. Gilberto Artioli

Supervisore : Ch.mo Prof. Paolo Fabbri

Ch.mo Prof. Dario Zampieri

Dottorando : Marco Pola

ABSTRACT

The Euganean geothermal field (EGF) is the most important thermal field in the northern Italy. The EGF sensu stricto (EGF ss.) is located in the Veneto alluvial plain, east of the Euganei Hills and southwest of Padova. It extends on an area of about 36 Km² and comprises the town of Abano Terme, Montegrotto Terme, Battaglia Terme and Galzignano Terme. At present about 250 wells are active and the total average flow rate of thermal fluids is about 17M m³/year. Physical and chemical parameters of the Euganean thermal waters were statistically analyzed by several authors: the temperature ranges from 65°C to 86°C, and their T.D.S. is 6 g/L with a primary presence of Cl⁻ and Na⁺ (70%) and secondary of SO₄, Ca, Mg, HCO₃, SiO₂. ³H and ¹⁴C measurements suggest a residence time greater than 60 years, probably a few thousand years. The analyses of the oxygen isotopes show that the thermal waters are of meteoric origin and infiltrate in an area up to 1500 m a.s.l. .

In 1976, Piccoli et al. made a global study about the Euganei Hills and the EGF. This study delineated the geology of the Euganei Hills and also proposed a simple conceptual model of the hydrothermal circuit. The Euganean groundwaters are of meteoric origin and infiltrate at about 1500 m a.s.l. in the Fore-Alps. The waters reach a depth of ca. 3000 m and warm up by a normal geothermal gradient. The fracturing of the rocks allows the outflow near the Euganei Hills.

The aim of the PhD thesis is to review the hydrothermal model of the EGF, using new techniques and new knowledge in hydrogeology and structural geology. In fact, due to a misunderstanding of the structural setting of the recharge area and the use of an idealised (wrong) cross section, Piccoli's model cannot work. Moreover, the new knowledge on structural geology highlights the important role that faults play in the development of a hydrothermal circuit. Curewitz & Karson (1997) propose that hydrothermal outflow occurs most commonly at the terminations of individual faults and where multiple faults interact. Also in the Italian territory, several authors (Perello et al., 2001; Piana et al., 2006; Baietto et al., 2008) have recently demonstrated the link between hydrothermal outflow and strike-slip tectonics.

First of all, a review of the structural geology of central Veneto is developed to unravel the geometry of the faults that could drive the

hydrothermal flow in the subsurface. This work is carried out using a collection of published papers and unpublished reports and is focused mainly on the review of the geometry of the Schio-Vicenza fault, an important regional fault (about 100 Km of length) that, together with the foreland structural high of Euganei Hills-Berici Hills-Lessini Mountains, separates the western from the eastern Southern Alps thrust belts. The Schio-Vicenza fault has a good morphological expression because it marks a sharp transition between the mountains (eastern Lessini Mountains, Berici and Euganei Hills) and the Veneto alluvial plain. Moreover, the alluvial plain is part of the foreland basin of the eastern Southern Alps and the fault accommodates the subsidence affecting its western sector. Zampieri et al. (2009) highlight that the Schio–Vicenza fault is a system of NE dipping synthetic normal fault (SVFS) and not a single fault as depicted in geological maps. The EGF ss. is located near this regional fault and a linkage between the SVFS and the thermal field is supposed.

A collection of seismic sections, provided by ENI exploration, is used to improve the mapping of the SVFS from the Schio area (to the North) to the Po' delta (to the South) (Ricciato, 2011). More than 10 wells permits to calibrate the seismic interpretation and about 1000 Km of seismic lines is interpreted. Most of them are used to map the hanging wall cut-off of the faults of the Messinian unconformity. This marker is chosen because it marks the beginning of the flexural phase of the foreland of the eastern Southern Alps. Fantoni (2002) suggested that the Schio-Vicenza fault played an important role on the flexural accommodation during this phase. Moreover, available gravimetric data are compared to the results obtained by fault mapping: these data confirm the fault system architecture in the northern part and in the Euganei Hill area, but don't put enough constrains on the southern part because of the thick Quaternary alluvial cover.

Some selected seismic sections, sub-orthogonal to the main faults, are chosen to obtain geological cross-sections through depth-conversion process. This process is performed using GIS software that permits to have a more flexible tool to convert seismic sections to depth domain, because the studied area is affected by a strong variation of the velocity of the horizons.

The data confirm a complex buried fault system that extends northward from the Po delta to the Schio area forming a structural complexity with a block mosaic subsiding towards NE. Thanks to the fault mapping and gravimetric data, three different main faults are depicted: the Conselve-Pomposa fault (from the Po delta to the eastern area of the Euganei Hills;

main azimuth direction: 147), the Travettore-Codevigo fault (from the southern part of the Venice lagoon to Bassano area; main azimuth direction: 144) and the Schio-Vicenza fault ss. (from the northern part of the Euganei Hills to the Schio area; main azimuth direction: 138.5). In cross section, the faults dip towards NE at high-angle and show a vertical component with down-throw in its eastern side (hanging wall block). The fault system cumulative displacement decreases from the northwest (Schio area, where the fault crops out) to the southeast (Po delta). The main displacement occurred from Early to Middle Pliocene.

The results confirm that the SVFS acted as a kinematic transfer of the Neogene shortening between the South Alpine front and the innermost Giudicarie front. In this context, the SVFS tract corresponding to the western border of the Venetian foredeep accommodated the subsidence induced by the foreland flexure with a prominent throw gradient increasing moving northwards. Moreover, a different displacement between the Messinian unconformity and the Paleogene horizons has been depicted. It confirms that the SVFS is an inherited extensional structure originated during the Paleogene, when the area was a forebulge of the southwest – vergent Dinaric thrust belt (Doglioni & Bosellini, 1987).

Five seismic lines are used to construct a 3D model of the subsurface south–east of Padova (east of the Euganei Hills) at the northern termination of the Conselve–Pomposa fault. The 3D model was performed using gOcad, a software based on the discrete smooth interpolation (DSI) algorithm. In this part, the stratigraphic horizons recognized in the seismic sections are used as feature for the reconstruction of the stratigraphic boundaries as planes.

The sections have a total length of 85 Km and cover an area of about 450 Km². Three sections intersect the Conselve-Pomposa fault: the fault dip changes from 60° in the northern part (true dip calculated from apparent dip) to sub–vertical in the southern part.

The studied sections present some aspects of an extensional deformation linked to the Paleogene extension. In two seismic sections, five normal faults were recognized and interpreted as a conjugate convergent overlapping transfer zone (Morley et al., 1990), similar to those described in East African Rift System. This structure is characterized by two sub-parallel normal faults dipping in different direction, which tips pass each other. Two traces of faults of the transfer zone cut the intra-Quaternary unconformity,

showing a recent activity of these faults (after 0.5 Ma). The 3D modelling gives the same evidences of the sections but permits a better visualization of the results.

A field structural geological study has been performed in the northern part of the SVSF, where the fault is close to the relief (footwall of the Schio-Vicenza fault ss.). The field work interests the Montegalda Hills and the eastern margin of the Lessini and Berici Hills. The collected data set consists in measurements of fault planes and related lineations. The analysis of the faults, performed using the Fisher distribution to detect different sets of planes, gives a complete Riedel-type scheme of secondary faults with the main fault trending NW-SE and a sub-horizontal shortening axis mainly oriented E-W. The principal axes of infinitesimal strain from fault slip analysis, performed using the software Fault Kin (R.W. Allmendinger, R.A. Marrett & T. Cladouhos, Cornell Univ.), have mean trend/plunge: 4.7/5 for 1 (mean eigenvalue: 0.3; corresponding to the extension axis), 32.3/84.8 for 2 (mean eigenvalue: 0.02; corresponding to the vertical axis), 271.3/16.3 for 3 (mean eigenvalue: 0.28; corresponding to the shortening axis). The shortening axis approximates the kinematic sigma 1 developed within a steep shear zone trending NW-SE and is consistent with a sinistral strike-slip activity of the Schio-Vicenza faults ss.

A close inspection of the SVFS shows a left stepover structure (*transtensional relay zone*) between two distinct fault segments, just in coincidence with the EGF ss. Given the Neogene to Quaternary sinistral strike-slip kinematics superimposed on the fault system, this structure have accommodated along-strike local extension and may be responsible for rock fracturing and permeability development, enhancing migration to surface of thermal waters.

An important geological structural constraint on the architecture and structural style of the SVFS inside the EGF ss. is the presence of the Montirone Hill. Montirone is a travertine-made hill (max. height 15.75 m a.s.l.) located in Abano Terme and it was studied during the Ph.D. thesis for the first time using a multidisciplinary approach (structural geology, sedimentology, geochemistry, geophysics). Until the 1960 the hill represented the only natural occurrence of thermal waters in Abano, which was well known since the Roman period. The hot waters fed several pools, located on the flat top and at the base of the ridge, and were also partially channelized to move a mill-wheel (Vandelli, 1761). The intense exploitation of thermal waters, linked to the increasing number of thermal wells, lowered the

potentiometric level from more than 16 m a.s.l. to -15 m a.s.l. (year 1982; at present is about 5 m a.s.l.) and dried up the hot springs. At present, the travertine hill is used as a public park. The hill has a sub-circular shape, covers an area of 10000 m² and can be classified as a regular shaped travertine mound (Pentecost, 2005). Similar structures have been studied in tectonically active regions of Turkey (Anatolia), Greece (Euboea island), the USA (California) and Italy (Tuscany), showing typical features and providing significant information about stress orientation during travertine deposition (e.g. Hancock et al., 1999; Brogi et al., 2009).

The mound is affected by a network of fractures mainly composed of two sets (WNW-ESE and NNE-SSW) that can be interpreted as a fracture mesh developed in a dilational stepover between strike-slip or transtensional fault segments of the SVFS. The main direction (N 115°E) represents the main fracture in the fault/fracture mesh model and is affected by an extensional regime that opens the fracture. Two other sets of fractures (N 15°E and N 135°E) represent the secondary shear fractures of the model and are affected by a transtensional regime. The trend of fissures parallels the main trend of the SVFS and is consistent with the direction of the anisotropy depicted in the variogram analysis of transmissivity calculated in the bedrock of EGF (N110°E; Fabbri, 1997). The width of the main fissure decreases towards the tips, where the fissure becomes about 5 cm wide (versus 80 cm in the middle part). This fault/fracture mesh is consistent with the theoretical fault/fracture mesh that could develop inside the transtensional relay zone (De Paola et al., 2007) at a bigger scale putting a good constraint on the present extensional kinematic of the EGF ss. area.

Two drillings (about 1m deep) were made to study the depositional facies of the travertine, because of the absence of relevant vertical out-crops. Thin sections of the core samples show the dominance of layered travertine made of lime-mudstone, with paper-thin rafts and laminae of bacterial shrub, locally covered by crystalline crusts made of feather-like calcite. These facies are typical of a mound characterized by an “hot spot” (like thermal pools; lime-mudstone travertine facies) on the top and a lateral gently slope (crystalline crust facies). This reconstruction is consistent with the present and historical setting of the mound, confirming a long-term outflow scheme of the area. Moreover, soft sediment syndepositional deformations and repeated phases of karstic dissolution and redeposition have been observed.

Isotopic analyses on O, C and U-series have been carried out on crystalline crusts sampled by drillings. The U/Th analyses give ages from

30±4 kY to 25±5 kY (Upper Pleistocene). Moreover, the low content of U (from 3 to 12 ppb) and the high activity ratio of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (>2) confirm the high interaction between rock and water, typical of a deep geothermal system. The $\delta^{18}\text{O}$ ranges from -16.15‰ V-PDB to -17.40‰ V-PDB and the $\delta^{13}\text{C}$ from 0.45‰ V-PDB to 1.6‰ V-PDB. These data are according with the typical isotopic content of thermo-meteogene travertine (from -11 ‰ V-PDB to -3 ‰ V-PDB for $\delta^{18}\text{O}$, from -8‰ V-PDB to 3‰ V-PDB for $\delta^{13}\text{C}$). Moreover, the $\delta^{18}\text{O}$ permits to reconstruct the paleo-temperature of the water that deposited the travertine, using the isotope fractionation temperature equation for calcite-water (O'Neil, Clayton & Mayeda, 1969). Starting from the $\delta^{18}\text{O}$ of travertine and water, the obtained paleo-temperature ranges from 45°C to 53°C. The more reliable temperature is probably the higher one because it is obtained using the $\delta^{18}\text{O}$ of lime-mudstone travertine samples, that are affected by a less disequilibrium during the deposition of calcite than the crystalline crust travertine samples (affected by a higher disequilibrium related to the stream of the thermal waters along the slope). However, according with Kele (2011), a disequilibrium during deposition of travertine occurs because of a high rate of CO_2 degassing with rapid precipitation of carbonate. This author demonstrated experimentally that 8-9°C have to be added to the calculated temperature to obtain the real one. Historical temperature data on the thermal pools (Mandrizzato, 1789) range from 57.5°C to 67.5°C, quite similar to the calculated paleo-temperature of 61-62°C (53°C+ 8–9°C). Geophysical methods, and particularly Electromagnetic survey (EM) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) were used to determine the mound geometry in the subsurface. The map of EM measurements (depth of investigation around 1.5m) shows the presence of two resistive areas along the slope and a conductive region on the top of the mound. The latter can be interpreted as indicative of the uprising of thermal waters through a more fractured zone. ERT surveys confirm the vertical extent of the conductive and resistive anomalies, supporting the interpretation above. Moreover, ERT surveys show also a conductive area below the resistive one in the middle part of the mound. This anomaly has a “mound-shape” and, as the previous one, can be interpreted as high–water content zone linked to a higher porosity of the lime-mudstone travertine facies. The presence of the Montirone travertine deposit strongly supports the existence of a releasing structure in the subsurface, which controls the development of the EGF ss., and an ongoing activity of the SVFS, which is generally considered inactive. The analysis on U-series isotopes and on the

stable isotopes gives another important constraint on the deep circulation and a long residence time of thermal waters.

The knowledge developed during the structural geological work on the SVFS and on the Montirone Hill are used to propose a new hydrogeological model of the EGF. This new model locates the thermal circuit to the east of the SVFS instead of to the west, like in the previous model. The transtensional relay zone, linked to the SVFS, causes a local extensional regime in the EGF ss. area: this regime enhances the rock fracturing and the permeability development, increasing the migration to surface of thermal waters. The middle part of the main segment of the Schio-Vicenza fault acts as a conduit for the hot waters thanks to higher permeability of the damage zone (Caine et al., 1996). Moving to the north from the EGF, one can find an area where the Mesozoic carbonate rocks that are the main thermal aquifer crop out extensively. This area comprising the reliefs (i.e., Novegno, Summano, Pasubio, etc.) facing the Sette Comuni and Tonezza plateau is probably the recharge zone of the proposed conceptual model of the EGF. The altitude (from 1000 m to 2239 m a.s.l.) is consistent with the oxygen-isotopic composition of the thermal waters and an infiltration, unbalanced by the springs at the base of the relief, is highlighted by the hydrological mass balance of the area (Aurighi et al., 2004). The waters infiltrate thanks to the high secondary permeability of the outcropping rocks and flow to the south in a Mesozoic carbonate reservoir (composed by the Dolomia Principale formation, the Calcarei Grigi formation and Biancone formation), reach a depth of about 2000-3000 m and warm up by a normal geothermal gradient.

The conceptual hydrothermal model is used as starting point for numerical simulation of the hydrothermal system. The aim of this part of the Ph.D. project is to have a "numerical support" on the idea highlighted by the conceptual model and to evaluate how different parameters (i.e., different type of boundary conditions, permeability and thermal conductivity of the rock units, residence time) could influence the temperature and the flow in the subsurface of the EGF. The numerical modelling was performed using the HYDROTHERM software (Kipp et al., 2008). It simulates thermal energy transport in three-dimensional, two-phase, hydrothermal, ground-water flow systems. The governing partial differential equations, which are solved numerically, are (1) the water-component flow equation, and (2) the thermal-energy transport equation. Finite-difference techniques are used for the spatial and temporal discretization of the equations.

A 82-Km long and 6-Km deep cross section composed by 9 layers is performed. The simulations are divided essentially in two simulation period: a first period of varying time-length in which the water flow is only topographically-driven and affected by the boundary condition in the EGF; a second period of 100 years that simulates the effects on the flow in the subsurface of EGF ss. due to the pumping wells in the last century (total average flow rate: $17\text{M m}^3/\text{year}$).

The selected boundary conditions are: a precipitation boundary of 260 mm/y (this is the unbalanced infiltration value in the water mass-balance of Aurighi et al., 2004) for the upper part of the model; a seepage-face, that permits an outflow of groundwater at the land surface along which atmospheric pressure exists, in the EGF ss. area; a basal heat flux of 100 mW/m^2 according to Della Vedova (2001) at the lower boundary; a constant value of the initial conditions at the upper, the right and left boundary of the model. In the second simulation period, the pumping wells are simulated using two point source with an outflow rate of $8.5 \cdot 10^9\text{ Kg/y}$. A collection of values of parameters (porosity, permeability, thermal conductivity, density) of the formations involved in the EGF is obtained by a literature research (Pasquale & Verdoya, 1990; Domenico & Schwartz, 1998; Scharli & Rybach, 2001; Vosteen & Schellschmidt, 2003; Vosteen et al., 2003; Gong Gangyan, 2005; Faccenda et al., 2007). A first simulation is performed using the mean value of the parameters and an isotropic permeability, permitting to have quick simulation (about 2900 time steps). The simulation time is 5100 years (5000 years for the first simulation period+100 years for the second simulation period) and is necessary to obtain the development of the stable conditions of fluid flows and temperature in EGF ss. The obtained temperature in the subsurface of the EGF ss. ranges from 59°C to 63°C in the main thermal aquifer, not enough compared with the temperature of $70\text{-}80^\circ\text{C}$ measured in the thermal wells of EGF. This configuration was used also to make a sensitivity analysis to understand how different values of permeability and thermal conductivity of the rock units could affect the temperature in the subsurface of the EGF ss. The simulations highlight that the best values of parameters that permit to develop an higher temperature in EGF ss. are: the mean value of the permeability for all the formations, low values of thermal conductivity for the formation of thermal aquifer, high values of thermal conductivity for the formation below the thermal aquifer. These values are tested in a new simulation but don't permit to obtain a good result because of a quicker development of fluid flux that affect the

distribution of temperature. An anisotropic permeability (the vertical permeability is one order of magnitude less than the horizontal one) is used with the aim to reduce the fluid flux and to permit a better development of temperature in EGF ss. This simulation is performed using the configuration of thermal conductivity highlighted by the sensitivity analysis and a permeability of the thermal aquifer a little bit lower than the mean one. The simulation period of this model is 55100 years (55000 years + 100 years) and is longer than the first one because the time needed to obtain a quasi-steady fluid flow and the development of temperature is higher because of the use of an anisotropic permeability. This model shows the presence of a high-temperature plume (temperature in the middle part of the plume of about 85-87°C near the surface at time = 55000 years) in the EGF ss. area. This result is according with the temperature of 70-80°C measured in the thermal wells of EGF ss.

In conclusion, it is highlighted a linkage between the Euganean Geothermal Field (EGF) and the “active” Schio-Vicenza fault system (SVFS) as depicted in several geothermal field worldwide. The numerical model of the EGF is the first numerical modeling developed for this thermal field and permits to obtain a model similar to the real case, constraining the conceptual model developed during the PhD. thesis.

RIASSUNTO

Il Bacino Termale Euganeo (BTE) è uno dei sistemi termali più importanti dell'Italia settentrionale. Esso è un sistema termale a bassa entalpia (cioè dominato dalla fase liquida) che si sviluppa per circa 80-100 Km nel Veneto centrale (Piccoli et al., 1976). La zona di estrazione dei fluidi termali, il Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.), si estende per un'area di circa 36 Km² nella pianura veneta a Sud di Padova e a Nord-Est dei Colli Euganei ed comprende i comuni di Abano Terme, Montegrotto Terme, Battaglia Terme e Galzignano Terme. Attualmente sono attivi circa 250 pozzi nel BTE ss. e vengono utilizzati per l'estrazione di fluidi termali dal sottosuolo (portata totale estratta di circa 17 Mm³/anno). I fluidi termali euganei sono caratterizzati da una temperatura variabile da 65°C a 86°C ed hanno una caratterizzazione chimica clorurato-sodica ed una T.D.S. di circa 6 g/l. Questo indica un circuito idrotermale profondo con un elevato tempo di interazione roccia-acqua, in accordo con le misure isotopiche su ³H e ¹⁴C che suggeriscono un tempo di residenza dei fluidi maggiore di 60 anni e probabilmente dell'ordine di grandezza di qualche migliaio di anni (Boaretto et al., 2003). Nel corso del lavoro di dottorato è stato dimostrato che il modello idrogeologico concettuale del BTE (Piccoli et al., 1976), fino ad ora ritenuto valido, non è conforme ne con i recenti modelli geologico-strutturali-idrogeologici (e.g., Curewitz & Karson, 1997; Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010) ne con le attuali conoscenze geologiche del Veneto (Antonelli et al., 1990). Lo scopo del lavoro di dottorato è quello di aggiornare il modello idrogeologico concettuale del BTE alla luce delle conoscenze sviluppate negli ultimi 30 anni sul BTE ss. e tenendo conto dei modelli teorici più recenti.

Quest'ultimi enfatizzano il ruolo che i sistemi di faglie attivi hanno sullo sviluppo di un sistema idrotermale, favorendo la fratturazione del substrato e lo sviluppo del flusso. Per questo motivo è stato innanzitutto svolto un lavoro mirato alla reinterpretazione della geologia strutturale del Veneto centrale, con particolare attenzione alla faglia Schio-Vicenza. Grazie all'analisi di dati pubblicati e non, è stato possibile ottenere una nuova architettura per la faglia, osservando che essa non è una faglia singola e rettilinea ma bensì un sistema di faglie (sistema di faglie Schio-Vicenza, SVFS) immergenti ad alto angolo verso NE con direzione principale NO-SE. L'interpretazione di sezioni sismiche ha permesso di evidenziare che il sistema di faglie si è probabilmente formato durante i cicli estensionali

mesozoico-paleogenici che hanno interessato il Veneto centrale e successivamente è stato riattivato in trascorrenza durante la compressione alpina neogenica. Attualmente il SVFS è interessato da una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra, confermata dall'analisi cinematica effettuata su faglie sintetiche alla faglia Schio-Vicenza rilevate sul margine orientale dei colli Berici-monti Lessini. E' stato calcolato infatti un asse di raccorciamento diretto E-O, compatibile con una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra su una faglia con direzione NO-SE, in accordo con quanto previsto per la faglia Schio-Vicenza e riportato da numerosi autori (e.g. Semenza, 1974; Castellarin & Cantelli, 2000; Zampieri, et al. 2003).

Inoltre è stata osservata, in corrispondenza del BTE ss., una zona di interazione fra faglie del SVFS, genericamente interpretata come una transtensional relay zone. Dato il movimento trascorrente sinistro sul sistema, questa struttura accomoda un regime tettonico estensionale locale favorendo la fratturazione del substrato e la risalita veloce dei fluidi termali nel sottosuolo del BTE ss. Il regime tettonico locale del BTE ss. è stato dimostrato anche grazie allo studio di dettaglio effettuato su un colle di travertino localizzato in Abano Terme. I depositi di travertino sono studiati in regioni tettonicamente attive in tutto il mondo (Turchia, Grecia, Italia) e sono considerati degli ottimi indicatori per studiare la cinematica recente e che favorisce la risalita dei fluidi termali (e.g., Hancock et al., 1999; Brogi & Capezzuoli, 2009; Temiz et al., 2009; Brogi et al., 2010). Il colle è stato studiato per la prima volta in modo scientificamente moderno utilizzando un approccio di tipo multi-disciplinare e avvalendosi di studi sedimentologici, geologico strutturali, geochimici e geofisici. L'analisi sedimentologica ha permesso di riconoscere due lito-facies differenti di travertino: un lime/mudstone con paper-thin rafts e colonie di batteri, e una laminite cristallina con cristalli di calcite a piuma (feather-like crystal). Queste lito-facies si osservano tipicamente in depositi a forma di duomo caratterizzati da sorgenti termali sulla sommità (lime/mudstone) e da una blanda inclinazione delle zone adiacenti (croste cristalline). La ricostruzione è conforme alle caratteristiche attuali del colle ed è stata confermata da analisi geofisiche anche per le parti più profonde del deposito. Le datazioni sul travertino, effettuate mediante un'analisi sugli isotopi della serie dell'Uranio, hanno permesso di datare il primo metro del deposito a circa 25-30 Ka (Pleistocene Sup.), dimostrando una lunga attività del sistema termale. Inoltre lo studio geologico strutturale ha evidenziato che il colle è interessato da un network

di faglie/fratture (direzione principale N115°E) interpretabile come un mesh che si sviluppa all'interno di una zona di interazione fra faglie con cinematica transtensiva sinistra (in analogia con la cinematica del SVFS).

Le conoscenze sviluppate durante il lavoro di dottorato e negli ultimi 30 anni di studi sul BTE e le acque termali euganee (e.g., Antonelli et al., 1995; Fabbri, 1997; Gherardi et al., 2000; Fabbri, 2001; Boaretto et al., 2003) sono state utilizzate per proporre un nuovo modello idrotermale concettuale del BTE. La zona di ricarica del sistema è stata posta circa 80 Km a Nord del BTE ss. nelle pre-Alpi venete e in particolare nella zona dell'altopiano dei Sette Comuni e Tonezza e nei rilievi limitrofi. La quota della zona di ricarica (compresa fra 1000 m s.l.m. e 2239 m s.l.m.) è in accordo con le analisi isotopiche sull'Ossigeno (Gherardi et al., 2000) che indicano un'origine meteorica delle acque termali e una quota d'infiltrazione di circa 1500 m s.l.m. La presenza di una precipitazione efficace non bilanciata dalle sorgenti localizzate alla base del rilievo (260 mm/anno, per un flusso potenziale in uscita dal sistema di 228.8 Mm³/anno contro 17 Mm³/anno estratti nel BTE ss.; Aurighi et al., 2004) e il fatto che nella zona affiorino le formazioni carbonatico-dolomitiche mesozoiche costituenti l'acquifero termale nel BTE ss. avvalorano l'ipotesi che questa sia l'area di ricarica del BTE. Le acque precipitano e si infiltrano grazie all'elevata fratturazione del substrato e fluiscono verso S nel reservoir carbonatico. Nel tratto mediano del BTE, il SVFS agisce da via preferenziale per il flusso termale, grazie all'elevata fratturazione della zona di danneggiamento del sistema di faglie (Caine et al., 1996). In questa parte del modello le acque si approfondiscono, raggiungono una profondità di circa 2000-3000 m e si riscaldano grazie al gradiente geotermico normale (30°C/Km). Proseguendo il flusso verso S, i fluidi termali vengono intercettati dalla transtensional relay zone collegata al SVFS e risalgono verso la superficie grazie all'elevata fratturazione del substrato. Il network di fratture che deforma il substrato del BTE ss. e che favorisce la risalita dei fluidi è analogo a quello rilevato sul colle del Montirone. In particolare la frattura con direzione N115°E, interpretata come una frattura tensionale, potrebbe favorire maggiormente il flusso. Le acque termali risalgono velocemente da zone profonde, come dimostrato dall'analogia fra la temperatura stimata nel serbatoio termale mediante geotermometri e la temperatura registrata nei pozzi termali del BTE ss. (Gherardi et al., 2000), e successivamente si espandono lateralmente in orizzonti permeabili per fratturazione localizzati nelle formazioni della Dolomia Principale (Triassico Superiore), dei Calcarei Grigi (Giurassico Medio-Inferiore) e del Biancone

(Cretaceo Superiore-Giurassico Superiore). Questo nuovo modello perciò si sviluppa su di una lunghezza di circa 80 Km, presupponendo un tempo lungo di residenza dei fluidi termali (in accordo con la caratterizzazione idrochimica delle acque e le analisi isotopiche su ^3H e ^{14}C ; Boaretto et al., 2003).

Il modello concettuale del BTE è stato implementato nel software HYDROTHERM che permette di simulare il trasporto di acqua e calore in sistemi multi-fase. La sezione tipo del BTE (82 Km di lunghezza, 6 Km di altezza) è stata digitalizzata e discretizzata mediante 9 layer. Una ricerca bibliografica (e.g., Domenico & Schwartz, 1998; Scharli & Rybach, 2001; Vosteen et al., 2003; Faccenda et al., 2007) ha permesso di ottenere una gamma di valori dei parametri (porosità, permeabilità, conducibilità termica, calore specifico, densità, compressibilità) richiesti dal software per le formazioni coinvolte nel modello. Le condizioni al contorno imposte al modello sono: una ricarica / precipitazione nella area di ricarica, un flusso di calore basale (Pasquale & Verdoya, 1990; Della Vedova, 2001), pressione e temperatura costanti ai margini del modello e nella parte superiore (tranne nella zona del BTE ss.), seepage face nella zona del BTE ss. (questa condizione al contorno permette un flusso in uscita di fluidi mantenendo immutata la temperatura). Inoltre, per simulare il flusso imputabile al pompaggio di fluidi nel BTE ss., sono stati inseriti due punti di estrazione con una portata totale annua di 17 Mm³, analoga a quella che si registra attualmente nel BTE ss. Il tempo simulato è stato diviso in due periodi: un primo periodo di lunghezza variabile in cui agiscono le condizioni al contorno e un secondo periodo di 100 anni in cui entrano in funzione anche i punti di estrazione di fluidi.

Inizialmente è stata effettuata una simulazione con i valori medi dei parametri delle formazioni e utilizzando una permeabilità isotropa. Questa configurazione semplifica il risultato e permette di mantenere contenuti gli step temporali necessari a completare la simulazione (impostata su 5100 anni). La temperatura calcolata all'interno dell'acquifero termale del BTE ss. è compresa fra 47°C e 63°C, circa 20-30°C inferiore rispetto a quella misurata nei pozzi termali. Per questo motivo si è proceduto ad un ulteriore affinamento del modello. In particolare, grazie ad un'analisi sui parametri (permeabilità e conducibilità termica) delle formazioni presenti nel BTE, è stato possibile ottenere la configurazione di valori di permeabilità e conducibilità termica che meglio riproduce la distribuzione della temperatura e del flusso attualmente presente nel sottosuolo del BTE ss. La scelta migliore risulta essere quella formata da valori di permeabilità medi per tutte

le formazioni e valori di conducibilità termica bassi per le formazioni costituenti l'acquifero termale ed elevati per le formazioni sottostanti. Questa ipotesi è stata impostata nel modello numerico, ottenendo valori di temperatura (compresi fra 50 e 60°C) nel BTE ss. ancora non del tutto comparabili con quelli dei pozzi termali (70-80°C) ma evidenziando un flusso maggiore rispetto alla simulazione iniziale. Questo dimostra che l'utilizzo mirato di valori di permeabilità e conducibilità termica avvicina la simulazione alla situazione reale. Il modello è stato raffinato ulteriormente testando differenti anisotropie di permeabilità ed ottenendo così un risultato che più rispecchia le condizioni di temperatura misurata nel BTE ss. Il risultato migliore è stato ottenuto impostando un'anisotropia di permeabilità alle formazioni interessate $K_z/K_x = 0.1$ (permeabilità verticale ridotta di un ordine di grandezza rispetto a quella orizzontale). L'anisotropia non è in contrasto con la fratturazione che favorisce il flusso di fluidi termali. Infatti non si conosce l'anisotropia di permeabilità della roccia integra e quindi la fratturazione potrebbe aumentare la permeabilità verticale ma non abbastanza da renderla comparabile a quella orizzontale. L'utilizzo di una permeabilità minore influisce principalmente sul tempo simulato che è stato incrementato a 55100 anni (intervallo di tempo comparabile con i risultati isotopici sull'Uranio nei travertini del Montirone). Nella zona del BTE ss. si osserva lo sviluppo di un "plume" a temperatura elevata (85-87°C nella parte centrale del plume in prossimità della superficie a $t = 55000$ anni e maggiore di 20°C rispetto al modello con permeabilità isotropa) che si attesta in maniera stabile nella zona mediana della relay zone. La temperatura ottenuta è perciò prossima a 70-80°C come rilevato nei pozzi termali di Abano e Montegrotto.

In conclusione, è stato dimostrato che la presenza di faglie attive nel Veneto centrale (SVFS) favorisce lo sviluppo di un sistema termale (il BTE) come suggeriscono i modelli geologico strutturali-idrogeologici. Il modello concettuale proposto è un modello a scala regionale che interessa buona parte del Veneto centrale, implicando un tempo di residenza dei fluidi termali probabilmente di qualche migliaio di anni. La modellazione numerica eseguita, seppur decisamente semplificata in alcuni aspetti fondamentali del modello concettuale, ha permesso di confermare anche da un punto di vista numerico l'attendibilità del modello concettuale proposto, dato che sono stati ottenuti dei valori di temperatura prossimi a quelli realmente misurati nel sottosuolo del BTE ss.

INTRODUZIONE.....	3
1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO TERMALE EUGANEO (BTE) E CARATTERIZZAZIONE IDROCHIMICA DELLE ACQUE TERMALI EUGANEE	9
2. IL SISTEMA DI FAGLIE SCHIO-VICENZA (SVFS).....	27
2.1 INTRODUZIONE	27
2.2 RELAZIONE FRA SISTEMI DI FAGLIE ATTIVI E SISTEMI IDROTERMALI	31
2.3 CONOSCENZE SULLA FAGLIA SCHIO-VICENZA E SULL'AVANFOSSA VENETO-FRIULANA	38
2.4 REINTERPRETAZIONE DELL'ARCHITETTURA DELLA FAGLIA SCHIO-VICENZA	49
2.4.1 <i>Reinterpretazione della parte meridionale della faglia Schio-Vicenza: il sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS)....</i>	<i>50</i>
2.4.2 <i>Ricostruzione dell'assetto geologico strutturale del substrato a Sud di Padova.....</i>	<i>58</i>
2.4.3 <i>Interazione fra il sistema di faglie Schio-Vicenza e il BTE ss.....</i>	<i>75</i>
2.4.4 <i>Reinterpretazione della parte meridionale del SVFS e implicazioni sull'evoluzione dell'avanfossa veneto-friulana...</i>	<i>86</i>
2.4.5 <i>Analisi sulla sismicità</i>	<i>99</i>
2.5 ANALISI STRUTTURALE IN AFFIORAMENTO LUNGO LA FAGLIA SCHIO-VICENZA	107
2.6 CONCLUSIONI	119
3. STUDIO MULTIDISCIPLINARE SUL COLLE DEL MONTIRONE (ABANO TERME)	123
3.1 INTRODUZIONE	123
3.2 INFORMAZIONI STORICHE	126
3.3 ANALISI SEDIMENTOLOGICA	133
3.3.1 <i>Carota 1</i>	<i>138</i>
3.3.2 <i>Carota 2</i>	<i>154</i>
3.4 ANALISI GEOCHIMICHE	166
3.4.1 <i>Datazioni U/Th</i>	<i>166</i>
3.4.2 <i>Analisi sugli isotopi stabili di O e C.....</i>	<i>170</i>

3.5 ANALISI GEOLOGICO STRUTTURALE	175
3.6 ANALISI GEOFISICHE	187
3.7 CONCLUSIONI.....	193
4. MODELLO IDROTERMALE CONCETTUALE E MATEMATICO DEL BACINO TERMALE EUGANEO	199
4.1 INTRODUZIONE	199
4.2 MODELLO IDROTERMALE CONCETTUALE PRECEDENTE (PICCOLI ET AL., 1976)	203
4.3 MODELLO IDROTERMALE CONCETTUALE PROPOSTO (ZAMPIERI ET AL. 2009; POLA ET AL., 2010)	208
4.4 MODELLO NUMERICO DEL BACINO TERMALE EUGANEO	218
4.4.1 <i>Il software Hydrotherm</i>	219
4.4.2 <i>Condizioni iniziali e al contorno</i>	224
4.4.3 <i>Modello Numerico</i>	233
4.5 CONCLUSIONI.....	286
CONCLUSIONI	295
BIBLIOGRAFIA	311
RINGRAZIAMENTI	321
APPENDICE	322
APPENDICE 1	322
APPENDICE 2.....	326
APPENDICE 3.....	329

INTRODUZIONE

Il Bacino Termale Euganeo (BTE) è uno dei sistemi termali più importanti dell'Italia settentrionale ed è conosciuto in tutto il mondo grazie alle proprietà curative delle acque della zona termale euganea. Il BTE è un sistema termale a bassa entalpia (cioè dominato dalla fase liquida) che si sviluppa per un'estensione di 80-100 Km interessando buona parte del Veneto centrale (Piccoli et al., 1976). La zona di captazione dei fluidi termali è localizzata nella parte centrale della regione Veneto, a Sud-Ovest di Padova e a Nord-Est dei colli Euganei. Questa zona, cioè il Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.), si estende in una fascia pedecollinare per circa 36 Km² ed è suddivisa tra i comuni di Abano Terme, Montegrotto Terme, Battaglia Terme e Galzignano Terme. A partire dall'inizio del ventesimo secolo, le acque termali del BTE vengono estratte dal sottosuolo principalmente per scopi terapeutici e secondariamente per teleriscaldamento e per scopi agricoli. Nel corso degli anni sono stati terebrati più 450 pozzi nel BTE ss. ed attualmente i pozzi attivi sono circa 250 per un'estrazione di fluidi termali stimabile intorno a 16-17 Mm³/anno. I fluidi termali presentano una temperatura variabile da 65°C a 86°C, inoltre la loro caratterizzazione chimica a prevalente cloruro di sodio e la loro salinità totale, che può raggiungere anche i 6 g/l, indicano un circuito idrotermale profondo. Analisi isotopiche sul ³H delle acque euganee evidenziano tempi di residenza superiori ai 60 anni e probabilmente dell'ordine di qualche migliaio di anni come suggeriscono alcune analisi sul ¹⁴C (Boaretto et al., 2003). Questo porta a presupporre che il BTE sia un circuito idrotermale a scala regionale caratterizzato da un lungo stazionamento delle acque nel sottosuolo come proposto da Piccoli et al. (1976).

A seguito del lavoro di Piccoli et al. (1976) e negli ultimi 30 anni, sono stati effettuati numerosi studi riguardo alle acque termali del BTE (e.g.,

Gherardi et al., 2000; Fabbri, 2001; Boaretto et al., 2003; Fabbri & Trevisani, 2005) e all'assetto geologico del BTE s.s. (e.g., Antonelli et al., 1993; Dal Piaz et al., 1994; Antonelli et al., 1995; Fabbri, 1997; Strozzi et al., 1999; Rosignoli, 2003). Tali studi però sono molto settoriali (geochimica delle acque, temperatura delle acque, trasmissività dell'acquifero termale, subsidenza nella zona di Abano e Montegrotto Terme) e principalmente concentrati nella zona di estrazione dei fluidi termali senza fornire una visione d'insieme sul BTE.

Inoltre il BTE ss. è localizzato in prossimità di una struttura regionale, la faglia Schio-Vicenza. Tale faglia si estende per una lunghezza di circa 100 Km dalla zona sud-orientale dei colli Euganei fino alla zona di Schio ai piedi delle pre-Alpi venete con direzione NO-SE prevalente (e.g., De Pretto, 1931; De Boer, 1963; Semenza 1974; Cavallin et al, 1988; Pellegrini, 1988; Massironi et al., 2006). Si suppone che questa "vicinanza geografica" non sia solamente casuale ma che la faglia Schio-Vicenza influenzi il flusso delle acque termali e lo sviluppo del BTE. Recenti ricerche in ambito geologico strutturale infatti chiariscono come esista una forte interdipendenza fra sistemi idrotermali e sistemi di faglie attive (e.g., Lopez & Smith, 1995; Caine et al., 1996; Lopez & Smith, 1996; Curewitz & Karson, 1997; Gudmundsson, 2000; Perello et al., 2001; Piana et al., 2006; Baietto et al., 2008; Faulkner et al., 2010; Goldscheider et al., 2010). Lo scopo della tesi di dottorato è perciò quello di aggiornare il modello idrogeologico concettuale del BTE alla luce dei più recenti modelli teorici geologico strutturali-idrogeologici e delle conoscenze sviluppate negli ultimi 30 anni riguardo alle acque termali e al BTE ss. e nel progetto di dottorato.

Si è proceduto innanzitutto ad una reinterpretazione della geologia strutturale del Veneto centrale utilizzando una raccolta di dati pubblicati e non. In particolare il lavoro si è concentrato sulla faglia Schio-Vicenza, la cui architettura è stata aggiornata utilizzando dati sismici, dati gravimetrici e mappe delle isobate di orizzonti stratigrafici rese disponibili da ENI S.p.a.-divisione Exploration and Production. Lo studio dei dati disponibili ha

evidenziato che la faglia Schio-Vicenza non è un'unica faglia ma bensì è un sistema di faglie (sistema di faglie Schio-Vicenza; SVFS) sepolte al di sotto della pianura con direzione da NO-SE a NNO-SSE ed immersione ad alto angolo verso NE. La cinematica trascorrente o transtensiva sinistra del SVFS è stata confermata da uno studio in campagna ed è in accordo con numerosi studi (e.g. Semenza, 1974; Castellarin & Cantelli, 2000; Zampieri, et al. 2003). Inoltre, a seguito degli studi svolti nell'ambito della tesi di dottorato, si è osservato un collegamento di tipo "geometrico" fra una struttura di interazione fra le faglie del SVFS e il BTE ss. , collegamento supportato anche da considerazioni di carattere geologico strutturale.

Un indicazione importante riguardo al regime tettonico recente in atto nel BTE ss. è stata ottenuta dallo studio di dettaglio su un colle di travertino, il colle del Montirone, localizzato nel centro di Abano Terme. In letteratura sono numerosi i casi in cui la presenza di faglie, prevalentemente normali, favorisce la risalita di fluidi termali e la formazione di depositi di travertino associati (e.g., Hancock et al., 1999; Brogi & Capezzuoli, 2009; Temiz et al., 2009; Brogi et al., 2010). Hancock et al. (1999) propongono il termine di *travitonics* per enfatizzare l'idea che i depositi di travertino possano essere utilizzati come "indicatori cinematici" per studiare la tettonica in atto in una determinata regione. Il colle (quota massima = 15.75 m s.l.m.; area = 10000 m²) è costituito unicamente da travertino affiorante o sub-affiorante e fino agli inizi del ventesimo secolo era l'unica emergenza naturale di acque termali in Abano. Il colle è stato studiato per la prima volta in modo scientificamente moderno utilizzando un approccio di tipo multi-disciplinare avvalendosi di studi sedimentologici, geologico strutturali, geochimici e geofisici. In particolare lo studio geologico strutturale ha evidenziato che il colle è interessato da un network di faglie/fratture (direzione principale N115°E) interpretabile come un mesh che si sviluppa all'interno di una zona di interazione fra faglie interessate da una cinematica transtensiva sinistra (in analogia con la cinematica del SVFS), ponendo un buon vincolo alla tettonica in atto all'interno del BTE ss.

Le nuove conoscenze sul BTE ss. e sul sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS), ottenute sia nel corso del lavoro di dottorato sia dagli studi settoriali sul BTE ss. degli ultimi 30 anni, sono state utilizzate per aggiornare il modello idrotermale concettuale del BTE. Questo è necessario poiché è stato dimostrato che il precedente modello concettuale (Piccoli et. al., 1976) non è coerente ne con le attuali conoscenze geologico strutturali del Veneto (Antonelli et al., 1990) ne con i recenti modelli geologico strutturali-idrogeologici. Il modello concettuale proposto è un modello a scala regionale che si estende per una lunghezza di circa 80 Km. Questo modello localizza il BTE a Est del SVFS (nel modello precedente era situato ad Ovest) ed attribuisce al SVFS un ruolo centrale nello sviluppo del BTE rispetto al ruolo passivo che aveva nel modello precedente.

Il nuovo modello idrotermale concettuale è stato implementato in un software specifico per la modellazione di flusso di acque sotterranee ed il trasporto di energia termica associato. Per questa fase del progetto di dottorato, è stato scelto di usare il software HYDROTHERM (Kipp et al., 2008), sviluppato dall'USGS, che permette di simulare il trasporto di acqua e calore in sistemi multi-fase. Le simulazioni sono state effettuate utilizzando una sezione tipo del modello idrotermale concettuale e hanno lo scopo principale di capire come differenti condizioni al contorno o differenti parametri delle formazioni (porosità, permeabilità, calore specifico, conducibilità termica) possano influenzare il movimento e l'evoluzione termica di fluidi termali lungo l'intero circuito, nonché all'interno del BTE ss. . Il modello matematico sviluppato è in assoluto il primo approccio di tipo numerico al BTE ed ha permesso di provare, anche da un punto di vista matematico, l'attendibilità del modello concettuale proposto.

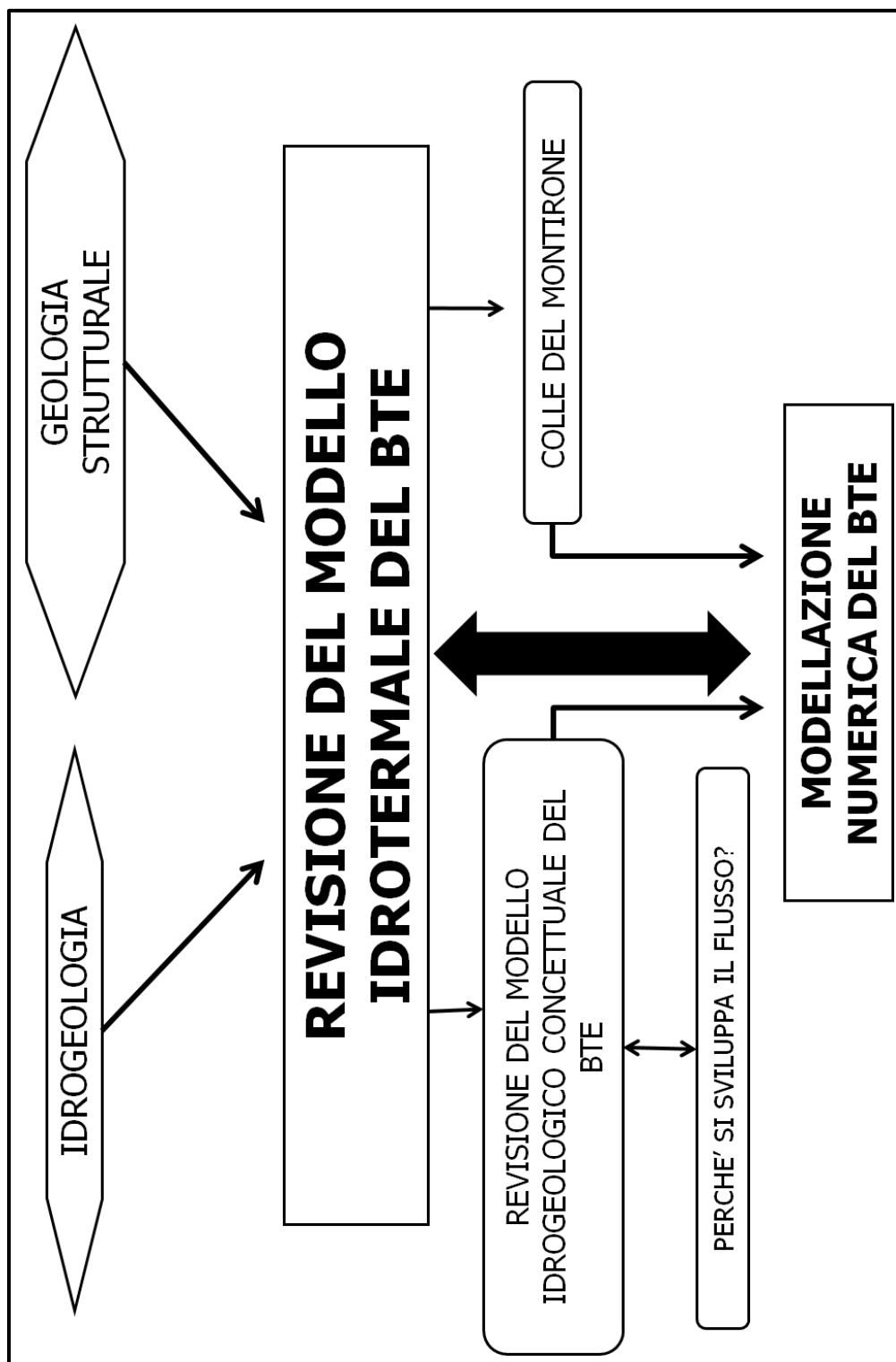


Diagramma di flusso alla base del progetto di dottorato; le nuove conoscenze in ambito idrogeologico e geologico strutturale sviluppate negli ultimi 30 anni e nel corso della tesi di dottorato sono state utilizzate per aggiornare il modello del BTE. Inoltre è stato effettuato un modello numerico del BTE con lo scopo di modellare il movimento e l'evoluzione termica di fluidi termali lungo l'intero circuito.

CAPITOLO 1

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL BACINO TERMALE EUGANEO (BTE) E CARATTERIZZAZIONE IDROCHIMICA DELLE ACQUE TERMALI EUGANEE

Il Bacino Termale Euganeo (BTE) è uno dei sistemi termali più importanti dell'Italia settentrionale ed è situato nel Veneto centrale (Fig. 1.1). Il Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.) è individuato in una fascia pedecollinare che si estende con direzione all'incirca nord-sud ad oriente dei Colli Euganei e a sud-ovest di Padova (Fig. 1.1) e costituisce la zona di recapito delle acque termali del BTE. Il BTE ss. si estende per circa 36 Km² ed è suddiviso in due aree: un'area settentrionale, che comprende i comuni di Abano Terme e Montegrotto Terme (20 Km²), ed un'area meridionale, che comprende i comuni di Battaglia Terme e Galzignano Terme (16 Km²) (Fig. 1.2). Attualmente l'intera area è suddivisa in circa 134 concessioni minerarie per l'utilizzo delle risorse termali di cui il 57% ad Abano Terme, il 31% a Montegrotto Terme ed il restante 12% a Battaglia Terme e a Galzignano Terme. Nel corso degli anni sono stati terebrati più 450 pozzi nell'intera zona mineraria con un forte incremento nelle decadi 1960-1970. Attualmente i pozzi attivi sono circa 250 di cui solo l'8% è composto da pozzi artesiani (nell'area termale di Battaglia-Galzignano Terme) mentre il restante 92% è composto da pozzi risalenti attrezzati con pompe sommerse. L'estrazione di fluidi termali stimabile è intorno a 16-17

Mm³/anno (dati relativi al 2004 indicano un'estrazione di 8.6 Mm³/anno ad Abano e 4.8 Mm³/anno a Montegrotto).

Le acque della zona termale euganea, per le loro proprietà curative, hanno portato allo sviluppo di un imponente complesso terapeutico-alberghiero interessante i centri di Abano Terme, Montegrotto Terme e Battaglia Terme. Dal 1950 il continuo aumento di richiesta d'acqua termale ha condotto ad un incremento dell'attività estrattiva, portando ad utilizzare anche la risorsa termale in profondità. I primi pozzi si spingevano nel sottosuolo solo per alcune decine di metri ed in prossimità delle sorgenti termali esistenti. Successivamente si sono spinti sempre più in profondità andando a sfruttare prima le acque termali localizzate in acquiferi sabbiosi all'interno della copertura quaternaria e poi le acque termali localizzate negli acquiferi del substrato roccioso. Attualmente la gran parte dei pozzi di produzione raggiunge profondità che variano da un minimo di 150 metri ad un massimo di circa 1100 metri (Antonelli & Bertucci, 2000)

Abano fa però risalire la propria origine già dall'età preistorica: alcuni scavi archeologici condotti nei pressi di Montegrotto dimostrano che la zona fu abitata da popolazioni paleovenete che conoscevano già le proprietà curative delle acque termali e dei fanghi, e le collegavano all'azione di una divinità delle acque, venerata fin dal IX secolo a.C. con il nome di Aponus, da cui la città di Abano prende il nome.

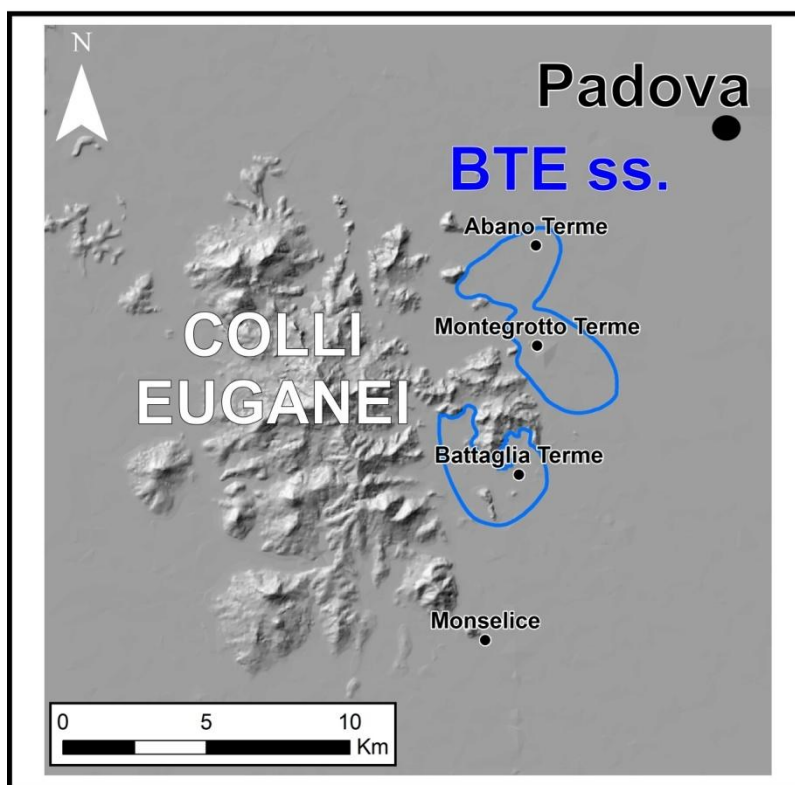
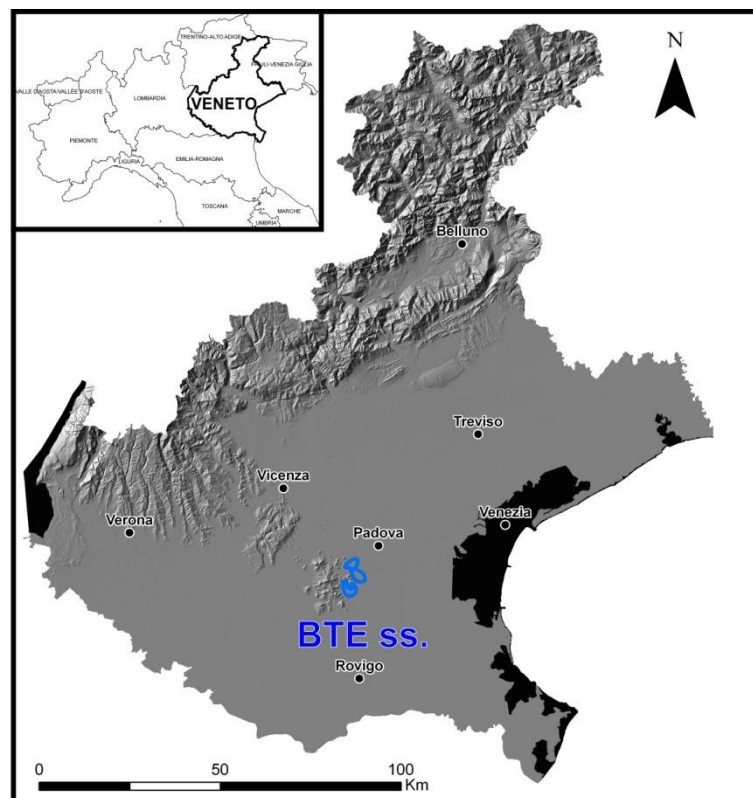


Fig. 1.1: inquadramento geografico del Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.); il BTE ss. è localizzato nel Veneto centrale ad Est dei colli Euganei e a Sud-Ovest di Padova.

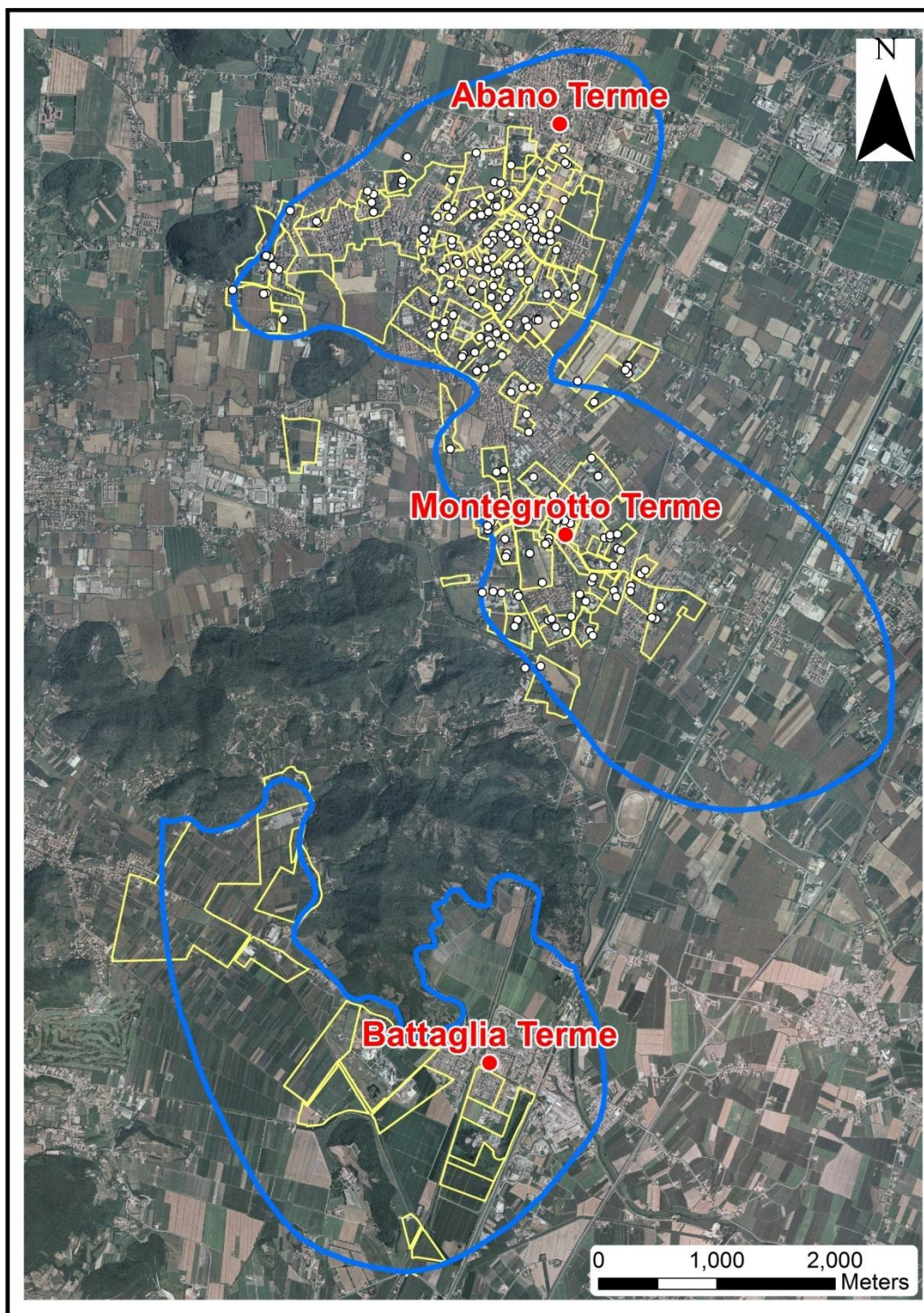


Fig. 1.2: il BTE ss. è costituito da due aree termali principali (Abano Terme-Montegrotto Terme, a Nord, e Battaglia Terme-Galzignano Terme, a Sud). Si estende in una fascia pedecollinare di circa 36 Km². Si notino le numerose concessione minerarie (zone bordate di giallo) che interessano l'area termale.

La successione stratigrafica dell'acquifero termale del BTE ss. è stata ricostruita e migliorata nel corso degli anni grazie alle stratigrafie dei pozzi terebrati (e.g., Piccoli et al., 1976; Antonelli et al., 1993; Chiaregin, 2001; Tronci, 2001; Rosignoli, 2003). Le formazioni geologiche rinvenute nel sottosuolo del BTE ss. sono analoghe a quelle che affiorano sul rilievo euganeo, le quali hanno un'età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene inferiore. Inoltre, grazie alle perforazioni termali, si è potuto accertare con sicurezza la presenza della formazione dei Calcari Grigi (Giurassico Inf.) e della Dolomia Principale (Triassico Sup.).

Analisi accurate della successione stratigrafica sono state fatte per la prima volta in occasione della realizzazione del pozzo geognostico Aponus 2 (Antonelli et al., 1993), situato nel parco Magnolia ad Abano Terme, che si è spinto fino ad una profondità di 465 m dal piano campagna. Altre perforazioni si sono spinte fino a profondità di circa 1100 m dal piano campagna (il pozzo più profondo perforato è Bonato 9 e raggiunge una profondità di 1082 m dal p.c.) ed hanno permesso di definire in maniera accurata la successione stratigrafica termale.

La successione stratigrafica completa del BTE ss. (Rosignoli, 2003), ricostruita sulla base dei dati litostratigrafici di perforazioni analizzati tramite indagini micropaleontologiche, è costituita da (dalle formazioni più antiche a quelle più recenti):

- **DOLOMIA PRINCIPALE** (Triassico Sup.): costituita da dolomie e calcari dolomitici, dal tipico aspetto saccharoide, di colore biancastro e nocciola molto chiaro. Questa formazione, raggiunta in tempi molto recenti (10-20 anni) dai pozzi termali, ospita acque termali soprattutto in zone di intensa fratturazione.
- **CALCARI GRIGI** (Giurassico Medio-Inferiore): sono costituiti da calcari micritici (grainstone-packstone) oolitici o bioclastici, con un colore che varia da un nocciola-grigio chiaro al grigio

scuro. La parte sommitale si presenta di solito nocciola e grigio chiaro, mentre la parte sottostante è a tratti dolomitizzata, di colore chiaro. Lo spessore attraversato dai sondaggi è valutato intorno a 280-300 metri. Sulla base dei dati fin'ora acquisiti questa formazione risulta essere l'acquifero principale della zona termale euganea.

- **ROSSO AMMONITICO** (Giurassico Superiore): il Rosso Ammonitico è costituito da un calcare di deposizione pelagica con tipica struttura nodulare, di colore variabile dal rosso violaceo al grigio. Le perforazioni più recenti ed il pozzo Aponus 2 hanno permesso di riconoscere, analogamente a quanto avviene nel Veneto, la presenza dei tre membri (Rosso superiore, Fonzaso, caratterizzato da letti di selce rossa e grigia, Rosso inferiore). Lo spessore stimato è dell'ordine di 25-30 metri.
- **BIANCONE** (Cretaceo Superiore-Giurassico Superiore): formazione costituita da calcari bianchi a grana finissima e frattura concoide, con lenti di selce per lo più nera. La roccia è fittamente stratificata e con livelli argilloso-bituminosi scuri nella parte sommitale della formazione, dovuti alle particolari condizioni ambientali riducenti. La formazione del Biancone presenta una potenza attorno ai 200 metri ed è sempre stata considerata tra quelle a maggiore potenzialità idrotermale, sia per l'intensa fratturazione, sia per la presenza del livello impermeabile al tetto, che rende questa formazione un vero e proprio serbatoio d'acqua termale.
- **SCAGLIA ROSSA** (Eocene Inferiore-Cretaceo Superiore): la formazione della Scaglia Rossa è costituita da calcari selciferi a grana fine, più o meno marnosi, di colore prevalentemente rossiccio, che può passare però al bianco, al giallo, al rosso cupo. I calcari della Scaglia Rossa presentano sempre una

stratificazione regolare nella parte inferiore e media della formazione, mentre nella parte superiore presentano una stratificazione molto fitta ed a volte laminata con aspetto lenticolare. La Scaglia Rossa presenta potenze variabili tra 80 e 130 metri.

- **MARNE EUGANEE (Oligocene Inferiore-Eocene Inferiore):** le Marne Euganee sono rocce calcareo-argillose fittamente stratificate, di colore dal grigio al giallognolo, contenenti una abbondante fauna a foraminiferi. La formazione delle Marne Euganee contiene spesso livelli scuri ricchi di sostanza organica, e gli strati medio alti della formazione possono presentare intercalazioni di prodotti effusivi riferibili al primo ciclo vulcanico euganeo; in questo caso la potenza complessiva massima delle Marne può superare i 100 metri.
- **VULCANITI TERZIARIE:** i litotipi vulcanici intercettati dalle perforazioni nell'area termale sono costituiti da rioliti e trachiti, ed in minor misura da latiti e basalti. La ricostruzione dei rapporti tra rocce sedimentarie e vulcaniche ha permesso di accertare la presenza di apparati subvulcanici e più raramente di colate laviche basaltiche. Le vulcaniti terziarie sono analoghe a quelle che affiorano sui colli Euganei e che si intrudono all'interno della successione sedimentaria affiorante. Il magmatismo euganeo (e.g., Borsi et al., 1969; De Vecchi & Sedeà, 1974; Zantedeschi, 1994; Bartoli et al., 2008) è diviso in due cicli: un primo (Eocene Superiore) con colate sottomarine di lave basaltiche fluide accompagnate anche dalla emissione di grandi quantità di prodotti piroclastici di composizione basaltica, un secondo (Oligocene inferiore) caratterizzato da chimismo acido delle vulcaniti costituite da corpi eruttivi riolitici, trachitici e latitici.

- **DEPOSITI QUATERNARI:** i depositi presenti nel sottosuolo del BTE ss. presentano granulometria eterogenea e sono costituiti prevalentemente da sabbie, argille e limi, ma non è facile stabilire una successione stratigrafica ben definita in quanto la totalità delle perforazioni avviene a distruzione di nucleo. Gli spessori, molto variabili, possono arrivare anche ai 200 metri. Sulla base dei dati del pozzo Aponus 2, nella parte inferiore del materasso quaternario si rinvenivano gusci di molluschi marini, più in alto fossili d'acqua salmastra ed infine, nella parte più superiore, conchiglie d'acqua dolce. Si passa quindi da un ambiente decisamente marino ad uno di tipo deltizio-costiero, ed alla fine, per definitivo abbandono del mare dalla zona, ad uno di tipo lacustre. Sono frequenti inoltre intercalazioni di torba, ritrovate anche nel pozzo seguito ad Abano Terme, che corrispondono ad episodi di prosciugamento temporaneo di piccoli bacini chiusi.

In Fig. 1.3 viene riportata la successione stratigrafica del pozzo Metropole 1 (Chiereghin, 2001), perforato in Abano Terme, il quale raggiunge una profondità di 1044 m dal p.c. e attraversa per intero la successione stratigrafica del BTE ss.

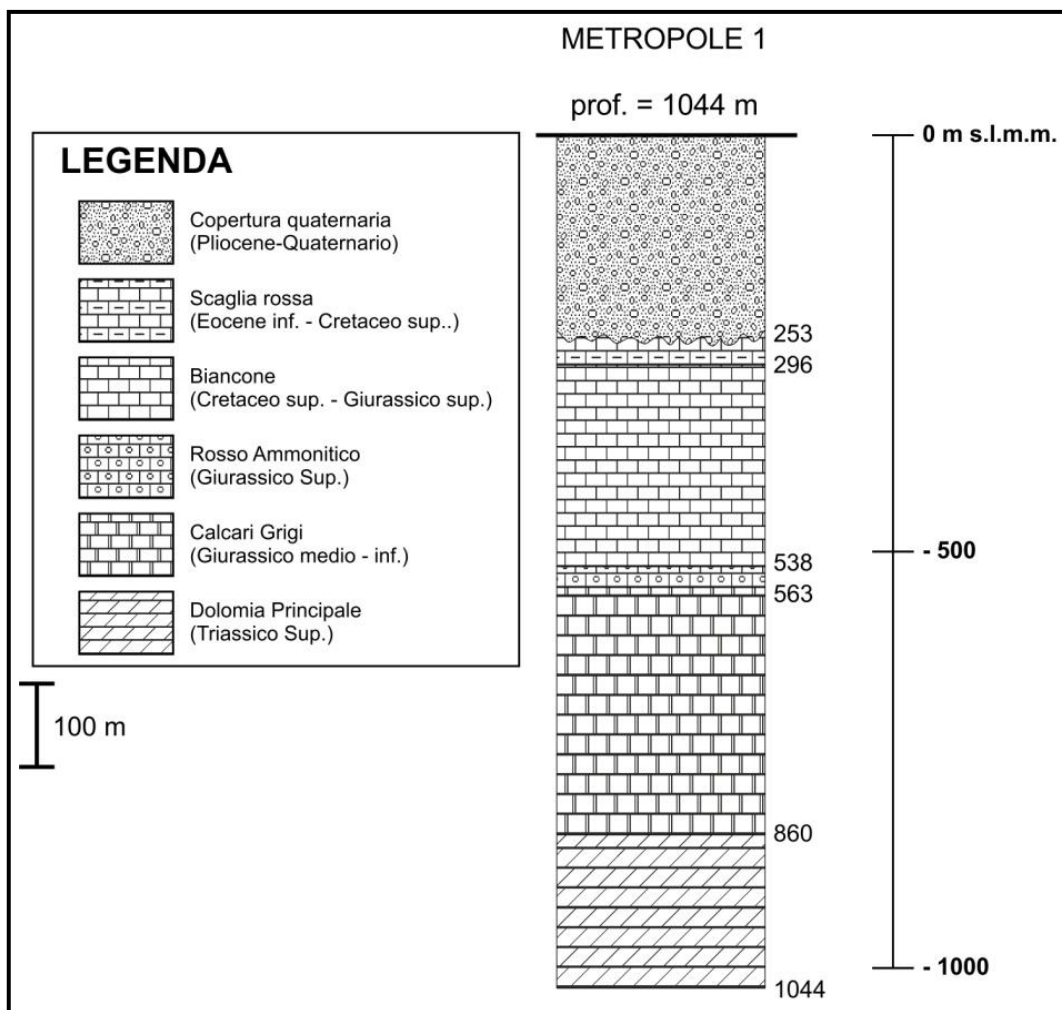


Fig. 1.3: stratigrafia del pozzo Metropole 1 perforato in Abano Terme (1044 m dal p.c.).

Le stratigrafie dei pozzi hanno permesso di ricostruire l'assetto geologico strutturale del sottosuolo del BTE ss. (Fig. 1.4; Fig. 1.5). Il substrato roccioso è suddiviso in un mosaico di blocchi da tre sistemi di faglie con direzione NNE-SSO, E-O e NNO-SSE. Le faglie sono state interpretate come faglie normali immergenti ad alto angolo verso E o verso O. Esse alternativamente abbassano o alzano il substrato roccioso costituendo, ad esempio, due alti strutturali localizzati nella parte centrale della zona termale di Abano Terme. Le faglie rilevate nel substrato del BTE ss. sono parallele alle faglie rinvenute in affioramento sui colli Euganei e approssimano la direzione delle faglie regionali Schio-Vicenza (NO-SE) e della Riviera Berica (NE-SO).

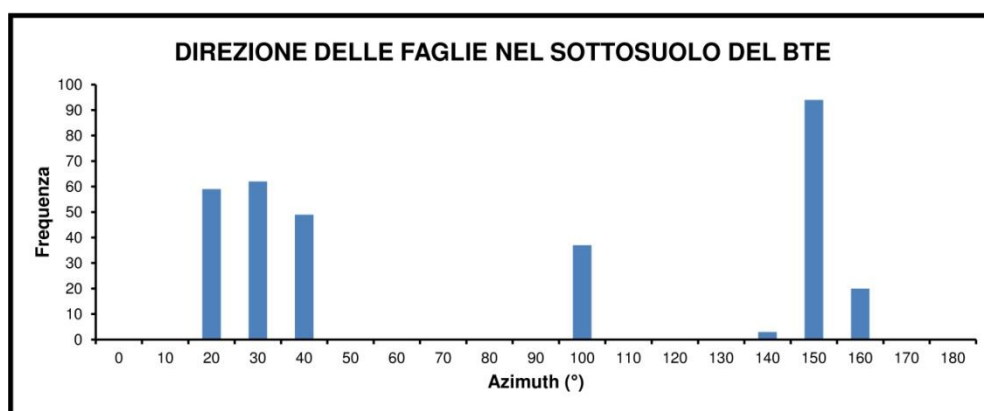
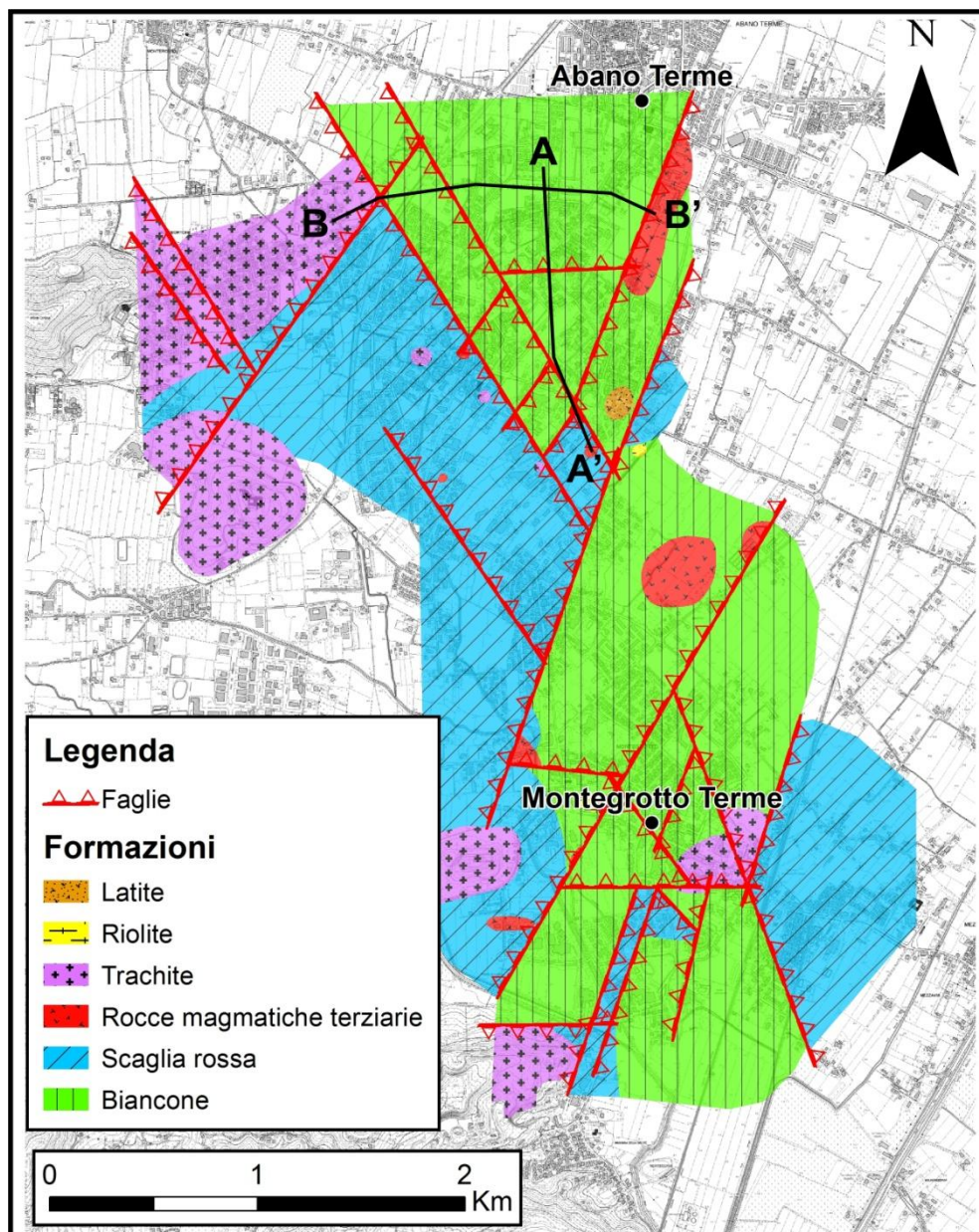


Fig. 1.4 (modificata da Rosignoli, 2003): carta geologica del sottosuolo di Abano Terme e Montegrotto Terme ottenuta mediante le numerose stratigrafie dei pozzi terebrati nel BTE ss.

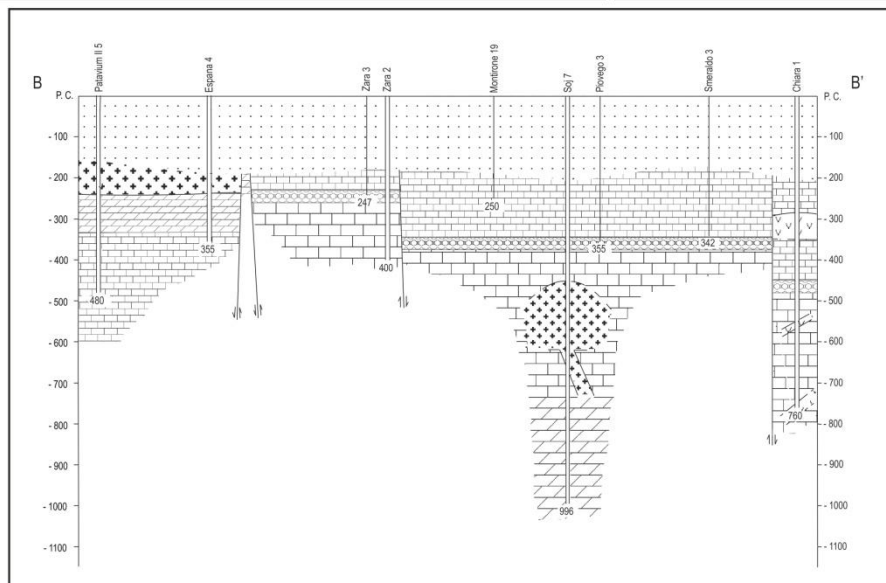
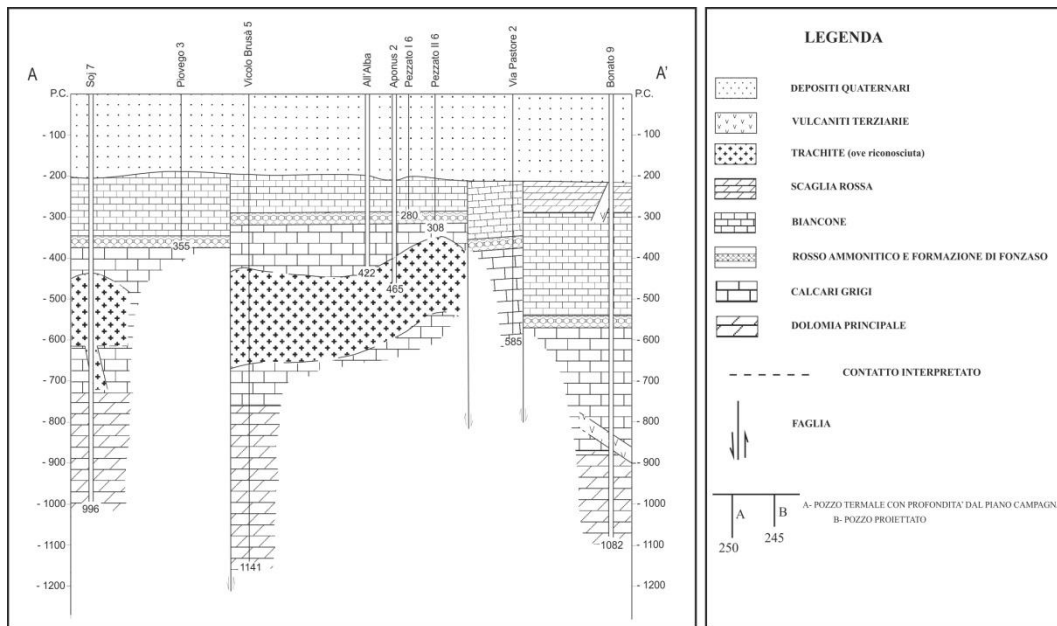


Fig. 1.4 (tratta da Rosignoli, 2003): sezioni geologiche del substrato dell'area termale di Abano Terme (la traccia delle sezioni è riportata in Fig. 1.3) ricostruite grazie alle stratigrafie dei pozzi termali. Si nota che il substrato è diviso da faglie normali immergenti ad alto angolo verso E o verso O in un mosaico di blocchi formando anche delle zone di alto strutturale (nella parte mediana della sezione AA').

Le acque euganee sono ipertermali (70-86 °C) (Fabbri, 2001; Fig. 1.5) e trovano sede principalmente nelle formazioni, caratterizzate da un buon grado di fessurazione, della Dolomia Principale, dei Calcari Grigi e del Biancone ed in alcuni orizzonti sabbiosi della copertura quaternaria. La loro temperatura tende a diminuire da Abano Terme verso Battaglia e Galzignano. Gli studi svolti negli anni, soprattutto in base ai dati idrogeologici e di temperatura (Fabbri, 2001), individuano delle zone di risalita primaria dei fluidi euganei i quali raggiungono l'acquifero più "sfruttato", ubicato nella formazione del Biancone, grazie a delle fratture profonde e si espandono lateralmente in questo acquifero raffreddandosi. In particolare, il carotaggio continuo (Aponus 2) entro la formazione del Biancone ha permesso per la prima volta di constatare l'elevata fessurazione dello spessore produttivo, che è stato anche possibile individuare con metodi geofisici (Gamma Ray Log) (Antonelli et al., 1992).

Approfondendo le perforazioni nelle zone marginali, si rinvennero ancora fluidi a temperatura elevata (ad esempio, Buja Monteortone 10, T=80 °C) indicando che, al di sotto di questa zona di fluidi più freddi, esiste la possibilità di accedere a fluidi "primari" scarsamente utilizzati. In ogni caso le caratteristiche geometriche dell'acquifero euganeo non sono ancora ben definite poiché le perforazioni possono fornire solo indicazioni puntuali e talvolta lacunose (a causa delle stratigrafie vecchie e poco accurate) riguardo all'assetto geologico strutturale del sottosuolo del BTE ss. Inizialmente si supposeva che la formazione del Biancone fosse la più produttiva grazie alla presenza di orizzonti impermeabili alla sua sommità (livelli argillosi di età cenomaniana). Successivamente le perforazioni profonde recenti hanno anche messo in evidenza l'importanza idrogeologica della formazione dei Calcari Grigi e della Dolomia Principale, le quali probabilmente costituiscono l'acquifero termale primario ancora scarsamente sfruttato. Il collegamento idraulico tra i vari acquiferi è dimostrabile comparando le variazioni dei livelli dei differenti acquiferi.

L'andamento del livello potenziometrico entro tutte le formazioni sfruttate mostra un regime chiaramente artificiale caratterizzato da due massimi e due minimi stagionali. I periodi di minimo coincidono con i periodi di massimo utilizzo della risorsa termale a scopi terapeutici (primavera-autunno) mentre i periodi di massimo coincidono con i periodi di minimo sfruttamento e quindi di "bassa stagione alberghiera" (estate-inverno). I livelli potenziometrici dell'acquifero termale sono studiati fino dagli anni 70 grazie a campagne di misurazioni e successivamente grazie a dei sistemi di monitoraggio in continuo approntati dalla regione Veneto. In generale si osserva un graduale recupero del livello potenziometrico dell'acquifero termale da -15 m s.l.m. (anni 70-80) agli attuali 1-2 m s.l.m. (Fig. 1.6).

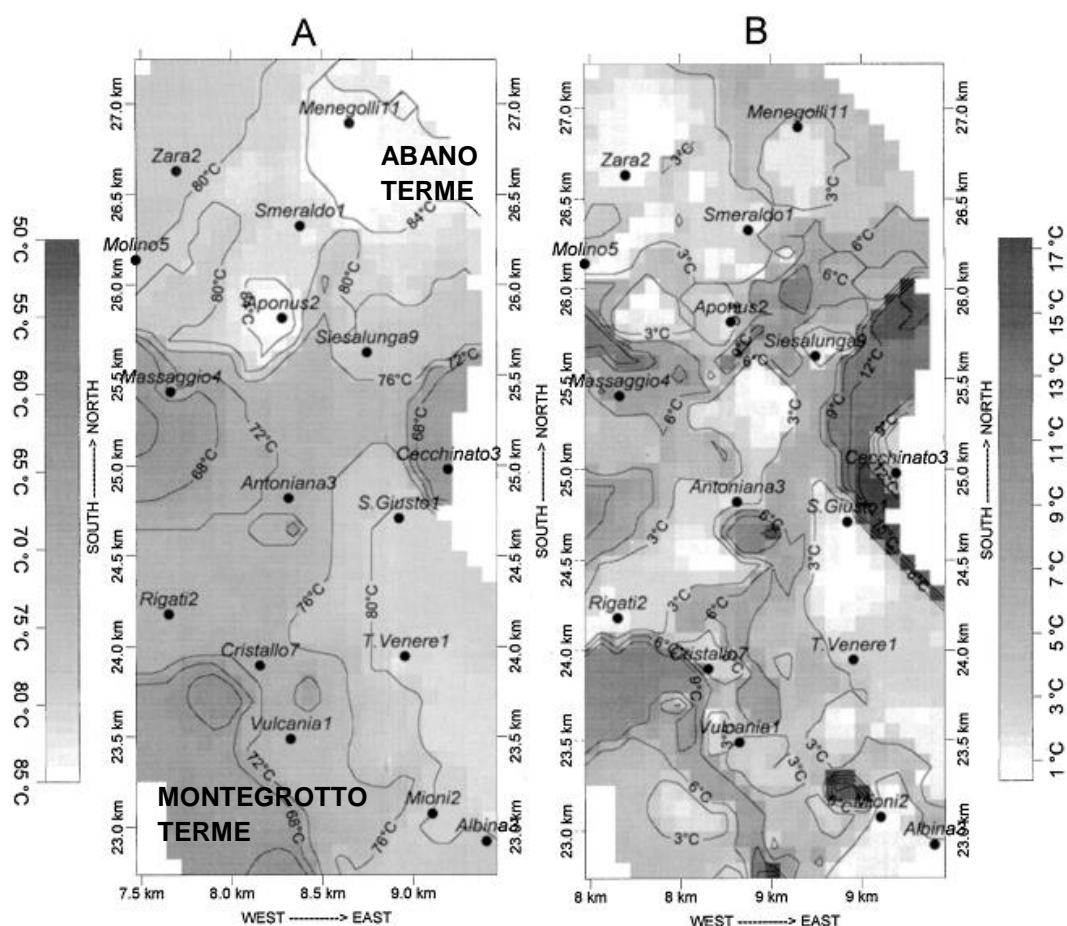


Fig. 1.5 (tratta da Fabbri, 2001): mappa, ottenuta con metodi geostatistici, della temperatura in Abano e Montegrotto Terme (A) e dell'associato errore di stima (B).

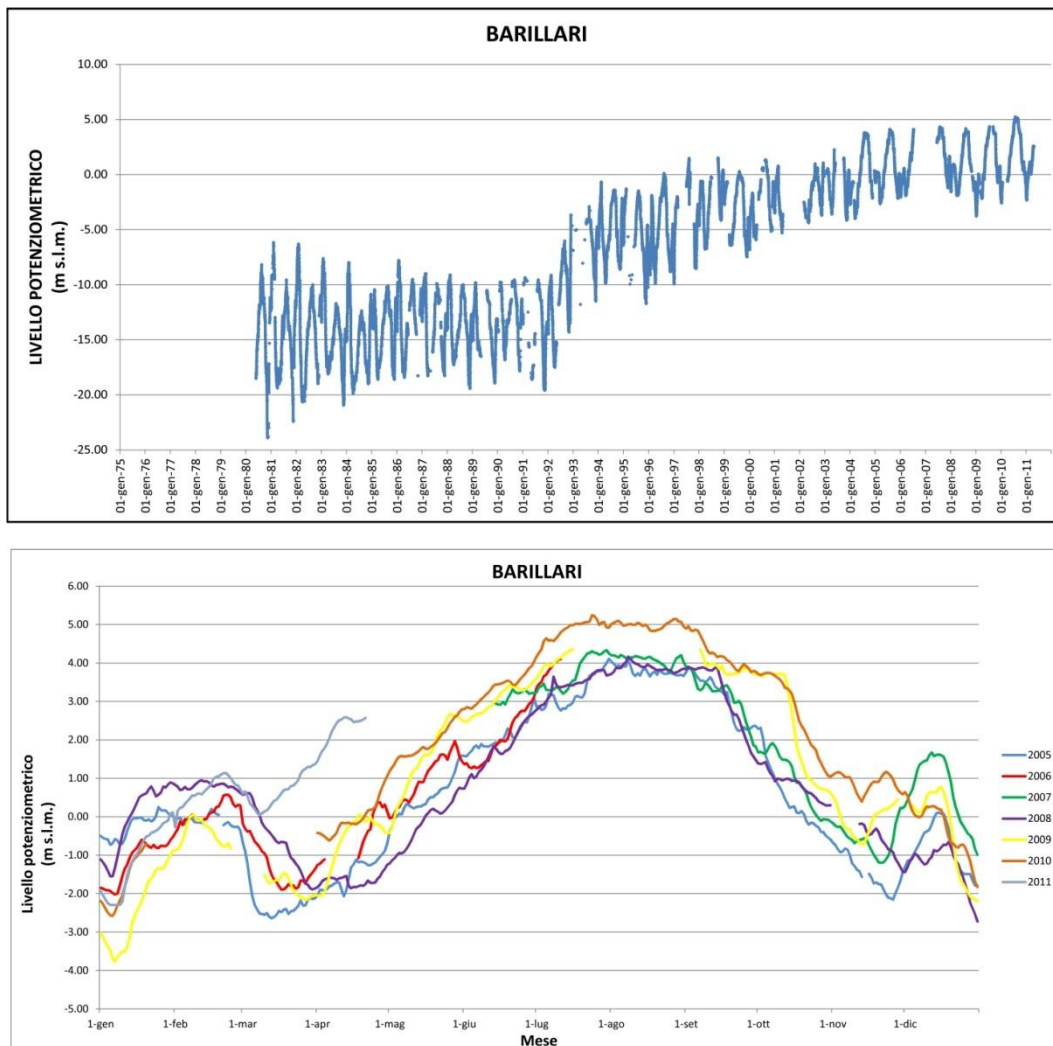


Fig. 1.6: livello potenziometrico misurato nell'idrometrografo Barillari che raggiunge una profondità di 237 m dal p.c. . Si osservi il graduale recupero che l'acquifero termale ha subito nel corso degli ultimi 20 anni (immagine in alto) e l'andamento annuale del livello (immagine in basso) caratterizzato da due massimi e due minimi collegabili allo sfruttamento della risorsa termale.

Dal punto di vista geochimico le acque termali euganee sono distinguibili in due gruppi. Un primo gruppo di acque, con temperature comprese tra 16°e 20°C e poste nel rilievo euganeo, è di tipo bicarbonato calcico. Un secondo gruppo è rappresentato dalle acque di Abano Terme, Montegrotto Terme e Battaglia-Galzignano Terme, che risultano clorurate alcaline, in particolare clorurato-sodiche (contenuto di Na^+ e Cl^- = 70%).

Dentro questo secondo gruppo si possono distinguere tre sub-gruppi (Fig. 1.7):

- i fluidi di Abano, dotati in genere di temperature maggiori ($72^{\circ} < T < 85^{\circ}$) e di salinità maggiori ($4000 < \text{Total Dissolved Solids} < 6000$);
- i fluidi di Montegrotto con temperature intermedie ($60^{\circ} < T < 80^{\circ}$) e salinità intermedie ($3500 < \text{T.D.S.} < 5000$);
- i fluidi di Battaglia-Galzignano con temperature più basse ($40^{\circ} < T < 71^{\circ}$) e salinità più basse ($1400 < \text{T.D.S.} < 2500$).

Oltre alla parte meramente classificativa sono stati effettuati degli studi sui rapporti tra alcuni elementi caratteristici. In particolare le buone correlazioni tra T vs T.D.S. e tra Na^+ vs Cl^- indicano che le acque rappresentano dei fluidi geotermicamente "maturi". Queste acque perciò hanno circolato per lungo tempo in profondità, ipotesi avvalorata dalle elevate concentrazioni in Na^+ e Cl^- . Analisi chimiche eseguite sugli stessi pozzi campionati nel 1971, ripetute a distanza di oltre 20 anni, non hanno indicato variazioni nei parametri chimici analizzati.

Lo studio delle acque termali euganee ha anche permesso, tramite l'utilizzo di geotermometri, una stima approssimativa delle temperature del serbatoio geotermico (Gherardi et al., 2000). In particolare il geotermometro a SiO_2 (Quarzo) e K/Mg indicano temperature del serbatoio comprese fra 80°C e 100°C (Fig. 1.8). Le temperature sono comparabili a quelle massime misurate nei pozzi termali, dimostrando una rapida risalita dei fluidi termali da zone profonde senza subire importanti processi di raffreddamento.

Analisi geochemiche approfondite sono state eseguite sugli isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O} = -11\text{‰ V-SMOW}$) (Gherardi et al., 2000), indicando una chiara origine meteorica dei fluidi euganei e una quota di infiltrazione prossima a 1500 m s.l.m. .

Infine, oltre all'analisi sugli isotopi stabili, sono state anche effettuate analisi su isotopi radioattivi come il tritio e recentemente anche ^{14}C (Boaretto et al., 2003) per stimare il tempo di residenza delle acque. I risultati indicano tempi di residenza di oltre 60 anni (^3H) e probabilmente dell'ordine di qualche migliaio di anni (^{14}C). Quest'ultimo dato è però influenzato dal fatto che l'acquifero termale è costituito da rocce carbonatiche, fornendo comunque un'indicazione sul lungo tempo di percorrenza delle acque in accordo con l'elevato contenuto di Na^+ e Cl^- .

Alcune caratteristiche geochemiche delle acque termali e geologico-strutturali del BTE ss. fino qui illustrate erano già note in passato grazie ad alcuni studi preliminari e sono state utilizzate da Piccoli et al. (1976) per proporre un modello idrogeologico concettuale del BTE. Il modello prevede che le acque siano di origine meteorica e si infiltrino ad una quota di circa 1500 m s.l.m. nella zona delle Piccole Dolomiti (pre-Alpi venete) circa 80 - 100 Km a Nord-Ovest del BTE ss. . Le acque meteoriche si infiltrano grazie all'elevata fratturazione delle rocce affioranti, fluiscono all'interno di un reservoir carbonatico (composto dalle formazioni carbonatiche e dolomitiche del Mesozoico) e raggiungono una profondità di circa 3000 m, riscaldandosi per effetto del gradiente geotermico normale ($30^\circ\text{C}/\text{Km}$). In corrispondenza del BTE ss. le acque termali intercettano una faglia regionale, la faglia Schio-Vicenza, che crea una barriera al flusso e favorisce la rapida risalita delle acque termali nel sottosuolo del BTE ss. .

Il modello idrogeologico concettuale, qui descritto in maniera sommaria, verrà descritto in maniera accurata e sarà oggetto di una revisione critica nel paragrafo 4.2. Infatti, a seguito di un'analisi dettagliata effettuata durante il lavoro di dottorato, è stato dimostrato che questo modello si basa su una sezione geologica non conforme con le più recenti conoscenze geologico strutturali dell'area di ricarica. Per questo motivo è stato necessario approntare un nuovo modello idrotermale concettuale per il BTE, modello che terrà conto delle conoscenze geologico strutturali e idrogeologiche acquisite negli ultimi 30 anni e durante la ricerca effettuata.

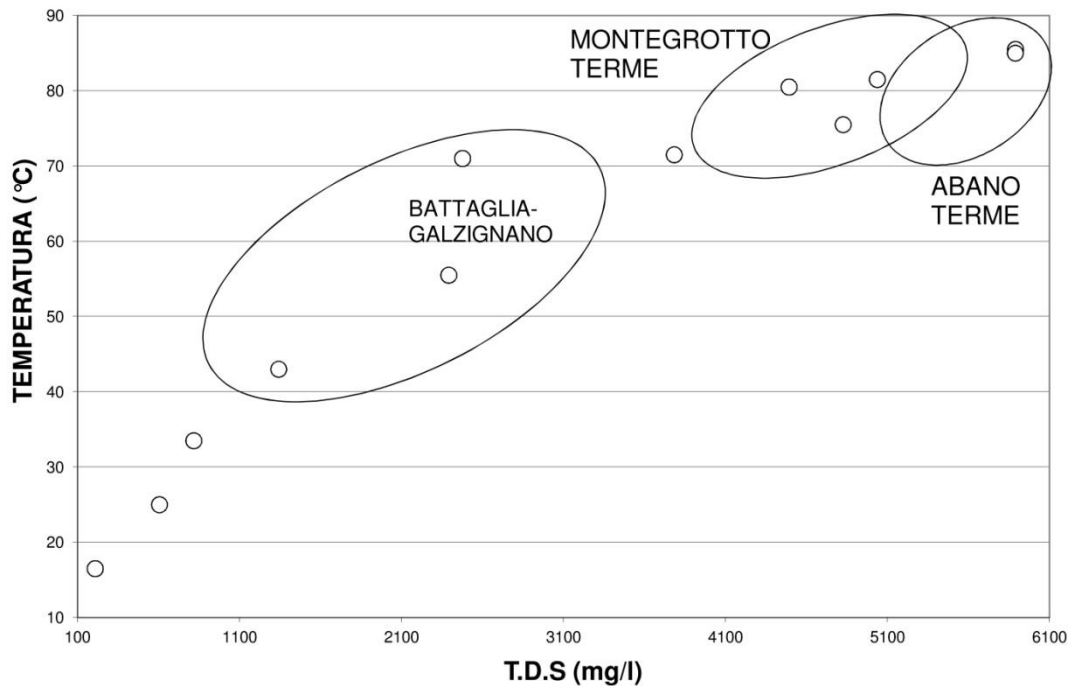


Fig. 1.7: classificazione dei fluidi termali euganei in base alla loro T.D.S (Total Dissolved Solids) e alla temperatura. Si osservano 3 gruppi principali di acque: le acque di Abano a T e T.D.S. elevate, le acque di Montegrotto a T e T.D.S. intermedie e le acque di Battaglia-Galzignano a T e T.D.S. basse.

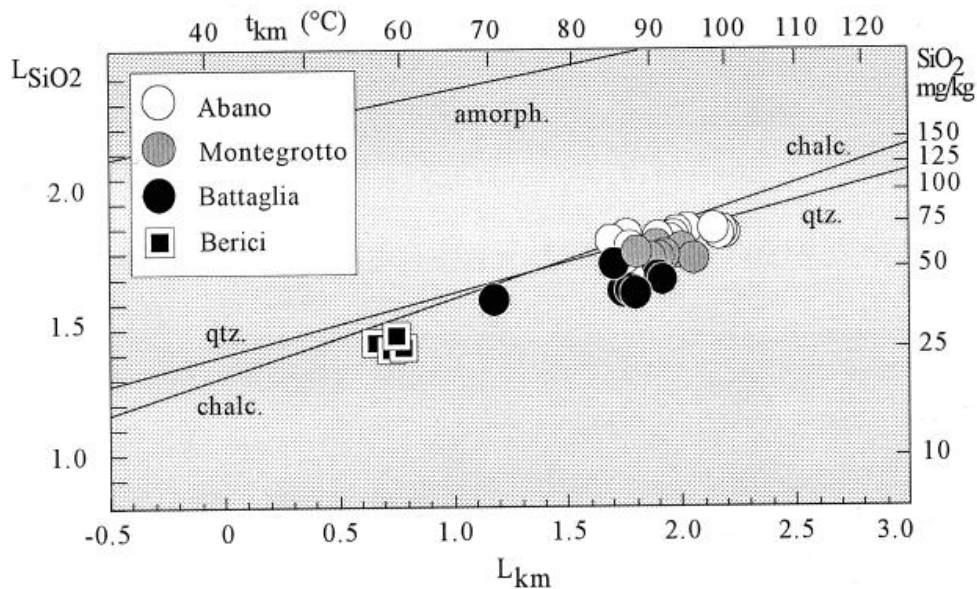


Fig. 1.8 (tratta da Gherardi et al., 2000): temperatura del serbatoio geotermico stimata utilizzando i geotermometri SiO_2 (Quarzo) e K/Mg. I geotermometri indicano che le temperature del serbatoio sono comprese fra 80 e 100°C e prossime a quelle misurate nei pozzi termali.

CAPITOLO 2

IL SISTEMA DI FAGLIE SCHIO- VICENZA (SVFS)

2.1 INTRODUZIONE

Recenti ricerche in ambito geologico strutturale chiariscono come esista una forte interdipendenza fra sistemi idrotermali e sistemi di faglie attive (e.g., Lopez & Smith, 1995; Caine et al., 1996; Lopez & Smith, 1996; Curewitz & Karson, 1997; Gudmundsson, 2000; Faulkner et al., 2010; Goldscheider et al., 2010). In particolare, Curewitz & Karson (1997) hanno dimostrato che il 78% delle sorgenti idrotermali sono collegate a sistemi di faglie attive. Recentemente il rapporto fra faglie e sistemi idrotermali è stato dimostrato anche nelle Alpi occidentali ed in relazione a sistemi di faglie trascorrenti considerate attive o quiescenti (Perello et al., 2001; Piana et al., 2006; Baietto et al., 2008). La geometria delle faglie favorisce lo sviluppo della fratturazione e di conseguenza la permeabilità e il flusso di fluidi. L'attività delle faglie è un fattore fondamentale per lo sviluppo di un sistema termale in quanto mantiene elevato lo stress, favorisce un aumento della fratturazione e lo sviluppo della permeabilità necessaria per far fluire le acque (Barton et al., 1995).

Nell'ottica di una reinterpretazione del modello concettuale del Bacino Termale Euganeo (BTE) con lo scopo di aggiornarlo ai più recenti modelli in ambito geologico strutturale e idrogeologico, è innanzitutto necessario rivedere le conoscenze sulla geologia strutturale del Veneto centrale. Il BTE ss. è localizzato in corrispondenza di una struttura regionale

che si estende per circa 100 Km dalla zona di Schio ai piedi delle pre-Alpi venete fino a sud dei colli Euganei, nota come faglia Schio-Vicenza (Fig. 2.1) (e.g., De Pretto, 1931; De Boer, 1963; Semenza 1974; Cavallin et al, 1988; Pellegrini, 1988; Massironi et al., 2006). Questa faglia è una faglia molto importante a livello regionale poichè si inserisce nel sistema di faglie e thrust che guidano verso Nord l'indentazione della parte orientale della placca Adria. Si suppone che tale associazione non sia di tipo casuale e anzi che la presenza della faglia giochi un ruolo importante nello sviluppo del BTE. Si è proceduto perciò a una reinterpretazione dell'architettura della faglia Schio-Vicenza mediante l'utilizzo di una serie di dati pubblicati e non. In particolare ci si è avvalsi dell'utilizzo di dati sismici, dati gravimetrici e mappe delle isobate di orizzonti stratigrafici resi disponibili da ENI S.p.a. Alcune delle sezioni sismiche sono state convertite dal dominio del tempo al dominio della profondità mediante l'utilizzo di una metodologia sviluppata nell'ambito del lavoro di dottorato. Questa metodologia si avvale delle potenzialità dell'ambiente GIS nel trattamento di dati caratterizzati da ben determinate regole geometriche che devono essere preservate durante il processo di conversione. Lo studio dettagliato di queste sezioni, localizzate a Sud di Padova e a Est dei Colli Euganei, ha permesso di ricostruire l'assetto geologico del sottosuolo della pianura veneta a Sud di Padova e in prossimità del BTE ss. e di apportare significativi miglioramenti nella conoscenza dello stile geologico strutturale della faglia stessa. Inoltre le sezioni geologiche ottenute sono state utilizzate come punto di partenza per una ricostruzione 3D del sottosuolo mediante l'utilizzo di un software specifico. L'utilizzo della 3D-grafica ha permesso di ottenere una migliore visualizzazione dei dati nonché di porre le basi per la costruzione di una metodologia, integrata con il software GIS, per il trattamento di dati sismici a partire dalla conversione, fino all'interpretazione e visualizzazione ottimale del dato. La stessa metodologia di conversione di sezioni sismiche è stata utilizzata nell'ambito della tesi di Laurea Magistrale del dott. Angelo Ricciato (di cui il sottoscritto è stato co-relatore) per integrare lo studio già intrapreso sulla reinterpretazione dell'architettura della faglia Schio-Vicenza estendendo

l'area di studio fino al delta del Po. Anche in questo caso sono stati utilizzati altri dati, in particolare di tipo gravimetrico, per integrare le informazioni provenienti dai dati sismici.

E' già stato sottolineato che, per mantenere la permeabilità/sistema termale nel tempo, è necessario che il sistema di faglie collegato al sistema termale sia attivo. Allo stato attuale la faglia Schio-Vicenza è considerata inattiva o quiescente. Nell'ambito del lavoro di dottorato, sono stati analizzati i dati sismologici disponibili (bollettini sismici dell'OGS) con lo scopo di verificare un'attività attuale della faglia necessaria per mantenere la permeabilità.

Infine si è svolto uno studio sul terreno nella parte Nord della faglia Schio-Vicenza, dove sono state rilevate in affioramento strutture associate alla faglia che ne confermano la cinematica di tipo transtensivo sinistro.

Dopo una breve analisi sullo stato dell'arte riguardo alla relazione fra sistemi di faglie attivi e sistemi idrotermali e riguardo le conoscenze attuali sull'avanfossa veneta e la faglia Schio-Vicenza, si procederà ad esporre i risultati ottenuti dalla reinterpretazione della parte settentrionale. Successivamente verrà esposta la metodologia di conversione delle sezioni sismiche e la modellazione 3D dell'assetto geologico del sottosuolo a Sud di Padova. Infine verranno esposti i risultati ottenuti nell'ambito della tesi di laurea di Angelo Ricciato con una particolare attenzione sulla parte gravimetrica di cui mi sono occupato personalmente. Infine verrà analizzata la cinematica attuale del sistema di faglie e la sua sismicità per dimostrarne l'attività recente.

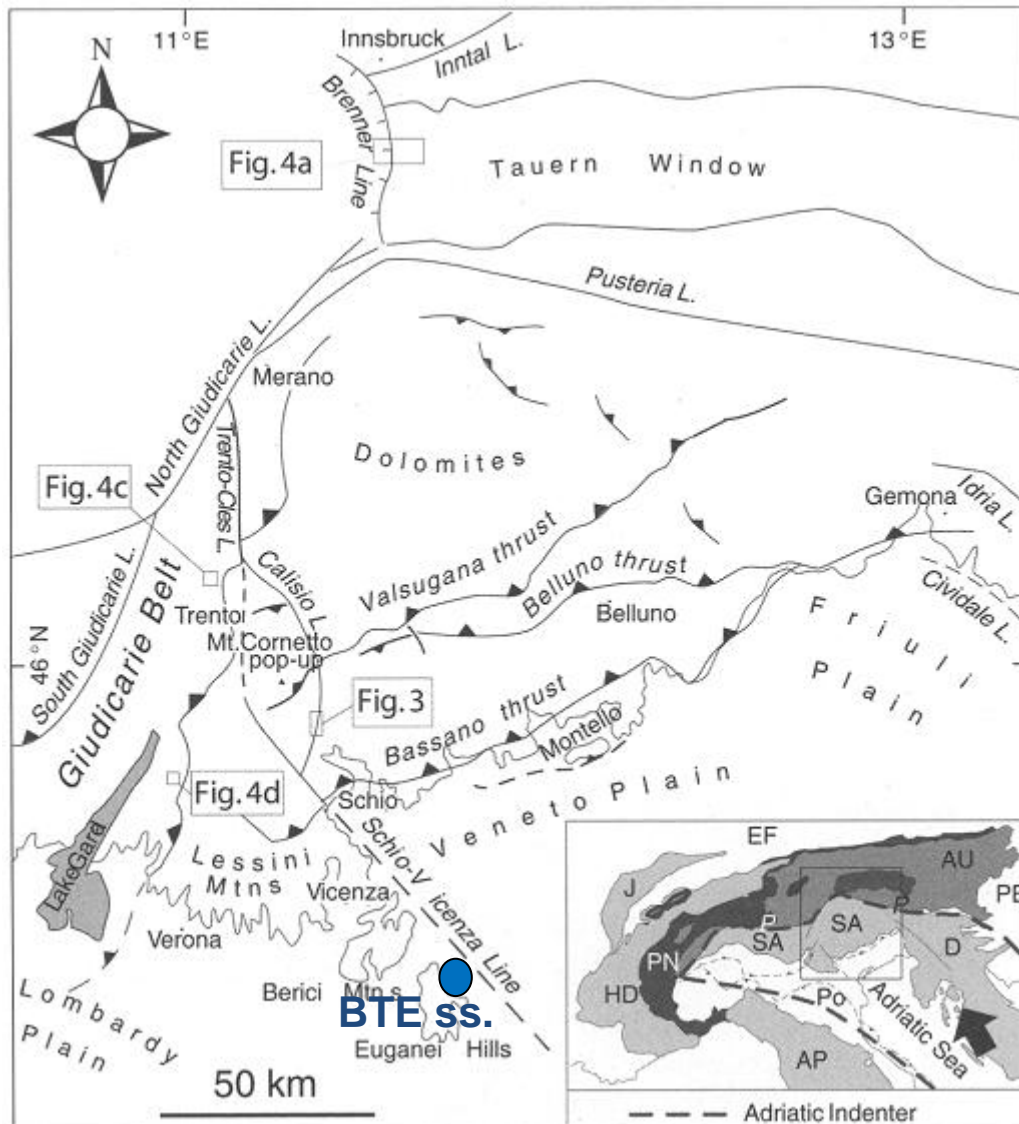


Fig. 2.1 (tratta da Massironi et al., 2006): inquadramento strutturale della faglia Schio-Vicenza. Questa faglia è inserita nel contesto delle faglie trascorrenti e thrust che guidano verso N il movimento della placca Adria. Il BTE ss. è localizzato in prossimità della faglia Schio-Vicenza, facendo supporre che questa vicinanza geografica non sia di tipo casuale.

2.2 RELAZIONE FRA SISTEMI DI FAGLIE ATTIVI E SISTEMI IDROTERMALI

Poichè lo scopo della tesi di dottorato è quello di provare un collegamento fra il BTE e i sistemi di faglie attivi nel Veneto centrale, si ritiene opportuno in primo luogo fare un breve accenno sullo stato dell'arte riguardo alle conoscenze sull'architettura di una zona di faglia e sull'interazione fra sistemi di faglie attivi e sistemi idrotermali. E' noto che le faglie sono zone estremamente complesse ed eterogenee sia da un punto di vista litologico che geologico strutturale. Infatti, nella maggior parte dei casi, non sono delle discontinuità rettilinee ed uniformi della crosta terrestre ma piuttosto sono composte da segmenti connessi fra di loro, da zone di shear, da fratture tensionali di varia natura e *relay zone* (Faulkner et al., 2010). Inoltre numerosi studi evidenziano come le faglie possano agire, a seconda della loro architettura, sia come condotti che come barriere per il flusso di fluidi oppure in entrambi i modi, influenzando così lo sviluppo di un circuito idrogeologico (ad es., Smith et al., 1990; Scholz, 1990; Forster & Evans, 1991; Forster et al., 1994; Antonellini & Aydin, 1995; Gudmundsson, 2000). Caine et al. (1996) propongono un modello concettuale per l'architettura di una zona di faglia e alcune definizioni per le principali componenti. Il loro modello (Fig. 2.2a) è composto da: il nucleo della faglia, la zona di danneggiamento e il protolite. Il nucleo della faglia è definito come quella porzione strutturale, litologica e morfologica dove viene accomodato maggiormente lo spostamento imputabile all'azione della faglia stessa. Il nucleo della faglia può essere composto da una superficie di scivolamento singola, da una zona fortemente brecciata e alterata, da una cataclasite, ecc. La riduzione della granulometria e/o la precipitazione di minerali diminuiscono la porosità e la permeabilità di questa zona rispetto al protolite: per questo motivo il nucleo di una faglia è generalmente considerato come una barriera per il flusso di fluidi in particolare quando il flusso è ortogonale o ad alto angolo rispetto alla faglia. Studi di laboratorio evidenziano una

riduzione fino a 6 ordini di grandezza per la permeabilità del nucleo della faglia rispetto al protolite. La zona di danneggiamento è caratterizzata da una serie di strutture secondarie (ad esempio piccole faglie, fratture, vene, pieghe, ecc..) a differenti scale e associate alla faglia stessa. Queste strutture aumentano l'eterogeneità della roccia con un conseguente aumento della fratturazione e della presenza di condotti preferenziali per il flusso. Poche indagini sono disponibili riguardo alla permeabilità della zona di danneggiamento in senso stretto e tutte effettuate a grande scala, evidenziando comunque un incremento di 3-4 ordini grandezza rispetto alla permeabilità della roccia integra (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997). Infine il protolite rappresenta la roccia non deformata dall'attività della faglia e quindi i suoi parametri di permeabilità e porosità saranno quelli della roccia originale. I fattori fondamentali che controllano la relazione fra una zona di faglia e il flusso di fluidi nella zona stessa sono perciò il rapporto geometrico e di permeabilità fra il nucleo di faglia e la zona di danneggiamento. Per il nucleo della faglia, la permeabilità principale è imputabile alla granulometria del materiali mentre, per la zona di danneggiamento, la permeabilità principale è imputabile alle proprietà idrauliche del network di faglie/fratture e alla interconnessione fra le stesse. Va sicuramente sottolineato come siano numerosi i fattori (ad es., litologia, cinematica della faglia, interazione fluido-roccia) che possono controllare il rapporto fra nucleo di faglia e zona di danneggiamento e le loro proprietà idrauliche. In letteratura sono documentati casi in cui anche il nucleo di faglia può agire come condotto preferenziale per il flusso di fluidi, soprattutto durante il periodo di attività della faglia. Al contrario esistono casi in cui la zona di danneggiamento agisce da barriera per il flusso: ciò avviene in rocce ad elevata porosità (ad es. arenarie) in cui si misura un brusco decremento della permeabilità (Main et al., 2000). Perciò è difficile stabilire una regola univoca e si deve analizzare in maniera critica ogni singolo caso. Ad una scala maggiore la zona di faglia è caratterizzata da due differenti tipologie di architettura: una singola struttura (nucleo, zona di danneggiamento, protolite) o più strutture "seriate" (nucleo, zona di danneggiamento, nucleo, zona di danneggiamento,

....., protolite) (Faulkner et al., 2010; Fig. 2.2b). Questo aspetto va ad influenzare notevolmente la permeabilità complessiva del sistema. Inoltre Caine et al. (1996) propongono di utilizzare il rapporto fra lo spessore della zona di danneggiamento e l'ampiezza totale di una zona faglia per classificare l'architettura alla macro-scala della zona di faglia e il suo comportamento rispetto al flusso di fluidi. Nel caso della faglia Schio-Vicenza, qualsiasi considerazione di questo tipo sarebbe totalmente azzardata vista l'assenza attuale di dati. Studi di tipo quantitativo riguardo alla zona di danneggiamento di una faglia hanno evidenziato che, in rocce caratterizzate da una bassa porosità come le rocce carbonatiche serbatoio del BTE (Faccenda et al., 2007, riportano valori compresi fra 1.4% e 5.1% per le formazioni interessate), si formano in prevalenza fratture di tipo tensionale (Blenkinshop, 2008) con un incremento della permeabilità di 2-3 ordini di grandezza (Mitchell & Faulkner, 2008). Si può perciò presupporre che, grazie all'elevata permeabilità della zona di danneggiamento, la faglia Schio-Vicenza sia uno dei fattori dominanti per lo sviluppo del BTE.

Curewitz & Karson (1997) inoltre dimostrano una forte dipendenza fra sistemi di faglie attive e sistemi idrotermali. In particolare, dopo aver analizzato differenti sistemi idrotermali in differenti contesti strutturali, hanno osservato che il 78% delle sorgenti termali è localizzato in prossimità di una faglia ed inoltre hanno osservato alcune ricorrenze nel contesto geologico strutturale delle faglie e/o sistemi di faglie associate. Queste strutture possono essere classificate in quattro diverse categorie (Fig. 2.2a): 1) zona terminale o di *tip* di una faglia; 2) zona di interazione di faglie; 3) intersezione tra faglie; 4) zona di step di una faglia. I contesti strutturali sopra elencati sono zone in cui si accumula maggiormente lo stress durante l'attività della faglia: questo comporta un notevole aumento della fratturazione e un conseguente incremento della permeabilità formando perciò le condizioni necessarie per lo sviluppo di una sorgente termale. La propagazione delle faglie e/o la loro interazione porta ad una concentrazione dello stress in determinate zone e ad una propagazione della fratturazione anche in zone distali dalla faglia principale. Questi sistemi di fratture formano una zona

denominata *breakdown region* e vengono classificate come sistemi di fratture *dinamicamente mantenute*. In queste zone si formano prevalentemente fratture tensionali che favoriscono un incremento della permeabilità e la formazione di condotti preferenziali di flusso. Il mantenimento di queste vie preferenziali dipende dalla continua attività nel tempo della faglia/sistema di faglie. In alternativa la dislocazione lungo faglie o lungo una zona di step può mantenere aperte le fratture preesistenti. In questo caso la fratturazione è limitata e localizzata in aree prossime alla faglia stessa. Tali strutture vengono classificate come *cinematicamente mantenute*. Curewitz & Karson (1997) osservano inoltre che le sorgenti termali si localizzano principalmente nella zona di tip di una faglia o dove interagiscono sistemi di faglie (insieme coprono circa il 60% dei casi analizzati) e che i sistemi di fratture sono di tipo *dinamicamente mantenute* (60% dei casi). Ciò avviene anche nel BTE ss. : fratture tensionali sono state riscontrate da studi di superficie (a tale proposito si faccia riferimento al paragrafo 3.5 relativo alle fratture del colle del Montirone) e da studi teorici sul sistema di faglie e trovano riscontro anche con misure effettuate nel sottosuolo. Tali fratture favoriscono il flusso delle acque termali sia verso la superficie che nel sottosuolo del BTE ss. .

Curewitz & Karson (1997) inoltre propongono un modello concettuale "evolutivo" di un sistema di faglie e del connesso sistema idrotermale (Fig. 2.3b). Inizialmente si osserva uno spostamento della sorgente idrotermale collegata allo spostamento della zona di tip della faglia. Si formeranno delle manifestazioni esplosive tipo geyser poichè la permeabilità è ancora molto disomogenea. Con il propagarsi della faglia anche la zona fratturata si estenderà, mantenendo aperte le fratture precedentemente formatesi e formandone di nuove nella zona di *tip*. La zona caratterizzata da manifestazioni esplosive si muoverà con la zona di *tip* mentre la zona precedente sarà interessata da una risalita tranquilla delle acque termali e dalla formazione di sorgenti termali. Lo stadio finale consiste nella chiusura delle fratture nelle parti più vecchie del sistema ad opera della precipitazione di minerali, mentre l'area termale continuerà a spostarsi con la zona di *tip*. In alternativa la faglia, durante il processo di propagazione, può interagire con

un'altra faglia. Si formerà così una zona di risalita all'interno della zona d'interazione. In questo caso il grado di fratturazione sarà molto elevato e perciò saranno favorite le manifestazioni termali tranquille grazie a una permeabilità molto più elevata ed omogenea. Con il procedere dell'interazione le zone maggiormente favorevoli alla risalita dei fluidi termali saranno le zone in cui l'interazione fra le faglie è più forte o avviene da più tempo: anche questa situazione è a favore di una fratturazione maggiore e di un mantenimento nel tempo della permeabilità.

Bisogna sicuramente sottolineare che anche la presenza di un sistema idrotermale ha un effetto sulla cinematica di una faglia: la presenza di fluidi ad elevata temperatura favorisce la solubilità dei minerali e diminuisce la resistenza della roccia. Questi stessi fluidi possono precipitare minerali idrati o amorfi che sono significativamente più deboli rispetto alla roccia non fratturata. Inoltre la precipitazione dei minerali lungo la frattura può restringere il condotto disponibile per il flusso aumentando così la pressione del fluido. Ciò diminuisce lo sforzo normale in una zona di faglia promuovendo lo spostamento o la propagazione della stessa. Si instaura perciò un forte interdipendenza fra sistemi di faglie attivi e sistemi idrotermali: la propagazione/interazione tra faglie aumenta il grado di fratturazione della roccia e favorisce lo sviluppo della permeabilità mantenendola nel tempo; la permeabilità formatasi guida e concentra il flusso di fluidi; il flusso diminuisce la resistenza della zona di faglia e aumenta la pressione del fluido nei pori a causa della deposizione di minerali idrati; questi fattori incrementano la probabilità di movimento e propagazione della faglia stessa.

Il lavoro di dottorato mira a dimostrare, anche per il BTE, l'esistenza di una dipendenza fra il sistema termale e la faglia Schio-Vicenza. Anche nel modello concettuale precedente (Piccoli et al., 1976; paragrafo 4.2) il flusso delle acque termali era "modificato" dalla presenza della faglia, la quale però giocava solo un ruolo passivo. Nel modello concettuale proposto (Zampieri et al., 2009; Pola et al., 2010; paragrafo 4.3) la faglia Schio-Vicenza ha invece un ruolo centrale nello sviluppo del sistema termale.

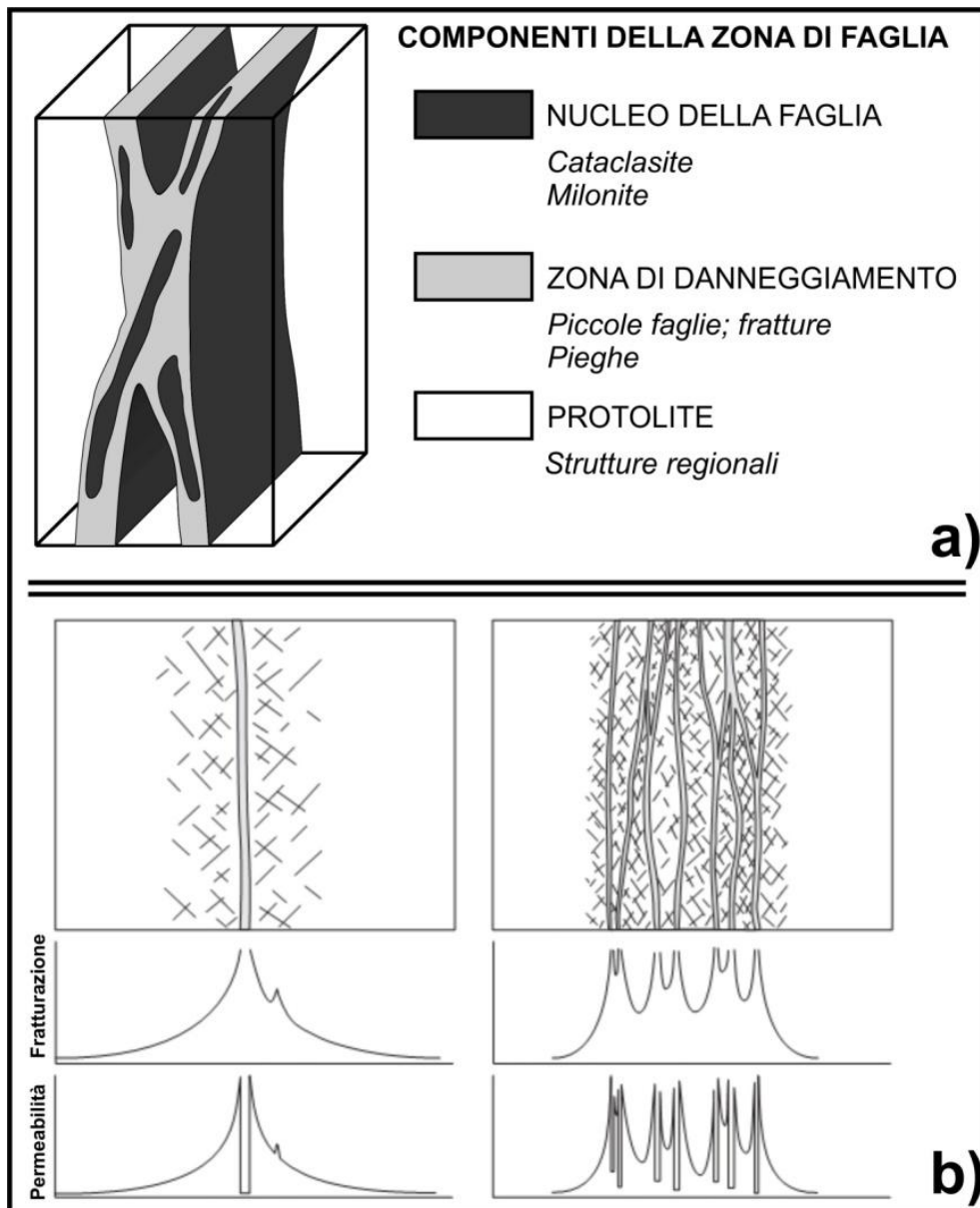


Fig. 2.2: (a) architettura di una zona di faglia a seguito del modello concettuale proposto da Caine et al. (1996); la zona di faglia è composta da: il nucleo della faglia, generalmente poco permeabile, la zona di danneggiamento, caratterizzata da una permeabilità elevata grazie all'elevato grado di fratturazione della roccia, e il protolite, la cui permeabilità è inalterata rispetto a quella della roccia originale. (b) immagine tratta da Faulkner et al. (2010); la zona di faglia non è caratterizzata solamente da una struttura "tipo Caine" singola ma può essere interessata da più strutture seriate influenzando in modo importante la permeabilità della zona di faglia (grafico in basso) e creando più vie preferenziali per il flusso di fluidi.

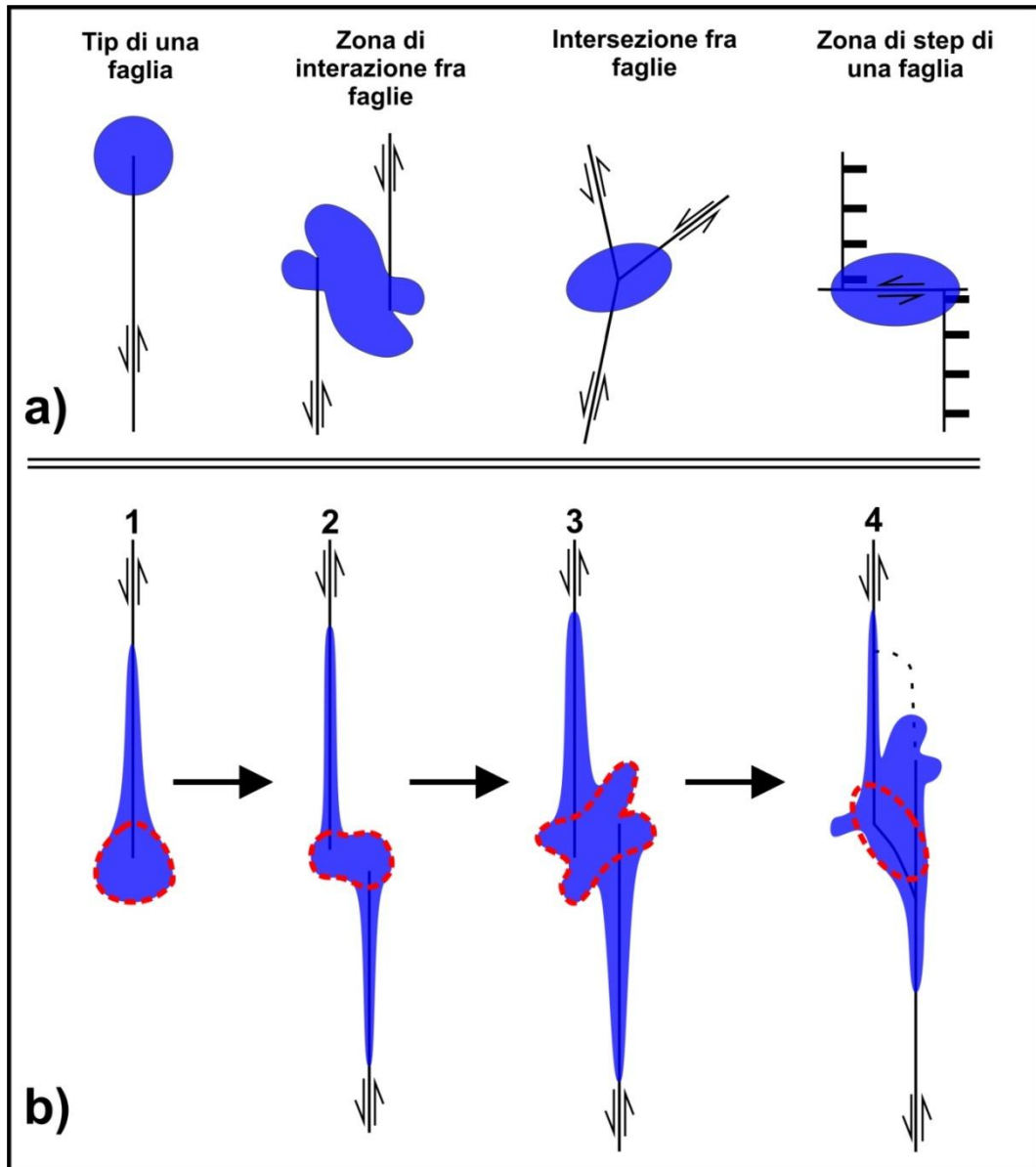


Fig. 2.3 (modificata da Curewitz & Karson, 1997): (a) diagrammi schematici per le differenti geometrie di *breakdown region* collegate a sorgenti termali; queste zone sono caratterizzate da uno stress elevato che aumenta la fratturazione del substrato e favorisce lo sviluppo della permeabilità. (b) modello concettuale evolutivo di una faglia/sistema di faglie, della *breakdown region* collegata (area tratteggiata in rosso) e del sistema termale (area blu); inizialmente la risalita di fluidi avviene nella zona di tip della faglia (1) e saranno associate sia sorgenti termali di tipo *kinematically maintained* che di tipo *dinamically maintained*; la faglia si propaga e interagisce con altre faglie (da 2 a 4) e la *breakdown region* si modifica con l'aumentare dell'interazione fra le faglie; anche il flusso si concentra in questa zona mentre le zone di risalita di fluidi precedenti vengono abbandonate dal flusso a causa della cementazione delle fratture o sono interessate da una risalita di acque fredde collegate a un circuito idrogeologico locale.

2.3 CONOSCENZE SULLA FAGLIA SCHIO-VICENZA E SULL'AVANFOSSA VENETO-FRIULANA

La faglia Schio-Vicenza è stata oggetto di numerosi studi nel passato sia per quanto riguarda la parte affiorante nei rilievi pre-alpini a Nord di Schio sia per quanto riguarda la parte sepolta dalle coperture alluvionali della pianura veneta (e.g., De Pretto, 1931; De Boer, 1963; Cavallin et al, 1988; Pellegrini, 1988; Massironi et al., 2006). Cavallin et al. (1988) in particolare hanno raccolto i contributi provenienti da studi precedenti (per una bibliografia "storica" più estesa si rimanda a questo articolo) integrando le indagini esistenti con analisi di tipo foto-interpretativo della pianura veneta. Semenza (1974) e Massironi et al. (2006) ne enfatizzano il ruolo anche a livello regionale indicando nella faglia Schio-Vicenza e nel limitrofo blocco dei Lessini-Berici-Euganei la zona di separazione fra i settori centro-occidentale e orientale del Sud-Alpino. Lo studio effettuato nell'ambito della tesi di dottorato si è concentrato esclusivamente sulla parte in pianura della faglia Schio-Vicenza (cioè a Sud di Schio) e in seguito con il termine "faglia Schio-Vicenza" si farà riferimento solo a questo segmento. Dalla letteratura esistente si desumono le seguenti caratteristiche geometriche per la faglia Schio-Vicenza (Fig. 2.4b):

- è una faglia singola, rettilinea, verticale o sub-verticale immergente a NE con direzione NO-SE nella parte settentrionale e a NNO-SSE a partire dalla zona di Padova (carta geologica del Veneto; Antonelli et al., 1990). Si estende dalla zona di Schio fino a sud dei colli Euganei dove è stata riconosciuta da Finetti (1972) durante alcune indagini di tipo sismico.

- è caratterizzata da un'ottima espressione morfologica nella parte settentrionale. Infatti segna in maniera netta il passaggio tra il rilievo (versante orientale dei Monti Lessini, Colli Berici e Colli Euganei) e la pianura alluvionale veneta.

In un'ottica regionale, la faglia Schio-Vicenza si inserisce nel complesso sistema di faglie (trascorrenti destre ad oriente: faglia d'Idriza-faglia di Bovec; trascorrenti sinistre ad occidente: faglia Schio-Vicenza) e thrust alpini (e.g., thrust di Bassano, thrust del Montello, thrust del Cansiglio, ecc.) che guidano l'indentazione della placca Adria verso Nord (Fig. 2.5). Numerosi autori (e.g., Massari et al., 1986; Marton et al., 2011) affermano che a partire dal Cenozoico sia il Sud-Alpino che il suo avampaese fanno parte di una placca indipendente denominata Adria. La collisione di questa placca con la placca europea provoca la formazione dell'orogeno del Sud-Alpino. La faglia Schio-Vicenza in particolare svolge un ruolo molto importante durante il raccorciamento neogenico del Sud-Alpino agendo, insieme all'alto strutturale indeformato dei Lessini-Berici-Euganei, da zona di trasferimento cinematico fra il fronte orientale del Sud-Alpino e il fronte giudicariense più interno (Castellarin & Cantelli, 2000). Inoltre separa la zona di avampaese Sud-Alpino indeformato (blocco dei Lessini-Berici-Euganei) ad occidente dalla zona di avampaese deformato e raccorciato dalla compressione cenozoica ad oriente (pianura veneto-friulana) (Fig. 2.4 e Fig. 2.6). La pianura veneto-friulana infatti costituisce l'avanfossa di tre catene circostanti: le Dinaridi, le Alpi e l'Appennino. Il sollevamento di queste tre catene ha influenzato in tempi e con modalità diverse l'evoluzione dell'avanfossa, agendo sulla creazione e/o riduzione di spazio di sedimentazione nella pianura e sulle strutture geologiche pre-esistenti. L'evoluzione cinematica della faglia Schio-Vicenza è uno degli aspetti più complessi ed è strettamente collegata con l'evoluzione della pianura veneto-friulana.

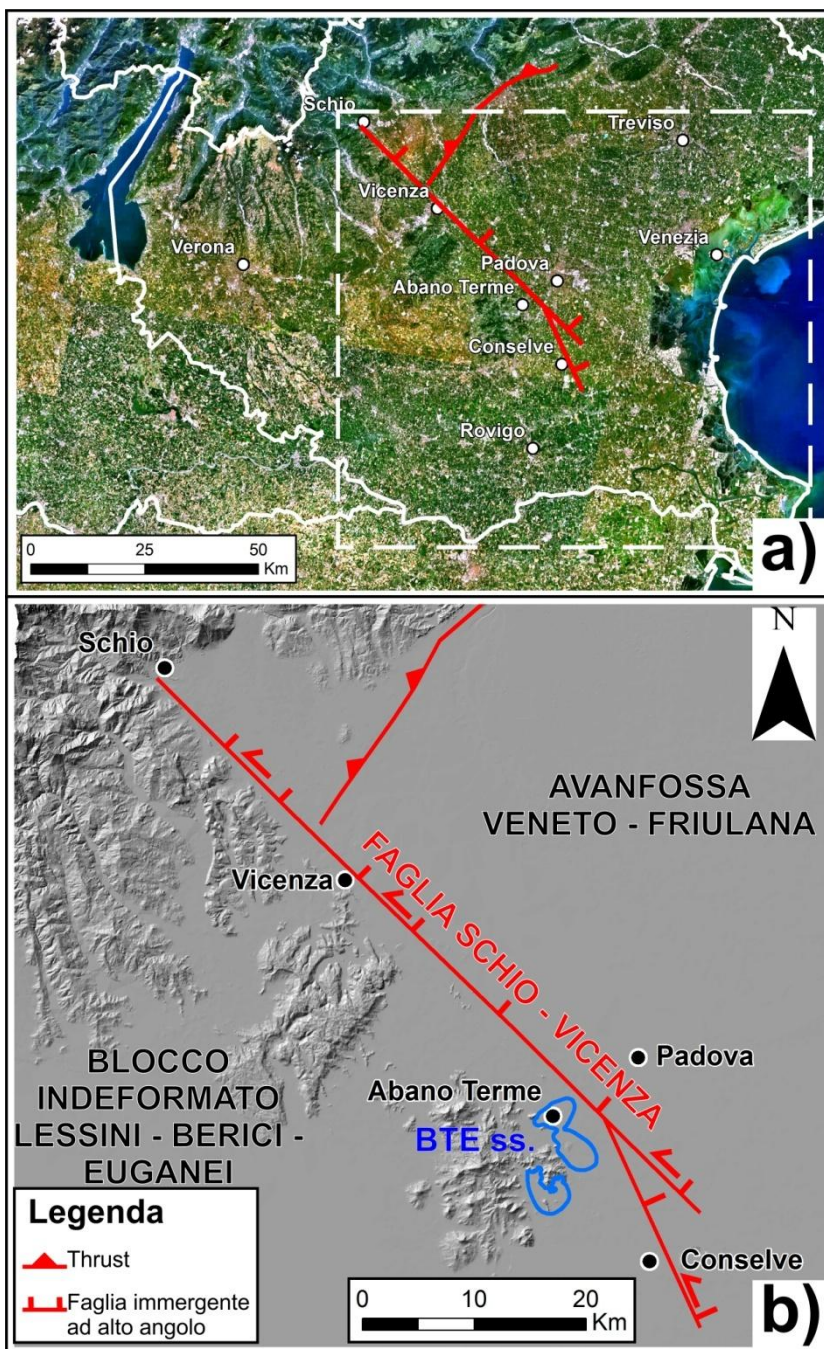


Fig. 2.4: inquadramento geografico (a) dell'area (zona bordata di bianco) interessata dal lavoro di reinterpretazione dell'architettura della faglia Schio-Vicenza; la faglia Schio-Vicenza, la cui architettura attuale (b) è tratta dalla carta geologica del Veneto (Antonelli et al., 1990), è una faglia rettilinea, immergente ad alto angolo verso NE e con direzione variabile da NO-SE, nel tratto settentrionale, a NNO-SSE, nel tratto meridionale. Attualmente è interessata da un cinematica trascorrente sinistra ma si suppone che sia una faglia originatesi durante la fase estensionale mesozoico-paleogenica. La faglia inoltre separa il blocco indeformato dei Berici-Lessini-Euganei (ad oriente) dal blocco deformato e raccorciato dell'avanfossa veneto-friulana.

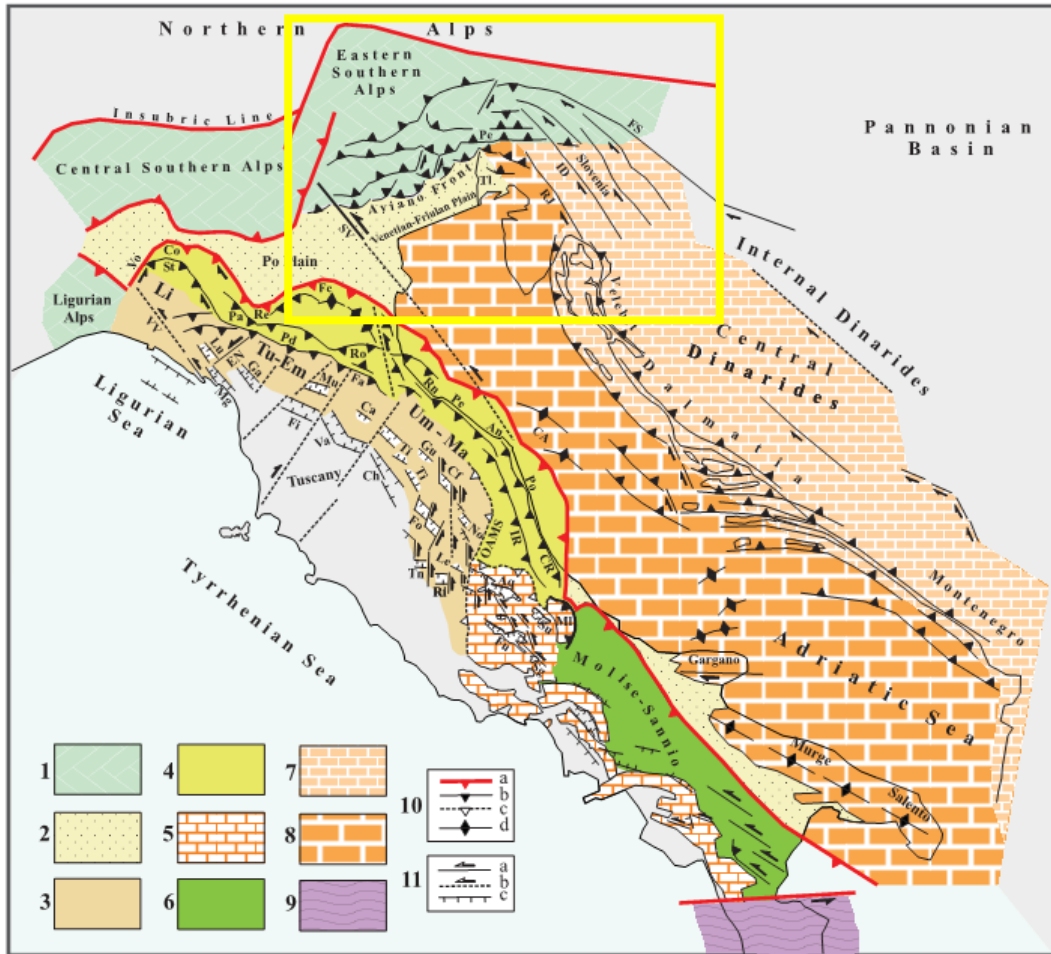


Fig. 2.5 (tratta da Viti et al., 2006): schema geologico strutturale dell'avampaese della placca Adria e delle catene limitrofe. L'area racchiusa nel rettangolo giallo delimita la parte nord - orientale dell'indenter adriatico e l'avanfossa veneto-friulana. Entrambe sono delimitate da un sistema di faglie trascorrenti (tra cui la faglia Schio-Vicenza SV) e thrust alpini. LEGENDA : 1) Alpi liguri e meridionali; 2) Avanfesse; 3, 4) Parti assiali ed esterne dell'Appennino settentrionale; 5) Unità di piattaforma carbonatica dell'Appennino centrale e meridionale; 6) Parte esterna dell'Appennino meridionale; 7) Unità di piattaforma carbonatica delle Dinaridi; 8) Avampaese adriatico; 9) Arco Cala-bro; 10) Strutture compressive: a = fronte esterno delle Alpi e dell'Appennino, b,c = raccorciamenti attivi ed inattivi, d = assi di pieghe; 11) Faglie trascorrenti e normali: a,b = faglie trascorrenti attive e probabilmente attive; c = faglie normali. Principali strutture compressive: CA = pieghe nell'Adriatico centrale; Co = San Colombano-Cremona; CR = Ridge Costiero; Fa = Faenza; Fe = Ferrara; IR = Ridge interno; OAMS = lineamento Olevano-Antronoco-Monti Sibillini; Pa = Parma; Pd = Pedeappennino; Pe = Periadriatico; Po = Porto S. Giorgio, Re = Reggio Emilia; Ro = Romagna; Rn-Pe-An = Rimini-Pesaro-Ancona; St = Stradella-Fiorenzuola d'Arda; Vo = Voghera-Pavia. Principali strutture trascorrenti: EN = Enza; FS = Fella-Sava; ID = Idrja; RJ = Rijeka; **SV = Schio-Vicenza**; VV = Villalvernia-Varzi. Principali bacini estensionali/transensionali: Aq = Aquila; Ca =Casentino; Ch = Chiana; Cf = Colfiorito; Fi = Firenze-Pistoia; Fo = Foligno-Spoleto; Fu = Fucino; Ga = Garfagnana; Gu = Gubbio; Le = Leonessa; Lu = Lunigiana; Mg = Magra; Mu = Mugello; No = Norcia; Ri = Rieti; Sg = Alto Sangro; Su = Sulmona; Ti = Tevere; Tn = Terni; Va = Valdarno. CA = pieghe Centro Adriatiche; Li = Appennino Ligure; MI = Maiella; TI = Tagliamento; Tu-Em = Appennino Tosco-Emiliano; Um-Ma = Appennino Umbro-Marchigiano.

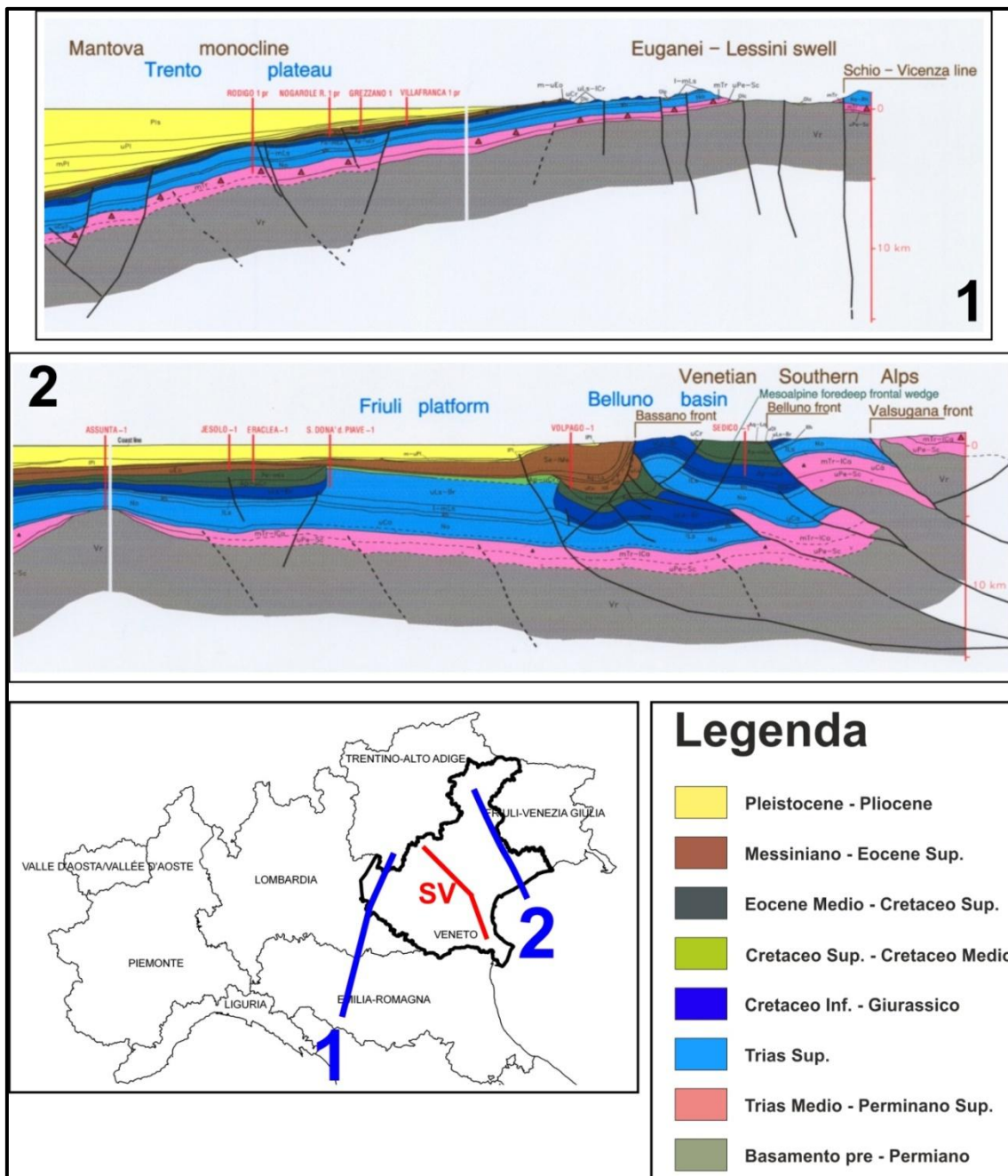


Fig. 2.6: sezioni geologiche attraverso la pianura padano-veneta (sez. 1; tratta da Fantoni & Franciosi, 2008) e attraverso la pianura veneto-friulana (sez. 2; tratta da Barbieri et al., 2004) e modificata da Fantoni & Franciosi, 2008) (esagerazione verticale 2:1); la sez. 1 attraversa l'avampaese del Sud-Alpino indeformato dalle fasi orogenetiche e costituito dal blocco dei Berici-Lessini-Euganei; la sez. 2 attraversa l'avampaese del Sud-Alpino raccorciato durante le fasi orogenetiche e costituito dall'avanfossa veneto-friulana. La faglia Schio-Vicenza (SV) delimita il passaggio fra questi due blocchi principali ed separando il settore orientale dal settore cento-occidentale del Sud-Alpino.

In particolare il Sud- Alpino e l'avampaese veneto-friulano mostrano un'affinità geologica e stratigrafica collegata ad un'attività tettonica polifasica iniziata durante l'estensione del Mesozoico e successivamente riattivata durante la compressione alpina. Nel Sud-Alpino infatti le faglie normali mesozoiche con direzione NS ed immergenti ad E sono state tagliate e coinvolte nella formazione della catena senza subire forti riattivazioni, mentre le faglie normali con immersione ad O sono state riattivate come rampe laterali od oblique dei thrust alpini. Queste considerazioni portano a supporre una relazione molto forte tra la tettonica pre-esistente, la stratigrafia e la tettonica recente dell'area (Doglioni, 1992). Come già accennato il Sud-Alpino è stato coinvolto in due cicli tettonici principali: un ciclo estensionale Mesozoico e un ciclo compressivo Cenozoico che ha portato alla formazione della avanfossa veneto-friulana (Fantoni & Franciosi, 2008). L'architettura di questa ultima fase risulta perciò fortemente controllata dalle caratteristiche pre-esistenti ed originatesi dal tardo Permiano al Cretaceo (Fantoni & Franciosi, 2010).

Nel Mesozoico, l'area alpina è stata interessata da diversi cicli estensionali (dal tardo Permiano al Paleogene) i quali in epoche diverse hanno influenzato l'assetto stratigrafico e geologico strutturale della pianura veneto-friulana formando delle strutture tipo horst e graben. La faglia Schio-Vicenza, o perlomeno alcuni segmenti, si è probabilmente originata durante la fase estensionale giurassica (De Boer, 1963).

Nel Cenozoico, il Sud-Alpino registra diverse fasi di deformazione legate ai processi di raccorciamento che hanno generato l'orogeno alpino. Verranno tralasciate le fasi che hanno portato alla formazione della catena alpina per descrivere più in dettaglio le fasi che hanno interessato l'avanfossa veneto-friulana. Gli effetti della compressione cenozoica influenzano in tempi e con modalità diverse lo sviluppo dell'avanfossa: questo si riflette in maniera prevalente sulla creazione di spazio di accomodamento e sulla sedimentazione nel bacino. Sono stati riconosciuti tre cicli principali (Fantoni et al., 2002; Fig. 2.7): un ciclo dal Paleocene

all'Oligocene influenzato dal sollevamento della catena dinarica, un ciclo dall'Oligocene al Miocene (Pliocene nel settore orientale) influenzato dal sollevamento della catena alpina, un ciclo dal Pliocene al Pleistocene influenzato dal sollevamento della catena appenninica. La flessurazione dell'avampaese è iniziata con un'inflessione verso E imputabile al sollevamento della catena dinarica avvenuto durante il Paleocene-Eocene. All'interno di questo intervallo, la creazione dello spazio di accomodamento è registrato solo nella parte orientale della pianura friulana. In contrapposizione la parte occidentale dell'avanfossa e il blocco dei Lessini-Berici-Euganei facevano parte del *peripheral bulge* dell'avampaese dinarico (Doglioni & Bosellini, 1987) ed erano interessati da una tettonica estensionale (Zampieri, 1995). Successivamente, durante l'Oligocene inferiore, l'avanfossa è andata in emersione: in questo periodo perciò non sono stati registrati eventi flessurativi. La sedimentazione è ripresa solo nel tardo Oligocene ed è stata suddivisa in due cicli: il primo dal Chattiano a Langhiano, e il secondo dal Serravalliano al Messiniano inferiore (Fantoni et al, 2002). Durante il primo periodo non si registrano grandi eventi flessurativi. Si osserva solo un debole ispessimento dei sedimenti spostandosi verso N (con un angolo di curvatura inferiore a 1°) imputabile a una debole flessurazione collegata al sollevamento del settore assiale delle Alpi. Nel Serravalliano-Messiniano inferiore si osserva un importante sollevamento del Sud-Alpino (Zattin et al., 2006) che causa una forte flessurazione dell'avampaese e induce la creazione di un grande spazio di accomodamento per i sedimenti. Nell'avanfossa si depositano principalmente sedimenti carbonatici extra-bacinali provenienti dall'erosione dei rilievi carbonatici del Sud-Alpino in emersione (Barbieri et al., 2004). I sedimenti clastici serravalliani-messiniani aumentano di spessore sia in direzione N che in direzione NNO, registrando una deformazione che coinvolge sia l'avampaese indeformato che il margine dinarico. In particolare lo spazio di accomodamento maggiore si forma durante il Tortoniano ed è testimoniato dalla deposizione di una potente successione sedimentaria. Durante la fase plio-pleistocenica, l'avanfossa veneta registra una flessurazione verso SO collegata al sollevamento della

catena appenninica mentre non si registrano significativi eventi flessurativi riconducibili al sollevamento del Sud-Alpino.

La faglia Schio-Vicenza borda ad occidente l'avanfossa veneto-friulana agendo da zona di trasferimento flessurale tra l'avanfossa sud-alpina deformata, ad Est, e indeformata, ad Ovest. In particolare Fantoni et al. (2002) e Ricciato (2011) hanno dimostrato che la faglia ha svolto un ruolo importante sulla creazione di spazio di accomodamento di sedimenti nell'avanfossa veneto-friulana durante l'ultimo evento flessurativo plio-pleistocenico. Attualmente la faglia Schio-Vicenza è interessata da una cinematica di tipo trascorrente o transtensivo sinistro (Semenza, 1974; Castellarin & Cantelli, 2000; Massironi et al., 2006).

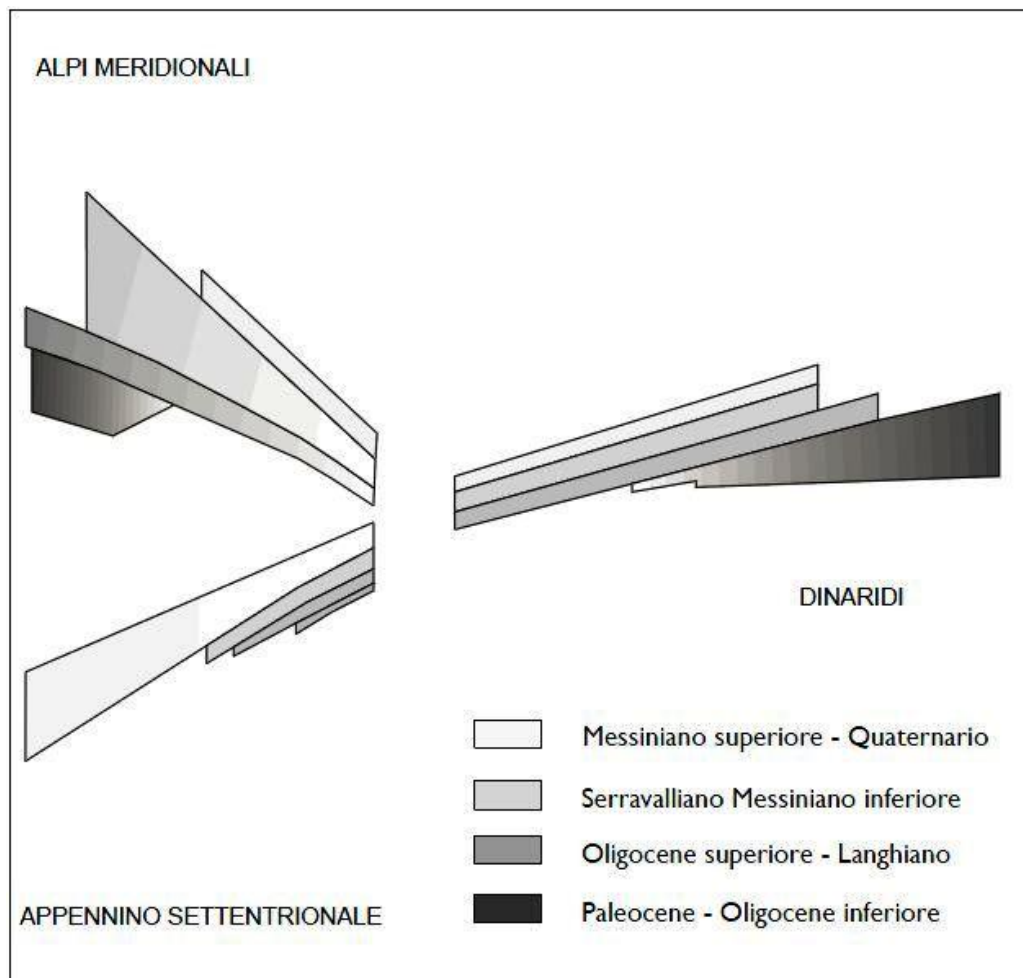


Fig. 2.7 (pagina precedente) (tratta da Fantoni et al., 2002): fasi deformative che hanno influenzato la creazione di spazio di accomodamento di sedimenti nella pianura veneto-friulana nel Cenozoico; la pianura veneto-friulana costituisce l'avampese di tre catene limitrofe: le Alpi meridionali, le Dinaridi e l'Appennino settentrionale. Nel ciclo Paleocene-Oligocene inf. la flessurazione maggiore si registra in direzione E ed è imputabile al sollevamento della catena dinarica; il ciclo Oligocene sup. (Chattiano)-Langhiano è invece un ciclo tranquillo con una blanda flessurazione (circa 1°); il ciclo Serravalliano-Messiniano Inf. è caratterizzato da una forte flessurazione verso N-NNO riconducibile al sollevamento del Sud-Alpino; il ciclo Messiniano Sup.-Quaternario è caratterizzato da una debole flessurazione soprattutto diretta verso SO e collegata al sollevamento dell'Appennino settentrionale.

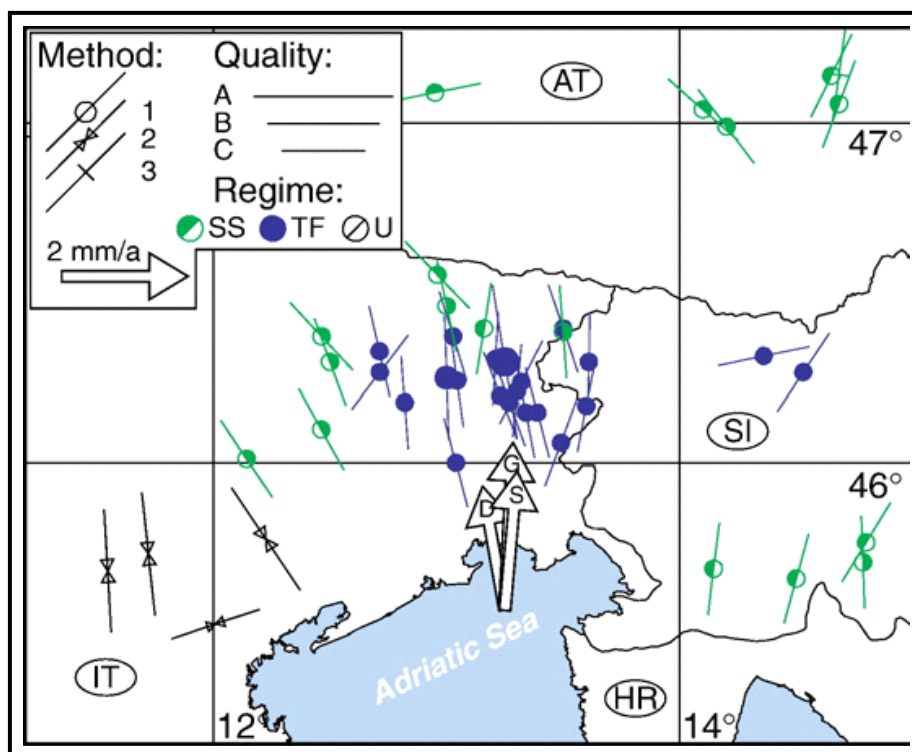


Fig. 2.8 (tratta da Burrato et al., 2008): campo di stress attuale per il NE Italia e la Slovenia occidentale; viene visualizzato l'orientazione dello stress massimo orizzontale (modificato da World Stress Map, 2005, Reinecker et al., 2005). Simboli: 1- meccanismi focali; 2 e 3- misure in sito. Le frecce indicano i vettori di convergenza Adria-Europa derivati da studi GPS: D, D'Agostino et al. (2005), N10°O, 2 mm/a; G, Grenerckzy et al. (2005), N3°E, 2–3 mm/a; S, Serpelloni et al. (2005), N5°E, 2.2 mm/a.

Come già evidenziato, la faglia Schio-Vicenza si inserisce nel sistema di faglie e thrust che bordano la parte settentrionale della placca Adria e l'avanfossa veneto-friulana. Misure di carattere geodetico evidenziano che il settore nord-orientale della placca Adria è interessato da un movimento diretto N/NO e una velocità di 2/3 mm/anno (D'Agostino et al., 2005; Grenerczy et al., 2005; Serpelloni et al., 2005; Fig. 2.8). L'analisi del campo di sforzo per il settore nord-orientale della placca Adria evidenzia una compressione con direzione N-S nel settore friulano che progressivamente ruota in direzione NNE-SSO al bordo sloveno. Questo è in accordo con la cinematica delle faglie (desunta dall'analisi di meccanismi focali di sismi) che bordano la placca Adria: i thrust alpini (nella parte Nord) sono caratterizzati da una cinematica inversa mentre le faglie slovene (nella parte orientale) sono caratterizzate da una cinematica trascorrente destra (Bressan et al., 2007). Entrambi questi gruppi di faglie sono inclusi nel *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS 3.0.2) (Fig. 2.9) e perciò sono considerate faglie attive seppur interessate da diversi tassi di movimento e tempi di ritorno di sismi (Burrato et al., 2008). In questo contesto non viene considerata la faglia Schio-Vicenza, la quale è classificata come una faglia inattiva. Poiché l'attività del sistema di faglie collegato al sistema termale è una condizione necessaria per lo sviluppo e il mantenimento della permeabilità nelle rocce che costituiscono l'acquifero profondo, si affronterà anche il tema dell'attività della faglia stessa, portando alcune informazioni sull'attività recente della faglia.

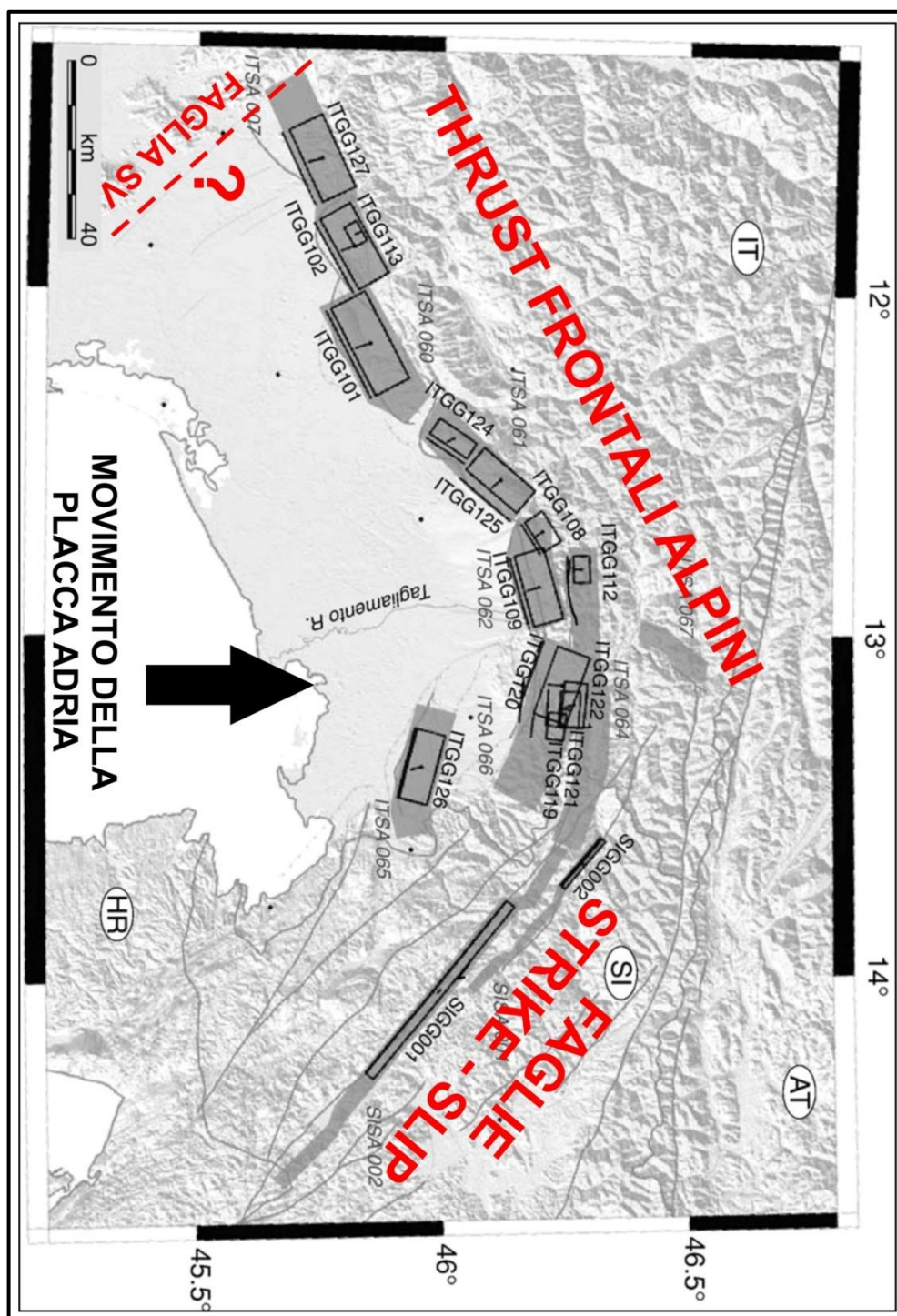


Fig. 2.9 (tratta da Burrato et al., 2008): faglie riconosciute nel *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS 3.0.2) come faglie interessate da un possibile rischio sismico e quindi attive. Il sistema evidenziato costituisce il complesso di faglie che bordano ad oriente (faglie trascorrenti destre) e frontalmente (thrust alpini) la parte nord-orientale della placca Adria. In questo contesto manca la faglia Schio-Vicenza che, seppur interessata da un movimento trascorrente sinistro, non è sismica e quindi è considerata inattiva. Da un punto di vista geodinamico questo rappresenta un paradosso.

2.4 REINTERPRETAZIONE DELL'ARCHITETTURA DELLA FAGLIA SCHIO-VICENZA

Come già sottolineato durante la presentazione di alcuni concetti teorici fondamentali, è stato dimostrato in letteratura un collegamento fra sistemi di faglie attive e sistemi idrotermali (Curewitz & Karson, 1997). Lo scopo primario della tesi di dottorato è quello di aggiornare il modello concettuale del BTE anche alla luce di queste nuove indicazioni teoriche. In quest'ottica sono stati analizzati una serie di dati disponibili (dati gravimetrici, sezioni sismiche, mappe delle isobate per alcuni orizzonti stratigrafici) riguardo alla geologia del sottosuolo della parte occidentale della pianura veneta al fine di aggiornare e migliorare le conoscenze geologico strutturali riguardo a questo settore. Si è osservato in primo luogo che la faglia Schio-Vicenza non è un segmento singolo e rettilineo come riportato nella carta geologica del Veneto (Antonelli et al., 1990) ma bensì è composta da un fascio di faglie parallele che costituiscono un passaggio graduale fra il blocco indeformato dei Lessini-Berici-Euganei e il blocco deformato dell'avanfossa veneto-friulana. Alcune delle sezioni sismiche interpretate (localizzate a Sud di Padova ed a Est dei Colli Euganei) sono state digitalizzate e convertite in profondità con una metodologia messa a punto nel corso del lavoro di dottorato che si avvale delle potenzialità dell'ambiente GIS. Queste sezioni sono state successivamente inserite in un software di 3D grafica (GOCAD) che ha permesso di ricostruire in maniera più accurata l'assetto geologico del sottosuolo. La stessa metodologia di conversione delle sezioni sismiche è stata utilizzata nell'ambito della tesi di Laurea Magistrale del dott. Angelo Ricciato, svolta in collaborazione con ENI S.p.a.-divisione Exploration and Production. Questa tesi ha permesso di estendere l'area di indagine fino al delta del Po e di migliorare l'architettura del sistema di faglie grazie all'utilizzo di un database di sezioni sismiche molto più. Anche in questo caso ci si è avvalsi del supporto gravimetrico nei casi in cui il dato sismico non era

disponibile, riscontrando un'ottima corrispondenza fra i due dati. Inoltre l'analisi dettagliata ed estesa delle sezioni sismiche ha portato un significativo miglioramento sulle conoscenze dell'evoluzione dell'avanfossa veneto friulana al suo margine occidentale. Per dimostrare un'attività tettonica attuale del sistema di faglie, fondamentale per giustificare il mantenimento della fratturazione e della permeabilità nel tempo, sono state svolte delle analisi di tipo statistico sulla sismicità utilizzando i bollettini sismici dell'OGS: nonostante l'assenza di sismi di magnitudo rilevante per la parte in pianura della faglia Schio-Vicenza (la parte affiorante sulle pre-Alpi venete è invece caratterizzata da una sismicità importante) si è comunque evidenziato la presenza di una micro-sismicità nell'area dei colli Euganei. Infine si è svolto un lavoro di dettaglio sul margine orientale dei Monti Lessini e colli Berici per avere un riscontro anche in campagna della cinematica che interessa il sistema di faglie. I dati ottenuti sono stati analizzati utilizzando delle metodologie statistiche e sono coerenti con un movimento di tipo trascorrente/transtensivo sinistro della faglia Schio-Vicenza.

2.4.1 Reinterpretazione della parte meridionale della faglia Schio-Vicenza: il sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS)

La parte iniziale del lavoro di dottorato è stata incentrata sulla reinterpretazione dell'assetto geologico strutturale del settore nord-occidentale dell'avanfossa veneto-friulana in particolare concentrandosi sulla reinterpretazione dell'architettura della faglia Schio-Vicenza, la cui importanza per lo sviluppo del BTE è stata ipotizzata da Zampieri et al. (2009).

Inizialmente sono stati raccolti tutti i dati disponibili per l'area presa in esame. I dati consistono in sezioni sismiche, stratigrafie di pozzi profondi perforati a scopo esplorativo, carte gravimetriche, sezioni gravimetriche e mappe delle isobate di alcuni orizzonti stratigrafici. In questa fase vengono presentati i risultati ottenuti con riferimento maggiore all'analisi gravimetrica e all'analisi delle mappe delle isobate tralasciando l'interpretazione in dettaglio delle sezioni sismiche poste nella parte Nord dell'area in esame. In collaborazione con Roberto Fantoni e Sergio Rogledi di ENI S.p.A.-divisione Exploration and Production- sono state interpretate e successivamente convertite in profondità con una tecnica innovativa sviluppata utilizzando il software ArcGIS.

I dati analizzati hanno evidenziato la presenza di una serie di discontinuità nel sottosuolo della pianura vicentina-padovana con direzione principalmente NO-SE le quali sono state interpretate come faglie. La carta gravimetrica dell'anomalia di Bouguer, riportata in Fig. 2.10, permette di avere una visione generale dell'area in esame ed evidenzia la presenza di zone caratterizzate da un infittimento delle isoanomale. In generale si osserva un decremento del valore di anomalia di Bouguer muovendosi da SO a NE (circa 60 mGal; 30 mGal nella parte occidentale, -30 mGal nella parte orientale in prossimità di Cittadella) mentre da S a N non si notano variazioni importanti (praticamente nulla nella parte occidentale, circa 30 mGal nella parte orientale ed imputabile alla flessurazione dell'avanfossa veneto-friulana; Fantoni et al., 2002). Il decremento da O a E non avviene in maniera regolare ma si notano tre fasce principali, caratterizzate da una variazione laterale più forte (5 mGal in 500 m nelle zone più "pendenti", 5 mGal in 1000 m nelle zone "meno pendenti", 5 mGal in circa 10 Km nelle zone "pianeggianti" di Cittadella), le quali sono state interpretate come faglie. Queste faglie portano a contatto i sedimenti della pianura alluvionale a bassa densità con formazioni rocciose a densità elevata, provocando un contrasto di densità e un infittimento delle isoanomale. Le strutture individuate hanno direzione principalmente NO-SE analogamente alla faglia Schio-Vicenza che è individuata dalla "variazione laterale di anomalia di Bouguer" più

occidentale. La discontinuità presente nel settore nord-orientale, caratterizzata da una direzione NE-SO, invece è imputabile alla presenza del thrust alpino di Bassano. Risultati analoghi a quelli descritti sono stati ottenuti dall'analisi della mappa delle isobate della base e del tetto della formazione della Dolomia Principale, del tetto dell'Oligocene e del tetto del pre-Pliocene. In particolare, la ricostruzione 3D del tetto della formazione della Dolomia Principale (Fig. 2.11) evidenzia molto bene le faglie individuate. Si osservano infatti tre discontinuità principali, dirette NO-SE, che abbassano l'orizzonte mappato da una profondità di circa 1000m (nella zona occidentale in prossimità del rilievo) ad una profondità maggiore di 3000 m (nella zona orientale). I risultati ottenuti sono stati confrontati con le sezioni sismiche interpretate nelle fasi preliminari del lavoro di dottorato e hanno mostrato un'ottima concordanza. Le faglie evidenziate dall'analisi delle sezioni sismiche sono tutte faglie ad alto angolo immergenti a NE sintetiche con la faglia Schio-Vicenza che interessano tutti i riflettori riconosciuti dalla base della formazione della Dolomia Principale fino alla base del Quaternario.

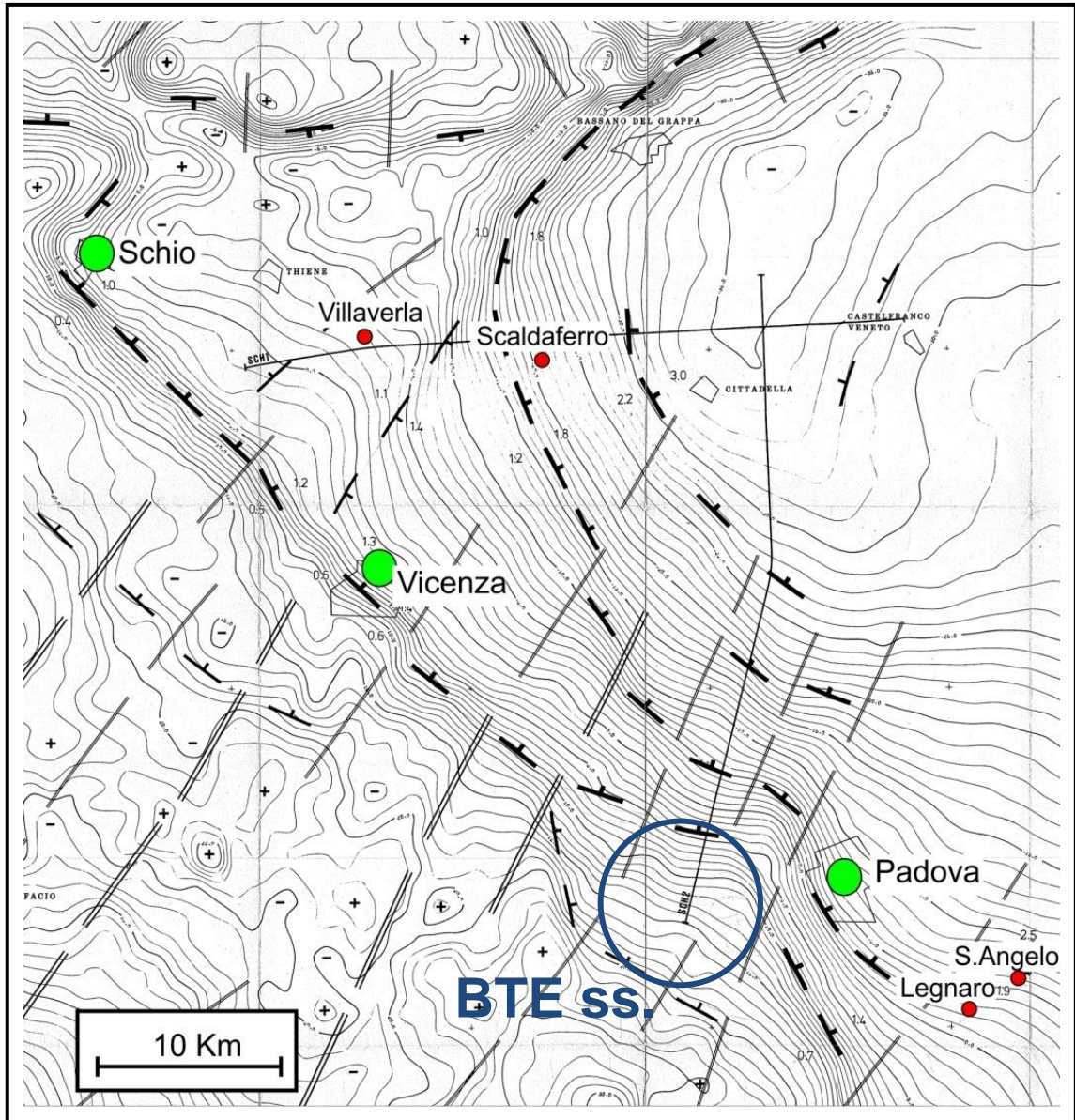


Fig. 2.10: mappa gravimetrica (non pubblicata, 1983) dell'anomalia di Bouguer (interdistanza 1 mGal) dell'area interessata dal SVFS. Si osservano delle zone in cui le anomalie sono molto più fitte. Queste variazioni sono imputabili a brusche variazioni laterali di profondità del substrato collegate alla presenza di faglie che lo dislocano. La zona evidenziata in blu corrisponde al BTE ss.

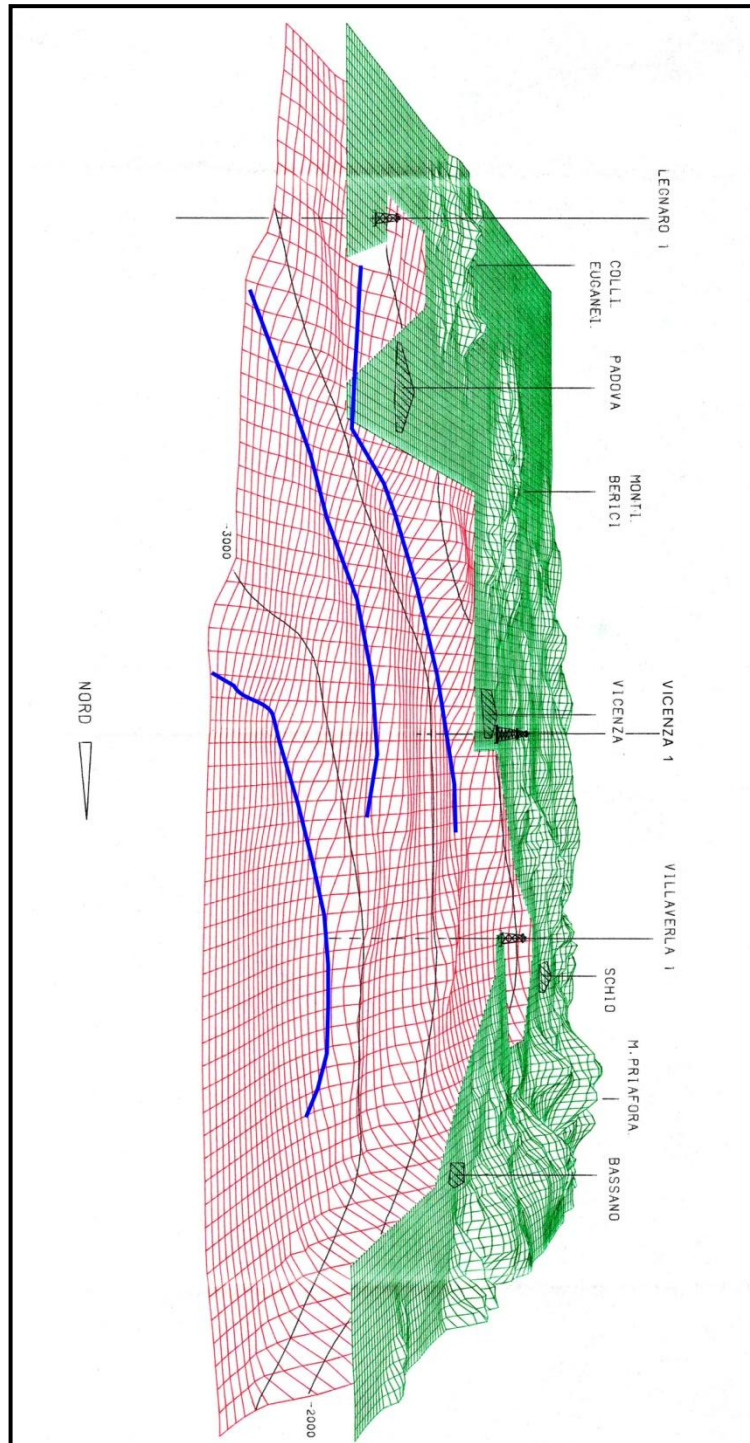


Fig. 2.11: ricostruzione 3D del tetto della formazione della Dolomia Principale (non pubblicata, 1983). Si osservano 3 zone (evidenziate dalla linea blu) caratterizzate da un approfondimento dell'orizzonte indagato. Questo approfondimento è imputabile alla presenza di faglie che dislocano il substrato e incrementano la profondità dell'orizzonte procedendo verso le parti interne della pianura.

I risultati ottenuti sono stati uniformati e digitalizzati in ambiente GIS. E' stata riscontrata un'architettura complessa della faglia Schio-Vicenza costituita da più faglie sub-parallele e non da una singola faglia rettilinea come viene disegnata nella carta geologica del Veneto (Antonelli et al., 1990). Sono state riconosciute quattro faglie, sepolte al di sotto della copertura alluvionale della pianura veneta, immergenti ad alto angolo verso NE con direzione NO-SE e parallele al tratto della faglia Schio-Vicenza a Nord dei Colli Euganei. Due faglie sepolte invece sono state riconosciute nella parte meridionale dell'area in esame anch'esse immergenti ad alto angolo verso NE/ENE, con direzione NNO-SSE e parallele al tratto della faglia Schio-Vicenza a Sud dei colli Euganei. Il fascio di faglie riconosciuto è stato denominato Sistema di Faglie Schio-Vicenza (SVFS). Questo sistema è composto da una serie di faglie sintetiche alla faglia Schio-Vicenza in senso stretto, immergenti ad alto angolo verso NE e con direzione che va da NO - SE a NNO-SSE (Fig. 2.12). Il SVFS segmenta il substrato in un mosaico di blocchi e causa un approfondimento degli orizzonti stratigrafici spostandosi verso i settori più interni della pianura così come viene evidenziato dalle sezioni sismiche e dalla carta gravimetrica ed è in accordo con i risultati ottenuti da Iliceto (1974) riguardo ad analisi gravimetriche di dettaglio svolte nel settore di pianura limitrofo ai colli Berici-Euganei.

Per ottenere la cinematica del SVFS, è stato effettuato uno studio di sul terreno di fratture e di faglie affioranti sulle colline di Montegalda e sul margine orientale dei colli Berici e dei monti Lessini. In campagna è stato riconosciuto un pattern di faglie/fratture associate ad una faglia principale con direzione NO-SE, in accordo con una cinematica trascorrente/transensiva del sistema (questo argomento verrà esposto in dettaglio nel paragrafo 2.5). Questo studio è stato integrato con l'analisi delle velocità di stazioni GPS localizzate nella pianura veneta. Sono state analizzate in maniera statistica le componenti di velocità E e velocità N per circa 50 stazioni GPS disponibili nel Nord-Est Italia. La velocità media ottenuta è di 2.89 mm/anno (in accordo con le velocità comprese fra 2 e 3 mm/anno ottenute da D'Agostino et al., 2005; Grenczy et al., 2005; Serpelloni et al., 2005) e la direzione è N12°O con

una differenza di qualche grado fra il blocco ad Est e ad Ovest del SVFS, forse imputabile all'errore statistico della misura. Le stazioni GPS prossime al SVFS (5 stazioni) sono caratterizzate da una velocità media di 2.84 mm/anno comparabile a quella regionale (ma presentano un errore standard molto più elevato) mentre la direzione del vettore velocità è ruotata verso O (N19°O). Questo valore è molto probabilmente influenzato dalla presenza del sistema di faglie stesso ma a riguardo servirebbero indagini più dettagliate sull'area per escludere un'influenza dell'errore statistico sulle velocità medie calcolate. In generale, dato il movimento verso N-NNO della placca Adria, il SVFS è interessato da una cinematica trascorrente o transtensiva sinistra. Osservando le informazioni ottenute in un'ottica finalizzata ad un coinvolgimento del sistema di faglie nel BTE, la presenza di numerose faglie favorisce la formazione di una zona a maggiore fratturazione e permeabilità più estesa ed uniforme rispetto a una faglia singola. Infatti ogni faglia sarà caratterizzata da una propria zona di danneggiamento che favorirà a sua volta il flusso delle acque termali. Inoltre, la relazione fra faglie trascorrenti e sistemi idrotermali è stata confermata da recenti studi idrogeologici di manifestazioni termali nelle Alpi occidentali (Perello et al., 2001; Piana et al., 2006; Baietto et al., 2008) ed è in accordo con quanto succede per il BTE.

Al margine Nord-orientale dei colli Euganei inoltre è stata evidenziata una struttura di forma all'incirca romboidale composta da quattro segmenti di faglia: questa struttura si imposta nella zona dove la faglia Schio-Vicenza cambia la sua direzione prevalente (da NNO-SSE a NO-SE) bordando inoltre il margine orientale di questa struttura. Si è notato che, da un punto di vista geometrico, questa struttura è localizzata in corrispondenza del BTE ss. Questo aspetto verrà descritto in dettaglio in un paragrafo successivo.

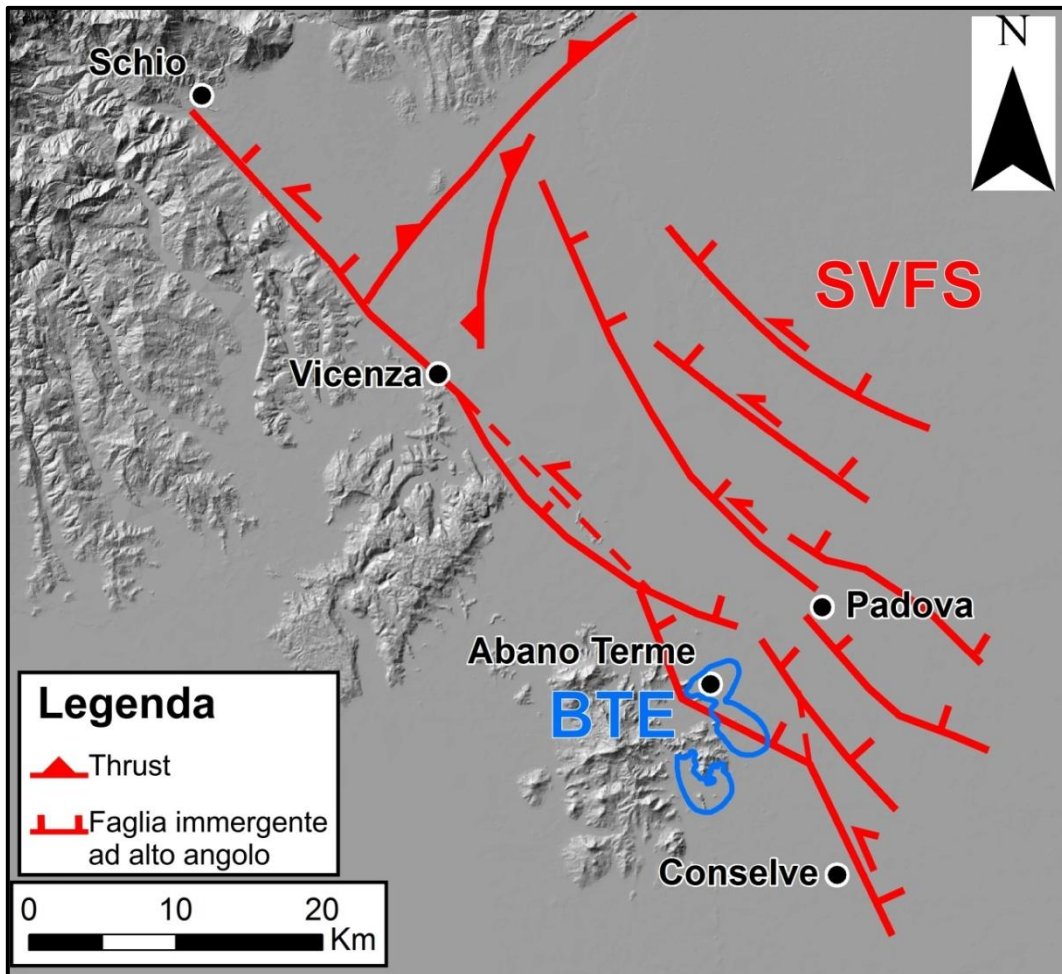


Fig. 2.12: architettura della parte settentrionale del sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS) ottenuta da sezioni sismiche, carte gravimetriche, mappe delle isobate di alcuni orizzonti stratigrafici. Il sistema è composto da un set di faglie sintetiche con direzione variabile da NO-SE a NNO-SSE ed immergenti ad alto angolo verso NE. Dato il movimento verso NNNO della placca Adria, il SVFS è interessato da una cinematica trascorrente sinistra. In corrispondenza del Bacino termale euganeo in senso stretto (BTE ss.) si riconosce una struttura romboidale che si imposta al cambio di direzione della faglia principale. Questa struttura accomoda un regime tettonico distensivo locale che favorisce la fratturazione, lo sviluppo della permeabilità e che potrebbe quindi controllare la risalita dei fluidi nel sottosuolo del BTE ss.

2.4.2 Ricostruzione dell'assetto geologico strutturale del substrato a Sud di Padova

Per migliorare le conoscenze sull'assetto geologico strutturale della parte del SVFS a Sud di Padova e ad Est dei colli Euganei, sono state analizzate in dettaglio 5 sezioni sismiche (lunghezza totale 85 Km, area coperta circa 450 Km²; Fig. 2.13) acquisite da ENI S.p.A. nell'ambito del progetto di esplorazione geologico-petrolifera del sottosuolo della pianura veneto-friulana. Le sezioni scelte sono state interpretate avvalendosi della collaborazione di Fantoni e di Rogledi (ENI S.p.A.) e sono in assoluto le più occidentali disponibili nel database di sezioni sismiche dell'ENI. Infatti la zona di pianura prossima al rilievo non è stata oggetto di alcuna acquisizione sismica e quindi risulta essere totalmente sprovvista di dati disponibili.

Per ottenere una migliore interpretazione dei riflettori riconosciuti sono state utilizzate le stratigrafie dei pozzi profondi Sant'Angelo di Piove di Sacco (profondità dal p.c. = 2036 m) e Legnaro (profondità dal p.c. = 4934 m). Due sezioni sismiche sono state acquisite in prossimità di questi pozzi (in particolare CC' è prossima al pozzo Legnaro e AA' è in prossimità di S. Angelo di Piove di Sacco) mentre le altre sono state calibrate di conseguenza, dato che le sezioni sono limitrofe o si intersecano fra di loro. I riflettori sono stati interpretati come unconformity o limiti di strato.

Nell'interpretazione delle sezioni sono stati riconosciuti i seguenti riflettori:

- *Unconformity intra-Quaternario* (0.5 Ma; rappresenta un'unconformity recente del Quaternario)
- *Base del Quaternario* (1.8 Ma; rappresenta la base della copertura alluvionale quaternaria)
- *Unconformity del Messiniano sommitale* (2 Ma; rappresenta un'unconformity facilmente riconoscibile in tutta la pianura veneta e in generale in tutto l'avampaese adriatico; è riconducibile ad una caduta del livello eustatico e ad un contemporaneo sollevamento dell'avampaese veneto-friulano)
- *Tetto delle vulcaniti terziarie* (30 Ma; rappresenta il tetto delle vulcaniti terziarie collegate all'estensione paleogenica)
- *Tetto della successione carbonatica mesozoica* (121 Ma; rappresenta il tetto della successione carbonatica mesozoica)
- *Base della Dolomia Principale* (ca. 230 Ma; rappresenta il letto della formazione della Dolomia Principale)

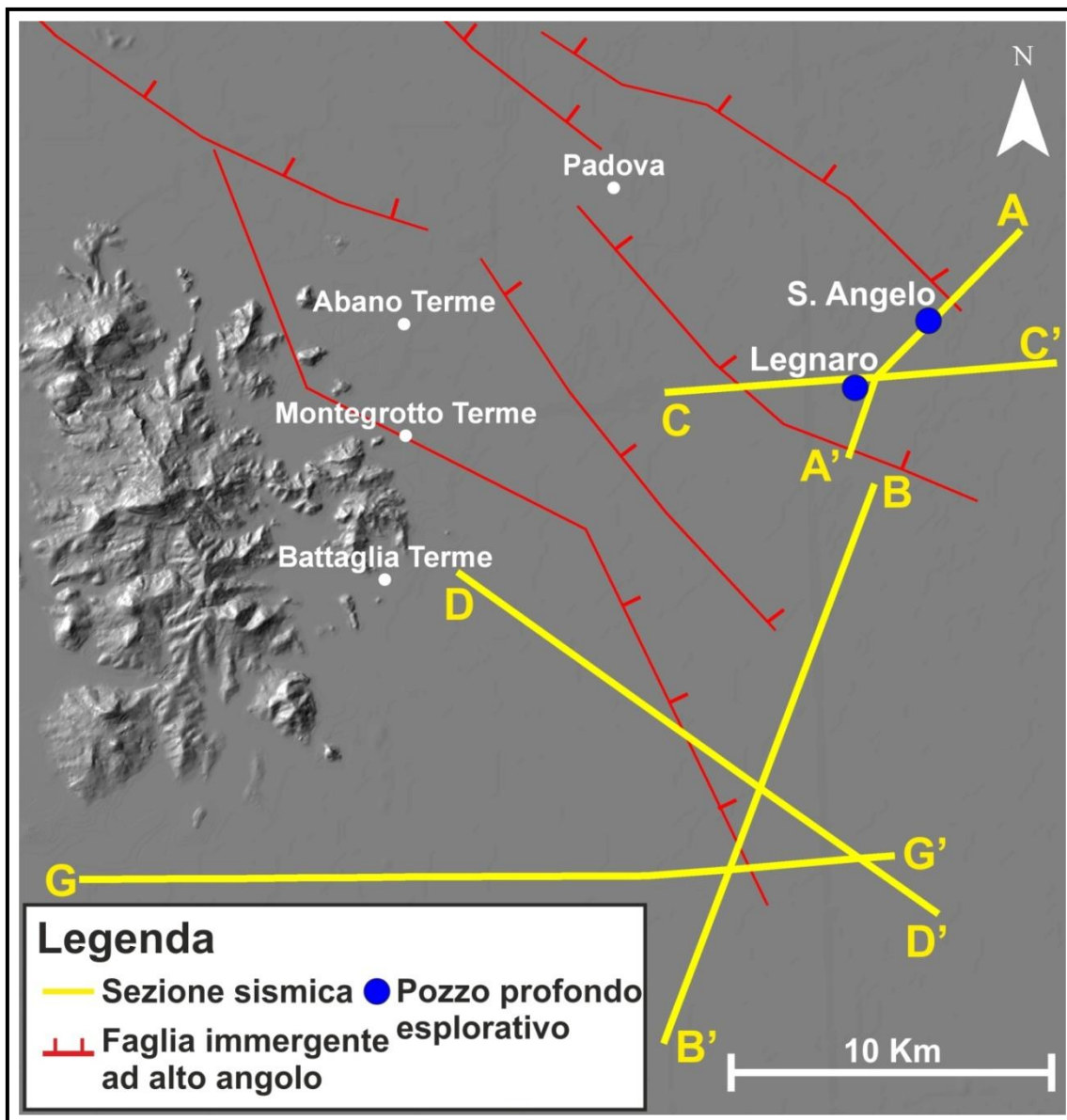


Fig. 2.13: tracce delle sezioni sismiche (linee gialle) analizzate durante il lavoro di dottorato. Sono state analizzate 85 Km di linee sismiche, coprendo un'area di circa 450 Km². Nelle sezioni DD', BB' e GG' è stato riconosciuto il segmento principale della faglia Schio-Vicenza.

Dopo aver riconosciuto e interpretato i riflettori, è stato svolto un lavoro di digitalizzazione e conversione in profondità delle sezioni sismiche con lo scopo di ottenere delle sezioni geologiche del sottosuolo da utilizzare successivamente nella ricostruzione 3D dell'assetto geologico strutturale dell'area di studio. Il metodo di conversione utilizzato è un metodo innovativo ed è stato messo appunto nell'ambito della tesi di dottorato. Il procedimento sfrutta le potenzialità del software GIS di lavorare su dati con determinate caratteristiche geometriche e di poter svolgere operazioni di varia natura (in questo caso prevalentemente di scala) su questi dati mantenendo inalterati i rapporti geometrici di ogni oggetto.

Inizialmente si ritiene opportuno ricordare alcuni aspetti base riguardo alla metodologia sismica che saranno utili per capire come è stato messo appunto il metodo di conversione. La sismica a riflessione è metodo di esplorazione geofisica che utilizza i principi della sismologia per stimare le proprietà fisiche del sottosuolo e per ricostruire la struttura sepolta utilizzando il principio di riflessione delle onde sismiche. Le onde sismiche sono una forma di onde elastiche che viaggiano all'interno della Terra. Qualsiasi mezzo in grado di favorire la propagazione delle onde sismiche può essere descritto attraverso l'impedenza sismica la quale dipende dalla velocità delle onde nel mezzo e dalla densità del mezzo. Quando un'onda sismica incontra una zona di passaggio (riflettore) tra due materiali con impedenze sismiche diverse, una parte dell'energia dell'onda incidente verrà riflessa verso la superficie mentre l'altra parte attraverserà il riflettore e si propagherà nel sottosuolo. Il tempo necessario ad un'onda riflessa da un riflettore per tornare al geofono si chiama il tempo di viaggio. Se la velocità delle onde sismiche nella roccia è nota, allora il tempo di viaggio può essere utilizzato per stimare la profondità del riflettore. Il tempo riportato in una sezione sismica è generalmente quello di andata e ritorno dal riflettore (considerando come 0 il tempo di scoppio) e si chiama Two-Way Time (TWT) ed è dato dalla formula:

$$TWT = 2 \frac{d}{v}$$

dove d è la profondità del riflettore e v è la velocità dell'onda sismica nella roccia.

Dopo aver riconosciuto le riflessioni imputabili ad uno stesso riflettore, si può tracciare la geometria del riflettore e così ricostruire l'assetto geologico del sottosuolo utilizzando anche le stratigrafie dei pozzi profondi.

Le sezioni sismiche interpretate sono state convertite in file e importate come immagini nel software ArcGIS per poterle convertire dal dominio del tempo al dominio della profondità. Inizialmente è stato applicato un fattore di scala (lo stesso per l'asse X e l'asse Y) all'immagine importata in modo da riportare la lunghezza della sezione alla lunghezza della sua traccia in pianta (Fig. 2.14). Successivamente gli orizzonti interpretati sono stati digitalizzati ottenendo così una sezione nel dominio del tempo caratterizzata da una lunghezza analoga a quella reale. Dopo aver svolto questo processo di digitalizzazione, si è passati all'operazione di conversione in profondità delle sezioni sismiche. Anche in questo caso è stato applicato un fattore di scala, specifico per ogni sezione e diverso da riflettore a riflettore, che ha permesso di convertire la sezione dal sistema di misura distanza (asse X)-tempo (asse Y) al sistema di misura distanza (asse X)-distanza (asse X). Il fattore di scala è stato calcolato partendo dalla formula inversa di TWT: conoscendo la velocità di propagazione delle onde sismiche per ogni formazione e il TWT del riflettore si ottiene la profondità reale del riflettore. Le velocità utilizzate sono quelle classiche per le formazioni della successione stratigrafica del Sud-Alpino: Unconformity intra-Quaternario $v = 1900$ m/s, Base del Quaternario $v = 2250$ m/s, Unconformity del Messiniano sommitale $v = 2450$ m/s, Tetto delle vulcaniti terziarie $v = 2650$ m/s, Tetto della successione carbonatica mesozoica $v = 3000$ m/s, Base della Dolomia Principale $v = 6000$ m/s. Va sottolineato che sarebbe più corretto parlare di velocità per un intervallo stratigrafico: in questo caso è stata preferita la dicitura relativa agli orizzonti stratigrafici per mantenere un'uniformità in tutta

la discussione e perché il lavoro è più volto ad un'analisi strutturale della zona piuttosto che stratigrafica.

Nel calcolo del fattore di scala è stato necessario inserire un'altra variabile poiché nel software 1 secondo di TWT corrisponde a un numero ben determinato di unità (n) ma diverso da sezione a sezione. Si applica la seguente proporzione:

$$1 : n = t : y \Rightarrow t = \frac{y}{n}$$

Il fattore di scala è stato calcolato con la seguente formula:

$$Profondità = \frac{t * v}{2} \Rightarrow P = \frac{y/n * v}{2} \Rightarrow P = y * \frac{v/n}{2} \Rightarrow P = y * F$$

con v = velocità del riflettore, y = "profondità" del riflettore nel dominio del tempo, n = numero di unità corrispondenti a 1 secondo, F = fattore di scala.

Operativamente si utilizza un tool (ET Geowizard) del software ArcGIS che permette di effettuare operazioni sui poligoni-riflettori e perciò di applicare il fattore di scala F calcolato. Il fattore di scala è stato applicato solamente all'asse Y mentre sull'asse X è stato applicato un fattore di scala 1. Questo permette di mantenere invariata l'unità di misura sull'asse orizzontale mentre di convertire l'unità di misura sull'asse verticale da tempo a profondità. Infine i poligoni convertiti sono stati collocati alla giusta profondità ed eventualmente corretti confrontandoli con le stratigrafie di pozzo o gli altri vincoli presenti. Questo processo articolato ha permesso di ottenere delle sezioni geologiche del substrato nell'area di studio e di ricostruire l'assetto geologico strutturale.

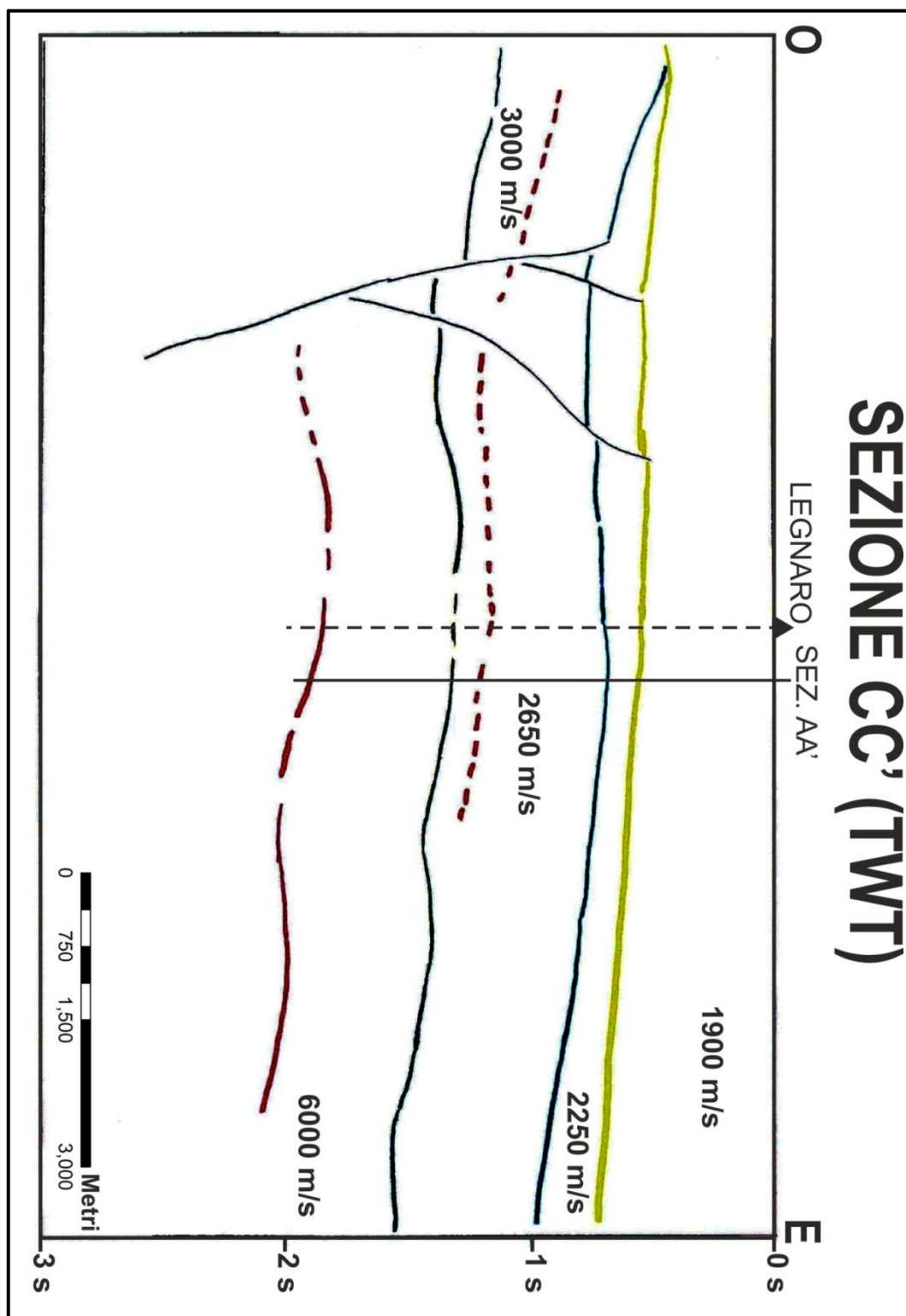
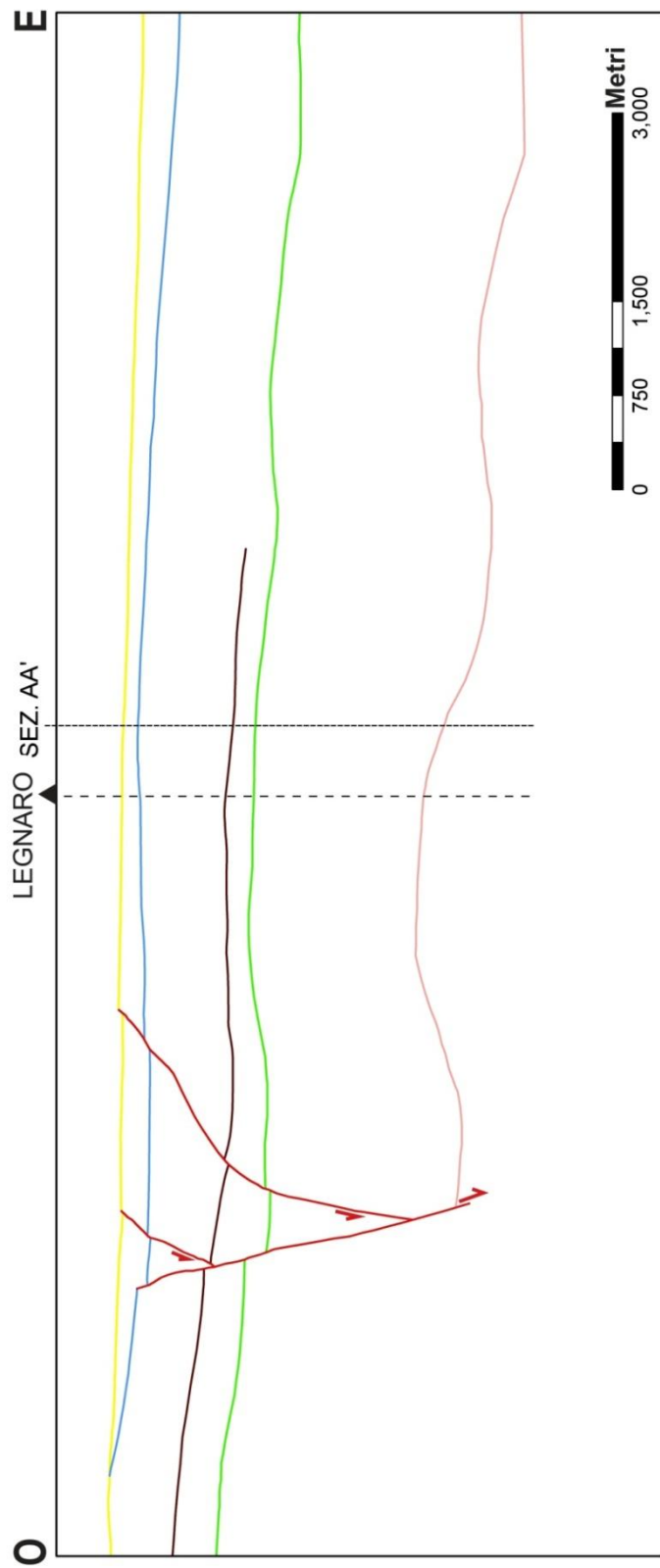
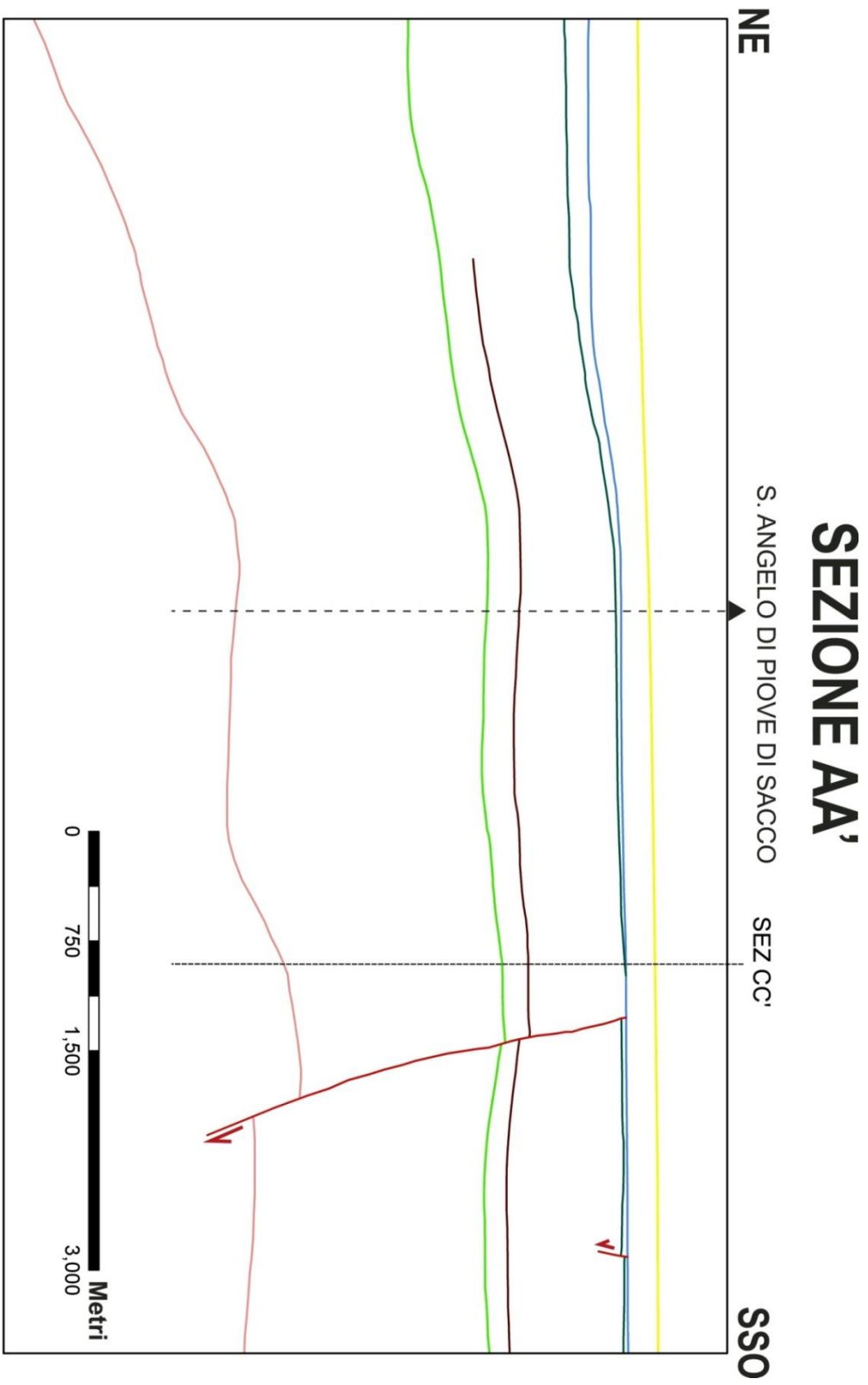
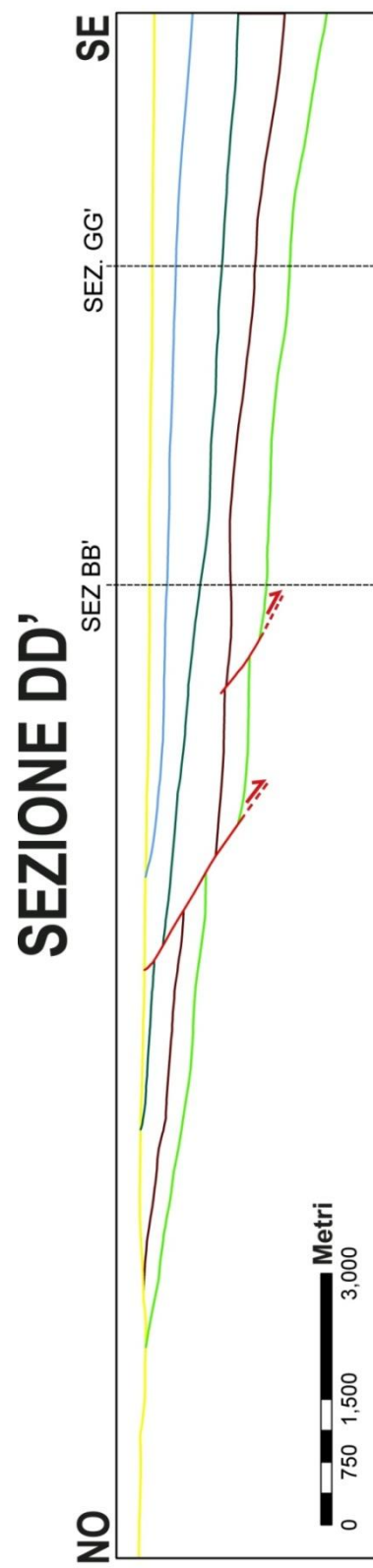
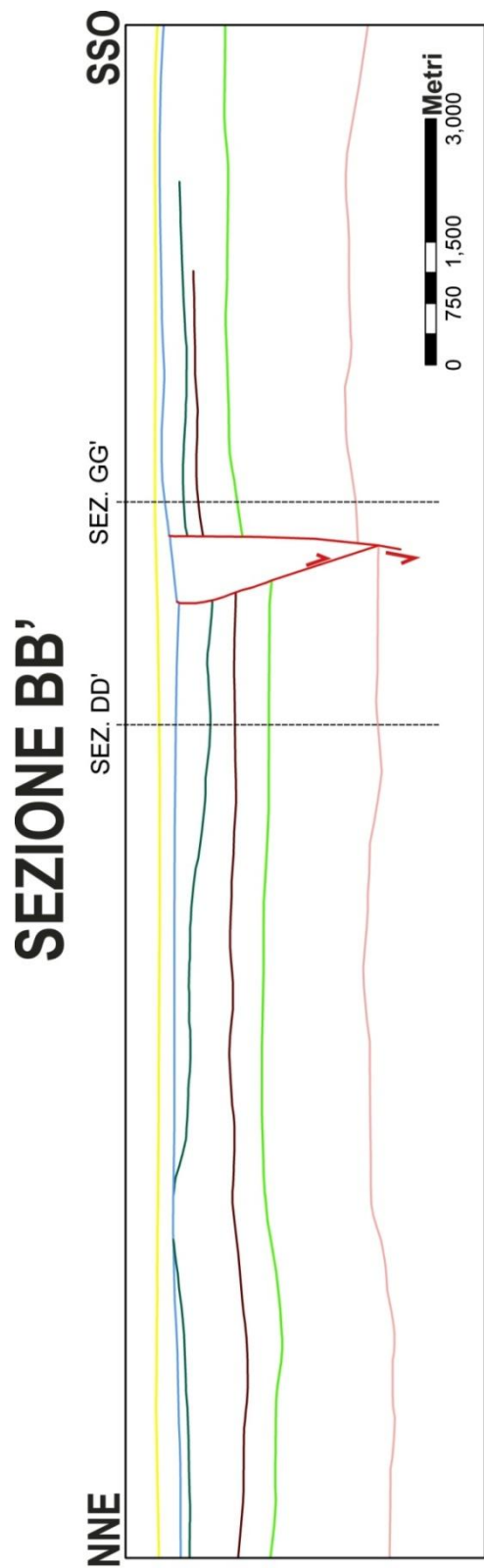


Fig. 2.14: line drawing della sezione CC'. La sezione, seppur ancora nel dominio del tempo (asse Y), è caratterizzata dalla stessa lunghezza (asse X) della traccia a cui fa riferimento in Fig. 2.12.

SEZIONE CC'







Dallo studio delle sezioni geologiche, ottenute mediante il metodo di interpretazione e conversione delle sezioni sismiche, si osserva che il substrato a Sud di Padova è diviso in un mosaico di blocchi che si approfondiscono muovendosi verso NE. I blocchi sono separati da un sistema di faglie sintetiche immergenti ad alto angolo verso NE, accomodando un movimento differenziale dei blocchi. Ciò si evince analizzando le profondità degli orizzonti riconosciuti: gli orizzonti infatti si approfondiscono andando da ovest ad est e da sud a nord. Questo si nota sia nella sezione GG' (Fig. 2.15), la quale è diretta O-E, sia nelle sezioni BB' e AA' (Fig. 2.15), le quali sono dirette all'incirca S-N. Ad esempio, il tetto della successione carbonatica mesozoica (uno degli orizzonti più continui in tutta l'area studiata) passa da una profondità di 990 m dal p.c. ad una profondità di 2260 m dal p.c. da ovest ad est, e da una profondità di 1203 m dal p.c. ad una profondità di 2182 m dal p.c. da sud a nord. Nella Tabella 2.1 sono riassunti i valori di quota dal piano campagna degli orizzonti alle estremità dell'area analizzata. L'approfondirsi degli orizzonti è direttamente collegato allo sviluppo della catena sud-alpina e alla flessurazione dell'avampaese veneto-friulano già descritta in precedenza. Come già evidenziato, la maggiore flessurazione a livello regionale si riscontra durante il Serravalliano-Messiniano inferiore creando un grande spazio di accomodamento rapidamente colmato dalla sedimentazione clastica (Fantoni et al., 2002). Non è stato ritenuto opportuno fare una valutazione quantitativa e temporale riguardo alle differenti fasi dell'evento flessurativo su un'area così limitata vista la discontinuità spaziale di alcuni orizzonti.

In ogni caso, analizzando la variazione del rigetto verticale della faglia Schio-Vicenza in senso stretto intercettata nelle sezioni D, B e G, si possono fare alcune considerazioni per quanto riguarda il ruolo che il SVFS ha giocato nell'accomodamento dell'evento flessurativo al margine occidentale dell'avanfossa veneto-friulana. La sezione G è stata studiata dettagliatamente per questo scopo poiché risulta essere sub-perpendicolare alla faglia. Il rigetto verticale calcolato varia da 300 m per la base della Dolomia Principale, a 415 m per il tetto della successione carbonatica

mesozoica e raggiunge il suo massimo di 450 m per il tetto delle vulcaniti terziarie. L'ultimo orizzonte stratigrafico dislocato è l'unconformity del Messiniano sommitale, la quale presenta un rigetto di 110 m. Inoltre, nella sezione CC', si osserva che anche la base del Quaternario e l'unconformity intra-Quaternario sono dislocate da una faglia appartenete al SVFS evidenziando un'attività del sistema che continua fino all'attuale (0.5 Ma) (Fig. 2.16). Il rigetto differenziale degli orizzonti dimostra un'attività polifasica del SVFS iniziata nel Mesozoico-Paleogene (come dimostrato dal differente rigetto fra gli orizzonti pre-neogenici e l'unconformity del Messiniano sommitale nella sezione GG') e protrattasi fino a 0.5 Ma. Si può affermare perciò che il SVFS ha giocato un ruolo importante dell'accomodamento dell'inflexione verso N dell'avampaese veneto-friulano rispetto al blocco indeformato Lessini-Berici-Euganei: la riattivazione del sistema ha permesso un abbassamento differenziale, con aumento verso N, dell'avanfossa rispetto al blocco indeformato.

Durante il processo di interpretazione delle sezioni sismiche, sono state riconosciute 10 discontinuità nella successione stratigrafica che sono state interpretate come tracce di faglie. Come già accennato, la faglia Schio-Vicenza in senso stretto è stata riconosciuta nelle sezioni DD', BB' e GG'. Queste sezioni permettono di fare alcune considerazioni di tipo geometrico sulla faglia: l'immersione è diretta verso ENE e l'angolo di inclinazione varia da 60° nella sez. DD' (immersione reale calcolata da quella apparente) a sub-verticale nelle sez. BB' e GG'. Sicuramente quest'ultimo risulta essere il valore di angolo di inclinazione più attendibile poichè la sez. GG' interseca la faglia sub-perpendicolarmente. Nella sez. DD' inoltre la faglia Schio-Vicenza è divisa in due segmenti paralleli che, in pianta, suggeriscono una geometria di stepover sinistro. Questo è in accordo con la struttura a grande scala che è stata evidenziata nel sottosuolo del BTE ss. e che favorisce la risalita delle acque termali.

	SUD (m)	NORD (m)	OVEST (m)	EST (m)
Unconformity intra-Quaternario	-380	-610	-253	-500
Base del Quaternario	-456	-946	-350	-805
Unconformity del Messiniano sommitale	-650	-1115	-450	-1122
Tetto delle vulcaniti terziarie	-816	-1737	-460	-1718
Tetto della successione carbonatica mesozoica	-1203	-2182	-990	-2260
Base della Dolomia Principale	-2936	-4740	-2220	-3815

Tab. 2.1: quota (m s.l.m.) degli orizzonti stratigrafici misurata ai margini dell'area analizzata. Si nota un incremento di profondità spostandosi da S a N e da O a E. Questo incremento è collegato alla flessurazione dell'avampaese veneto-friulano che nell'area in studio è stata accomodata anche da faglie appartenenti al SVFS.

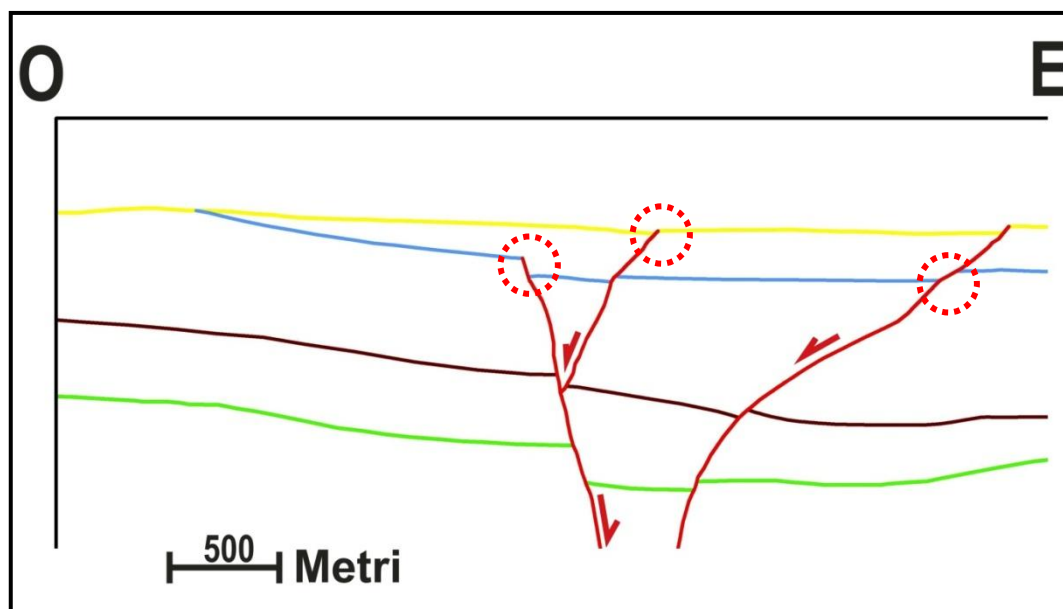


Fig. 2.16: particolare della sezione CC'. Si nota che gli orizzonti stratigrafici riconosciuti come unconformity intra-Quaternario (linea gialla) e base del Quaternario (linea azzurra) sono dislocati da due faglie, dimostrando un'attività recente del SVFS.

Le sezioni geologiche ottenute dal processo di conversione sono state utilizzate per una ricostruzione 3D dell'assetto geologico strutturale del sottosuolo. Il modello 3D è stato sviluppato utilizzando il software gOcad che permette di ricostruire in 3-dimensioni oggetti di varia natura ed è molto utilizzato nell'ambito della geologia. Questo è favorito dalla possibilità di utilizzare dati georeferenziati (provenienti da software di tipo GIS) e di mantenere l'informazione spaziale all'interno del progetto costruendo una ricostruzione geometricamente e spazialmente realistica. Il software si basa sull'algoritmo DSI (*discrete smooth interpolation*) il quale permette di interpolare oggetti semplici come punti o linee per ottenere delle superfici 3D o dei volumi. Inizialmente le sezioni geologiche sono state importate come immagini e georeferenziate. Successivamente gli orizzonti riconosciuti sono stati digitalizzati come linee e sono stati usati per la ricostruzione degli orizzonti stratigrafici come superfici. Lo stesso processo è stato effettuato anche per le faglie in modo da mantenere i rapporti geometrici fra i vari elementi.

Questa parte del lavoro porta alle stesse conclusioni ottenute dall'analisi delle sezioni sismiche permettendo di avere una migliore visualizzazione dei risultati ottenuti (Fig. 2.18). Inoltre, grazie alla ricostruzione in 3D, è stato possibile riconoscere e visualizzare in modo molto più chiaro una struttura riconosciuta utilizzando le sezioni AA' e CC' (Fig. 2.17a). In queste due sezioni sono state riconosciute 5 tracce di faglie (3 nella sezione CC' e 2 nella sezione AA'), di cui 2 immergenti a E/NE e 3 immergenti a O/SSO. Le tracce di faglie sono state interpretate come due faglie coniugate ad immersione opposta che bordano una struttura che è stata classificata come una *conjugate convergent overlapping transfer zone* (Fig. 2.17b; Morley, 1990). Questa struttura è caratterizzata da due faglie sub-parallele immergenti una all'opposto dell'altra e il cui *tip* ha superato il *tip* della faglia opposta. Questa struttura è tipica di un regime tettonico estensionale e può essere riconducibile al regime tettonico che ha caratterizzato l'area di studio nel Mesozoico-Paleogene. Inoltre questo suggerisce uno stile strutturale per il sistema di faglie che tende a formare

delle zone di interazione fra i segmenti di faglia come osservato per la zona di interazione che guida la risalita delle acque nel BTE ss. .

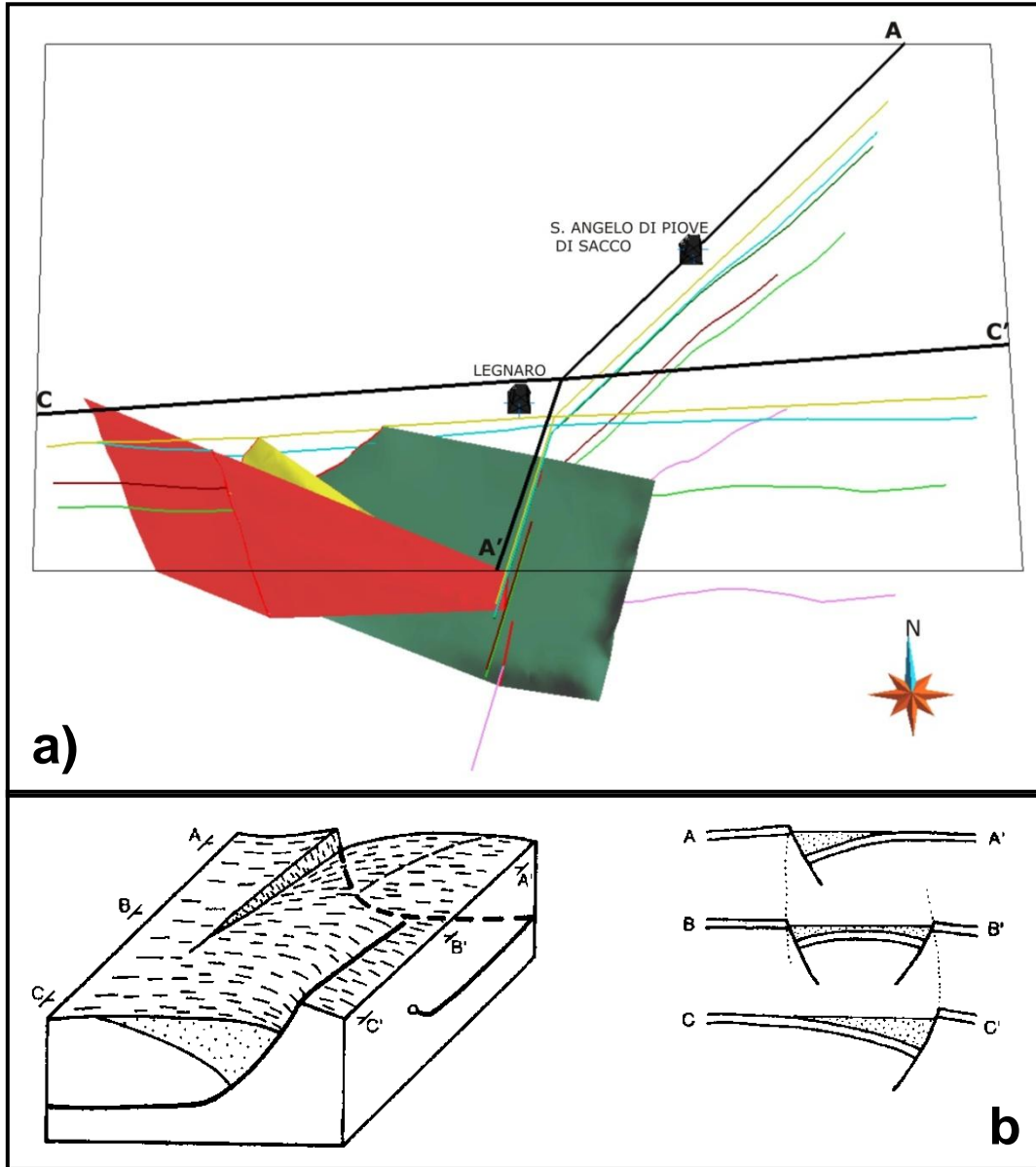


Fig. 2.16: ricostruzione in 3D (a) della struttura riconosciuta fra le sezioni AA' e CC' classificata come una *conjugate convergent overlapping transfer zone*. L'immagine (scala 1:75000) è vista da S e il suolo (superficie bordata dalla linea nera) è inclinato di 70° rispetto all'orizzontale. La struttura è composta da due faglie due faglie sub-parallele antitetiche (piano rosso e piano verde) e il cui tip ha superato il tip della faglia opposta (schema nella figura b tratta da Morley, 1990). Questa struttura è tipica di un regime tettonico estensionale.

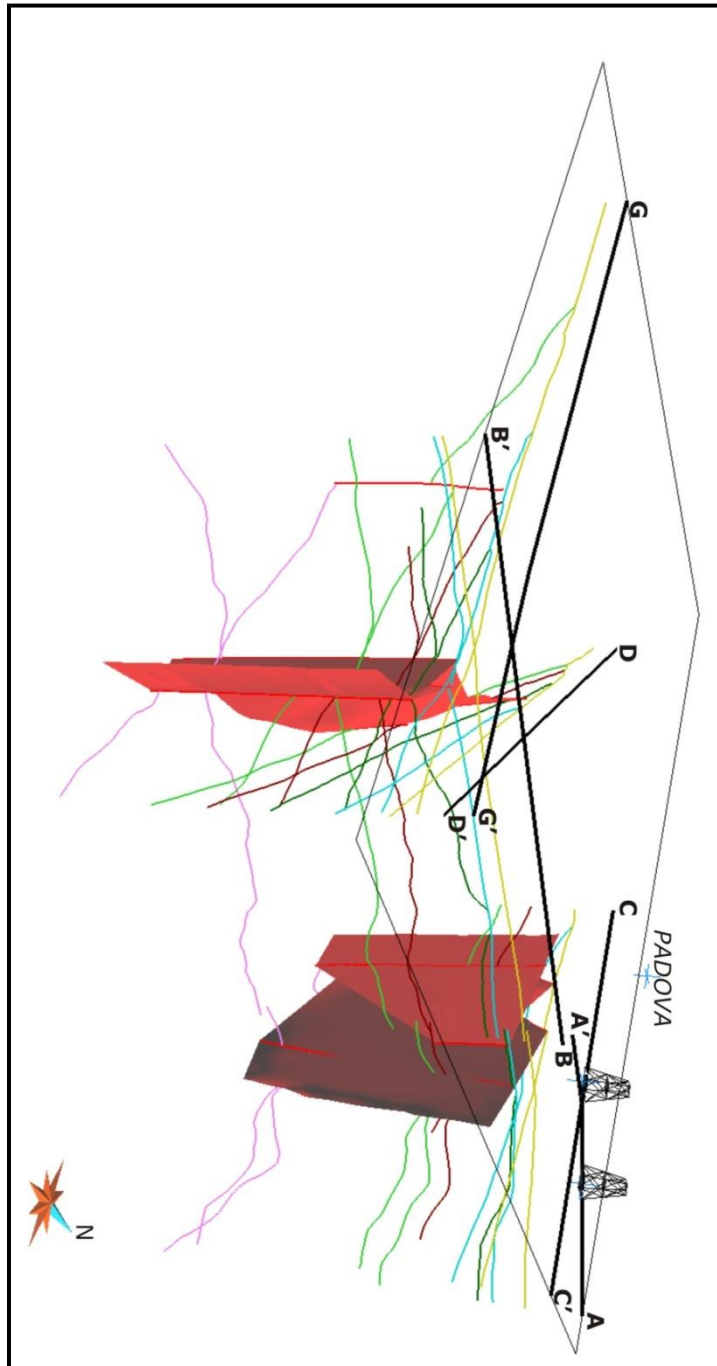


Fig. 2.17: visione generale (scala 1:20000) del modello 3D del sottosuolo a Sud di Padova, ricostruito a partire dalle sezioni sismiche interpretate. Le linee rappresentano gli orizzonti stratigrafici riconosciuti e digitalizzati (la legenda è analoga a quella della Fig. 2.15). I piani rossi rappresentano le faglie riconosciute nelle sezioni e ricostruite in 3D. Il modello è visto da SE e il suolo è inclinato di 20° rispetto all'orizzontale.

2.4.3 Interazione fra il sistema di faglie Schio-Vicenza e il BTE ss.

Dall'analisi dei dati gravimetrici e delle mappe delle isobate per alcuni orizzonti stratigrafici dell'area settentrionale del SVFS, è stata riconosciuta una struttura di forma romboidale composta da quattro segmenti di faglia: questa struttura si imposta nella zona dove la faglia Schio-Vicenza cambia la sua direzione prevalente (da NNO-SSE a NO-SE) bordandone inoltre il margine orientale (Fig. 2.12). Analizzando la mappa gravimetrica, si nota che l'area interessata da questa struttura è caratterizzata da una moderata variazione di anomalia di Bouguer (circa 1 mGal ogni 500 m; Fig. 2.10). Questo porta a supporre che questa sia una zona con un substrato sostanzialmente piatto e ad una profondità intermedia fra la zona orientale di competenza dell'avanfossa veneto-friulana (caratterizzata da un substrato più profondo) e la zona occidentale di competenza dell'alto strutturale dei Berici-Lessini-Euganei.

Strutture di questo tipo sono molto comuni in sistemi di faglie costituiti da numerosi segmenti di faglie a scale diverse. Con lo sviluppo del sistema, i segmenti si sovrappongono fino a formare delle *relay zone*, le quali sono strutture che evolvono dinamicamente con l'aumentare della dislocazione (e.g., Peacock & Sanderson, 1991, 1994; Faulds & Varga, 1998; Walsh et al., 1999). Il collegamento di faglie attraverso *relay zone* è un processo fondamentale per lo sviluppo di un sistema di faglie. A seconda degli autori e del contesto geologico in cui si formano, queste strutture di collegamento sono classificate con nomi differenti anche se mantengono sostanzialmente inalterata la loro funzione di trasferimento cinematico.

In un regime tettonico distensivo, sono comunemente chiamate *relay ramp* e costituiscono una struttura continua di accomodamento che collega il blocco di tetto con il blocco di letto del sistema di faglie. Con l'aumentare del rigetto delle faglie bordanti la *relay ramp*, si ha una rotazione progressiva

della zona di rampa (per accomodare il rigetto) e si formano delle faglie di collegamento fra le faglie bordanti la *relay ramp*. Allo stadio finale, le faglie di collegamento sono completamente formate e si osserva una struttura denominata *breached relay ramp* (Peacock & Sanderson, 1994). Strutture analoghe si possono formare fra faglie interessate da una cinematica trascorrente e sono state denominate *strike-slip relay ramp* (Peacock & Sanderson, 1995).

Anche nel caso di sistemi di faglie trascorrenti si sviluppano strutture di interazione fra i segmenti di faglia ed agiscono come zone di trasferimento cinematico (e.g., Aydin & Nur, 1985; Cunningham & Mann, 2007 e letteratura citata). Queste strutture sono chiamate *stepover*. Gli *stepover* sono caratterizzati da una deformazione locale compressiva/transpressiva (*restraining stepover*) o estensionale/transensiva (*releasing stepover*). Il campo di deformazione locale, il quale è parzialmente ruotato rispetto al campo di deformazione regionale, forma all'interno dello *stepover* un pattern di faglie e fratture aumentando la fratturazione del substrato (Sibson, 1996, 2000). I *releasing stepover* in particolare sono zone caratterizzate da un flusso di fluidi e calore elevato imputabile al regime tettonico distensivo che si instaura nella zona di interazione fra le faglie. In questo contesto tettonico si formano i campi geotermici di Coso in California (Lees, 2002) e Cerro Prieto in Messico (Glowacka et al. 1999).

La struttura romboidale riscontrata fra i due segmenti principali del sistema di faglie Schio-Vicenza è stata classificata nel modo più generico possibile visto che non si hanno indicazioni precise (a causa dell'assenza di indagini geofisiche dirette) sulla geometria reale e sulle modalità che hanno portato alla formazione della stessa. Tale struttura è stata interpretata come una *transtensional relay zone*. Dato il movimento trascorrente/ transtensivo sinistro sulla faglia principale, la *relay zone* accomoda un regime tettonico distensivo locale che aumenta la fratturazione del substrato facendo di quest'area una zona preferenziale per la risalita di fluidi. Dopo aver georeferenziato i risultati ottenuti dalla reinterpretazione del sistema di faglie,

si è notato che la struttura è localizzata in corrispondenza del BTE ss.: la presenza del bacino pone un forte vincolo sulla presenza della *relay zone* (in assenza di una struttura tettonica che favorisce lo sviluppo della fratturazione e della permeabilità sarebbe improbabile imputare la risalita dei fluidi termali unicamente alla presenza dei corpi magmatici intrusi nel substrato del BTE ss.) e allo stesso tempo la *relay zone* spiega la presenza del BTE ss. esattamente in questa zona. Questo comunque non è l'unico vincolo alla presenza della *relay zone* e, a tale scopo, si possono fare delle considerazioni di carattere strutturale sia alla scala della *relay zone* stessa sia alla scala locale del BTE ss. . In primo luogo si può osservare come i limiti stratigrafici cambino bruscamente quota/profondità spostandosi da O a E ed in particolare dal blocco dei Lessini-Berici-Euganei, attraversando la *relay zone*, all'avanfossa veneto-friulana. A tale scopo è stata costruita una sezione stratigrafica che attraversa da O a E tutta l'area sopracitata (Fig. 2.18) avvalendosi della carta geologica di dettaglio dei colli Euganei (in particolare è stata utilizzata la quota del limite Scaglia Rossa-Biancone sul Monte Spinazzola-quota = 120 m s.l.m.), delle stratigrafie dei pozzi (da Ovest ad Est) Bernabei 2 (prof. = 776 m dal p.c.)-Valerio Flacco 10 (prof. = 1027 m dal p.c.)-Metropole 1 (prof. = 1044 m dal p.c.) perforati in Abano Terme e della stratigrafia del pozzo esplorativo Legnaro (prof. = 4989 m dal p.c.). Il limite stratigrafico più continuo è il limite fra la formazione della Scaglia Rossa e la formazione del Biancone: esso si trova in affioramento sui colli Euganei ad una quota di 100 m s.l.m. (è stata scelta una località dove l'assetto geologico non è influenzato da corpi magmatici o da faglie e in cui le formazioni hanno una giacitura sub-orizzontale), nei pozzi del BTE ss. ad una quota che varia da -259 m s.l.m. (Bernabei 2) a -296 m s.l.m. (Metropole 1) e nel pozzo esplorativo di Legnaro ad una quota di -1580 m s.l.m. . Un'osservazione analoga può essere fatta per il limite fra la formazione dei Calcari Grigi e la formazione della Dolomia Principale: questo limite infatti varia da una quota di -474 m s.l.m. sul Monte Spinazzola (limite calcolato partendo dalla quota del limite Scaglia Rossa-Biancone e usando gli spessori delle formazioni riscontrati dalle stratigrafie dei pozzi termali) ad una quota

di-860 m s.l.m. nel pozzo Metropole 1 (il pozzo Bernabei 2 non raggiunge una profondità sufficiente mentre il Valerio Flacco 10 risulta essere disturbato dalla presenza di corpi magmatici intrusi) per arrivare ad una quota di-2290 m s.l.m. nel pozzo di Legnaro. Nonostante il contesto geologico complesso del BTE ss., si può affermare che si riscontra una variazione netta di quota/profondità dei limiti stratigrafici spostandosi da O a E: circa 400 m fra il blocco Berici-Lessini-Euganei (monte Spinazzola) e la *relay zone* (BTE ss.) e circa 1300-1400 m fra la *relay zone* e l'avanfossa veneto-friulana (pozzo esplorativo di Legnaro). Variazioni laterali così forti possono essere spiegate solo con la presenza di faglie caratterizzate da un importante rigetto verticale. Le faglie bordano un'area a profondità del substrato intermedia, la *relay zone*, fra l'alto strutturale dei Berici-Lessini-Euganei e l'avanfossa veneto-friulana in senso stretto (Fig. 2.20). Tale considerazione è in accordo con i dati gravimetrici già analizzati.

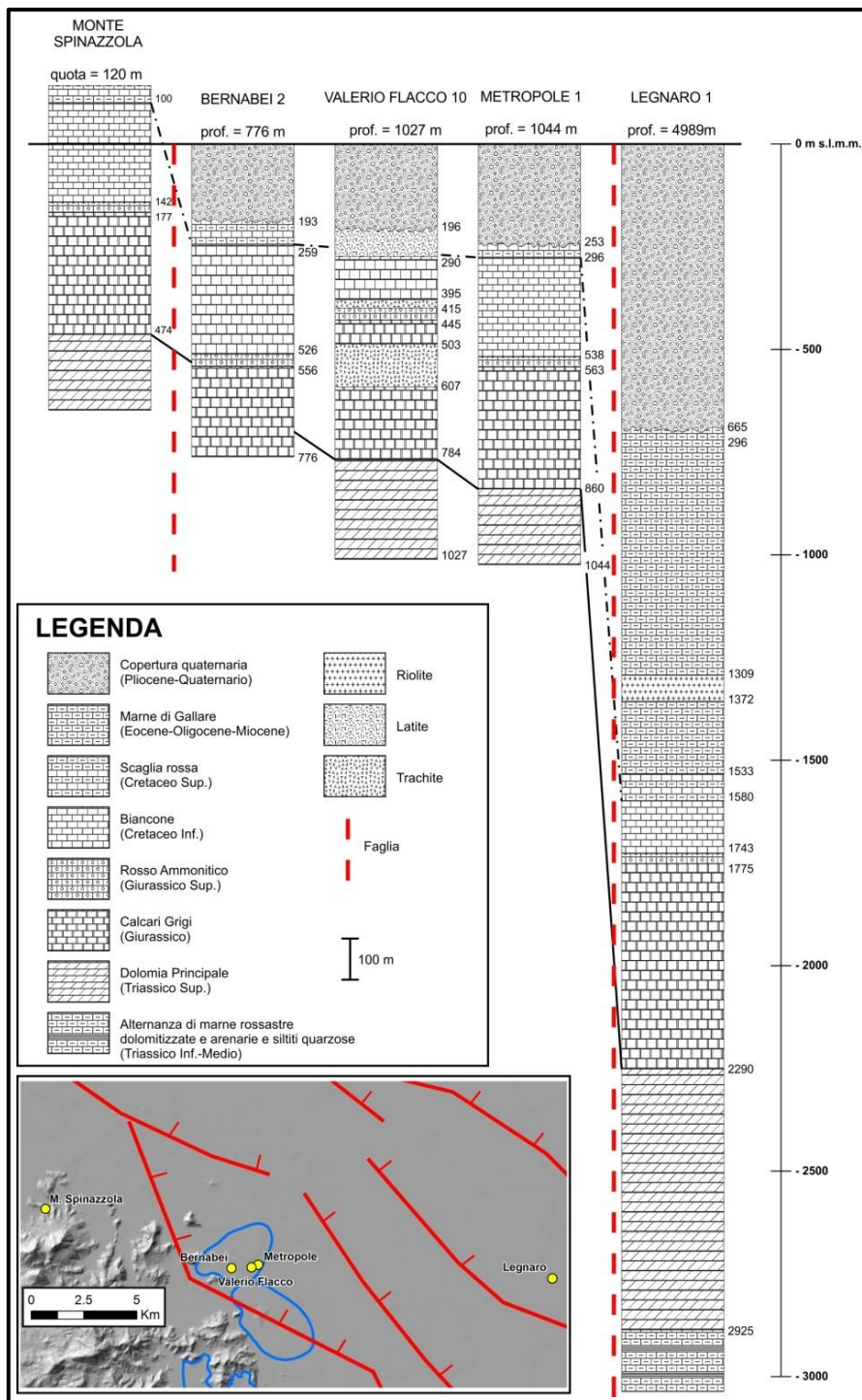


Fig. 2.18: sezione stratigrafica orientata O-E che taglia la relay zone. Sono state utilizzate le stratigrafie di pozzi interni al BTE ss. ed esterni (punti gialli nella carta in basso) e la carta geologica dei colli Euganei per la parte occidentale in affioramento. Si osserva una forte variazione di quota/profondità degli orizzonti spostandosi da O verso E collegabile alla presenza di faglie che dislocano verticalmente le formazioni e che bordano la relay zone.

Inoltre, partendo dalla considerazione che attualmente il sistema di faglie è interessato da una cinematica trascorrente/transtensiva, si può calcolare il pattern di fratture che si dovrebbe formare all'interno della zona di interazione considerandola in questo caso come uno *stepover* (De Paola et al., 2005, 2007). Gli *stepover* infatti sono zone in cui si forma un pattern di faglie e fratture simmetrico rispetto alla direzione di stress locale (Sibson 1996), il quale è ridotto rispetto allo stress regionale. Il pattern di fratture risultante è detto di "tipo Hill" (Hill, 1977) ed è costituito da fratture tensionali interconnesse tramite faglie strike-slip coniugate di tipo R. La deformazione transtensiva che interessa il sistema di faglie è data dalla somma di un movimento puramente strike-slip e di un movimento puramente estensionale (Sanderson & Marchini, 1984). La combinazione di queste due deformazioni piane causa la formazione di una deformazione 3D transtensiva non coassiale. Questo comporta una rotazione del campo di stress/campo di deformazione infinitesimale nella zona di *stepover* rispetto allo stress regionale (rotazione antioraria nel caso di faglie destre, oraria nel caso di faglie sinistre). Inoltre esiste una relazione geometrica fra l'orientazione delle faglie che bordano la zona di *stepover* e gli assi di deformazione infinitesimale e può essere calcolata conoscendo l'angolo di divergenza α fra la direzione di estensione regionale e la direzione della faglie bordanti la zona di *stepover* (Fig. 2.19a). A partire dall'angolo di divergenza si possono calcolare gli angoli β (angolo fra le faglie bordanti la zona di *stepover* e l'asse massimo di deformazione infinitesimale) e θ (angolo fra le faglie bordanti la zona di *stepover* e il piano della frattura sintetica di tipo R). L'angolo di divergenza determina anche la tipologia di deformazione infinitesimale prevalente all'interno dello *stepover*: una deformazione interessata prevalentemente da una cinematica di tipo strike-slip (*wrench dominated*) per $\alpha < 30^\circ$ e una deformazione prevalentemente interessata da una cinematica di tipo estensionale (*extensional dominated*) per $\alpha > 30^\circ$. Con l'incremento della deformazione, si registra un incremento maggiore della deformazione "estensionale" rispetto a quella "trascorrente". Questo può causare il passaggio da un regime *wrench dominated* a uno *extensional dominated*,

riattivando il pattern di fratture formatosi in precedenza. Utilizzando il digramma per il calcolo di β e θ in De Paola et al. (2007) (Fig. 2.19a) e conoscendo α , è stato ricostruito il pattern di fratture/faglie (Fig. 2.19c) che si forma all'interno dello *stepover* per poi confrontalo con le fratture misurate nel BTE ss. . L'angolo di divergenza α è stato calcolato utilizzando la direzione media (150°) delle faglie bordanti la zona di *stepover* ad O ed E e la direzione di movimento media della placca Adria ottenuta mediante i dati GPS ($N12^\circ O$ arrotondata a $N10^\circ O$ per semplicità di calcolo). Il campo di stress/campo di deformazione infinitesimale nella zona di *stepover* è ruotato in senso orario rispetto al campo di deformazione regionale poichè le faglie sono trascorrenti sinistre. Si ottengono i seguenti valori:

- $\alpha = 20^\circ$ (regime wrench dominated), $\beta = 55^\circ$ e $\theta = 5^\circ$;
- l'asse massimo di deformazione infinitesimale nello *stepover* è diretto a 25° ;
- il pattern di fratture (Fig. 2.19e-19d) è costituito da una frattura tensionale diretta 115° e da due fratture di tipo R con direzione 155° (R) e 95° (R').

Il pattern di fratture calcolato è stato confrontato sia con il pattern di fratture rilevate sul colle del Montirone (per un'analisi dettagliata si rimanda al relativo paragrafo 3.5) che con le faglie ricostruite utilizzando le stratigrafie dei pozzi terebrati nel BTE ss. (Rosignoli, 2003; Fig. 1.4). Il pattern di fratture rilevate sono riportate nella Fig. 2.19d (linea rossa: colle del Montirone, linea blu: carta geologica del BTE ss.) e confrontate con il pattern di fratture teoriche. Si riscontra un'ottima analogia fra la direzione della frattura tensionale calcolata (115°) e la direzione media della frattura più aperta misurata sul colle del Montirone (115°) ed una buona analogia con set di faglie ricostruito nel substrato del BTE ss. (100°). Inoltre questa direzione è in accordo con la direzione di anisotropia di trasmissività (110°) misurata nel bedrock del BTE ss. e calcolata con metodi geostatistici (Fabbri, 1997):

questa direzione indica una via preferenziale per il flusso di fluidi nel sottosuolo del BTE ss. ed è imputabile ad un set di fratture aperte con quella direzione. Per la frattura R, si osserva una buona analogia con un set di fratture misurate sul colle del Montirone (set compreso fra 135° e 155°), caratterizzate da un'apertura moderata, e ricostruite nel sottosuolo del BTE ss. (set compreso fra 150° e 160°). In disaccordo invece è la direzione del terzo set di faglie/fratture R': da un punto di vista teorico ha una direzione di 95° ma non trova riscontro né fra le fratture del colle del Montirone (set compreso fra 5° e 25°) né fra le faglie del substrato del BTE ss. (set compreso fra 20° e 40°). Anche l'analisi geostatistica sulla trasmissività rileva un'anisotropia a piccola scala diretta 20° e perciò comparabile con le direzioni evidenziate in entrambi i casi reali. La differenza di direzione di R' fra il caso calcolato e quelli reali potrebbe essere spiegata dal fatto che talvolta le fratture associate a faglie non si formano esattamente agli angoli predetti a causa di anisotropie locali: nel caso del BTE ss. l'anisotropia locale potrebbe essere imputabile o alla presenza di un set di fratture pre-esistente o alla presenza dei corpi magmatici intrusi nel substrato. In conclusione è stata riscontrata un'ottima analogia fra i sistemi di faglie/fratture teorici e reali del BTE ss. nonché con l'anisotropia di trasmissività, dimostrando così un'attività transtensiva attuale sul sistema di faglie che bordano la *relay zone*. Questo pattern di fratture aumenta il grado di fratturazione del sottosuolo e favorisce lo sviluppo della permeabilità favorendo la risalita dei fluidi ad elevata temperatura nella zona del BTE ss.. Inoltre la cinematica transtensiva favorisce l'apertura delle fratture formatesi, non trascurando che, con l'aumentare della deformazione, il sistema può passare da *wrench dominated* a *extensional dominated* mantenendo aperte le fratture pre-esistenti.

Considerazioni di carattere "evolutivo" riguardo alla *relay zone* sono da considerarsi solo come idea di lavoro per eventuali analisi più approfondite. Grazie all'attività polifasica del SVFS, la struttura potrebbe essersi formata come *relay ramp* durante la fase estensionale mesozoica-paleogenica e successivamente riattivata in trascorrenza durante la

compressione neogenica come dimostra l'analogia fra il pattern di fratture teoriche e le fratture reali. I dati gravimetrici probabilmente non permettono di riconoscere appieno la reale geometria del substrato e quindi della struttura poichè parzialmente disturbati dalla presenza degli affioramenti dei colli Euganei. Si suppone perciò la presenza di una faglia a SE della zona del BTE ss. che delimiterebbe la *relay ramp*.

E' stata dimostrata perciò la presenza di una zona di interazione fra faglie, interpretata genericamente come una *transtensional relay zone*, in prossimità del bordo nord-orientale dei colli Euganei. Questa struttura di forma romboidale accomoda un'estensione locale, favorendo la fratturazione del substrato, lo sviluppo della permeabilità e quindi la risalita dei fluidi termali nel BTE ss. Il pattern di fratture che si ottiene da analisi di carattere teorico è analogo al pattern di fratture che si rileva nei casi reali del colle del Montirone e nel caso del substrato del BTE ss.. Le fratture tensionali con direzione ESE-ONO costituiscono delle vie preferenziali per il flusso di fluidi termali così come è evidenziato dal parallelismo fra questo set e l'anisotropia di trasmissività misurata nel bedrock del BTE ss.. Questo dimostra anche per il BTE una forte interazione fra sistemi di faglie attivi e sistemi idrotermali come evidenziato da studi di tipo teorico e da numerosi esempi in letteratura (Curewitz & Karson, 1997; Perello et al., 2001; Piana et al., 2006; Baietto et al., 2008).

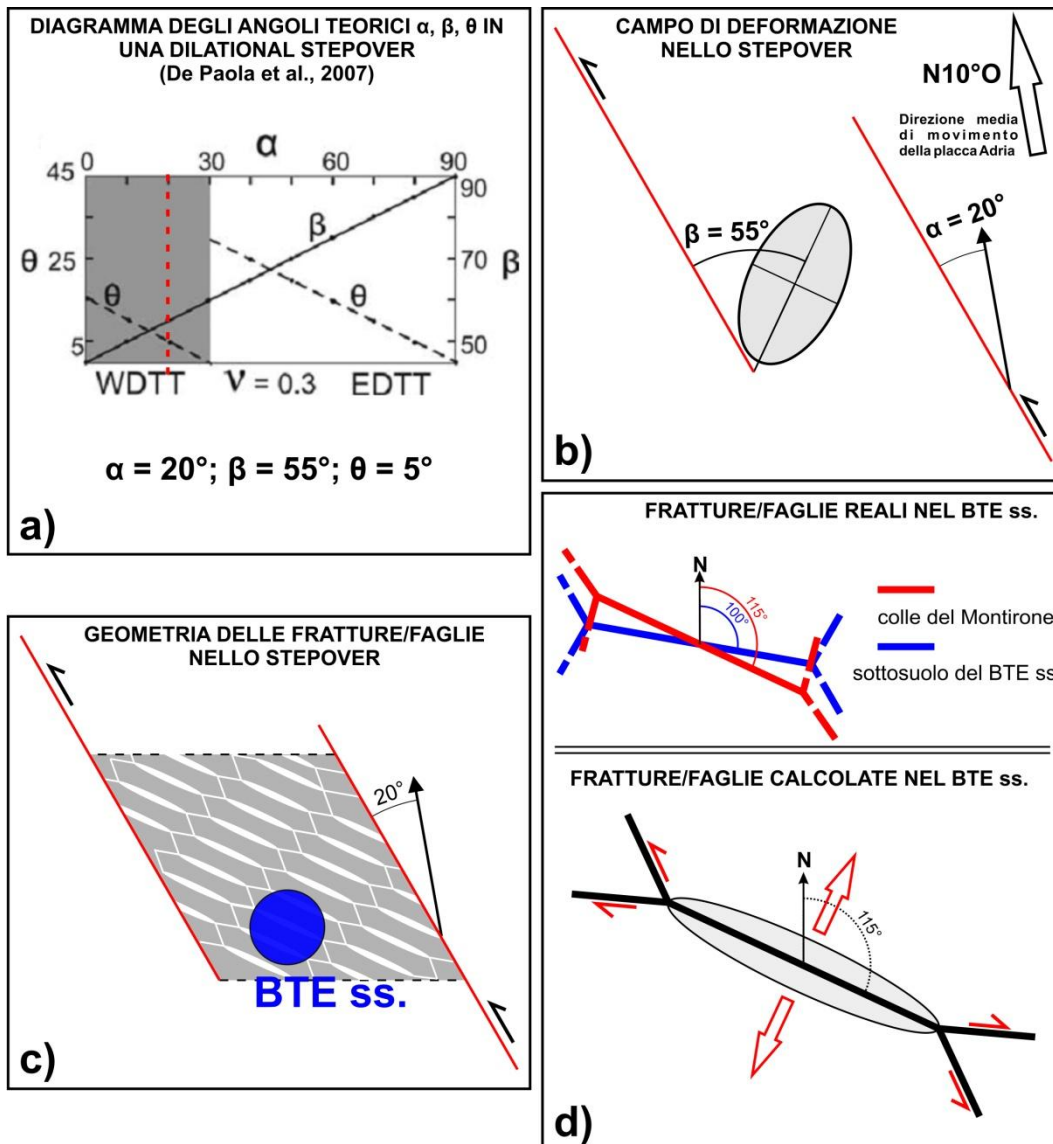


Fig. 2.19: (a) diagramma tratto da De Paola et al. (2007) per il calcolo degli angoli β e θ a partire dall'angolo di divergenza α ; nel caso della relay zone/stepover l'angolo α è 20° come evidenziato dalla linea tratteggiata rossa, mentre $\beta = 55^\circ$ e $\theta = 5^\circ$. (b) campo di deformazione infinitesimale (ellisse grigia) che si forma all'interno dello stepover, il quale è ruotato in senso orario rispetto al campo di deformazione regionale; la perpendicolare alla direzione di allungamento dell'ellisse coincide con la direzione della frattura tensionale che si forma all'interno della zona di stepover. (c) pattern di fratture calcolato all'interno dello stepover; le fratture tensionali sono connesse tra di loro da fratture coniugate di tipo R. (d) confronto fra le fratture misurate sul colle del Montirone (in alto, linea rossa), le fratture ricostruite nel sottosuolo del BTE ss. (in alto, linea blu) e le fratture teoriche (in basso); si osserva un'ottima analogia fra i set diretti ESE-ONO e NNO-SSE, al contrario il set teorico E-O non risulta essere coerente con i casi reali (direzione NNE-SSO): questo potrebbe essere spiegato dalla presenza di discontinuità pre-esistenti nel substrato del BTE ss.

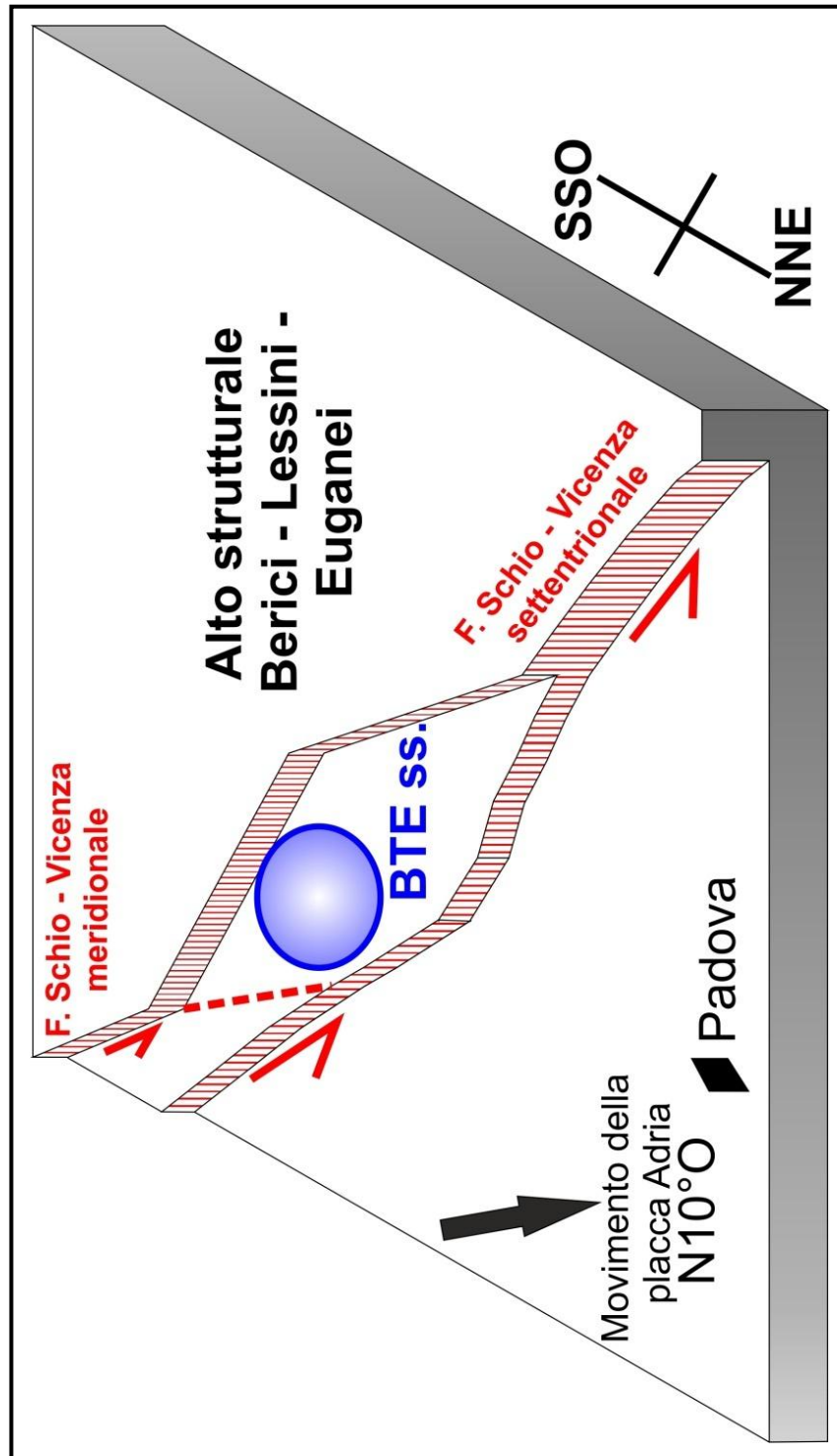


Fig. 2.20: schema in 3D (non in scala) dell'architettura dalla *relay zone*. Come evidenziato dalle indagini gravimetriche e dall'analisi delle stratigrafie (Fig. 2.19), il substrato è posto ad una profondità intermedia fra l'alto strutturale dei Berici-Lessini-Euganei e l'avanfossa veneto-friulana. La struttura si è probabilmente formata come *relay ramp* durante la fase estensionale mesozoica-paleogenica (in analogia con il sistema di faglie) e successivamente è stata riattivata in trascorrenza durante la compressione neogenica.

2.4.4 Reinterpretazione della parte meridionale del SVFS e implicazioni sull'evoluzione dell'avanfossa veneto-friulana

Una reinterpretazione più ampia e dettagliata dell'architettura del SVFS è stata svolta nell'ambito della tesi di Laurea magistrale del dott. Angelo Ricciato (Ricciato, 2011) a cui ho contribuito direttamente nell'analisi dei dati gravimetrici che sono stati utilizzati per migliorare l'interpretazione. La tesi è stata svolta in collaborazione con ENI S.p.A.-divisione Exploration and Production-la quale ha messo a disposizione tutto il database di sezioni sismiche disponibili per la pianura padano-veneta. Verranno esposti i risultati ottenuti riguardo l'architettura completa e revisionata del SVFS, le indicazioni sulla storia evolutiva dell'avanfossa veneto-friulana al suo margine occidentale e un'ipotesi di lavoro sulla struttura che favorisce la risalita dei fluidi termali nella zona del BTE ss.

Sono stati analizzati più di 1000 Km di linee sismiche con lo scopo di mappare in pianta il SVFS. Inoltre 10 linee sismiche (Fig. 2.23), localizzate fra il delta del Po (a Sud) e la zona di Schio (a Nord), sub-perpendicolari al sistema di faglie sono state interpretate e convertite in profondità con il metodo descritto nel paragrafo 2.4.2. La mappatura del SVFS è stata effettuata riconoscendo nelle sezioni sismiche l'orizzonte stratigrafico della base del Pliocene, il quale registra l'ultimo evento flessurativo dell'avanfossa veneto-friulana: in corrispondenza di una discontinuità dell'orizzonte veniva fatto passare un segmento di faglia. I dati raccolti evidenziano un sistema di faglie sepolte sub-parallele che si estende da Vicenza fino al delta del Po con direzione da NO-SE a NNO-SSE (Fig. 2.21a). Il lavoro è stato effettuato volutamente senza alcun riferimento geografico e successivamente è stato sovrapposto ad una carta topografica. Si è osservato che nella parte di pianura prossima ai rilievi dei colli Euganei-colli Berici-monti Lessini il dato sismico presenta una lacuna d'informazione che non permette di mappare la

faglia Schio-Vicenza ss. La faglia infatti è stata riconosciuta solo in due sezioni a nord di Vicenza.

Per completare l'architettura del sistema è stata utilizzata la nuova carta gravimetrica d'Italia (Ferri et al., 2005) disponibile on-line e in formato .shp (file di ArcGIS georeferenziato) sul sito dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (I.S.P.R.A.). La mappa è stata ottenuta interpolando i dati disponibili onshore e offshore, utilizzando una griglia di 1 Km², ed è uno strumento molto utile per individuare i principali lineamenti strutturali e la geometria dei corpi geologici a scala regionale (Ferri et al., 2005). La mappa di partenza (Fig. 2.21a) consiste nel DEM (*Digital Elevation Model*) ottenuto dagli shape file di anomalia di Bouguer. Il dato è stato trattato con la funzione di analisi di immagine SLOPE del software ArcGIS. Questa funzione calcola il tasso massimo di variazione tra il valore del pixel di un'immagine e il valore dei pixel limitrofi (ad esempio, la variazione massima in elevazione tra un pixel e i suoi otto vicini). Ogni pixel del raster in uscita è caratterizzato un valore di pendenza, perciò più è basso il valore di pendenza, più piatto sarà il "terreno" e viceversa. Utilizzando la funzione di SLOPE sul DEM dell'anomalia di Bouguer, è stata calcolata la "pendenza dell'anomalia di Bouguer" (Fig. 2.21b): con questo processo le zone caratterizzate da brusche variazioni di anomalia (imputabili all'attività di faglie) avranno pendenza maggiore (zone più chiare). Nelle aree dove sono disponibili sia il dato sismico che il dato gravimetrico si osserva un'ottima corrispondenza fra i risultati ottenuti da entrambe le analisi (Fig. 2.21d). Inoltre, al fine di ottenere una migliore risoluzione e un'ulteriore conferma del risultato ottenuto, è stata chiesta una consulenza al prof. Maurizio Fedi (professore di geofisica presso la "Federico II" Università di Napoli, Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia). Il prof. Fedi ha gentilmente elaborato i dati gravimetrici con il suo metodo innovativo MDA (*Multiscale Derivative Analysis*) che si basa sull'elaborazione EHD (*Enhanced Horizontal Derivative*). L'EHD è metodo ad alta risoluzione che permette di enfatizzare i limiti di anomalie gravimetriche o magnetiche grazie al calcolo della derivata orizzontale a partire dalla somma delle derivate verticali di ordine superiore

(Fedi & Florio, 2001). Il metodo MDA si fonda sul metodo EHD e migliora il riconoscimento dei limiti reali dei corpi geologici, basandosi sulla somma pesata delle derivate di ordine superiore del campo analizzato (Fedi, 2002).

Entrambe le metodologie (SLOPE e MDA) portano a risultati analoghi anche se i lineamenti evidenziati con il metodo MDA sono spazialmente più precisi rispetto al metodo SLOPE. Sono stati evidenziati quattro segmenti di faglie (Fig. 2.21d; linee verdi) con direzione NO-SE ad oriente dei colli Euganei-Berici. Inoltre si osservano: un segmento con direzione all'incirca N-S in prossimità del margine nord-orientale dei colli Euganei e un segmento con direzione SO-NE in prossimità di Vicenza imputabile un thrust alpino (thrust di Bassano).

La combinazione delle interpretazioni ottenute dall'analisi delle sezioni sismiche e dei dati gravimetrici ha permesso di rinnovare l'architettura regionale del SVFS sepolto al di sotto della pianura padano-veneta (Fig. 2.22). Sono state individuate tre faglie principali: la faglia Schio-Vicenza a nord-ovest, che borda il margine orientale del blocco dei Berici-Lessini-Euganei ed ha direzione prevalente NO-SE (direzione media: 138°), la faglia Travettore-Codevigo a nord-est, all'incirca parallela alla faglia Schio-Vicenza ed evidenziata dall'analisi sia delle sezioni sismiche che dei dati gravimetrici (direzione media: 143.7°), la faglia Conselve-Pomposa a sud, con direzione prevalente NNO-SSE (direzione media: 147°) evidenziata principalmente dalla mappatura dalla base del Pliocene. I dati gravimetrici mostrano solamente la parte settentrionale di quest'ultimo segmento, poichè il rigetto di questa faglia è limitato e la copertura quaternaria è molto più potente omogeneizzando il dato misurato. La parte centrale del SVFS (ad est dei colli Euganei) non è stata risolta in modo chiaro poichè sono emerse delle divergenze fra le configurazioni ottenute dall'analisi sismica e gravimetrica. A scopo cautelativo è stato scelto di dare peso maggiore alla sismica rispetto alla gravimetria ottenendo l'architettura riportata nella Fig. 2.22. Il rose diagram del SVFS, calcolato dividendo le faglie in segmenti di

lunghezza uguale, evidenzia una direzione del sistema compresa fra 130° e 150° con direzione media 143°.

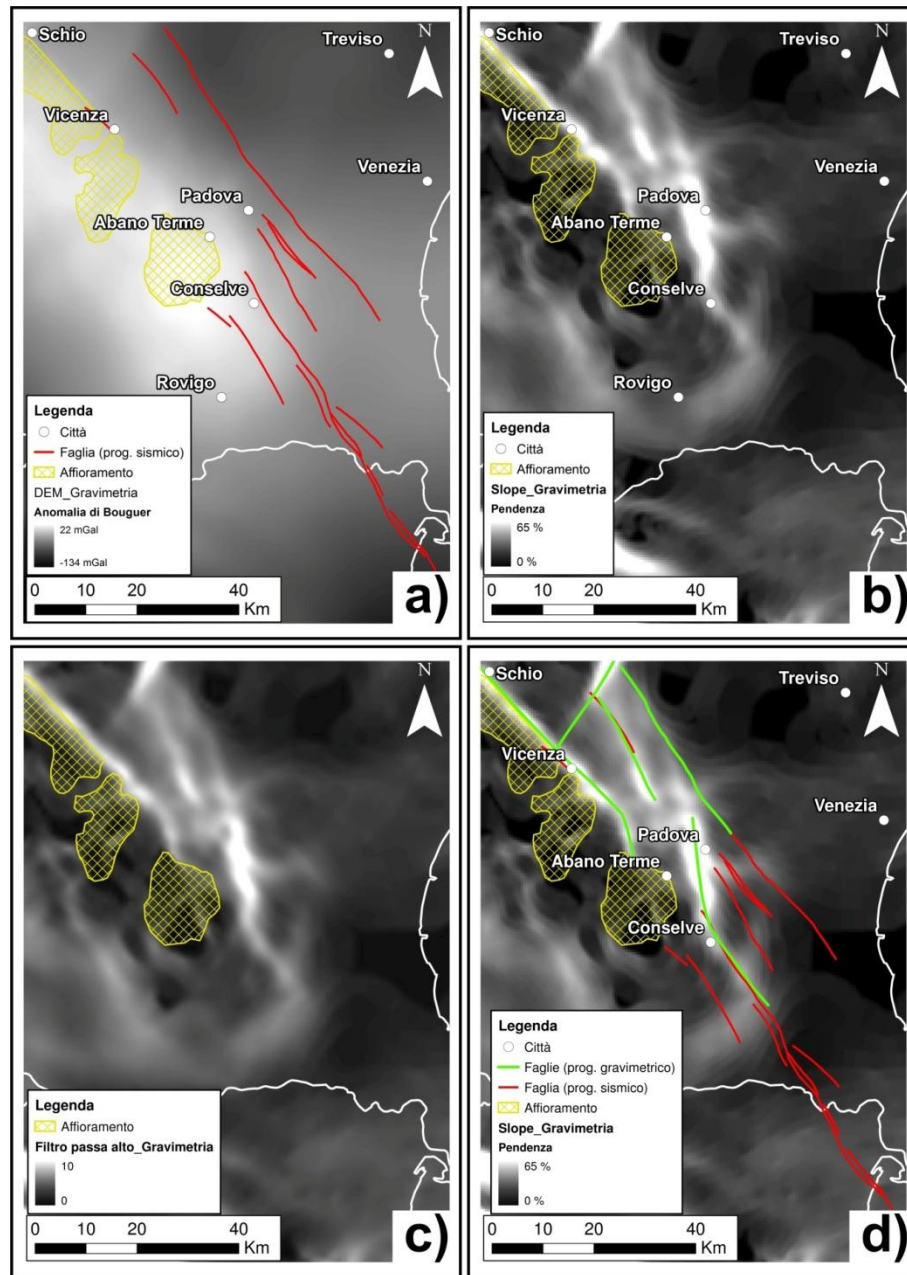


Fig. 2.21: (a) DEM dell'anomalia gravimetrica di Bouguer ottenuto a partire dai dati di anomalia scaricati dal sito dell'I.S.P.R.A., vengono riportate inoltre le faglie evidenziate dall'analisi sismica; (b) SLOPE calcolato dal DEM dell'anomalia gravimetrica, si evidenziano delle zone con maggior variazione laterale di anomalia, e quindi di pendenza (zone chiare), imputabili all'azione di faglie che dislocano il substrato. (c) metodo MDA con filtraggio alto del risultato, elaborato dal prof. Fedi, a partire dal DEM; analogamente allo SLOPE si evidenziano dei limiti (zone chiare) caratterizzati da variazione di anomalia maggiore; (d) interpretazione finale in cui vengono combinate le discontinuità ottenute con il metodo sismico (linee rosse) e con il metodo gravimetrico (linee verdi).

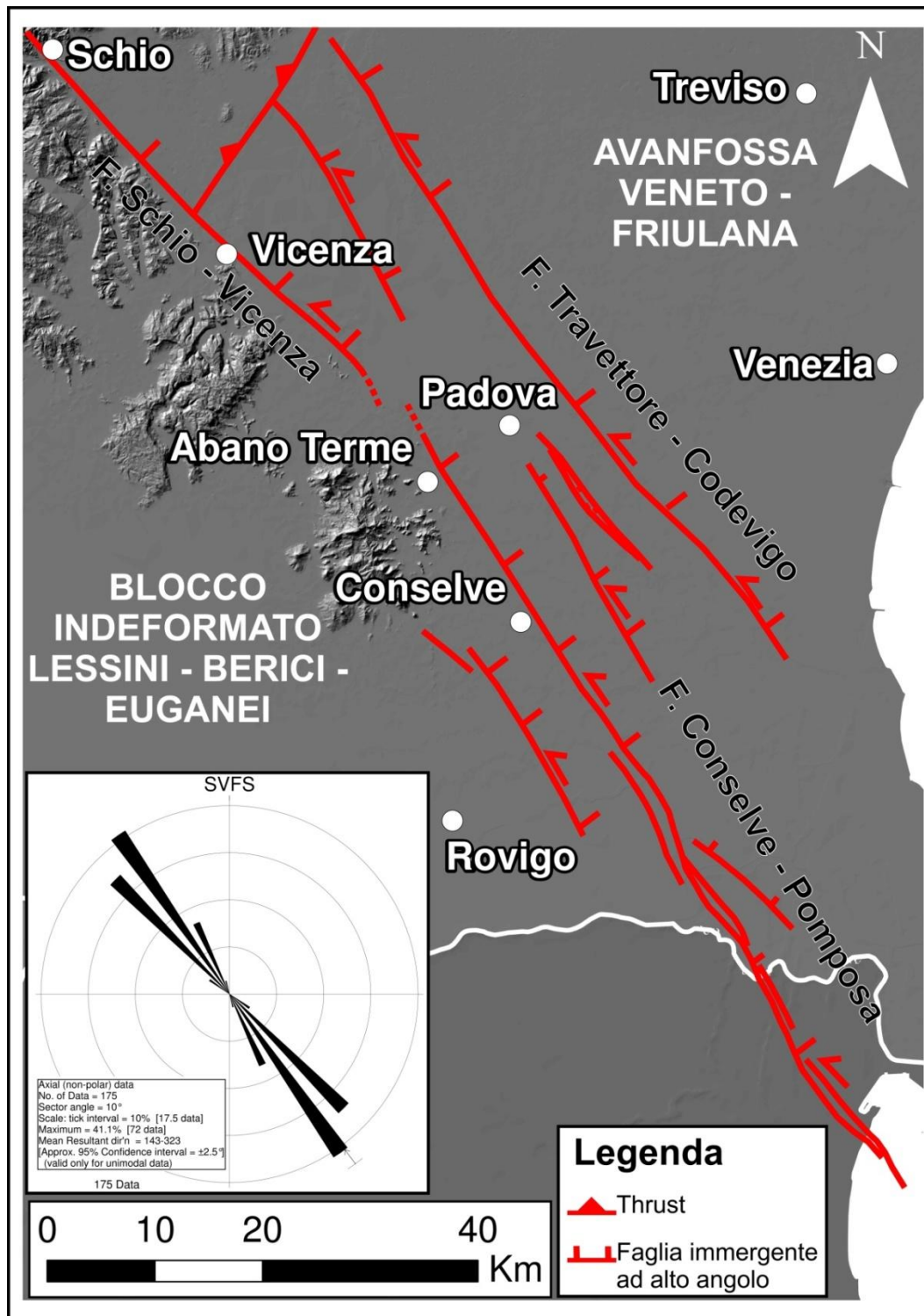


Fig. 2.22: architettura del SVFS ottenuta combinando i risultati provenienti dalla sismica e dalla gravimetria (dando un peso maggiore alla prima rispetto alla seconda). Si riscontrano tre faglie principali: faglia Schio-Vicenza (dir. media = 138°), faglia Travettore-Codevigo (dir. media = 143.7°) e faglia Conselve-Pomposa (dir. media = 147°).

Le sezioni sismiche interpretate in dettaglio (Fig. 2.23; Ricciato, 2011) evidenziano gli stessi segmenti riconosciuti dall'analisi in pianta e mostrano come tutte le faglie del sistema siano faglie ad alto angolo immergenti a ENE o NE. Inoltre sono stati individuati: un thrust appenninico nella sezione più meridionale (sezione EE') e alcune faglie mesozoiche (sezioni DD', CC', CC-CC' e AA-AA') non riattivate durante la compressione neogenica che ha interessato l'area.

Dopo aver analizzato le sezioni sismiche in dettaglio, è stata effettuata un'analisi di rigetto per i segmenti principali (faglie Schio-Vicenza, Conselve-Pomposa e Travettore-Codevigo) al fine di valutare il tipo di attività tettonica sviluppatasi nell'area di studio. Sono stati misurati i rigetti e plottati in un grafico che riporta in ascissa la distanza dal punto considerato come *tip* della faglia e in ordinata il rigetto per valutare la flessurazione avvenuta al margine orientale dell'avanfossa veneto-friulana. Ricciato (2011), analizzando i rigetti della base del Pliocene e della base del Trias sup., osserva un rigetto differenziale degli orizzonti e che aumenta spostandosi da S a N. L'analisi è stata integrata inserendo il rigetto della base del Cretaceo Sup. e la base dell'Oligocene (Fig. 2.24). Alle misurazioni inoltre è stata aggiunta una barra di errore la quale tiene conto di eventuali errori nel riconoscimento della riflessione per quel determinato riflettore: quest'errore è stato quantificato in 25ms (TWT) ed è stato moltiplicato per la velocità del riflettore ottenendo l'errore a cui potrebbe essere soggetta l'interpretazione.

La faglia Schio-Vicenza e Conselve-Pomposa sono state analizzate insieme per studiare la flessurazione al limite più occidentale dell'avanfossa veneto-friulana (Fig. 2.24a). Nella parte meridionale la faglia Conselve-Pomposa mostra un rigetto all'incirca uniforme per tutti gli orizzonti analizzati (base del Pliocene = 72m, base dell'Oligocene = 65m, base del Cretaceo sup. = 17m, base del Trias sup. = 61m; sezione EE') evidenziando che l'ultimo tratto della faglia è stato interessato solamente dall'ultimo evento deformativo pliocenico-pleistocenico. Spostandosi a N, si osserva invece un disaccoppiamento fra il rigetto della base del Pliocene e i rigetti degli

orizzonti pre-neogenici. Si misurano i seguenti valori: base del Pliocene = 32m, base dell'Oligocene = 236m, base del Cretaceo sup. = 140m, base del Trias sup. = 202m, nella sezione CC'; base del Pliocene = 323m, base dell'Oligocene = 597m, base del Cretaceo sup. = 561m, base del Trias sup. = 550m, nella sezione CC-CC'; base del Pliocene = 264m, base dell'Oligocene = 382m, base del Cretaceo sup. = 321m, base del Trias sup. = 241m, nella sezione BB'. Bisogna sottolineare a questo punto e prima di trarre conclusioni che gli orizzonti più profondi sono quelli interessati da un errore maggiore perché sono caratterizzati da una velocità più elevata. In ogni caso si osserva una forte variazione di rigetto fra la base del Pliocene e gli orizzonti pre-neogenici: circa 200 m nella sezione CC', circa 250 m nella sezione CC-CC' e circa 100 m nella sezione BB' (in questa sezione non è stata considerata la base del Trias sup. che probabilmente è soggetta ad un errore di interpretazione). Si dimostra un'attività pre-neogenica della faglia Conselve-Pomposa la quale si è formata probabilmente come faglia normale durante l'estensione mesozoica-paleogenica e successivamente è stata riattivata durante la compressione alpina e svolgendo un ruolo importante nell'accomodamento dell'ultimo evento pliocenico-pleistocenico (Fantoni et al., 2002). Per la faglia Schio-Vicenza non è possibile fare un discorso così articolato visto che è stata riconosciuta solo in una sezione sismica a causa dell'assenza di sezioni disponibili. Il rigetto della faglia è stato misurato solo nella sezione AA': base del Pliocene = 430m, base dell'Oligocene = 448m, base del Cretaceo sup. = 420m, base del Trias sup. = 427m. Il rigetto uniforme degli orizzonti fa supporre che la faglia si sia originata solamente a causa dell'ultimo evento flessurativo o comunque che la sua attività pre-neogenica era limitata.

La stessa tipologia di analisi è stata applicata alla faglia più orientale riconosciuta e cioè la faglia Travettore-Codevigo (Fig. 2.24b). Come per la faglia Conselve-Pomposa si osserva un generale disaccoppiamento fra il rigetto della base del Pliocene e i rigetti degli orizzonti pre-neogenici : base del Pliocene = 63m, base dell'Oligocene = 175m, base del Cretaceo sup. = 249m, base del Trias sup. = 187m, nella sezione BB'; base del Pliocene =

169m, base dell'Oligocene = 291m, base del Cretaceo sup. = 213m, base del Trias sup. = 152m, nella sezione AA-AA'; base del Pliocene = 197m, base dell'Oligocene = 826m, base del Cretaceo sup. = 684m, base del Trias sup. = 1073m, nella sezione AA'. La differenza di rigetto fra i due gruppi è: circa 150m nella sezione BB', circa 100m nella sezione AA-AA' (in questa sezione non è stata considerata la base del Trias sup. che probabilmente è soggetta ad un errore di interpretazione) e compresa fra 500 e 1000m nella sezione AA'. Anche per questa faglia si evidenzia quindi un'attività pre-neogenica dimostrando che si è formata probabilmente come faglia normale durante l'estensione mesozoica-paleogenica e successivamente riattivata durante l'evento flessurativo pliocenico-pleistocenico. La faglia intermedia del SVFS mostra un'attività analoga alla faglia Travettore-Codevigo.

Riassumendo, il sistema di faglie Schio-Vicenza è stato mappato in maniera dettagliata dal delta del Po alla zona di Schio ai piedi delle pre-Alpi venete e si estende per una lunghezza di 150 Km coprendo una larghezza di circa 20 Km. Il sistema è composto da tre faglie principali (faglia Conselve-Pomposa, faglia Travettore-Codevigo, faglia Schio-Vicenza) con direzione che va da NO-SE a NNO-SSE. Le faglie immergono ad alto angolo verso ENE o NE. Il sistema si è probabilmente formato durante i cicli estensionali giurassici (De Boer, 1963) e successivamente è stato riattivato durante i cicli estensionali paleogenici quando l'area faceva parte del peripheral bulge dell'avampaese dinarico (Zampieri, 1995). Infine è stato riattivato durante il Neogene per accomodare il raccorciamento del sud-Alpino orientale. In particolare, come evidenziato da Fantoni et al. (2002), il sistema ha avuto un ruolo importante durante l'ultimo evento flessurativo pliocenico-pleistocenico quando ha agito da zona di trasferimento flessurale tra l'area indeformata dei Lessini-Berici-Euganei ad ovest e l'avanfossa sud-alpina orientale ad est. Attualmente, dato il movimento verso N o NNO della placca Adria, il sistema di faglie è interessato da una cinematica trascorrente/transensiva sinistra.

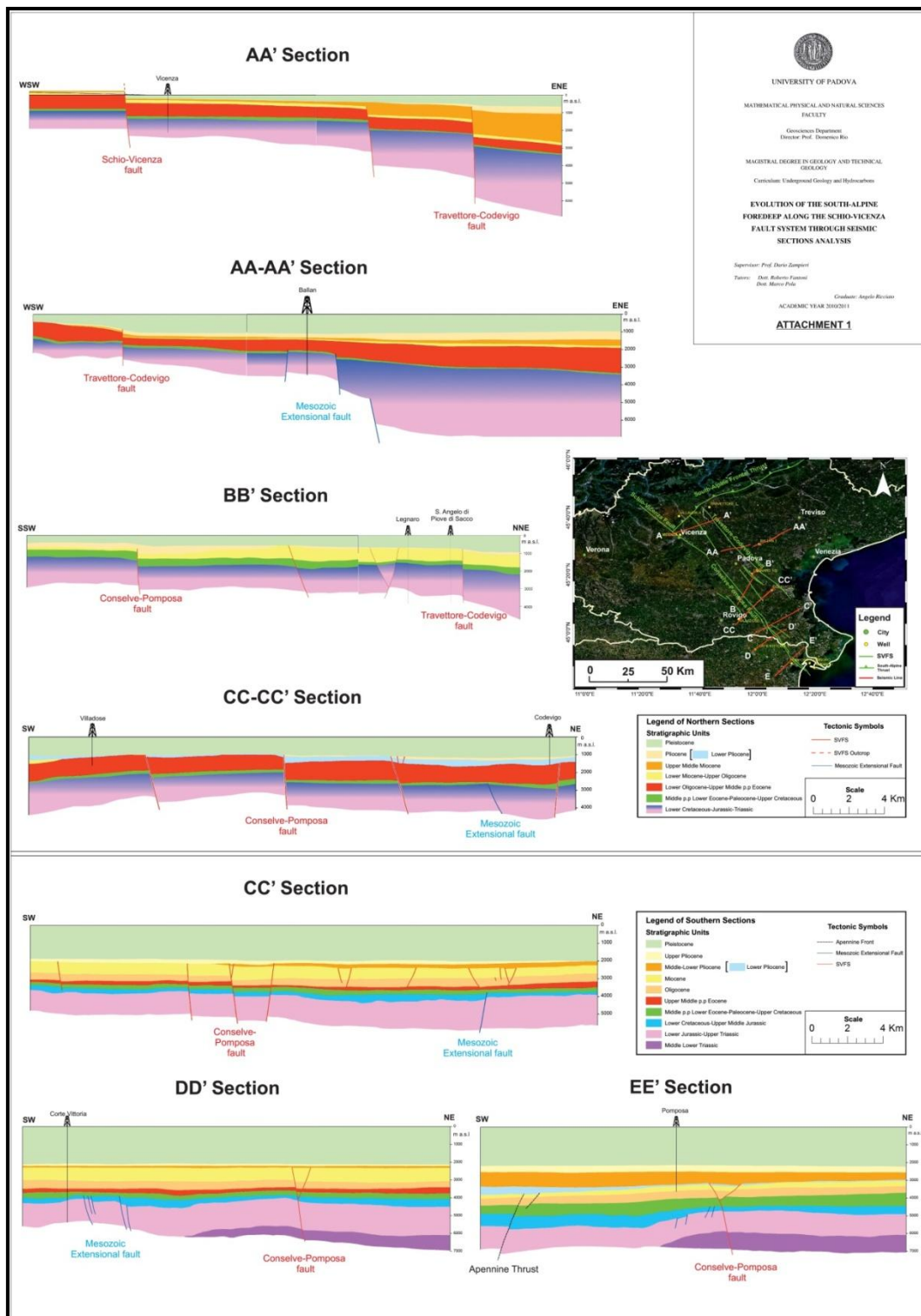


Fig. 2.23 (tratta da Ricciato, 2011): sezioni geologiche sub-perpendicolari al SVFS, localizzate tra il delta del Po e la zona di Schio, ottenute mediante l'interpretazione e conversione in profondità delle sezioni sismiche.

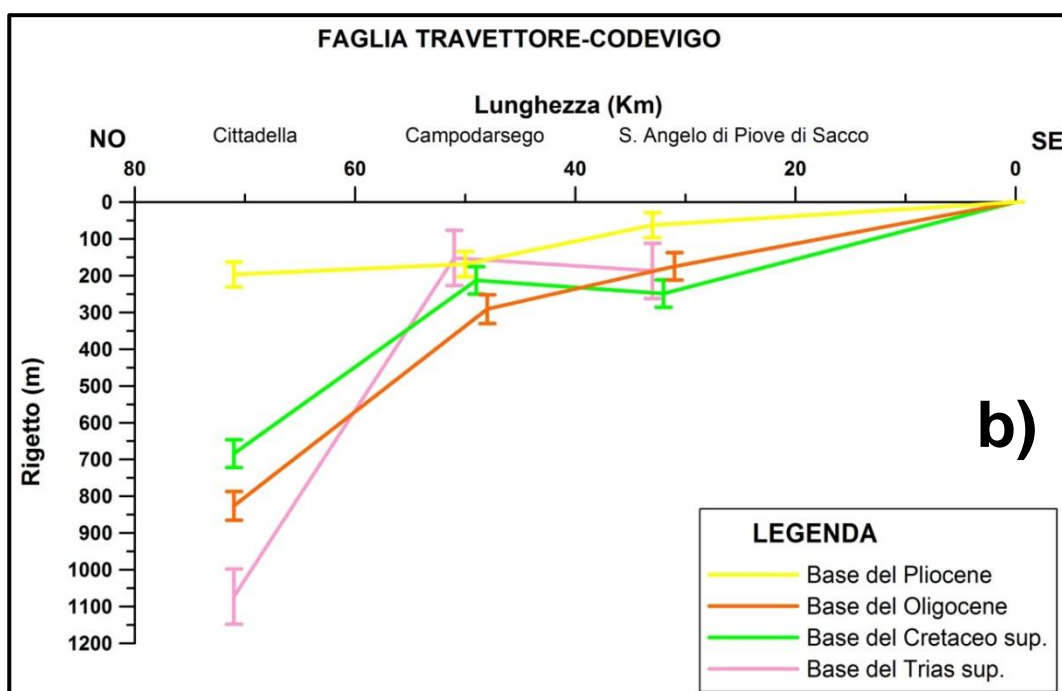
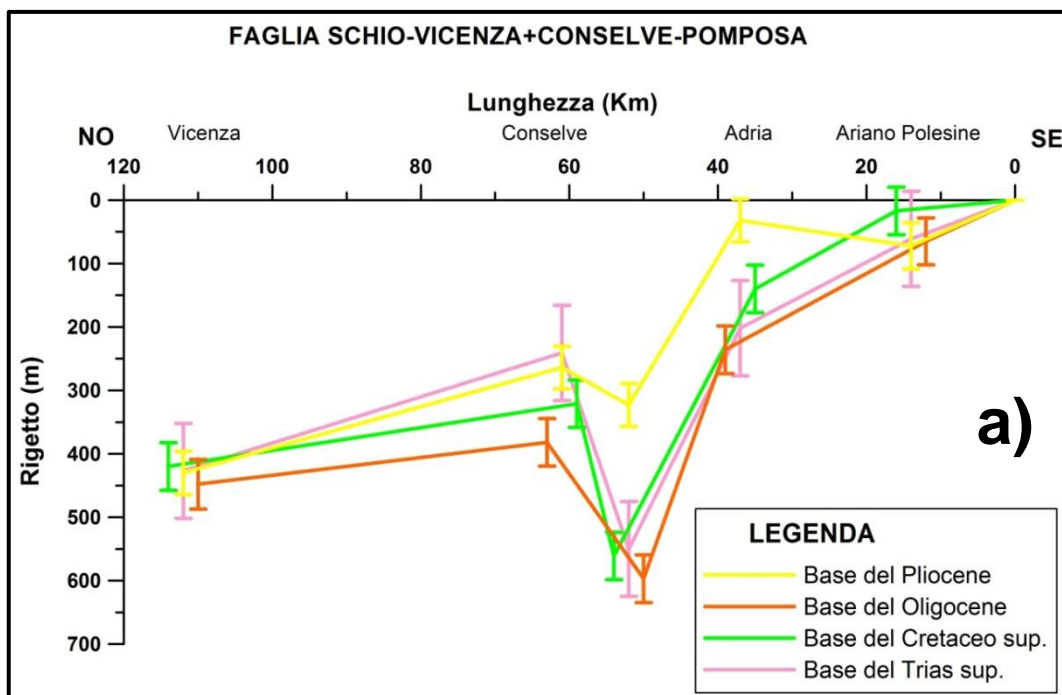


Fig. 2.24: rigetto degli orizzonti stratigrafici riconosciuti nelle sezioni sismiche ed imputabile all'attività delle faglie principali del SVFS (a: faglia Conselve-Pomposa + faglia Schio-Vicenza; b: faglia Travettore-Codevigo). Si osserva un generale disaccoppiamento fra i rigetti degli orizzonti pre-neogenici e il rigetto della base del Pliocene, indicando un'attività pre-neogenica del sistema di faglie (probabilmente mesozoica) a cui si è sommato successivamente il rigetto pliocenico imputabile all'ultimo evento flessurativo.

Dando un peso maggiore al dato gravimetrico, si ottiene un'interpretazione più spinta del sistema di faglie, caratterizzata da una configurazione per la parte centrale differente. In questa seconda interpretazione (Fig. 2.25) la parte settentrionale della faglia Conselve-Pomposa cambia direzione passando da NNO-SSE, in prossimità di Conselve, a N-S, in prossimità del margine orientale dei colli Euganei e prolungandosi fino a Nord di Padova. Questa faglia potrebbe interagire con la faglia Schio-Vicenza (a Ovest del segmento N-S) per mezzo di una zona di trasferimento cinematico situata a NE dei colli Euganei. Supponendo l'origine mesozoica-paleogenica del SVFS, questa struttura potrebbe essersi formata durante i cicli estensionali come una *relay ramp* costituendo una struttura di accomodamento continua fra il blocco di tetto e il blocco di letto del sistema di faglie (Peacock & Sanderson, 1991, 1994; Peacock, 2002; Peacock et al., 2002; Long & Imber, 2011). Successivamente la riattivazione in trascorrenza del sistema ha portato ad una rottura della zona di rampa formando una *breached relay ramp*. Queste strutture sono aree in cui si accumula un forte stress che favorisce la fratturazione del substrato e lo sviluppo della permeabilità. Inoltre le *relay ramp* favoriscono il flusso di fluidi anche in situazioni in cui le faglie agiscono da barriera per il flusso (Hesthammer & Fossen, 1997; Rotenvatn et al., 2007). Questa struttura perciò produce le condizioni adatte allo sviluppo di un network di fratture interconnesse, permettendo la risalita veloce dei fluidi termali nella zona del BTE ss. . Inoltre l'attuale regime tettonico trascorrente favorisce l'apertura delle fratture mantenendo attivo il sistema termale. In letteratura non sono presenti lavori per determinare in maniera teorica il network di fratture che deforma di una *breached relay ramp* ma, vista l'attuale cinematica delle faglie bordanti, si può supporre che si formi un network analogo a quello calcolato in precedenza.

Questa interpretazione è da considerarsi come ipotesi di lavoro per sviluppi futuri del progetto di dottorato e per eventuali campagne di indagini geofisiche dirette volte a migliorare la comprensione della geometria del sistema di faglie nella zona compresa fra Padova e i colli Euganei.

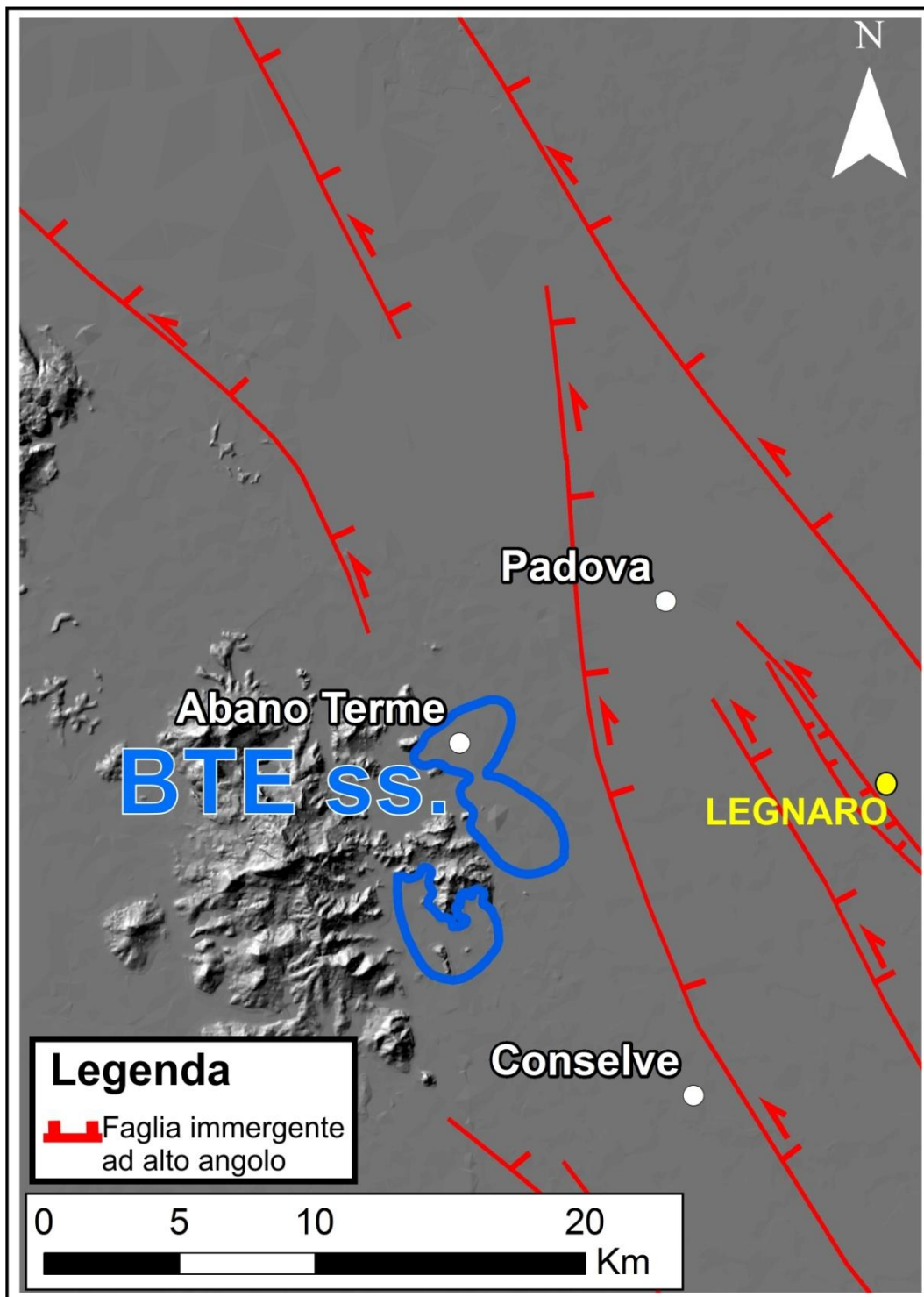


Fig. 2.25: architettura della parte centrale del SVFS ottenuta dando un peso maggiore al risultato "gravimetrico". Si osserva segmento con direzione N-S ad ovest di Padova che forma una zona di interazione con la faglia Schio-Vicenza (ad ovest).

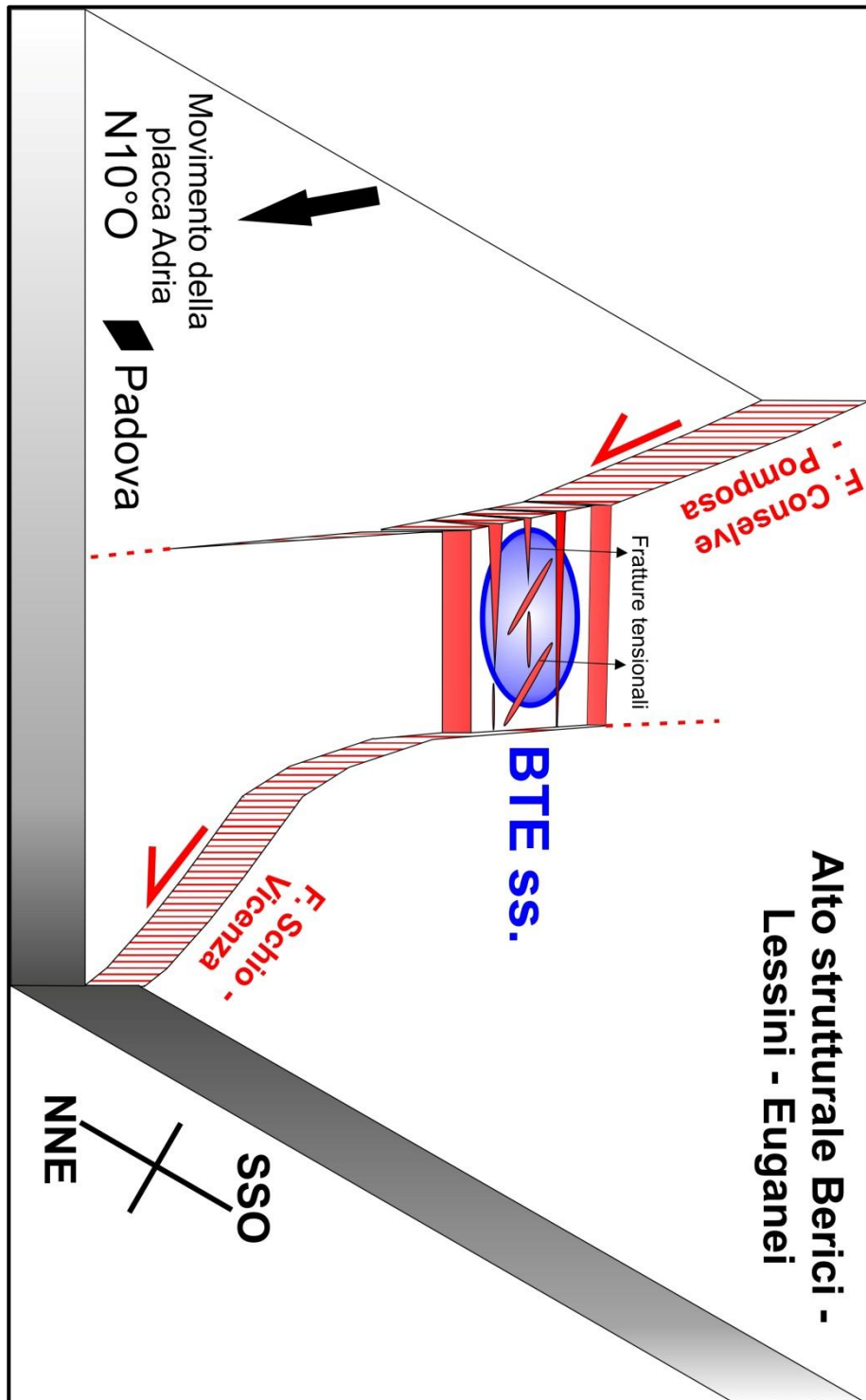


Fig. 2.26: schema (non in scala) della zona di interazione fra le faglie Conselve-Pomposa e Schio-Vicenza, la quale è stata interpretata come una *breached relay ramp*. Analogamente a quanto affermato nell'interpretazione precedente riguardo la *transtensional relay zone*, la struttura accomoda un regime distensivo locale e favorisce la risalita dei fluidi termali nel sottosuolo del BTE ss. grazie alla presenza di fratture tensionali che deformano il substrato del BTE ss.

2.4.5 Analisi sulla sismicità

Nel paragrafo 2.2 riguardo ai modelli teorici sulla relazione fra sistemi idrotermali e sistemi di faglie, è stato sottolineato che l'attività del sistema di faglie è una condizione necessaria affinché un sistema termale si sviluppi e si mantenga nel tempo. Questa condizione è necessaria perché permette di mantenere aperte le fratture pre-esistenti che, in caso contrario, si chiuderebbero a causa della precipitazione di minerali. Inoltre, come evidenziato nel paragrafo 2.3 sulle conoscenze attuali sulla faglia Schio-Vicenza, la faglia non è catalogata nel *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS 3.0.2) (Burrato et al., 2008) (Fig. 2.9) e quindi è attualmente considerata inattiva o quiescente.

Allo scopo di chiarire alcuni aspetti sulla sismicità del SVFS, è stata effettuata un'analisi statistica sui sismi localizzati nella pianura veneta centrale utilizzando i bollettini sismici mensili dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS) disponibili on-line sul sito dell'istituto (<http://www.crs.ogs.trieste.it/>). Nel bollettino sono catalogati tutti i sismi registrati dalla rete sismografica dell'OGS che copre il Veneto e il Friuli-Venezia Giulia e raccoglie anche i sismi registrati dalla reti del Trentino-Alto Adige, dell'INGV (che copre tutta l'Italia), della Slovenia e dell'Austria fornendo un ottimo record sismologico del Nord-Est Italia a partire da metà degli anni 70.

Osservando il database alla scala del Veneto, si notano tre domini principali: un dominio nord-orientale nelle pre-Alpi ed Alpi venete, interessato da una sismicità moderata ed estremamente frequente collegata all'attività dei thrust alpini (circa 300 sismi; magnitudo da durata = 2.2), un dominio centro-occidentale, coincidente con l'alto strutturale dei Lessini-Berici-Euganei e interessato da una sismicità moderata e spazialmente abbastanza distribuita (circa 40 sismi; magnitudo da durata = 2.2), e un dominio orientale,

coincidente con l'avanfossa veneto-friulana e interessato da una sismicità moderata ma molto puntuale (circa 50 sismi; magnitudo da durata = 2.65).

In particolare, nell'area interessata dal SVFS, sono stati individuati 32 sismi (inizialmente 35 ma 3 sono stati esclusi perché avevano un errore di localizzazione troppo elevato; Tab. 2.2 e Fig. 2.27) distribuiti in maniera all'incirca omogenea su tutta l'area come accade nel dominio centro-occidentale del blocco Lessini-Berici-Euganei ma con una frequenza maggiore. I sismi hanno le seguenti caratteristiche (Tab. 3):

- magnitudo da durata (DM) compresa fra 1.9 e 3.7 con un valore medio di 2.65;
- la profondità varia da 2.4 Km a 28.9 Km con un valore medio di 14.7 Km.

I sismi sono localizzati con una buona precisione dato che l'errore medio sia della profondità che della posizione è nell'ordine di 2 Km (Tab. 2.3). Nell'analisi effettuata non è stato riscontrato uno schema preciso nella distribuzione dei sismi né in base alla profondità né in base alla magnitudo.

Osservando la sismicità in pianura ad una scala regionale, si nota comunque che la zona interessata dal sistema di faglie è caratterizzata da una sismicità molto più frequente rispetto agli altri contesti. Ciò implica un'attività del sistema di faglie che produce una sismicità diffusa spazialmente seppur moderata.

Inoltre, durante il lavoro di dottorato, è stata intrapresa una collaborazione con il dott. Andrea Restivo, ricercatore presso l'OGS, con lo scopo di analizzare la microsismicità imputabile al SVFS e di calcolare i meccanismi focali dei sismi con magnitudo da durata maggiore. La prima

parte consiste in un'analisi puntuale che viene qui riportata. La seconda è a tuttora in fase preliminare e non verrà presentata.

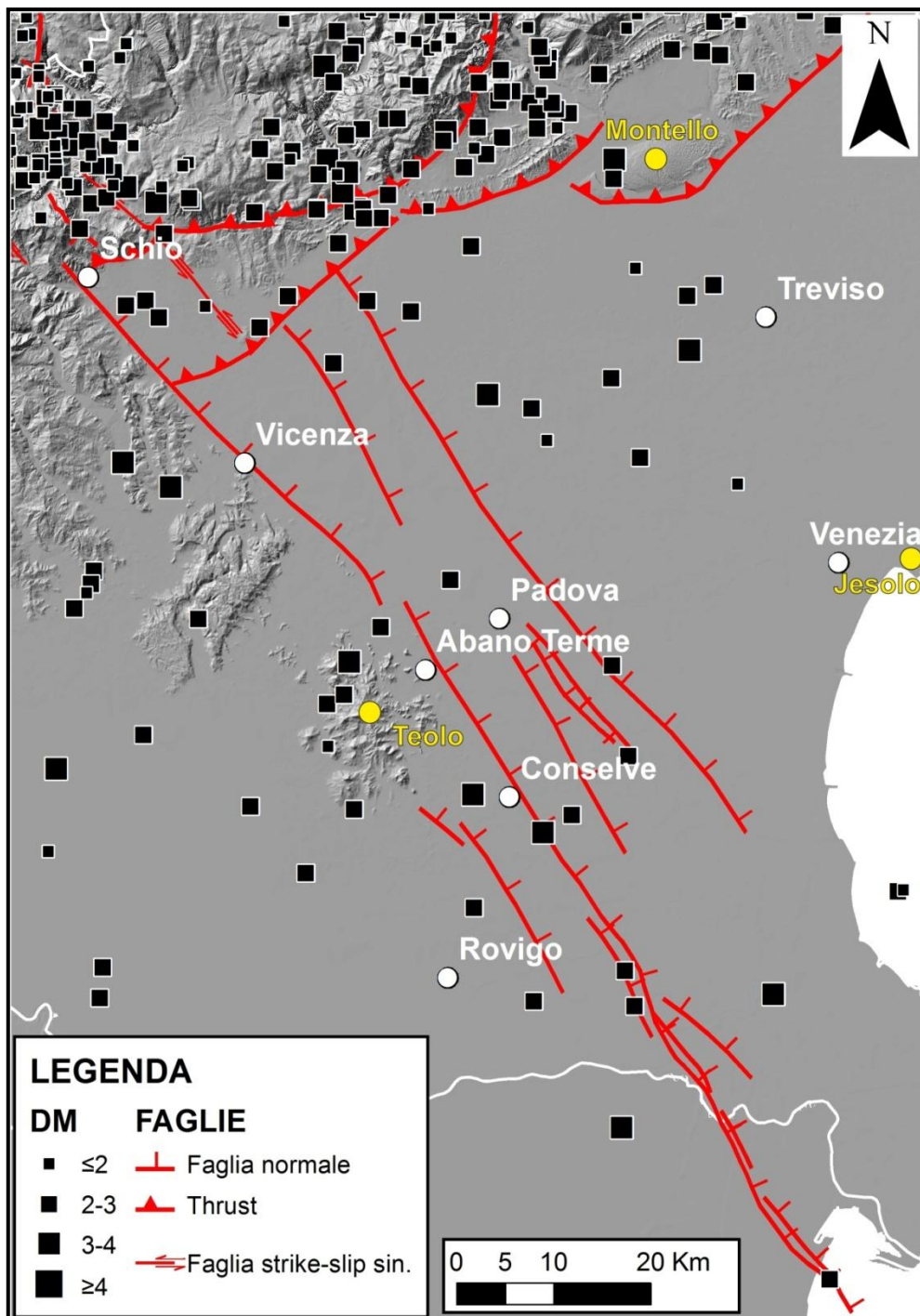


Fig. 2.27: sismi registrati dalla rete sismometrica dell'OGS a partire dagli anni 70 per la zona prossima al SVFS. Si osserva una debole sismicità (magnitudo da durata-DM-media di 2.65) seppur molto diffusa rispetto agli altri settori della pianura veneta. Inoltre vengono riportate le stazioni in cui è stata effettuata un'analisi di dettaglio sulla microsismicità.

Data	Ora (UTM)	Lat. (°N)	Long. (°E)	Err. (Km)	Prof. (Km)	Err. prof. (Km)	DM	Luogo
10/7/1977	17:56:27.3	45.325	11.645	3.7	20.1	3.4	2.4	Lozzo Atesino (Veneto)
9/4/1980	13:14:10.5	45.683	11.773	2.3	12.5	1.9	2.2	Rosà (Veneto)
3/9/1984	07:33:09.9	45.435	11.813	1.9	19.2	0.7	2.1	Mestrino (Veneto)
5/10/1984	21:38:21.9	45.701	11.422	2.2	11	1.5	2.6	Schio (Veneto)
1/9/1986	23:11:09.0	45.215	11.962	1.8	28.6	1.6	2.7	Pontelongo (Veneto)
4/3/1987	15:11:49.3	45.286	11.645	1.7	16.9	1.1	2	Lozzo Atesino (Veneto)
27/5/1987	07:34:26.4	45.134	12.393	2.4	28.9	1.3	2	Adriatico
11/11/1987	00:49:31.9	45.333	11.668	1.7	2.4	2.5	2.4	Lozzo Atesino (Veneto)
6/5/1988	16:55:46.2	45.694	11.716	2.1	16.6	2.3	2.2	Rose (Veneto)
15/5/1988	16:29:21.0	44.705	12.31	8	17.2	4.8	2.6	Porto Garibaldi (Romagna)
22/8/1989	13:20:20.1	44.779	12.276	4.1	10.1	2.8	2.8	Volano (Romagna)
16/8/1996	05:58:50.5	45.237	11.833	2.6	18.7	1.6	3.1	Conselve (Veneto)
18/10/1997	19:58:44.1	45.043	12.217	2.6	14.8	3.9	3.2	Contarina (Veneto)
30/6/1999	19:11:56.8	45.2	11.923	1.4	11.9	1.1	3.7	Conselve (Veneto)
28/10/1999	10:16:15.6	45.529	11.448	1.2	10.3	1.4	3.4	Arzignano (Veneto)
15/9/2001	18:01:38.5	45.394	11.719	3.9	8.5	3.9	2.7	Abano Terme (Veneto)
6/11/2001	13:20:05.6	45.638	11.668	5.6	10.4	2.7	2.6	Sandrigo (Veneto)
3/3/2003	06:04:02.0	45.227	11.676	1.6	17.3	0.5	2.6	Este (Veneto)

24/10/2003	02:05:18.7	45.407	11.479	1.8	11.3	1.2	2.9	Barbarano Vicentino
18/5/2005	21:41:09.2	45.553	11.386	0.9	10.9	1.1	3.4	Arzignano (Veneto)
11/7/2005	07:05:57.2	45.363	11.676	1.3	7	0.3	3.1	Teolo (Veneto)
29/4/2006	12:58:03.6	44.926	12.012	2.4	28.2	2.8	3.2	Papozze (Veneto)
20/7/2006	22:47:56.0	45.604	11.871	1.7	12.3	2.8	3.2	S.Martino Di Lupari (Veneto)
30/8/2006	20:56:27.0	45.56	11.947	2.9	21.3	2.4	1.9	Camposampiero (Veneto)
12/9/2006	08:34:15.4	45.045	11.903	2.2	12.1	1.2	2.1	Villadose (Veneto)
2/12/2006	09:18:10.5	45.59	11.928	1.8	8.8	2.7	2.5	S.Martino Di Lupari (Veneto)
17/10/2007	03:47:30.7	45.697	11.396	1.3	12.4	2.8	2.2	Schio (Veneto)
12/12/2007	23:01:43.4	45.07	12.024	1.5	12.6	2.1	2.5	Adria (Veneto)
4/10/2008	22:22:46.8	45.133	12.386	2.6	20.9	2.3	2.6	Adriatico
3/1/2009	00:02:16.6	45.685	11.439	1.4	17.2	0.9	2.5	Schio (Veneto)
4/3/2009	03:59:50.2	45.351	12.022	0.8	10.8	1.2	2.8	Legnaro (Veneto)
2/5/2009	03:10:49.0	45.133	11.829	1.1	9.7	1.5	2.5	Anguillara Veneta (Veneto)

Tab. 2.2: sismi in prossimità del sistema di faglie Schio-Vicenza riportati nel bollettino dell'OGS

	Latitudine	Longitudine	Errore	Profondità	Errore prof.	DM
Media	45.33	11.83	2.33	14.72	2.01	2.65
Errore stand.	0.05	0.05	0.26	1.10	0.19	0.08
Mediana	45.34	11.82	1.85	12.45	1.75	2.60
Moda	45.13	11.65	1.80	17.20	2.80	2.60
Deviazione stand.	0.27	0.29	1.45	6.25	1.07	0.46
Varianza camp.	0.07	0.08	2.11	39.03	1.14	0.21
Intervallo	1.00	1.01	7.20	26.50	4.50	1.80
Minimo	44.71	11.39	0.80	2.40	0.30	1.90
Massimo	45.70	12.39	8.00	28.90	4.80	3.70

Tab. 2.3: analisi statistica dei sismi riportati in tab. 2.2.

Per avere un quadro più specifico sull'attività del SVFS e la sismicità in prossimità del BTE ss., sono stati analizzati in maniera dettagliata i bollettini sismici relativi a 3 sismometri (Teolo, Montello, Jesolo) posti nella pianura veneta. Le stazioni sismometriche sono state scelte in base ai seguenti criteri: la stazione di Teolo è la più prossima al SVFS e si trova in un'area considerata a scarsa sismicità; la stazione del Montello si trova in un'area considerata sismicamente attiva e caratterizzata da una microsismicità diffusa; la stazione di Jesolo analogamente alla stazione di Teolo è localizzata in un'area a bassa sismicità e distante da faglie attive.

I bollettini sismici sono stati analizzati estraendo tutti i sismi registrati dalla stazione in esame e successivamente escludendo gli eventi maggiori (cioè che sono stati registrati da più di 4 stazioni della rete). Il database così costruito ha lo scopo di evidenziare i microsismi locali che non hanno una magnitudo sufficiente per essere registrati dalle stazioni più distanti dall'epicentro (e perciò non vengono inseriti nel bollettino mensile dell'OGS) e che, a causa della loro scarsa magnitudo, non vengono avvertiti dalla

popolazione. L'analisi è stata svolta a partire dal 2003, cioè da quando sono attive tutte le stazioni prese in esame, e consiste in un'analisi di frequenza temporale (Fig. 2.28). Si osserva che la stazione Teolo registra un numero di microsismi uguale o maggiore rispetto alla stazione del Montello (5 nel 2003; 19 nel 2007; ugual numero nel 2008; 11 nel 2009; nell'anno 2004 e parte degli anni 2005 e 2006 la stazione Montello è stata inattiva come comunicatomi dai tecnici dell'OGS) mentre la stazione Jesolo registra pochissimi microsismi. I microsismi registrati dalla stazione di Teolo hanno una magnitudo da durata compresa fra 1.1 e 2.6, in accordo con i sismi maggiori. Questa analisi, seppur in maniera qualitativa, evidenzia la presenza di una forte microsismicità registrata dalla stazione di Teolo e quindi collegabile alla zona limitrofa dei colli Euganei e imputabile al SVFS. Inoltre la microsismicità dell'area è quanto meno comparabile, se non superiore, alla microsismicità di un'area considerata sismicamente attiva come quella del Montello.

La presenza di microsismi è perciò un ottimo indizio sull'attività attuale del SVFS, la quale è necessaria per mantenere aperte le fratture e attivo il BTE. Inoltre si presuppone una deformazione per *creep* del SVFS che favorisce una microsismicità piuttosto che una macrosismicità.

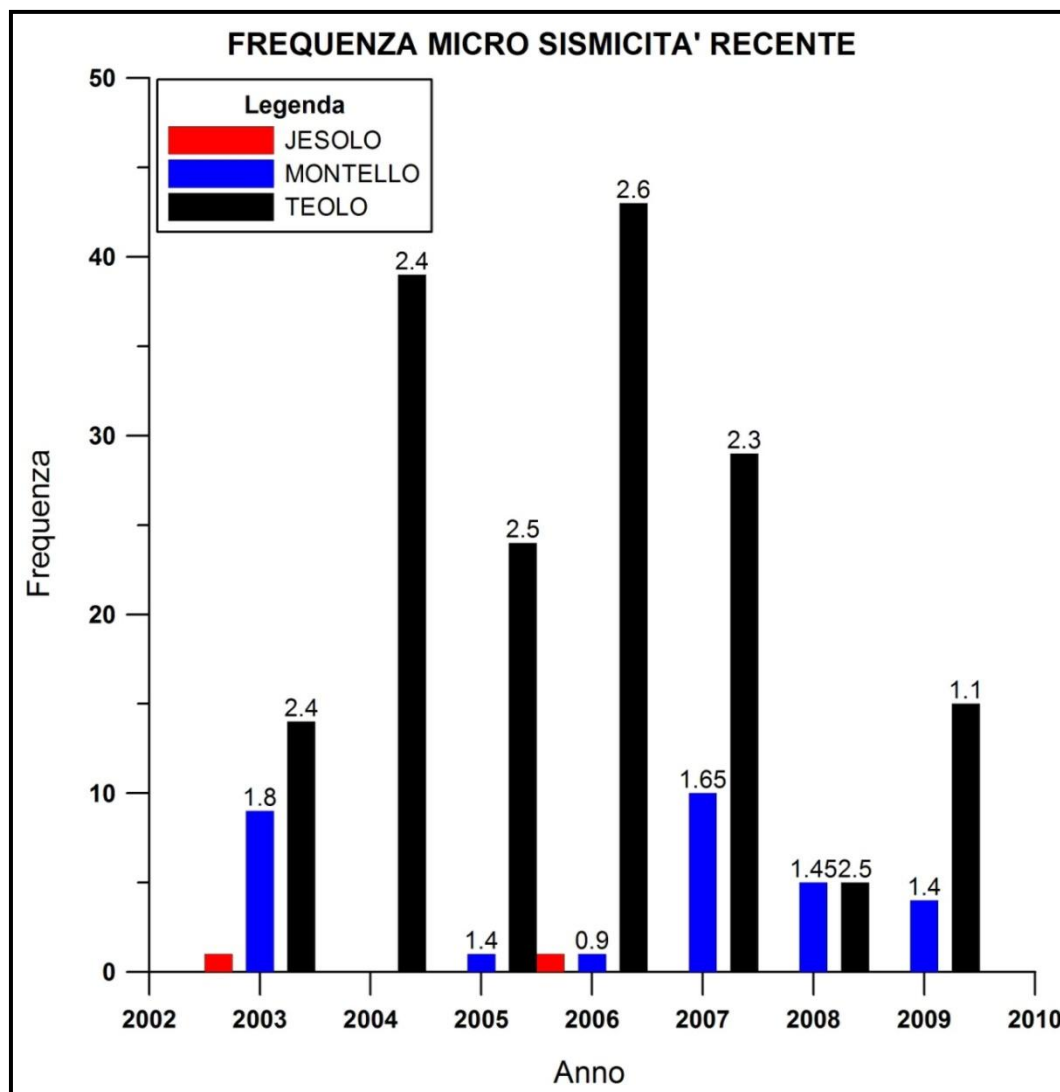


Fig. 2.28: istogramma di frequenza dei microsismi registrati in 3 stazioni sismometriche (Teolo, Montello, Jesolo; riportate in Fig. 2.27) e localizzate nella pianura veneta. Si osserva una microsismicità più elevata per la stazione di Teolo rispetto alle altre due, nonostante la stazione del Montello sia localizzata in una zona interessata da una forte microsismicità. Questo prova una microsismicità elevata per la zona prossima alla stazione di Teolo verosimilmente collegata all'attività del SVFS.

2.5 ANALISI STRUTTURALE IN AFFIORAMENTO LUNGO LA FAGLIA SCHIO-VICENZA

Infine il lavoro di dottorato sul SVFS è stato completato con uno studio strutturale di dettaglio sul margine orientale dei monti Lessini e colli Berici con lo scopo di avere una conferma, anche da analisi sul terreno, della cinematica del sistema di faglie. Il blocco indeformato dei Lessini-Berici-Euganei è diviso dall'avanfossa veneto-friulana per mezzo del SVFS e ne rappresenta il blocco di letto. In particolare la faglia Schio-Vicenza costituisce la parte settentrionale della zona di passaggio fra i due blocchi e segna in maniera netta il cambio morfologico, con andamento decisamente rettilineo e con direzione NO-SE come la , fra il rilievo e la pianura. Durante il lavoro in campagna sono stati misurati dei set di fratture e di faglie che sono stati interpretati come faglie sintetiche alla faglia Schio-Vicenza con le relative faglie/fratture secondarie associate.

Il lavoro in campagna consiste in 7 stazioni di misura (Fig. 2.30; Tab. 2.4) così suddivise: 5 sulle colline di Montegalda (un piccolo gruppo collinare compreso fra i colli Berici e i colli Euganei; Monte Roccolo = 72 m s.l.m., Monte Castello = 74 m s.l.m., Monte Lungo = 70 m s.l.m.), 2 sui colli Berici (Val Bugano) e 1 sui monti Lessini (San Vito di Leguzzano). Le formazioni affioranti in questa zona e interessate dai set di faglie/fratture sono formazioni calcaree oligoceniche che si rinvennero sulle colline di Montegalda e su tutto il bordo orientale dei colli Berici (Dal Piaz, 1902). I dati raccolti consistono in un database di misure di direzione e angolo di immersione di piani di faglia di lunghezza variabile da metrica a decametrica e del trend e plunge dei relativi indicatori cinematici (Fig. 2.30). Gli indicatori cinematici sono stati interpretati seguendo la classificazione di Doblasi (Doblasi, 1997) e consistono in fibre di calcite e solchi che evidenziano un movimento principalmente trascorrente/transensivo per le faglie misurate.

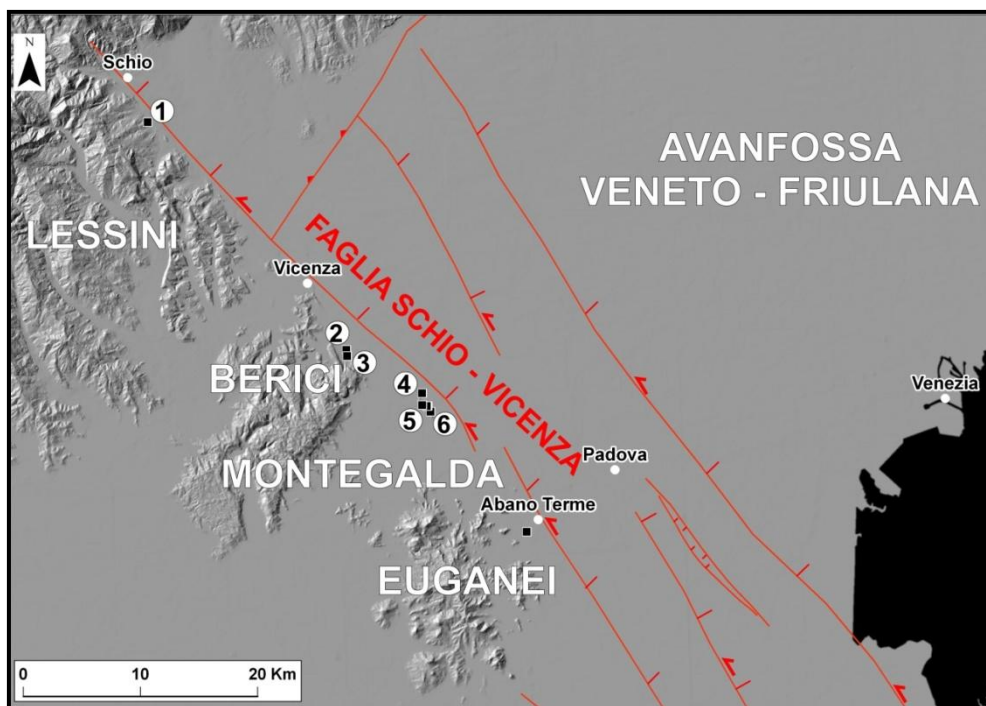


Fig. 2.29: mappa delle stazioni strutturali misurate sui monti Lessini (1), colli Berici (2-3) e colline di Montegalda (4, 5, 6).

	LAT. (°N)	LONG (°E)	LUOGO	ROCCIA O UNITA'	ETA'
1	45°40'29"	11°21'06"	S. Vito di Leguzzano-ex cava(Lessini)	Scaglia Rossa	Eocene Inf.- Cretaceo Sup.
2	45°29'48"	11°35'13"	Val Bugano Nord (Berici)	Calcareniti di Castelgomberto	Oligocene Inf.
3	45°29'29"	11°35'17"	Val Bugano-ex cava (Berici)	Calcareniti di Castelgomberto	Oligocene Inf.
4	45°27'39"	11°40'7"	Monte Lungo-ex cava (Montegalda)	Calcareniti di Castelgomberto	Oligocene Inf.
5a	45°27' 06"	11°40'06"	Monte Roccolo-parete Ovest (Montegalda)	Calcareniti di Castelgomberto	Oligocene Inf.
5b	45°27'3"	11°40'27"	Monte Roccolo-paerete Est (Montegalda)	Calcareniti di Castelgomberto	Oligocene Inf.
6	45°26'50"	11°40'38"	Monte Castello-vecchia galleria (Montegalda)	Calcareniti di Castelgomberto	Oligocene Inf.

Tab. 2.4: localizzazione delle stazioni strutturali riportate in Fig. 2.29 con le relative formazioni affioranti.

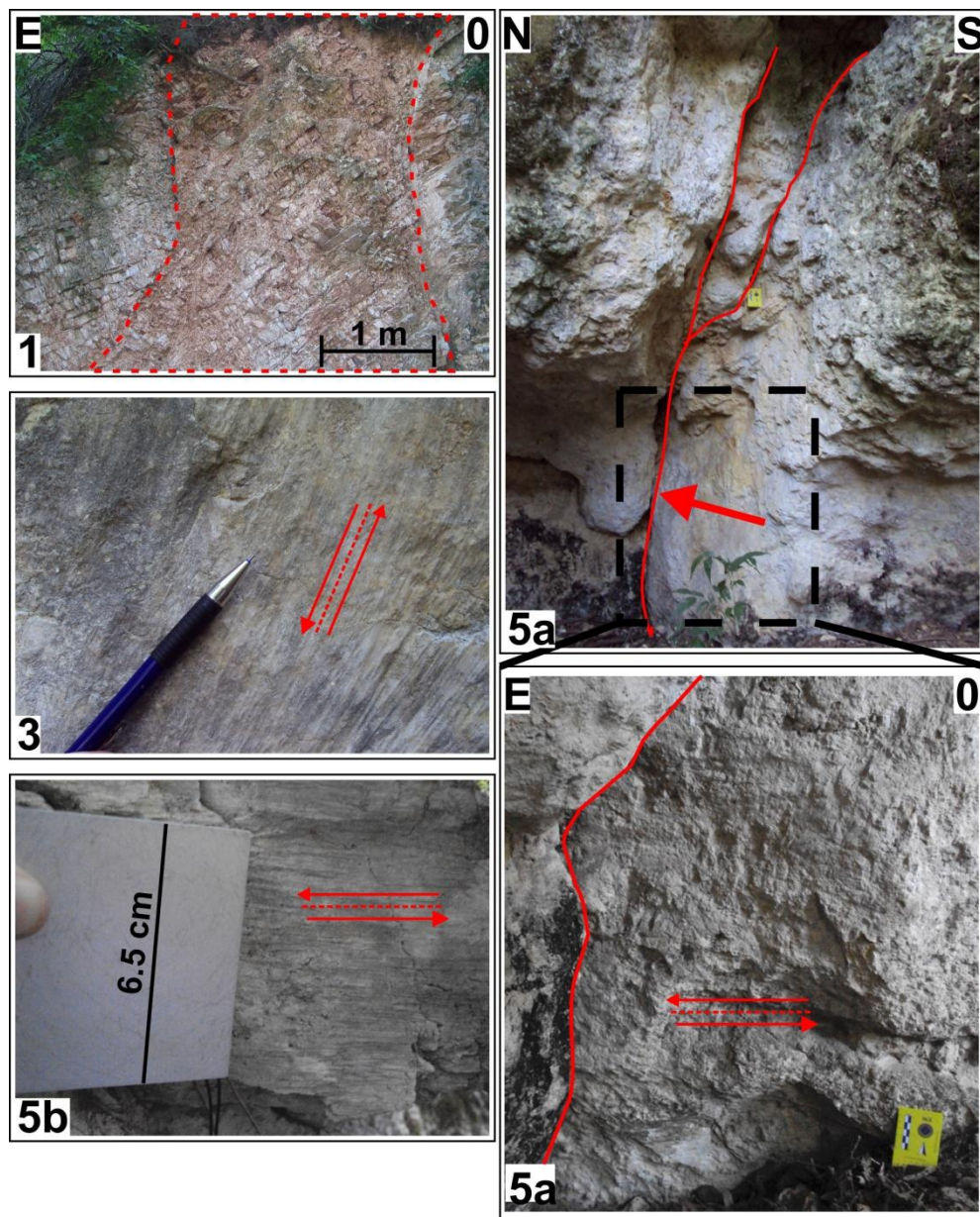


Fig. 2.30: esempi di faglie e relativi indicatori cinematici misurati nelle stazioni riportate in Fig. 2.29; sono stati misurati piani di faglia (5a-Monte Roccolo; parete con direzione all'incirca N-S vista da O; blocco di letto della faglia Schio-Vicenza in calcari oligocenici) e i relativi indicatori cinematici che evidenziano un movimento trascorrente (5b; Monte Roccolo; blocco di letto della faglia Schio-Vicenza in calcari oligocenici) o transtensivo (3; Val Bugano, ex cava; blocco di tetto della faglia Schio-Vicenza in calcari oligocenici). Talvolta la zona di faglia (1-S. Vito di Leguzzano; parete in Scaglia Rossa del letto della faglia Schio-Vicenza con direzione all'incirca E-O vista da N;) è composta da più segmenti sintetici che formano una zona fortemente brecciata (area tratteggiata).

I dati misurati nelle singole stazioni vengono riportati nell'appendice 1 mentre di seguito verranno presentati i metodi di analisi utilizzati, gli stereogrammi e i risultati ottenuti in un quadro generale su tutta l'area studiata.

Un approccio di tipo statistico è stato utilizzato nelle stazioni dove erano disponibili numerose misure, talvolta con indicatori cinematici poco chiari o non rilevabili, con lo scopo di ricostruire la geometria media della faglia principale e le faglie/fratture secondarie associate. I dati misurati per ogni stazione sono stati plottati su uno stereogramma (proiezione equiangolare di Wulf) utilizzando il software open source Stereonet 7 (Allmendinger et al., 2012) ed analizzati in modo statistico, mediante la distribuzione di Fisher, per riconoscere i differenti set di faglie/fratture e definire i valori medi di trend e plunge dei poli dei set. Le faglie/fratture medie sono state confrontate con un network teorico di faglie/fratture secondarie di tipo Riedel che si dovrebbero formare in associazione ad una faglia trascorrente sinistra e con direzione NO-SE. La geometria caratteristica di faglie secondarie di tipo Riedel è stata dimostrata da studi sperimentali (Tchalenko, 1970) e da studi in campagna (Petit, 1987) e consiste in: una faglia denominata R sintetica alla principale e che forma con la principale un angolo di circa 15° (in senso antiorario), una frattura denominata T che forma con la principale un angolo di circa 45° (in senso antiorario), una faglia denominata R' antitetica alla principale e che forma con la principale un angolo di circa $60/75^\circ$ (in senso antiorario), una faglia denominata P sintetica alla principale e che forma con la principale un angolo di circa $-10/-15^\circ$ (in senso antiorario). Nel caso della faglia Schio-Vicenza (direzione azimuthale media = 138° , dedotta dalle analisi gravimetriche riportate nel paragrafo 2.4.4; denominato piano M in Fig. 2.32) le faglie/fratture secondarie avranno le seguenti direzioni azimuthali (Fig. 2.31): R = 123° ; T = 93° ; R' = $78^\circ/63^\circ$; P = $148^\circ/153^\circ$.

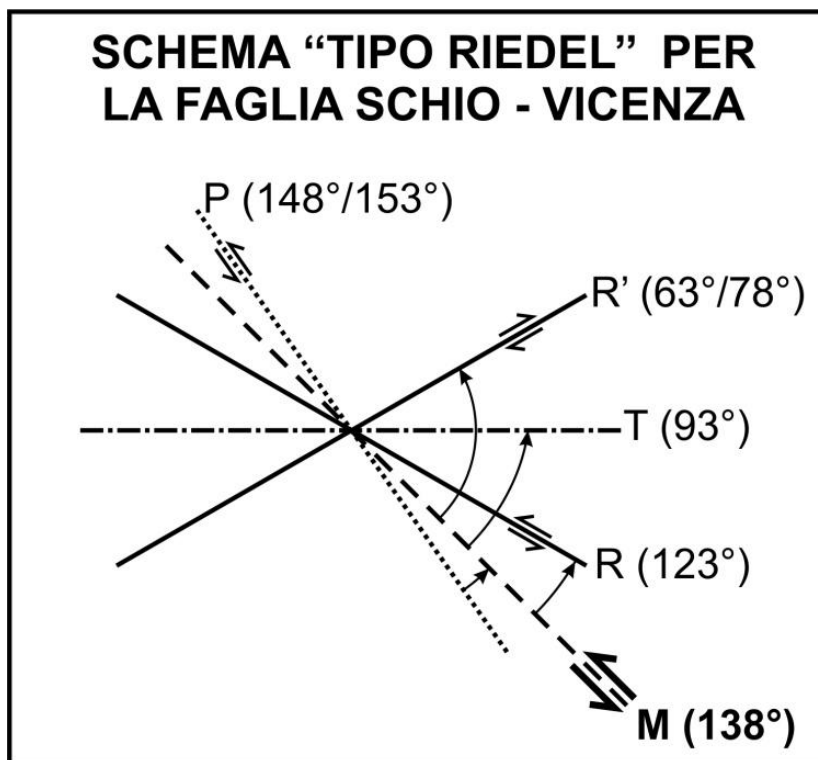


Fig. 2.31: schema teorico del network di faglie/fratture secondarie di tipo Riedel associate alla faglia Schio-Vicenza (M).

Questo metodo è stato applicato sulle faglie/fratture in calcari oligocenici rilevate negli affioramenti e nella piccola grotta sul lato sud-occidentale del Monte Roccolo (Montegalda; 5 in Fig. 2.29) e nella galleria di circa 40-50 m di lunghezza del Monte Castello (Montegalda; 6 in Fig. 2.29). Nel caso del Monte Roccolo, sono state prese 22 misure di direzione e angolo di immersione di faglie e fratture (Fig. 2.32). La faglia principale M ha S/D medi (strike/dip): 141.9°/81.2°E (ottenuto da 10 misure). Le faglie/fratture secondarie hanno i seguenti S/D: R = 122.7°, 77.4°E (5 misure), T = 90°/85.5°S (2 misure), R' = 58°/65°N (1 misura), P = 159.6°/79.6°E (4 misure). Gli angoli che le faglie/fratture secondarie formano con M (misurati grazie al software Stereonet) sono: R = 19.2°, T = 53.4°, R' = 80.8°, P = -17.5°. Nel caso del Monte Castello, sono state prese 27 misure di direzione e angolo di immersione di faglie/fratture (Fig. 2.32). La faglia principale M ha S/D medi (strike/dip): 146.4°/80.7°E (ottenuto da 7 misure). Le faglie/fratture

secondarie hanno i seguenti S/D: R = 125°, 69.9°E (7 misure), T = 94.6°/77.4°N (5 misure), R' = 61.1°/78.6°S (3 misura), P = 12.5°/58.6°E (3 misure). Gli angoli che le faglie/fratture secondarie formano con M sono: R = 23.3°, T = 50.9°, R' = 87.9°, P = -48.1°. In entrambi i casi la faglia principale misurata è una faglia con direzione NO-SE immergente ad alto angolo verso E, cioè faglie sostanzialmente parallele e sintetiche alla faglia Schio-Vicenza. Il network di faglie/fratture associate corrisponde abbastanza bene con lo schema teorico di Riedel per le faglie/fratture associate alla faglia Schio-Vicenza, evidenziando talvolta degli angoli anomali imputabili probabilmente a discontinuità pre-esistenti (ad es. il set P associato alla faglia principale del Monte Castello). Il network di faglie/fratture associate indica perciò un asse di raccorciamento diretto principalmente E-O, il quale è compatibile con una cinematica trascorrente/transensiva sinistra sulla faglia principale.

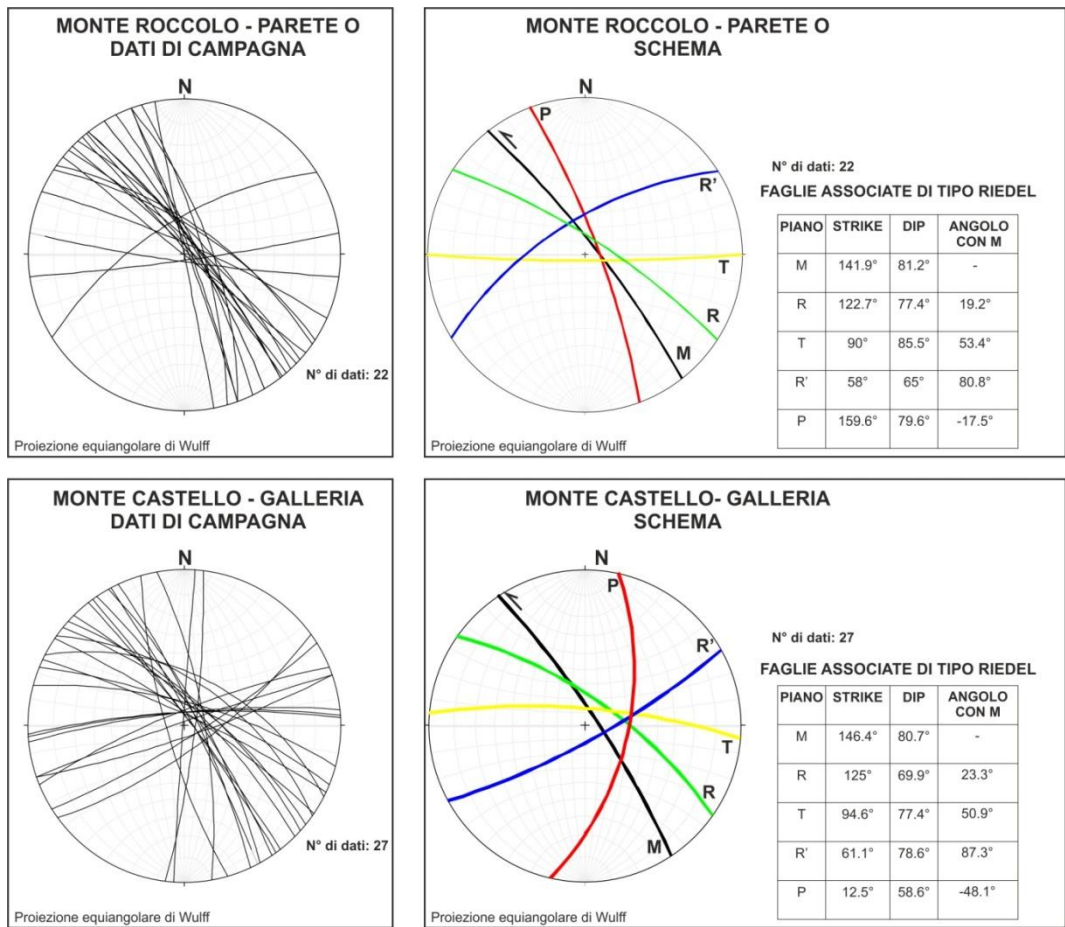
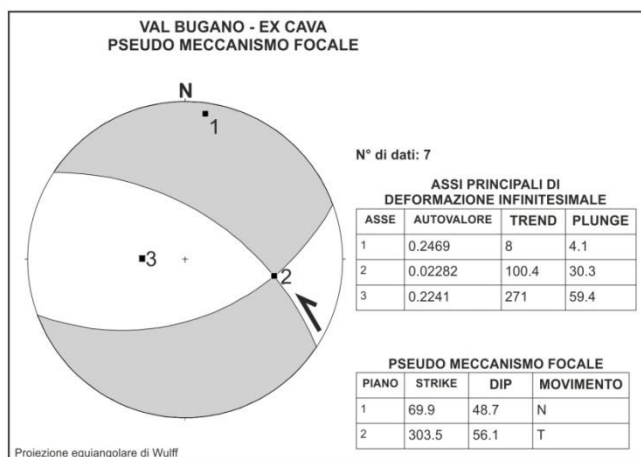
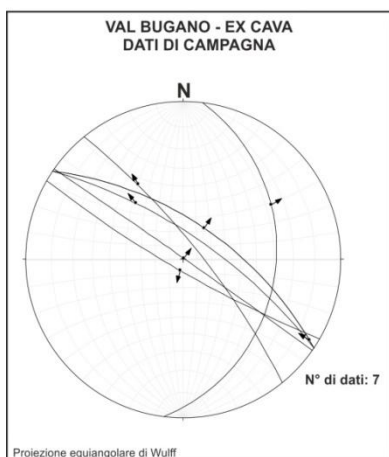
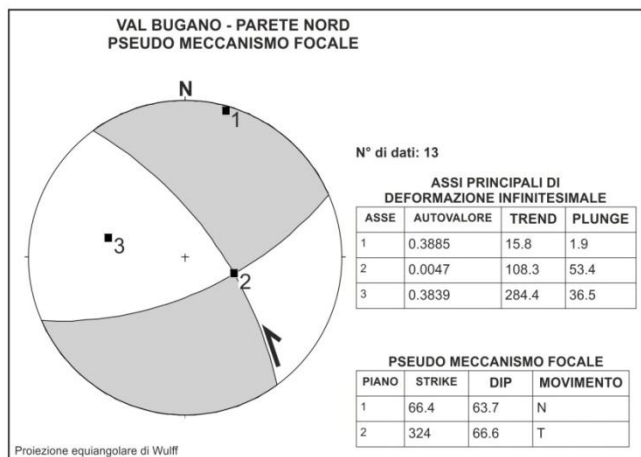
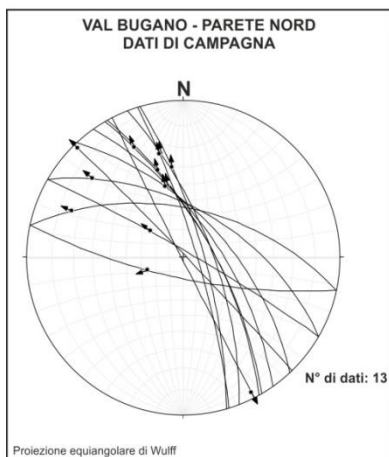
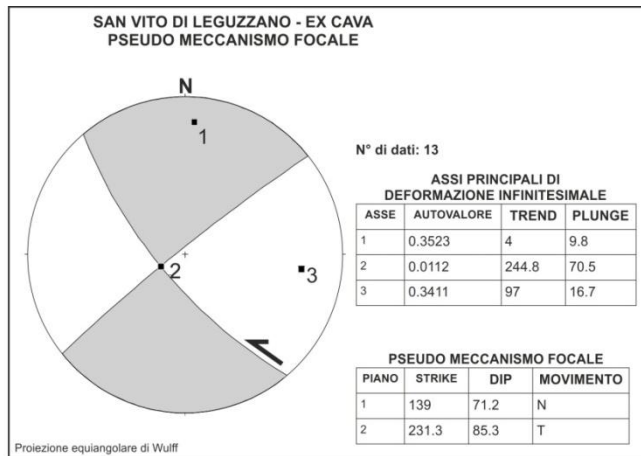
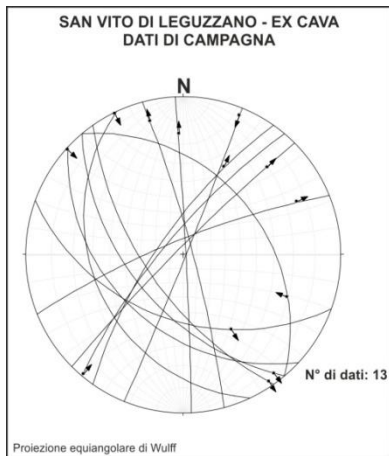


Fig. 2.32: stereogrammi dei valori di direzione e angolo di immersione di faglie/fratture in calcari oligocenici misurate sugli affioramenti sul lato occidentale del Monte Roccolo (in alto; 5 in Fig. 2.29;) e nella galleria del Monte Castello (in basso; 6 in Fig. 2.29). I dati sono stati analizzati in modo statistico per evidenziare i valori medi di direzione e angolo di immersione della faglia principale (M) e dei relativi set di faglie/fratture associate (schema di tipo Riedel). Si osserva uno schema di faglie analogo a quello teorico che si forma in associazione alla faglia Schio-Vicenza (Fig. 2.31), indicando un asse di raccorciamento diretto all'incirca E-O.

In alternativa è stata effettuata un'analisi cinematica sulle faglie rilevate nelle stazioni in cui i dati misurati erano caratterizzati da giaciture di faglie con indicatori cinematici ben evidenti, permettendo di calcolare la direzione degli assi del tensore di sforzo/deformazione infinitesimale. I dati sono stati plottati su uno stereogramma (proiezione equiangolare di Wulff) utilizzando il software open-source FaultKin 5 (Marrett & Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012). Il software permette di effettuare un'analisi cinematica sulle faglie plottate e di calcolare la direzione degli assi di

deformazione infinitesimale e il pseudo-meccanismo focale associato. In particolare si basa sull'assunzione che l'asse maggiore del tensore di deformazione infinitesimale (estensione) approssimi l'asse minore del tensore dello sforzo (σ_3) mentre l'asse minore del tensore di sforzo (raccorciamento) approssimi l'asse maggiore del tensore dello sforzo (σ_1). Dopo aver calcolato, mediante metodi statistici, gli assi medi di estensione/raccorciamento, calcola il pseudo-meccanismo focale relativo. Le stazioni strutturali a cui è stata applicata questa tipologia di analisi sono 5 (da N a S): San Vito di Leguzzano (13 misure), val Bugano - parete Nord (13 misure), val Bugano - ex cava (7 misure), Monte Lungo - ex cava (12 misure), Monte Roccolo - parete E (5 misure). Tranne per la cava in Scaglia Rossa (calcare cretacico-eocenico) di S. Vito di Leguzzano, tutte le faglie sono state misurate in calcari oligocenici. I valori degli assi di deformazione infinitesimale e la loro direzione (Trend/Plunge; T/P) sono riportati in Fig. 2.33 per ognuna delle stazioni analizzate. In particolare l'asse 1, che approssima l'asse maggiore di deformazione infinitesimale, ha un trend variabile da 4° a 15.8° (alternativamente 171° o 179.9°) e un plunge variabile da 1.9° a 32° . L'asse 3, che approssima l'asse minore di deformazione infinitesimale, ha un trend variabile da 261.3 a 284.4 (alternativamente 85.2° o 97°) e un plunge variabile da 4.2° a 59.4° . I valori medi degli assi di deformazione infinitesimale sono: $4.7^\circ/5^\circ$ per 1 (autovalore medio = 0.3), $32.3^\circ/84.8^\circ$ per 2 (autovalore medio = 0.02; corrisponde all'asse verticale), $271.3^\circ/16.3^\circ$ per 3 (autovalore medio = 0.28). Si ottengono sostanzialmente un asse di estensione/ σ_3 diretto N-S e all'incirca orizzontale e un asse di raccorciamento/ σ_1 diretto E- O e leggermente inclinato rispetto all'orizzontale. La direzione dell'asse di raccorciamento è parallelo all'asse maggiore del tensore di sforzo σ_1 e viene applicato ad una faglia immergente ad alto con direzione NO -SE (come evidenziato nei pseudo meccanismi focali) causando una cinematica trascorrente/transensiva sinistra. Questo è in analogia con quanto accade per la faglia Schio-Vicenza.



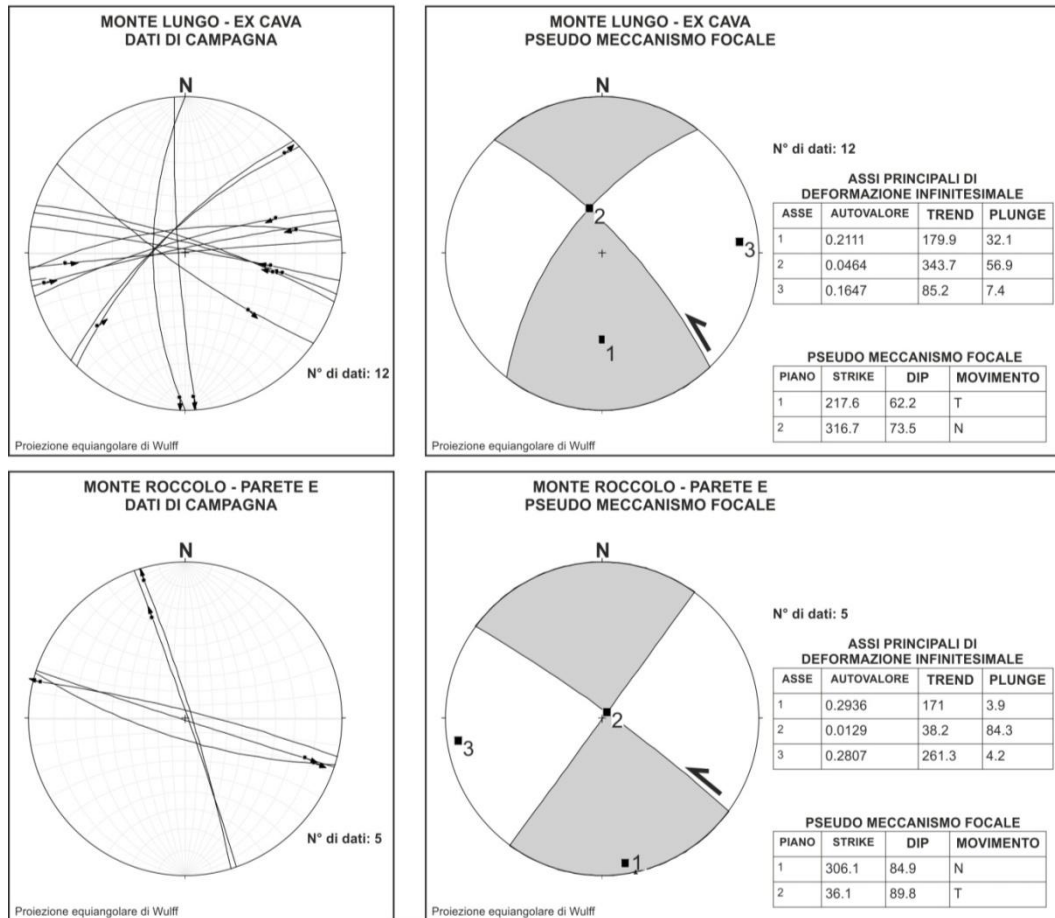


Fig. 2.33 (dalla pag. precedente): stereogrammi di direzione e angolo di immersione di faglie misurati sugli affioramenti in calcari cretacio-eocenici (S. Vito di Leguzzano) o oligocenici: San Vito di Leguzzano - ex cava (1 in Fig. 2.29), val Bugano - parete N (2 in Fig. 2.29), val Bugano - ex cava (3 in Fig. 2.29), monte Lungo - ex cava (4 in Fig. 2.29) e monte Roccolo (5 in Fig. 2.29). E' stata effettuata un'analisi cinematica sulle faglie misurate che evidenzia un asse maggiore di deformazione infinitesimale/estensione (1) diretto N-S e all'incirca orizzontale (Trend/Plunge medio = 4.7°/5°) e un asse minore di deformazione infinitesimale/raccorciamento (3) diretto E-O e poco inclinato rispetto all'orizzontale (271.3°/16.3°). L'asse di raccorciamento 3 approssima l'asse maggiore del tensore di sforzo σ_1 ed è in accordo con l'asse maggiore di sforzo che si osserva in una zona di faglia con direzione NO-SE, immergente ad alto angolo ed interessata da una trascorrenza o transtensione sinistra (analoga alla faglia Schio-Vicenza).

I risultati ottenuti sia dall'analisi statistica dei set di faglie/fratture associate ad una faglia principale (stazione strutturale 5a del Monte Roccolo - parete O; stazione strutturale 6 del Monte Castello - galleria) che dall'analisi cinematica di faglie (stazione strutturale 1 di San Vito di Leguzzano - ex cava; stazione strutturale 2 di val Bugano - parete N; stazione strutturale 3 di val Bugano - ex cava; stazione strutturale 4 del monte Lungo - ex cava; stazione strutturale 5b del monte Roccolo - parete E) sono riportati in Fig. 2.34, unitamente alle fratture rilevate sul colle del Montirone (si rimanda al paragrafo 3.5 per maggiori dettagli sull'argomento), con lo scopo di avere un quadro completo sulla cinematica che interessa la faglia Schio-Vicenza. L'analisi statistica sulle faglie misurate ha permesso di riconoscere delle famiglie di faglie e ottenere uno schema di faglie/fratture di tipo Riedel associate a una faglia principale diretta NO-SE. Sia le faglie principali che il network secondario associato sono compatibili allo uno schema di faglie/fratture teorico di tipo Riedel associato alla faglia Schio-Vicenza (Fig. 2.31). Questo conferma che le faglie principali misurate sono faglie sintetiche alla faglia Schio-Vicenza e indica un asse di raccorciamento diretto principalmente E-O. L'analisi cinematica ha confermato questo risultato permettendo di calcolare un tensore di deformazione infinitesimale medio con le seguenti caratteristiche: $4.7^\circ/5^\circ$ per l'asse 1 (autovalore medio = 0.3; corrisponde all'asse di estensione), $32.3^\circ/84.8^\circ$ per l'asse 2 (autovalore medio = 0.02; corrisponde all'asse verticale), $271.3^\circ/16.3^\circ$ per l'asse 3 (autovalore medio = 0.28; corrisponde all'asse di raccorciamento). L'asse di raccorciamento 3 approssima l'asse maggiore del tensore di sforzo σ_1 e anche in questo caso è diretto E-O. Si ottiene perciò una compatibilità da entrambe le analisi eseguite con una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra che si imposta su una faglia con direzione NO-SE. Questa cinematica è in accordo e conferma la cinematica trascorrente/transtensiva sinistra che interessa la faglia Schio-Vicenza. Inoltre, anche le fratture rilevate sul colle del Montirone confermano un regime trascorrente/transtensivo sinistro impostato sulle faglie bordanti la *relay zone* nella zona del BTE ss. in accordo con la cinematica attuale del SVFS.

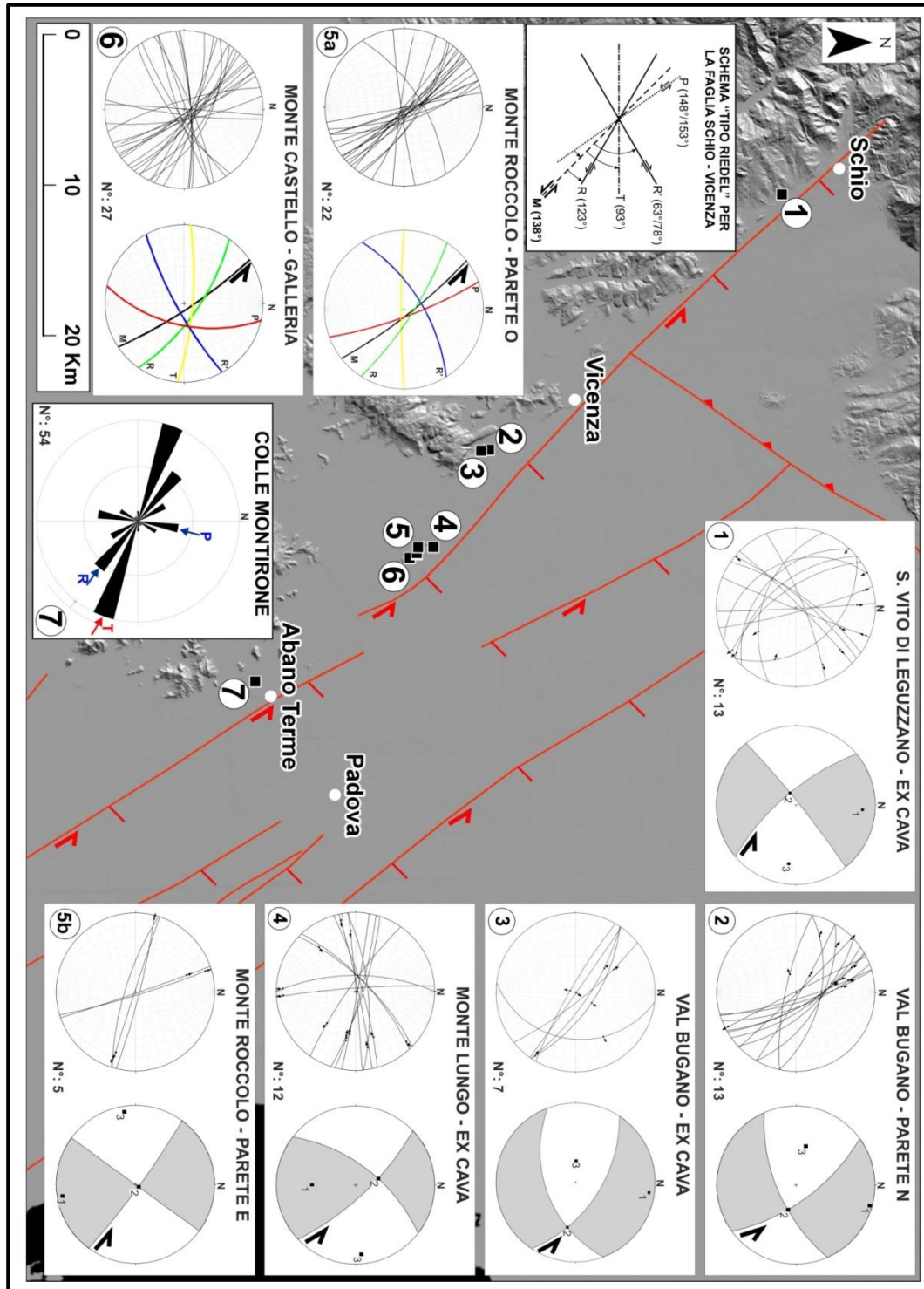


Fig. 2.34: mappa delle stazioni strutturali eseguite sul lato orientale dei monti Lessini e dei colli Berici e sulle colline di Montegalda con i relativi stereogrammi sia nel caso dell'analisi statistica effettuata sulle faglie che dell'analisi cinematica. I risultati sono compatibili con la cinematica trascorrente/transensiva sinistra attuale che interessa il SVFS.

2.6 CONCLUSIONI

Lo scopo di questa parte della tesi di dottorato era di aggiornare le conoscenze riguardo la geologia strutturale del Veneto centrale e di utilizzare queste conoscenze per mettere in relazione i sistemi di faglie del Veneto centrale e il BTE. E' stato dimostrato infatti che il 78% delle sorgenti termali è localizzato in prossimità di sistemi di faglie (Curewitz & Karson, 1997): l'attività della faglia infatti provoca un forte incremento dello stress nelle zone di tip o in zone di interazione fra faglie, aumentando così la fratturazione della roccia serbatoio e la permeabilità della stessa. Una situazione analoga viene proposta anche per il BTE, il cui sviluppo è favorito dalla presenza del sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS). Utilizzando i dati sismici e gravimetrici disponibili per la pianura padano-veneta è stato dimostrato che la faglia Schio-Vicenza non è una faglia singola e rettilinea, come riportato nella carta geologica del Veneto (Antonelli et al., 1990), bensì è sistema di faglie sub-parallele, con direzione variabile da NO-SE a NNO-SSE, immergenti ad alto angolo verso ENE o NE e che si estende dalla zona di Schio, a Nord, fino al delta del Po, a Sud (Fig. 2.22). Sono state evidenziate tre faglie principali: la faglia Schio-Vicenza a nord-ovest, che borda il margine orientale del blocco indeformato dei Berici-Lessini-Euganei ed ha direzione prevalente NO-SE (direzione media: 138°), la faglia Travettore-Codevigo a nord-est, all'incirca parallela alla faglia Schio-Vicenza (direzione media: 143.7°), la faglia Conselve-Pomposa a sud, con direzione prevalente NNO-SSE (direzione media: 147°). Queste faglie formano un mosaico di blocchi che si approfondiscono muovendosi in direzione NE dall'alto strutturale dei Lessini-Berici-Euganei (ad Ovest) all'avanfossa veneto-friulana (ad Est). L'interpretazione e conversione in profondità (effettuata utilizzando una metodologia innovativa sviluppata in ambiente GIS) di alcune sezioni sismiche sub-perpendicolari al SVFS ha permesso di delimitare anche in profondità questa architettura a blocchi e di chiarire la storia evolutiva del sistema. Il sistema, o parte di esso, si è probabilmente formato durante

l'estensione giurassica e successivamente è stato riattivato durante i cicli estensionali paleogenici, quando l'area faceva parte del *peripheral bulge* dell'avampaese dinarico. Infine è stato coinvolto nel raccorciamento neogenico del sud-Alpino orientale, agendo da zona di trasferimento flessurale tra l'avanfossa sud-alpina indeformata (ad ovest; blocco Lessini-Berici-Euganei) e deformata (ad est; avanfossa veneto-friulana). Attualmente, dato il movimento verso N o NNO della placca Adria, il SVFS è interessato da una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra. Una conferma della cinematica che agisce sul SVFS è stata ottenuta da un rilievo strutturale di dettaglio svolto sul margine orientale dei monti Lessini, dei colli Berici e sulle colline di Montegalda. In particolare sono state effettuate 7 stazioni di misura raccogliendo un database di faglie e fratture che sono state analizzate sia in modo statistico sia tramite un'analisi cinematica (Fig. 2.34). L'analisi statistica ha permesso di riconoscere set di faglie/fratture, ottenendo uno schema completo di faglie/fratture di tipo Riedel associate ad una faglia principale diretta NO-SE. Sia le faglie principali che il network di faglie/fratture secondarie sono compatibili con lo schema di faglie/fratture teorico di tipo Riedel associato alla faglia Schio-Vicenza ed indicano un asse di raccorciamento diretto principalmente E-O. L'analisi cinematica ha confermato questo risultato, permettendo di calcolare un tensore di deformazione infinitesimale medio con le seguenti caratteristiche: $4.7^\circ/5^\circ$ per l'asse 1 (autovalore medio = 0.3; corrisponde all'asse di estensione), $32.3^\circ/84.8^\circ$ per l'asse 2 (autovalore medio = 0.02; corrisponde all'asse verticale), $271.3^\circ/16.3^\circ$ per l'asse 3 (autovalore medio = 0.28; corrisponde all'asse di raccorciamento). L'asse di raccorciamento 3 approssima l'asse maggiore del tensore di sforzo σ_1 ed anche in questo caso è diretto E-O. Si ottiene perciò una compatibilità da entrambe le analisi eseguite con una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra che si imposta su una faglia con direzione NO-SE, in accordo a quanto accade per la faglia Schio-Vicenza e con quanto evidenziato da numerosi autori (Semenza, 1974; Castellarin & Cantelli, 2000; Massironi et al., 2006). Anche la manifestazione termale euganea è quindi strettamente controllata da un sistema di faglie trascorrenti,

analogamente ad altri casi italiani recentemente studiati (Perello et al., 2001; Piana et al., 2006; Baietto et al., 2008).

Una condizione necessaria affinché la permeabilità sviluppata dall'attività della faglia rimanga invariata nel tempo è che la faglia sia attiva. L'attività recente (successiva a 0.5 Ma) del SVFS è stata confermata da alcune sezioni sismiche interpretate (Fig. 2.16). L'attività attuale invece è stata studiata analizzando i bollettini sismici dell'OGS. Un'analisi generale ha evidenziato una debole attività macrosismica per la zona limitrofa al SVFS, caratterizzata da magnitudo da durata media di 2.65, seppur più frequente rispetto agli altri settori della pianura veneta. Inoltre è stata svolta un'analisi statistica riguardo alla microsismicità di tre stazioni delle rete OGS localizzate nel Veneto centrale. E' stato osservato che la stazione Teolo registra un numero di microsismi uguale o maggiore rispetto alle altre stazioni analizzate seppur una di queste (stazione del Montello) sia localizzata in un contesto ritenuto sismicamente attivo. Questa analisi, seppur in maniera qualitativa, evidenzia la presenza di una forte microsismicità registrata dalla stazione di Teolo ed imputabile al SVFS. Questo conferma un'attività attuale del SVFS che si manifesta principalmente per mezzo di una microsismicità piuttosto che con eventi sismi di magnitudo maggiore.

Il modello concettuale proposto per il BTE (per maggiori dettagli si rimanda al paragrafo 4.3) prevede che la zona di ricarica del Bacino Termale Euganeo (BTE) sia posta nei rilievi a Nord di Schio, ad oriente del SVFS. Le acque meteoriche precipitano e si infiltrano grazie all'elevata fratturazione delle rocce affioranti favorendone il flusso verso profondità più elevate. Nel tratto mediano del sistema, la zona di danneggiamento del SVFS (permeabile per fratturazione) favorisce il flusso delle acque termali da N a S. Tale flusso potrebbe essere favorito da un network di faglie/fratture secondarie analogo a quello rilevato in affioramento. L'attività sismica, seppur debole, del SVFS è fondamentale in questo contesto perchè in caso contrario le fratture formatesi sarebbero progressivamente ostruite dalla deposizione di minerali, bloccando il flusso dei fluidi termali.

Inoltre, in corrispondenza del BTE ss., è stata dimostrata la presenza di una zona di interazione fra faglie, interpretata genericamente come una *transtensional relay zone*, che accomoda un regime tettonico estensionale locale, favorisce la fratturazione del substrato e la risalita dei fluidi termali nel sottosuolo del BTE ss. Il pattern di fratture che si ottiene da analisi di carattere teorico è analogo al pattern di fratture che si rileva nei casi reali del colle del Montirone e del substrato del BTE ss. (Rosignoli, 2003). Le fratture tensionali con direzione ESE-ONO in particolare costituiscono delle vie preferenziali per il flusso di fluidi termali così come è evidenziato dal parallelismo fra questo particolare set e l'anisotropia di trasmissività misurata nel bedrock del BTE ss. (Fabbri, 1997).

CAPITOLO 3

STUDIO MULTIDISCIPLINARE SUL COLLE DEL MONTIRONE (ABANO TERME)

3.1 INTRODUZIONE

Nel corso del lavoro di dottorato è stato effettuato uno studio di dettaglio su un colle di travertino, colle del Montirone, localizzato nel centro di Abano Terme (Fig. 3.1a). In letteratura sono numerosi i casi in cui la presenza di faglie, prevalentemente normali, favorisce la risalita di fluidi termali e la formazione di depositi di travertino associati. Queste strutture sono studiate in aree tettonicamente attive in Turchia, Grecia, California e Italia (Toscana), fornendo un ottimo indicatore della cinematica in atto sul sistema di faglie associato (e.g., Hancock et al., 1999; Brogi & Capezzuoli, 2009; Temiz et al., 2009; Brogi et al., 2010). In particolare Hancock et al. (1999) propongono il termine *travitonics* per enfatizzare questo importante ruolo.

Il colle raggiunge un'altezza massima di 15.75 m s.l.m. rialzandosi di circa 6-8 m rispetto al livello della pianura circostante (altezza compresa fra 8 e 10 m s.l.m.). Copre un'area di circa 10000 m² e ha una forma sub-circolare (lunghezza di maggiore estensione = 110 m ; lunghezza di minore estensione = 95 m) (Fig. 3.1b). Il colle ha subito alcune variazioni morfologiche in seguito alla costruzione degli edifici alberghieri circostanti e ed attualmente è utilizzato come parco pubblico.

In letteratura non sono presenti lavori di carattere geologico sul colle del Montirone, benché esso sia stato ampiamente descritto in passato da vari autori (Mandrizzato, 1789; Da Rio, 1836; Catullo, 1838). I loro studi sono incentrati maggiormente sulle acque termali che fuoriuscivano naturalmente sulla sommità del Montirone e davano al colle la caratteristica di essere l'unica emergenza di acque termali nella zona di Abano Terme. In ogni caso risultano molto dettagliate anche la descrizione morfologica del colle e del travertino affiorante e in via di deposizione. Successivamente verranno riportati alcuni passi dei testi sopra citati.

Allo scopo di comprendere meglio l'origine di questo colle ed essendo la prima volta che viene studiato scientificamente in modo moderno dal punto di vista geologico, è stato deciso di intraprendere un approccio multi-disciplinare che consiste in uno studio sedimentologico e geochimico della roccia costituente, uno studio geologico-strutturale ed indagini geofisiche.

Il Montirone risulta essere costituito esclusivamente da travertino affiorante e localmente sub-affiorante. Da una prima analisi in campagna, il travertino non risulta essere "omogeneo" su tutto il colle ma sono state riconosciute due differenti lito-facies: una scarsamente stratificata, classificata come un lime/mudstone, e una a stratificazione centimetrica, classificata come una laminite cristallina. Le relative micro-facies sono state oggetto di uno studio dettagliato effettuato su 30 sezioni sottili prelevate dalle carote ottenute da due carotaggi perforati fino ad una profondità di circa 1 metro. Inoltre il travertino carotato è stato sottoposto ad analisi di tipo mineralogico e geochimico. In particolare, per quanto riguarda le analisi geochimiche, sono state effettuate delle analisi isotopiche sugli isotopi della serie dell'Uranio per datare il travertino e analisi sugli isotopi stabili del Carbonio e dell'Ossigeno per valutare le condizioni paleo-ambientali in cui è avvenuta la deposizione.

Il Montirone è interessato da un pattern di fratture con apertura variabile da pochi centimetri, nelle zone esterne del colle, fino a circa 50 cm,

sulla sommità. Le fratture sono state oggetto di una mappatura di dettaglio e di misure di direzione ed apertura ogni metro. Sono state riscontrate tre direzioni prevalenti: N 115°E (la direzione della frattura con maggiore apertura), N 15°E e N 135°E (collegate in gran parte alle fratture con apertura minore). Le fratture, subverticali o ad alto angolo, sono caratterizzate da una cinematica quasi esclusivamente tensionale. Esse possono essere spiegate come un pattern di fratture che si forma all'interno di una zona caratterizzata da un regime distensivo come quello che interessa l'area del Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.), permettendo l'incremento della permeabilità e la rapida risalita dei fluidi termali.

Infine, sono state effettuate analisi di tipo geofisico per caratterizzare il Montirone anche nelle parti più profonde del colle. Queste sono state compiute con lo scopo di rilevare la presenza di zone con proprietà fisiche anomale non rilevabili in superficie a causa dei lavori di sistemazione effettuati negli ultimi anni. A tale proposito sono state utilizzate metodologie di tipo georadar, elettromagnetico e sono state effettuate tomografie elettriche. Soprattutto queste ultime due sono state maggiormente utili e hanno portato un contributo importante allo studio.

Ogni approccio dello studio multi-disciplinare affrontato sarà oggetto di un paragrafo specifico.

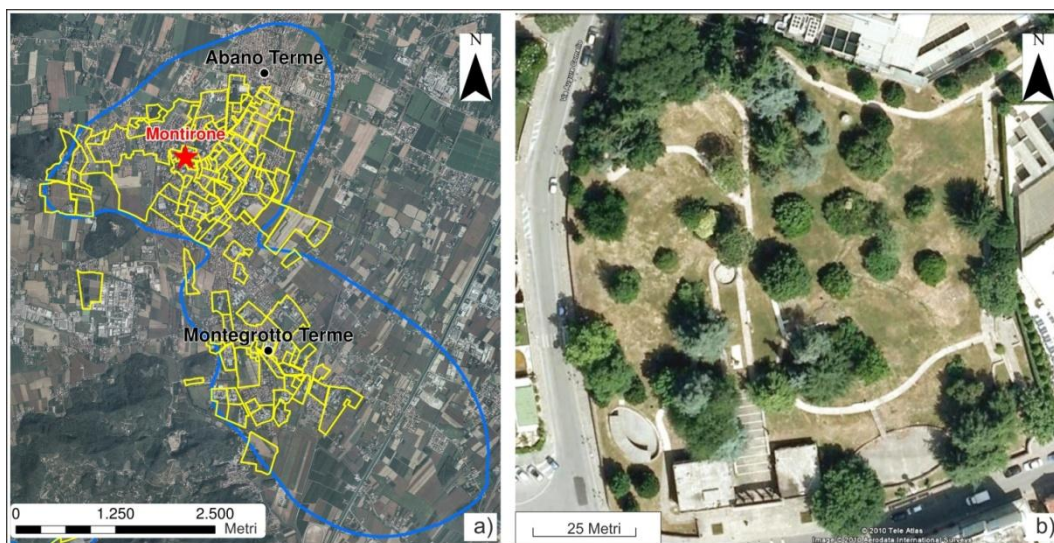


Fig. 3.1: a) ubicazione del colle del Montirone (indicato dalla stella rossa) all'interno del BTE ss. nel comune di Abano Terme (ortofoto della regione Veneto, volo 2006); b) ortofoto tratta da Google Earth del colle del Montirone; si possono notare le costruzioni che circondano il colle (a Est e Nord), la forma regolare del colle senza una direzione di allungamento principale, la presenza di travertino affiorante (zone più chiare) e le fratture con apertura maggiore che sono state rilevate sulla sommità del colle (si noti la linea scura nella parte centrale del colle).

3.2 INFORMAZIONI STORICHE

Un primo approccio di studio è stato quello di reperire gran parte delle fonti storiche in cui veniva descritto il colle del Montirone: la raccolta così ottenuta, composta da testi e immagini storiche, ha permesso di avere delle informazioni riguardo alla vecchia conformazione del colle e ai processi di deposizione del travertino in atto quando la risalita di acque nell'area era ancora naturale. Il colle infatti aveva la peculiarità di essere l'unica emergenza naturale di acque termali nella zona di Abano, a differenza della zona di Montegrotto dove le acque termali risalivano diffusamente fino alla superficie, formando laghi e zone paludose, grazie alla profondità inferiore del bedrock rispetto alla zona di Abano.

Le sorgenti termali risultano essere note fin dai tempi dei romani (come riportato da Mandruzzato, 1789-vedi testo seguente, sezione prima, XXVI-). Numerosi autori (Vandelli, 1758; Mandruzzato, 1789; Da Rio, 1836; Catullo, 1838; Fig.2a) nel corso dei secoli le hanno descritte in modo accurato soffermandosi anche nella descrizione del travertino e talvolta dei processi deposizionali. Le fonti storiche hanno confermato la conformazione evidenziata anche dai rilievi in campagna: il colle era interessato da alcune vasche/sorgenti di acqua termale, riconoscibili attualmente perché costituiscono aree localmente depresse o perché sono state "regimate" in vasche in muratura, e da canali (le fratture riconosciute sul terreno venivano usate a tale scopo) in cui veniva convogliata l'acqua termale che andava ad approvvigionare alcune vasche termali artificiali (a tale proposito si veda la Fig. 3.2b in cui è riportata la mappa del progetto di rifacimento dei giardini dello stabilimento Orologio di Japelli del 1815 e si rimanda a Mandruzzato, 1789-vedi testo seguente, sezione prima, LVII-). Inoltre, dalle vasche/sorgenti, trascinava talvolta dell'acqua termale che depositava il proprio contenuto di carbonato di calcio sui fianchi del colle, andando a formare quel travertino fittamente stratificato che a tutt'ora è riconoscibile in campagna (riportato anche da Mandruzzato, 1789-vedi testo seguente, sezione seconda, I-). Infine, i fenomeni di macro-carsismo, che caratterizzano alcune porzioni del colle e che sono stati riscontrati nel carotaggio della carota 2, sono ben descritti dal Mandruzzato stesso (1789-vedi testo seguente, sezione seconda, I-).

Come già detto, il Montirone ha subito una forte attività antropica negli ultimi duemila anni circa: basti pensare alla regimentazione delle acque termali in vasche e alla loro canalizzazione per permettere il movimento della ruota del molino dello stabilimento omonimo (stabilimento Al Molino ad Ovest del Montirone; Mandruzzato, 1789-vedi testo seguente, sezione seconda, I-). Inoltre la costruzione degli edifici a scopo alberghiero su tutti e quattro i lati del colle (Fig. 3.3) ha sicuramente modificato la forma e lo sviluppo planimetrico del colle stesso anche se si può affermare che nel corso degli ultimi due secoli esso non abbia subito grosse variazioni morfologiche, come

evidenziato dai valori di quota e di lunghezza perimetrale molto simili a quelli attuali, che da Rio (1836) riporta nel suo scritto "Orittologia Euganea" e di cui di seguito si trova un breve estratto, molto simili a quelli attuali. In ogni caso, l'impatto antropico sicuramente più importante si è riscontrato negli anni 50 e 60 del ventesimo secolo: in queste due decadi infatti il forte incremento di estrazione di acque termali collegata all'incremento degli stabilimenti termali ha diminuito drasticamente il livello potenziometrico dell'acquifero termale portandolo da una quota potenziometrica presumibile di circa 16-18 m s.l.m. (quota necessaria per la risalita delle acque fino alla superficie) ad una quota variabile da -10 a -15 m s.l.m. fra il 1975 e il 1980 (primi anni in cui il livello potenziometrico dell'acquifero termale è monitorato in continuo; si veda Fig. 3.4). Tale decremento del livello potenziometrico ha fermato perciò l'emergenza naturale delle acque termali e ha seccato le varie sorgenti presenti sul Montirone.

Di seguito vengono riportati alcuni passaggi dei testi storici citati in questo paragrafo:

- Mandruzzato, 1789-Trattato dei Bagni di Abano

PRIMA SEZIONE

XXVI-Claudiano altro poeta tre secoli dopo Lucano s'invogliò di vedere il decantato fonte, che poi celebrò con una lunga Elegia di cento, e più versi, nei quali il piccolo colle ora detto Montiron chiaramente describe

LVII-Nella sommità del piccolo colle si apre il numero maggiore delle termali sorgenti, una vicino all'altra di varia grandezza, l'acqua delle quali quasi in due parti divisa scorre a mezzodì, ed a tramontana. Alle falde del piccolo Colle predetto si osservano alcuni getti d' acqua, ed uno singolarmente grande a mezzodì, che è pur artificialmente raccolto, e per rivoli nel terreno scavati condotto di bagni. Le acque che discendono dai

fonti superiori formano a luogo a luogo piccoli stagni, ed il resto scorre per alcuni rigagnoli, che tutti concorrono a portarla in un solo canale detto Rio Caldo, dal quale si scarica in un'altro chiamato Rialto.

SECONDA SEZIONE

I-II piccolo Colle di Abano, cioè il Montiron, ha una circonferenza di circa centocinquanta pertiche padovane, ed è alto intorno a due delle stesse misure. La struttura di esso osservata dalla cima al fondo per tutte le parti ci presenta un lavoro dell' acqua. Dei massi tufacei informi, e di varie grandezze ne formano principalmente le falde che riguardano il Ponente, ed il Mezzodì, siccome quelle a Levante, ed a Tramontana sono tessute per lo più di molti strati distinti di pietra calcarea, la grossezza dei quali comincia da poche linee ed ascende fino oltre ai tre e quattro pollici . Ognuno degli strati distinti di questa pietra è un aggregato di altri strati paralleli ondulati di una linea o poco più insieme cristallizzati, come si vede se perpendicolarmente si fendano. Che l'origine di siffatta pietra sia posteriore a quella del piccolo Colle, e prodotta dalla discesa dell' acqua più da queste che dalle altre parti, lo dimostra la perfetta somiglianza con quella che si osserva d'intorno le vestigia dell'antico acquedotto, e coll' altra che si stacca a colpi di martello dalla ruota del Molino sopra cui scorrono quelle acque molto calde. Se si esaminino l' interno di qualche pezzo de' grandi o piccoli massi alla parte di Ponente si ritrova essere una irregolare concrezione calcarea a luogo a luogo bucata, e contenente dell'argilla, della terra vegetabile, delle spoglie di piccoli Turbini, e qualche porzione di terra calcarea non indurita. I massi a Mezzodì sono di una tessitura più compatta uniforme confusa, e sparsa di cristallizzazioni spatose.

III-Sulla sommità dello stesso Montiron si manifesta il numero maggiore delle fonti termali di Abano, come altrove dicemmo, l'acqua delle quali sorge chiara e limpida dalle piccole aperture che traforano il fondo de' piccoli e grandi crateri

IV-Le aperture, da cui escono i molti getti d'acqua, sono indicate da un più e meno rapido innalzamento di grosse bolle, che fanno gorgogliare l' acqua come se fosse fervente anche dove non è.

VII, VIII-La sua temperatura è varia nelle varie sorgenti, ed ha varia profondità delle medesime. io la trovai tra il grado 24, e fino all' 80 del Termometro di Reamur. Il calore in queste fonti non è in ragione della loro profondità, né segue le mutazioni dell' atmosfera nelle varie stagioni.

- Da Rio N. (1836) -Orittologia Euganea, Tipografia Cartallier (Padova)

111. Il Montirone è un piccolissimo poggio, o per meglio dire, un semplice rialzamento che non ha più di 150 pertiche padovane ossia metri 321,30 di perimetro, e pertiche due o metri 4.284 di elevazione. Questo cumulo è tutto formato d' un tufo calcario, manifesto lavoro dell' acque che qua e là scaturiscono dalla superficie.

114 Le acque superflue all' uso dei bagni in parte scorrono giù per le falde del piccolo poggio, lentamente con le loro deposizioni accrescendone o per meglio dire elevandone la superficie, e in parte raccolte in una doccia di legno servono a far girare una ruota da mulino, di cui si trova memoria ch' esisteva fino dal 1444.

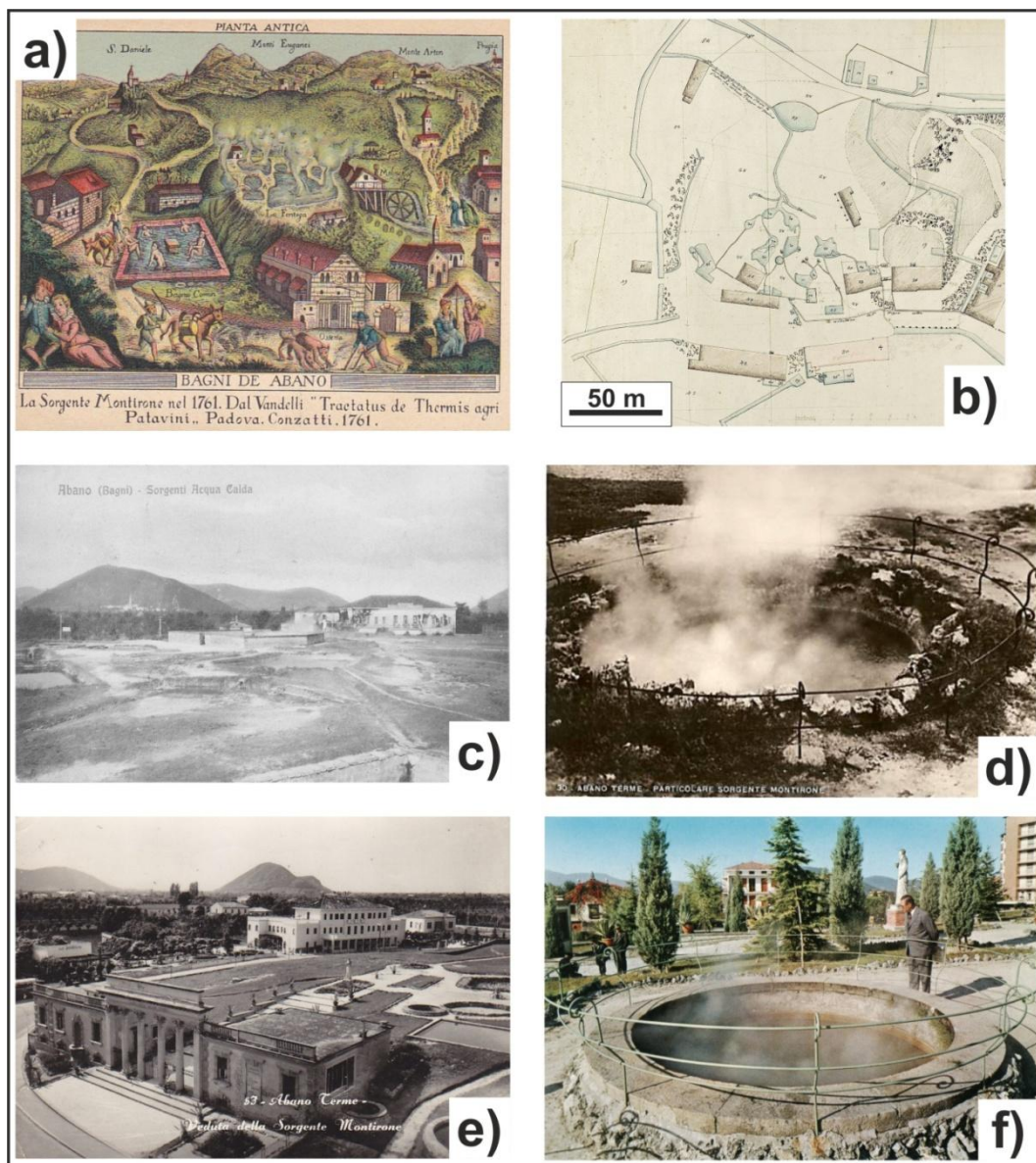


Fig. 3.2: a) disegno del colle del Montirone, attribuibile a Vandelli (1761) in cui si possono notare i fianchi pendenti del colle rispetto alla cima, interessata dalle sorgenti termali, in prevalenza piatta; la visione è da Est; b) progetto di rifacimento dei giardini dello stabilimento dell'Orologio di Japelli (1815); si notino le numerose sorgenti termali localizzate sulla cima del colle e la presenza di canali utilizzati per trasportare l'acqua termale in altre vasche (la georeferenziazione dell'immagine in ambiente GIS e la successiva sovrapposizione all'immagine attuale ha permesso di evidenziare come numerose vasche e fratture riconosciute dallo studio in campagna coincidano con quelle del progetto di Japelli); c) cartolina del 1912 in cui si riconoscono delle vasche termali ma con chiara conformazione artificiale; visione da Sud-Est; d) particolare della sorgente termale situata nella parte più elevata del colle, immagine risalente agli anni 50 circa; e) cartolina degli anni 50 che mostra la conformazione del colle dopo evidenti lavori di sistemazione se confrontata con la Fig. 3.2c; f) particolare della vasca già descritta in Fig. 3.2d, immagine degli anni 70; durante questo periodo alcune vasche termali erano mantenute attive grazie ad un pozzo perforato sul colle stesso.

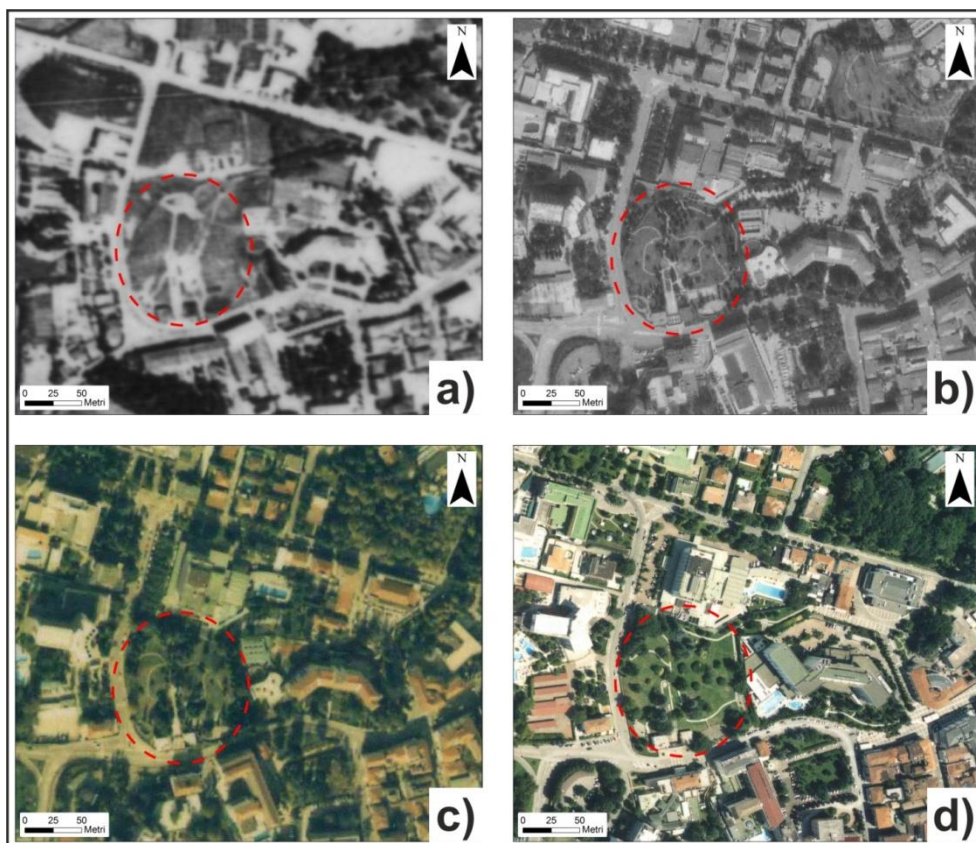


Fig. 3.3: ortofoto del colle del Montirone (evidenziato dal cerchio rosso tratteggiato) e dell'area limitrofa a partire dagli anni 70 fino all'attuale; si può notare come a partire dagli anni 70 (a, 1971) l'area circostante subisca un aumento di edificazione e come il colle subisca un importante intervento antropico (b, 1981; c, 1990) fino ad arrivare all'attuale (d, 2008).

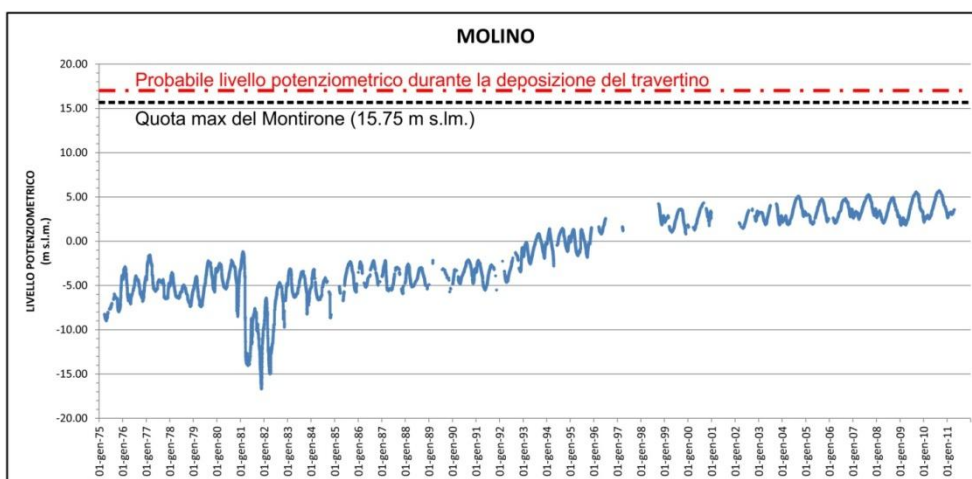


Fig. 3.4: livello potenziometrico dell'acquifero termale in prossimità del colle del Montirone; l'estrazione di acque termali, ad opera dei pozzi termali terebrati nel XX secolo, ha abbassato drasticamente il livello potenziometrico da un livello probabilmente prossimo a 16 m s.l.m. (sufficiente per permettere la fuoriuscita naturale delle acque termali) fino a un minimo di circa -15 m s.l.m. negli anni 80.

3.3 ANALISI SEDIMENTOLOGICA

Una parte molto importante della ricerca svolta sul colle del Montirone è stata l'analisi sedimentologica svolta sul travertino di cui è composto il colle stesso.

Come evidenziato da Pentecost (2005 e citazioni al suo interno), sono presenti molte definizioni per il travertino. Alcune enfatizzano aspetti legati alla temperatura delle acque termali, altre al contesto idrologico o ai meccanismi che entrano in gioco durante la deposizione. Pentecost definisce il travertino come: *"A chemically-precipitated continental limestone formed around seepages, springs and along streams and rivers, occasionally in lakes and consisting of calcite or aragonite, of low to moderate intercrystalline porosity and often high mouldic or framework porosity within a vadose or occasionally shallow phreatic environment. Precipitation results primarily through the transfer (evasion or invasion) of carbon dioxide from or to a groundwater source leading to calcium carbonate supersaturation, with nucleation/crystal growth occurring upon a submerged surface."*

Questa definizione assai ampia include nell'unico termine "travertino" diversi tipi di depositi formati in condizioni chimico fisiche e geomorfologiche specifiche e molto differenti tra loro (Speleotemi, Calcareous Tufa e Travertino s.s.) e in conseguenza risulta poco utile nelle ricostruzioni paleogeografiche e paleoclimatiche.

I risultati più recenti ottenuti dall'analisi critica dei valori isotopici e dalle osservazioni sedimentologiche dei sistemi deposizionali attivi (Gandin & Capezuoli, 2008), forniscono indicazioni sulle caratteristiche petrologiche e geochemiche dei vari depositi calcarei continentali che permettono di risalire alle loro condizioni genetiche, in particolare restringendo il significato di Travertino s.s. ai depositi formati in sistemi termali epigei, alimentati da acque calde di origine profonda a inprint geotermale/vulcanico, mentre i depositi formati in sistemi ipogei alimentati da acque di origine

carsico/meteorica corrispondono agli Speleotemi e quelli precipitati da acque sempre di origine carsica/meteorica, ma in sistemi epigei fluvio-palustri sono rappresentati dai Calcareous Tufa.

La deposizione del travertino avviene spesso lungo piani a differente inclinazione e l'inclinazione all'interno dei depositi è spesso ondulatoria. Sono presenti laminazioni che vanno dalla scala centimetrica a quella millimetrica e sono ritenute frutto dell'accrescimento stagionale o forse giornaliero. Batteri termofili e solfobatteri sono generalmente presenti nei sistemi termali prossimali mentre non sono state mai segnalate alghe né piante o animali superiori (come descritto anche da Mandruzzato (1789) [*XVI - Nel fondo dei maggiori e dei minori fonti più caldi non vi alligna pianta, ne vive animale di sorta...*]). Mucilagini batteriali contribuiscono alla formazione di croste all'interno del deposito di travertino ma non è dimostrato che la loro attività fotosintetica contribuisca in maniera significativa alla precipitazione del carbonato di calcio che è essenzialmente dovuta a processi chimicofisici (Gandin & Capezzuoli, 2008). La maggior parte dei travertini si forma per degassamento di acque sotterranee ad alto contenuto di CO₂ e contenenti >2 mmol L⁻¹ (c. 80 ppm) di calcio. Un'acqua sotterranea supersatura rispetto al calcio si produce quando la CO₂ disciolta è capace di portare in soluzione il calcio presente nelle rocce carbonatiche del serbatoio. Ciò avviene con la seguente reazione:



Il travertino si forma per la reazione inversa con la CO₂ che viene persa dalla soluzione per caduta di pressione e contemporaneo raffreddamento quando viene a contatto con l'atmosfera. In questo processo possono entrare in gioco anche i batteri che favoriscono la fuga della CO₂ grazie alla loro fotosintesi.

Da un primo studio in campagna il travertino risulta essere composto da due macro-facies prevalenti: una facies scarsamente stratificata, interessata da carsismo, classificata come un lime/mudstone (Fig. 3.5a-3.5c)

e una facies a stratificazione centimetrica, con carsismo assente, classificata come una laminite cristallina con cristalli di calcite aciculari/a piuma sub-perpendicolari alla superficie di strato (Fig. 3.5b-3.5d). Diversi fenomeni carsici sono presenti e comprendono grosse cavità carsiche rilevabili sul terreno (una di esse è stata anche ritrovata durante uno dei carotaggi) oppure piccole cavità e vaschette di dissoluzione rilevate su blocchi isolati presenti nella parte più elevata del colle (Fig. 3.5e-3.5f).

Vista l'assenza di sezioni verticali importanti e per uno studio più dettagliato delle micro-facies del travertino sono stati effettuati due carotaggi in continuo allo scopo di campionare e analizzare in dettaglio le facies presenti (Fig. 3.6). I carotaggi sono stati effettuati con un perforatore HILTI che permette di prelevare carote di circa 5 cm di diametro raggiungendo la profondità di circa 1 metro. Il carotaggio 1 è stato effettuato sulla cima del colle del Montirone in una zona in cui affiora prevalentemente la facies classificata come lime-mudstone e in prossimità di una frattura. Il carotaggio 2 è stato effettuato sul fianco occidentale del colle dove affiora la facies composta da croste cristalline.

L'analisi delle micro-facies è stata effettuata in collaborazione con la prof. Anna Gandin del dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi di Siena e si sono svolte prevalentemente a Siena. L'analisi sedimentologica ha permesso di capire inquadrare il tipo di processi in atto durante la deposizione e di effettuare una seppur generale delle condizioni paleo-ambientali in cui avveniva la deposizione del travertino stesso.

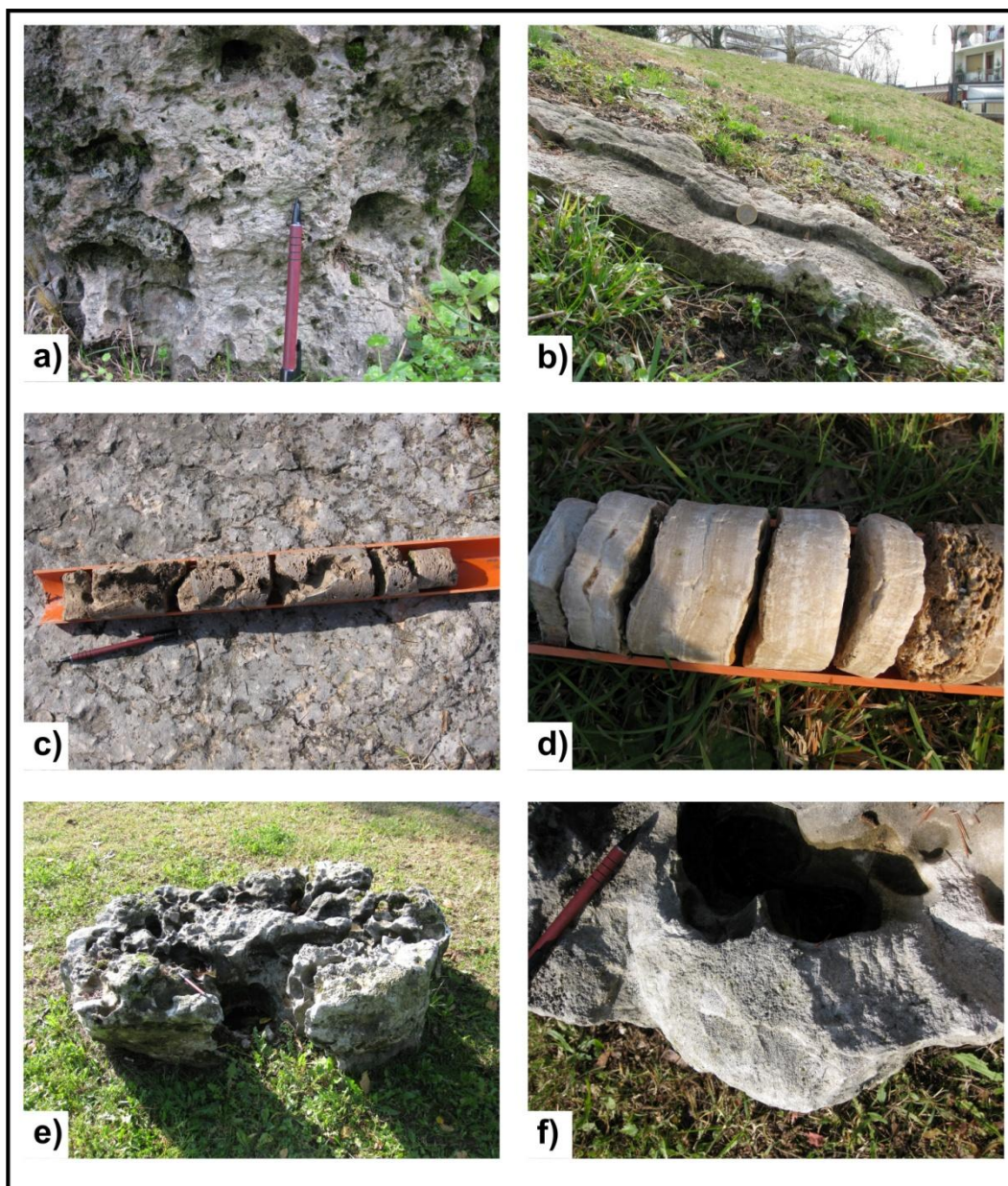


Fig. 3.5: facies di travertino riconoscibili sul colle del Montirone (in affioramento e carotate); affiorano sia facies dall'aspetto massivo e scarsamente stratificate classificate come lime/mudstone (a-c) sia facies stratificate/laminate decisamente più cristalline classificate come croste cristalline (b-d). Inoltre sono diffusi importanti fenomeni di carsismo rilevati sia durante i carotaggi che su blocchi isolati (e-f)



Fig. 3.6: ubicazione dei carotaggi effettuati per campionare il travertino. Il carotaggio 1 si trova sulla cima del colle a una quota di circa 14 m s.l.m. mentre il carotaggio 2 si trova sul lato O a una quota di 12.80 m s.l.m. .

3.3.1 Carota 1

Il carotaggio 1 è localizzato in prossimità della sommità del colle del Montirone, ad una quota di circa 14 m.s.l.m. . Il campione è stato prelevato nella depressione che si trova a sud della parte più elevata, in prossimità di una frattura (direzione azimuthale: 120; apertura: 10-12 cm) rilevata all'interno della depressione stessa (Fig. 3.7a; 3.30b). La profondità raggiunta dal carotaggio è di circa 95 cm dal piano campagna (p.c.) ed il carotaggio è stato effettuato con un'inclinazione di 5° rispetto alla verticale. Raggiunta tale profondità, il carotaggio è stato bloccato a causa di problemi nel proseguire il sondaggio stesso poichè l'acqua di perforazione sfuggiva all'interno della frattura (Fig. 3.7c).

La carota prelevata presenta una discreta integrità e continuità verticale, indice di facies decisamente compatte e con una stratificazione non troppo marcata. Da un'analisi di dettaglio, risulta essere composta quasi totalmente da lime/mudstone con numerose tracce di attività carsica sia di dissoluzione sia di rideposizione successiva all'interno delle cavità stesse. Nella tabella 3.1 vengono riportati i codici identificativi, la profondità della base dal p.c. e la descrizione macroscopica dei caratteri principali di ogni segmento della carota (non viene riportata la descrizione litologica che sarà oggetto di studio nell'analisi delle litofacies).

Per ogni segmento di carota è stato effettuato uno studio di dettaglio per mezzo di sezioni sottili. Questa analisi di dettaglio ha confermato i caratteri deposizionale riscontrati dallo studio macroscopico ma ha anche evidenziato la presenza di fenomeni deformativi in atto durante la deposizione del sedimento.

L'analisi sedimentologica della carota 1 ha perciò permesso di ricostruire la situazione paleo-ambientale presente nella zona dove è avvenuto il campionamento. Infatti la facies composta da lime/mudstone è solitamente associata a una sedimentazione lenta con un'energia delle acque riscontrabile negli ambienti di vasca. Un'ulteriore conferma è stata ottenuta dall'analisi del segmento di carota Ab.4, dove si osserva una zona fortemente laminata in cui sono state riconosciute dall'analisi macroscopica delle strutture tipo *paper thin rafts* (lamine sub-millimetriche di calcite) tipiche di un ambiente deposizionale di vasca (Fig. 3.9g in sezione sottile). Strutture analoghe sono state riconosciute in casi attuali di sistemi termali attivi in cui, all'interno di vasche termali, tali lamine di calcite si formano all'interfaccia acqua-aria grazie all'intensa evaporazione che favorisce la precipitazione della calcite. Questo è anche l'ambiente deposizionale che si osserverebbe attualmente se ci fosse deposizione e perciò si può affermare che le condizioni siano rimaste sostanzialmente invariate.

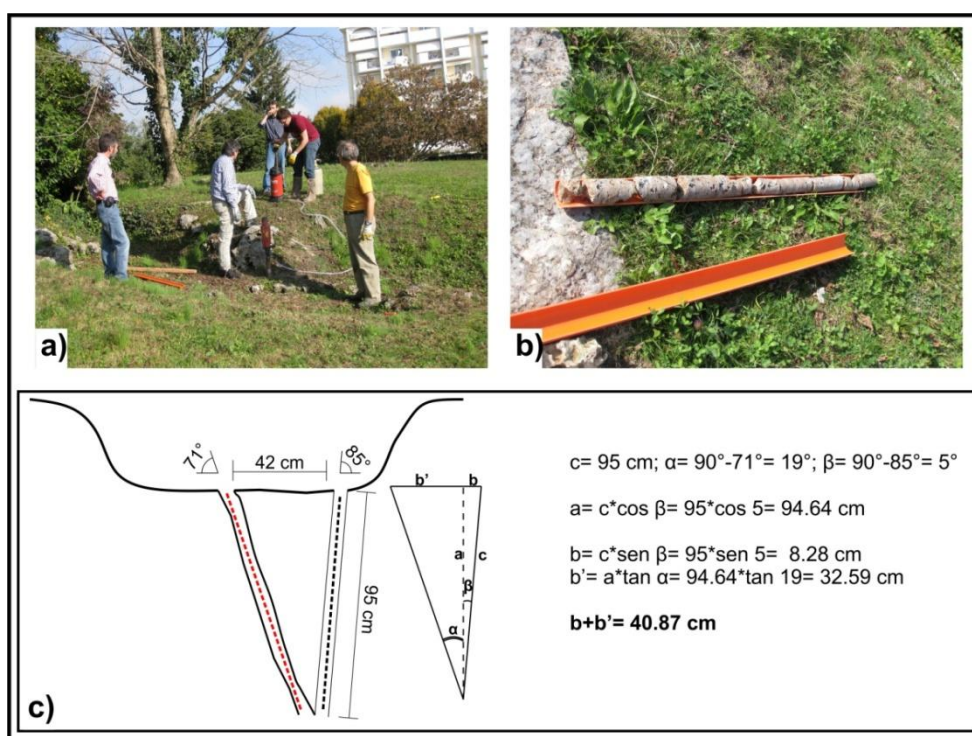


Fig. 3.7: a) il carotaggio 1 è stato effettuato all'interno di una vasca termale sul lato S del colle; b) carota di circa 1 m di lunghezza prelevata durante il carotaggio; c) schema che dimostra come alla profondità di circa 95 cm è stata intercettata la frattura impedendo di proseguire nel campionamento: la larghezza fra il carotaggio e la frattura calcolata ($b+b'$) e misurata sono comparabili.

ID TRONCO CAROTA	SEZIONE SOTTILE	PROFONDITA' DAL P.C. m (BASE CAROTA)	NOTE
AB.1		0.03	Basso carsismo
AB.2		0.12	Basso carsismo
AB.3		0.2	Forte macro carsismo
AB.4		0.3	Forte macro carsismo; presenza di <i>paper thin rafts</i>
AB.5		0.35	Forte micro carsismo
AB.6		0.40	Forte micro carsismo
AB.7		0.44	Forte micro carsismo
AB.8		0.51	Forte macro carsismo
AB.9		0.64	Forte macro carsismo
AB.10	Sez. 10b	0.72	Forte macro carsismo
	Sez. 10a	0.78	Cavità carsica riempita da materiale più chiaro
AB.11		0.83	-
AB.12		0.86	-
AB.13		0.95	Forte macro carsismo

Tab. 3.1: informazioni riguardo i vari segmenti della carota 1 prelevati durante il campionamento.



Fig. 3.8: immagini di dettaglio dei segmenti di carota Ab.1-13.

L'analisi delle sezioni sottili ha evidenziato come, dal punto di vista litologico, la carota sia caratterizzata prevalentemente da un mudstone microspartito. Tale sedimento risulta essere talvolta più grossolano e ben ricristallizzato (Fig. 3.9c) talvolta più micritico, a grana cristallina fine non molto evidente (Fig. 3.9a-3.9b). A partire da Ab.6, si riscontra un graduale aumento di zone a biocostruzione prevalente, che si riflette in una divisione quasi equivalente fra mudstone e boundstone composto da *shrub* (Fig. 3.9i) e colonie batteri (Fig. 3.9d-3.9e).

Si deve comunque sottolineare che la componente organica (quasi esclusivamente batteri) è decisamente importante anche nel mudstone. Infatti si riscontrano frequentemente relitti di in aggregati coccoidi filamentosi (Fig. 3.9f). Questa osservazione mostra come i batteri siano sempre presenti nei depositi termali, dando origine a microbial mudstone se si trovano nei fanghi in piccole quantità, mentre quando gli aggregati sono più densi si formano corpi biocostruiti definiti come microbial boundstone.

Lo studio delle sezioni inoltre ha evidenziato la presenza di fenomeni deformativi di varia natura distribuiti uniformemente per tutta la lunghezza della carota. Tali deformazioni sono molto simili a quelle che in letteratura sono state ampiamente studiate nei *soft-sediment* (e.g., Motenat, 2007; van Loon, 2009). Principalmente si riscontrano deformazioni collegate dall'aumento del carico litostatico. In letteratura, tali strutture sono note in sedimenti semilitificati a densità inversa e collegate ad eventi di instabilità. In queste condizioni l'azione della forza di gravità causa movimenti differenziali del sedimento stesso. Il sedimento a densità maggiore perciò può fluire all'interno del sedimento a densità minore causando diversi tipi di strutture. Le strutture più comuni sono: pseudo-noduli (Fig. 3.10) e *flame structures* quest'ultime formate da porzioni di sedimento che fluiscono verso l'alto e si intrudono come diapiri in sedimenti indeformati (van Loon, 2009).

Come evidenziato da Owen et al. (2011), sono necessarie tre condizioni contemporanee per ottenere una deformazione nei *soft-sediment*. La prima è la presenza di una forza che induce una deformazione nel

sedimento. La seconda è che il meccanismo di deformazione sia sufficiente per deformare il sedimento. La terza è la presenza di un evento che agisca da "innesco" per la deformazione stessa. Le forze di innesco possono essere molteplici: sismicità, onde, sedimentazione rapida, movimento di acqua, movimento di gas. Nella maggior parte dei casi è difficile stabilire quale sia il fattore di stress che causa la formazione di tali strutture, anche perché le proprietà dei sedimenti stessi (in particolare l'anisotropia) inducono tensioni interne locali non appena si avvia un processo deformativo.

Nel caso del Montirone, è plausibile pensare che la forza innescante delle deformazioni osservate sia collegata ad un aumento repentino della fuoriuscita di gas nelle vasche in cui si depositava il fango micritico. Questa considerazione è principalmente indotta dal fatto che, dallo studio delle sezioni sottili, sono evidenti strutture collegabili alla fuga rapida di gas dal sedimento (Fig. 3.10e). Queste strutture sono state riconosciute nella sezione Ab.3, nella sezione Ab.8 (il canale provocato dalla fuga di gas divide una zona biocostruita e viene successivamente riempito dal fango micritico; Fig. 3.10e) e nella sezione Ab.9. Altre cause innescanti, ad esempio la sismicità, sono state ritenute meno plausibili anche se non possono essere escluse totalmente. Questo comunque non è in contrasto con la microsismicità rilevata dal sismografo di Teolo e con l'attività delle faglie nella zona del BTE ss. . Infatti, se si suppone che queste strutture deformative siano causate da una fuga rapida di gas, deve essere ricercata la causa di questo aumento "improvviso" di gas che può essere spiegato da un micro-sisma, il quale favorisce anche l'apertura delle fratture sulla superficie.

Inoltre sono evidenti strutture post-deposizionali collegabili a fenomeni carsici. Cavità sono talvolta riempite da calcite micro-cristallina (micrite e/o microsparite) depositatasi a causa di una circolazione secondaria di fluidi (Ab.3); talvolta sono bordate da colonie microbiche di tipo *shrub* e riempite da un mudstone (Ab.4b o Ab.5) o talvolta fungono da zona di deposizione di fluidi provenienti dalla cementazione del sedimento stesso (Ab.5).

Di seguito viene descritto in dettaglio il segmento Ab.10 che sarà oggetto di studi geochimici successivi.

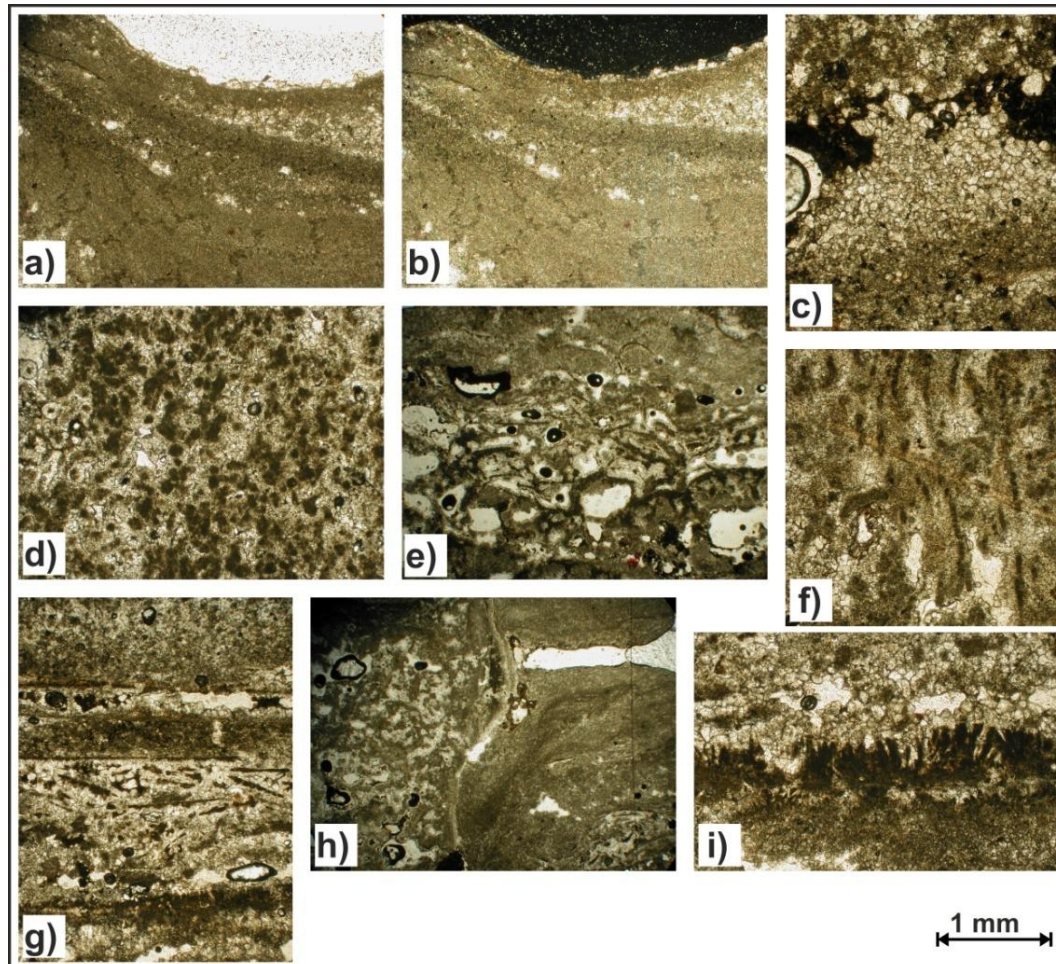


Fig. 3.9: la carota 1 è composta in prevalenza da un mudstone + microsparitico a grana fine (a, immagine a nicols paralleli; b, immagine a nicols incrociati) o a grana decisamente più grossolana (c); talvolta contiene colonie di batteri sotto forma di grumi (*clumps*) coccoidiformi diffusi nella matrice (d) oppure di filamenti (f) che possono formare un reticolo più marcatamente biocostruito (e-h) o di piccoli cespugli (*shrub*) (i); talvolta sono presenti anche accumuli di sottili lame cristalline (*paper thin-rafts*) (g). Nella fig. h, è evidente il contrasto fra le due facies prevalenti della carota (microbial boundstone, a sinistra, mudstone, a destra).

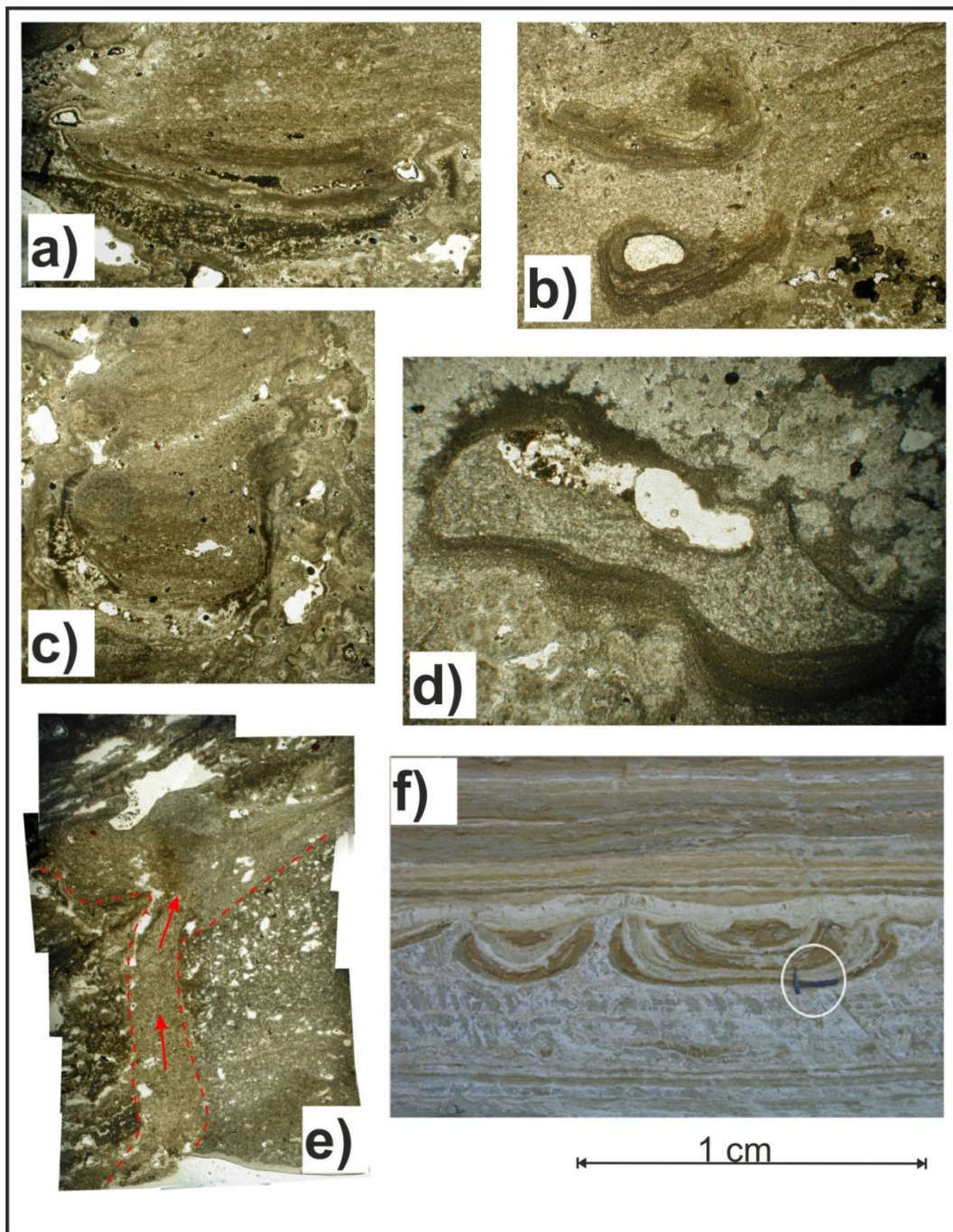


Fig. 3.10: differenti stadi di formazione di pseudo-noduli: si passa da noduli appena accennati in cui si nota una risalita del materiale laterale più competente (a) per poi arrivare a noduli abbastanza formati (b,c) ed infine noduli propriamente formati (d); la figura (e) riporta una struttura imputabile alla fuga di gas dal sedimento, evidenziata da un canale verticale che separa due porzioni di sedimento biocostruito e riempita da fango micritico; le fughe di gas sono considerate il fenomeno principale che innesca l'instabilità del sedimento portando alla formazione di pseudo-noduli; l'immagine (f) è tratta da Owen et al. (2011) e riporta delle strutture classificate come pseudo-noduli: si noti l'analogia con le strutture studiate nel travertino del Montirone.

Ab 10 (Ab 10b-Ab 10a)

La sezione Ab. 10 è situata nel carotaggio 1 (sommità del colle del Montirone; quota 14 m.s.l.m.) ad una profondità che va da 64 cm a 78 cm dal p.c. . E' divisa in due segmenti di lunghezza circa 5 cm posti ad una profondità che va da 64 a 72 cm dal p.c. (Ab. 10b) e da 72 a 78 cm dal p.c. . Il tratto di carota presenta evidenze di un carsismo di medio grado , fenomeno che probabilmente è ancora in atto con cavità talvolta riempite (Fig. 3.8; Fig. 3.11) e con cavità carsiche talvolta riempite.

Dall'analisi della sezione sottile, la carota risulta essere costituita da un microbial boundstone ricristallizzato con relitti di filamenti di batteri preservati (Fig. 3.15), alternato a un mudstone anch'esso ricristallizzato. Le due diverse tipologie di sedimento originale sono facilmente riconoscibili in quanto ricristallizzano in modo molto differente: la porzione biocostruita ricristallizza dando origine a una facies a grana più grossolana mentre il fango ricristallizza in una grana più fine. Nella parte superiore della porzione di carota (tetto di Ab. 10b) è presente un floatstone con *microbial paper thin rafts*. La presenza dei *paper thin rafts* (quasi sicuramente descritti anche in Mandruzzato, 1789) indica una deposizione tranquilla in ambiente di vasca. Al di sotto del floatstone, si osservano livelli di microbial shrub formati sul fondo della stessa vasca.

Inoltre nella matrice si trovano dei minerali argillosi diffusi e talvolta granuli di quarzo che testimoniano un seppur minimo apporto terrigeno al sedimento originale (evidente anche dalle datazioni U/Pb).

Le sezioni presentano evidenze di fenomeni deformativi di tipo "duttile" in sedimenti a consistenza plastica, tipo *soft-sediment*. Nella parte inferiore della sezione Ab.10a, si evidenziano due noduli di fango che "scorrono" sopra uno strato laminare (più competente) e parzialmente deformato (Fig. 3.19). Al di sopra di questa struttura, si nota una zona

biocostruita scarsamente deformata grazie alla competenza maggiore del sedimento. (Fig. 3.18).

La parte superiore di Ab.10a mostra strutture deformative e un carsismo di grado più elevato rispetto alla parte inferiore. In particolare, per quanto riguarda le strutture deformative, si nota uno pseudo-nodulo completamente formato (Fig. 3.14) con asse di piega giacente sulla sezione e evidenziato dalla successione (muovendosi dal piano assiale verso le zone distali) di un fango ricristallizzato a grana fine (zona centrale), seguito da un livello più scuro a grana molto fine (zona mediana) e infine, nella parte esterna, un'area costituita da fango ricristallizzato a grana più grossolana. Vista la forma di tale struttura, si può affermare che l'asse di sforzo massimo giace sulla sezione stessa ed è orizzontale. Il nucleo del nodulo presenta una zona caratterizzata da dissoluzione, in cui la frazione organica insolubile presente nel travertino rimane all'interno della cavità dando luogo un sedimento di colore tipicamente scuro-marrone.

Nella sezione Ab. 10a inoltre, grazie all'alternanza di livelli a differente grana, si può capire bene la differenza di comportamento reologico delle diverse tipologie di sedimento se sottoposte a fenomeni deformativi (Fig. 3.16-3.17). Le lamine ricristallizzate a grana più grossa e molto più compatte si deformano in modo "fragile" formando delle strutture a duomo e talvolta anche rompendosi. Nelle zone rigonfiate risale il sedimento fangoso "duttile" sottostante.

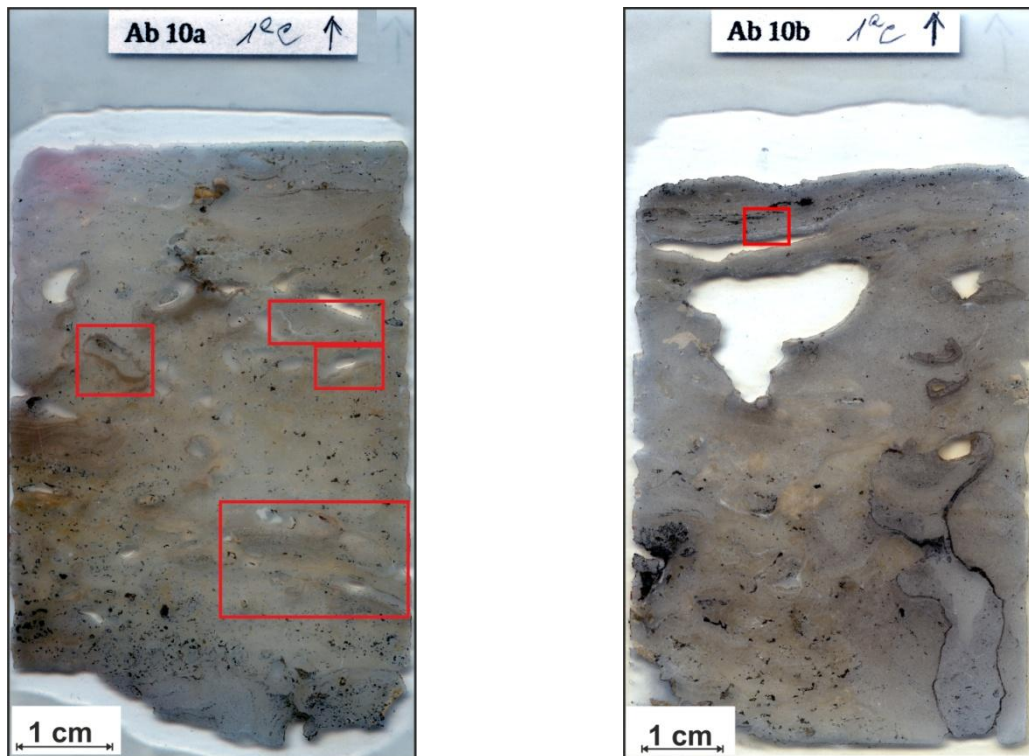
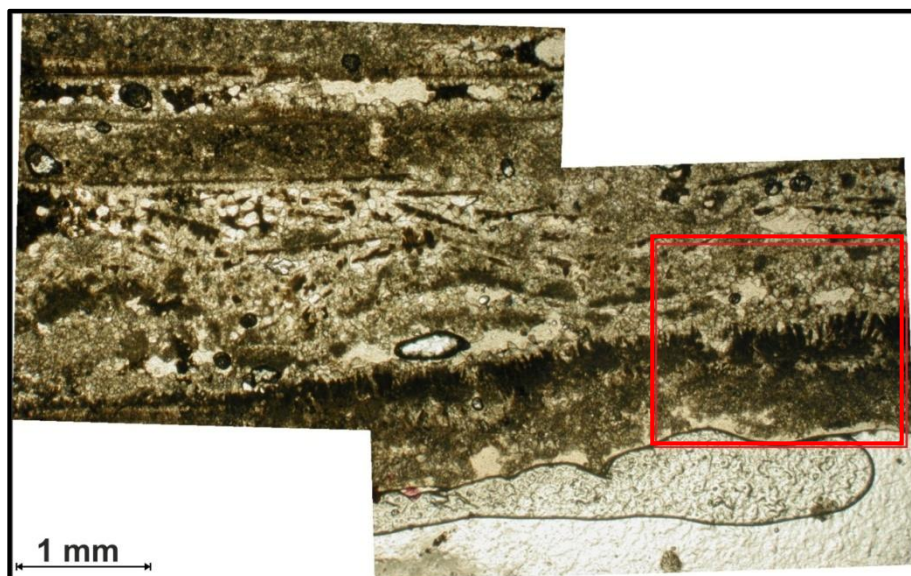


Fig. 3.11: scansione delle sezioni Ab. 10a e Ab. 10b; si nota come la parte in alto risulta essere più carsificata; le aree bordate di rosso evidenziano le principali strutture riportate nelle immagini microscopiche di seguito.

Fig. 3.12 (in basso): floatstone con *microbial paper thin rafts* nella parte superiore della sezione Ab. 10b; la quasi orizzontalità delle “bacchette” fa escludere ogni traccia di attività deformativa in seguito alla diagenesi; alla base, si nota una parte della cavità, evidenziata in Fig. 3.11, formatasi nel mudstone; la zona bordata di rosso evidenzia la presenza di shrub al tetto del mudstone (particolare nella Fig. 3.13).



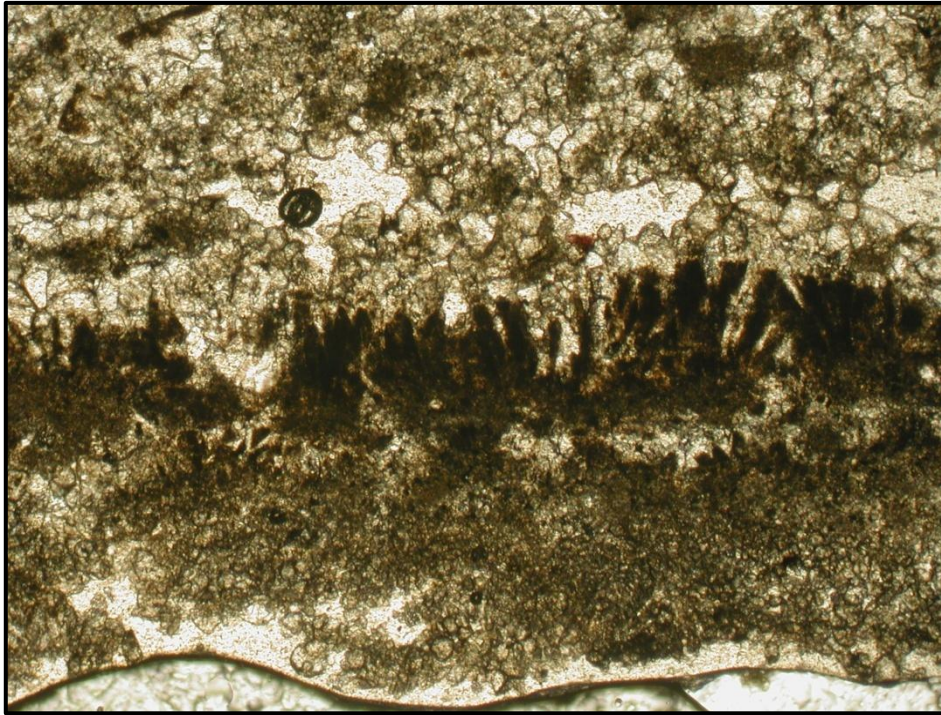


Fig. 3.13: shrub (colonie di batteri a forma di ciuffo); particolare di Fig. 3.12.

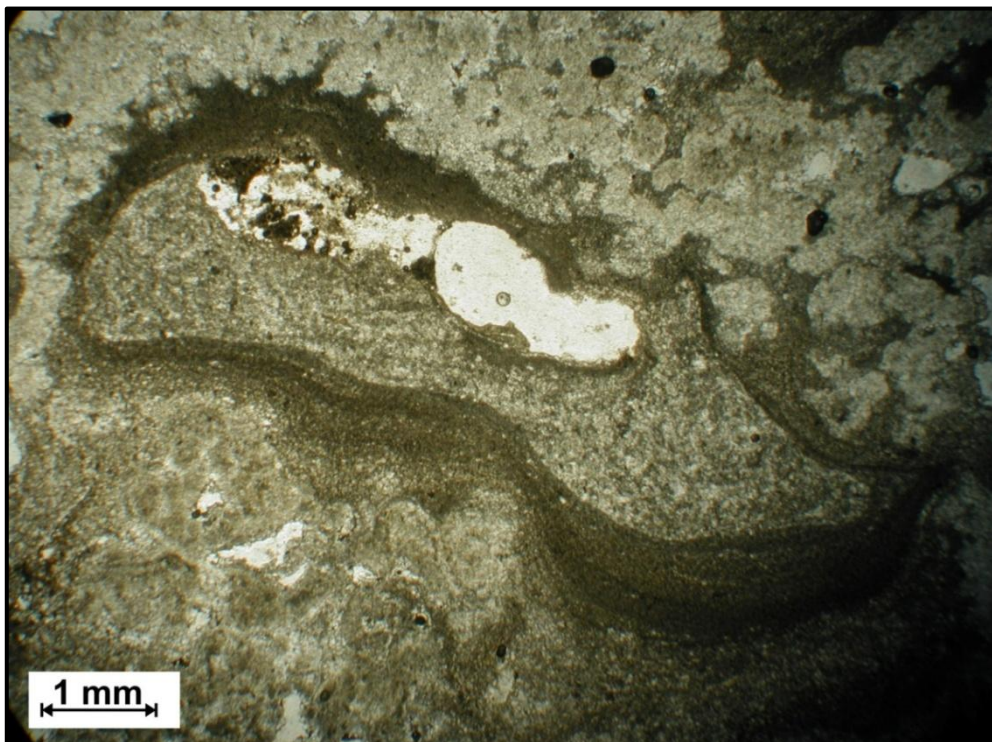


Fig. 3.14: pseudo-nodulo nella parte in alto a sinistra della sezione Ab. 10a; ; interessa livelli di fango e fango denso (parte mediana della piega; scura) ricristallizzato al nucleo si nota una piccola cavità carsica contenente materiale organico insolubile di colore marrone scuro-nero.

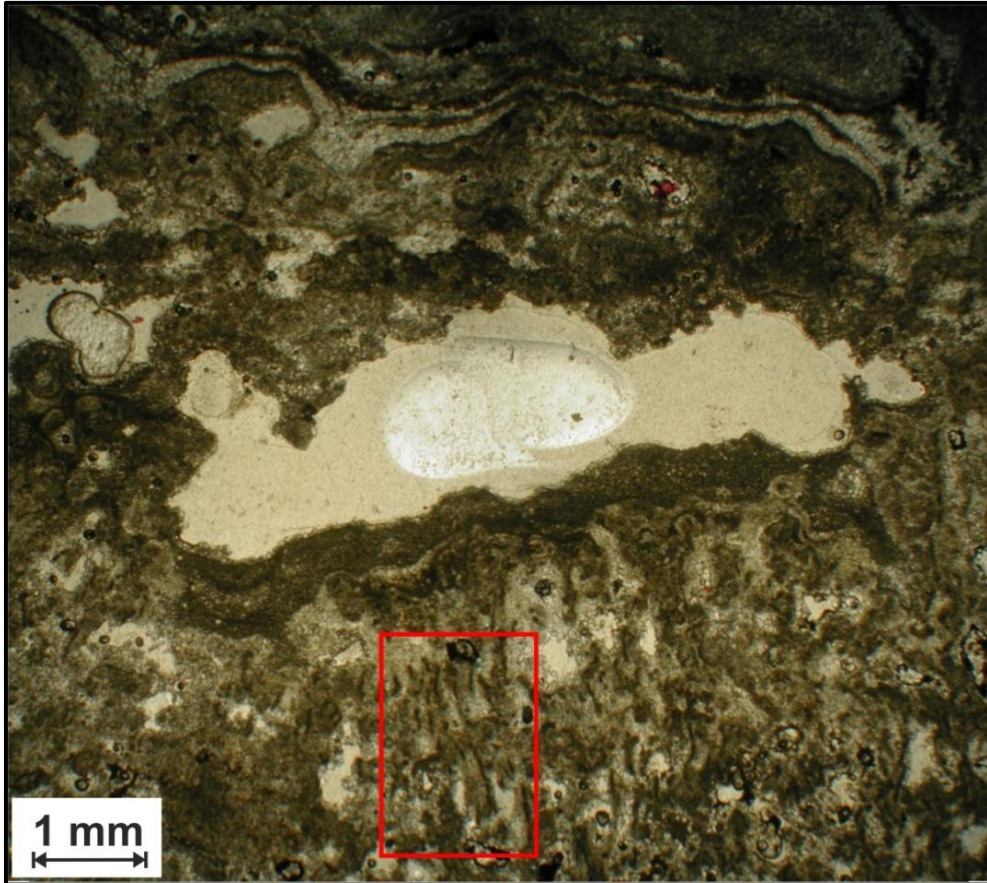


Fig. 3.15: cavità nella parte in alto a destra della sezione Ab. 10a; il sedimento originale era un microbial boundstone; si notano i relitti dei batteri biocostruttori (evidenziati dal rettangolo rosso).

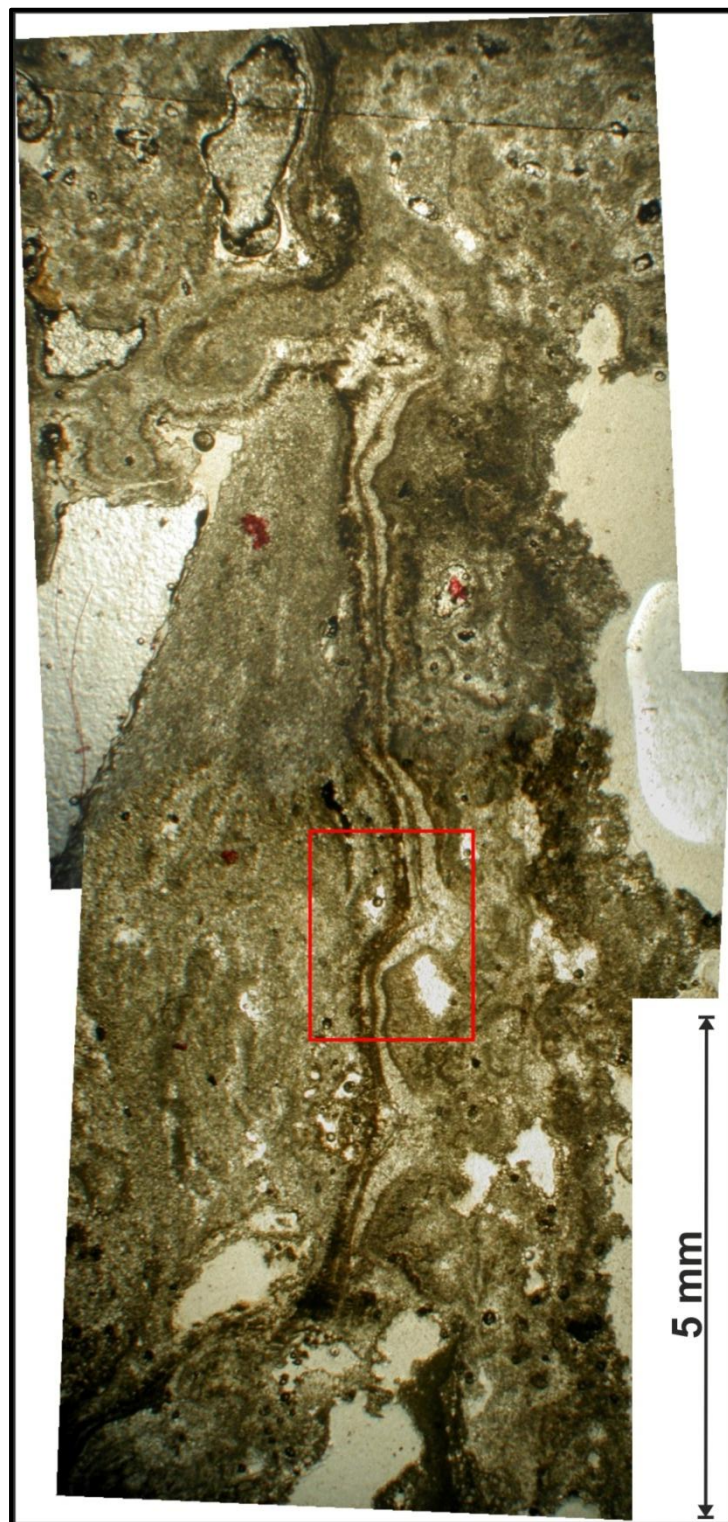


Fig. 3.16: alternanza di strati laminari ricristallizzati a grane differenti interessati da deformazione (osservata in Ab.10a in alto a destra); le strutture "tipo diapiro" sono imputabili alla differente reologia degli strati interessati dalla deformazione; la parte evidenziata dal rettangolo rosso è riportata in Fig. 3.17.



Fig. 3.17: particolare della Fig. 3.16; lo strato di tetto, a taglia cristallina più grossolana (chiaro), è più competente e si deforma in modo fragile mentre il sedimento fangoso a grana fine (scuro) si deforma in modo duttile, risalendo nelle cavità lasciate dallo strato di tetto.

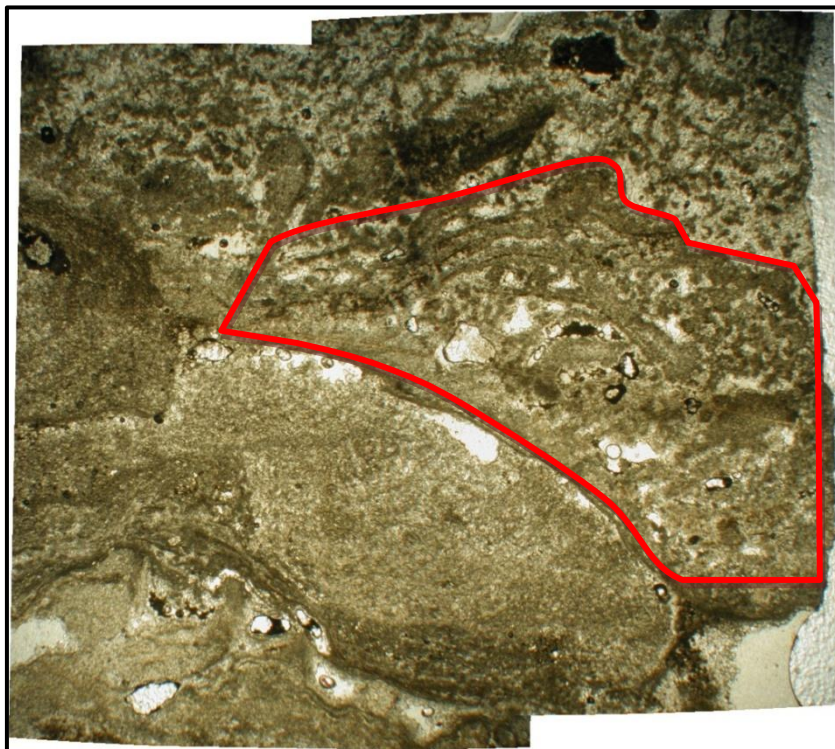


Fig. 3.18: particolare della zona biocostruita (evidenziata dalla parte bordata in rosso) al di sopra del nodulo di fango in Fig. 3.19. Anch'essa risulta essere parzialmente deformata.

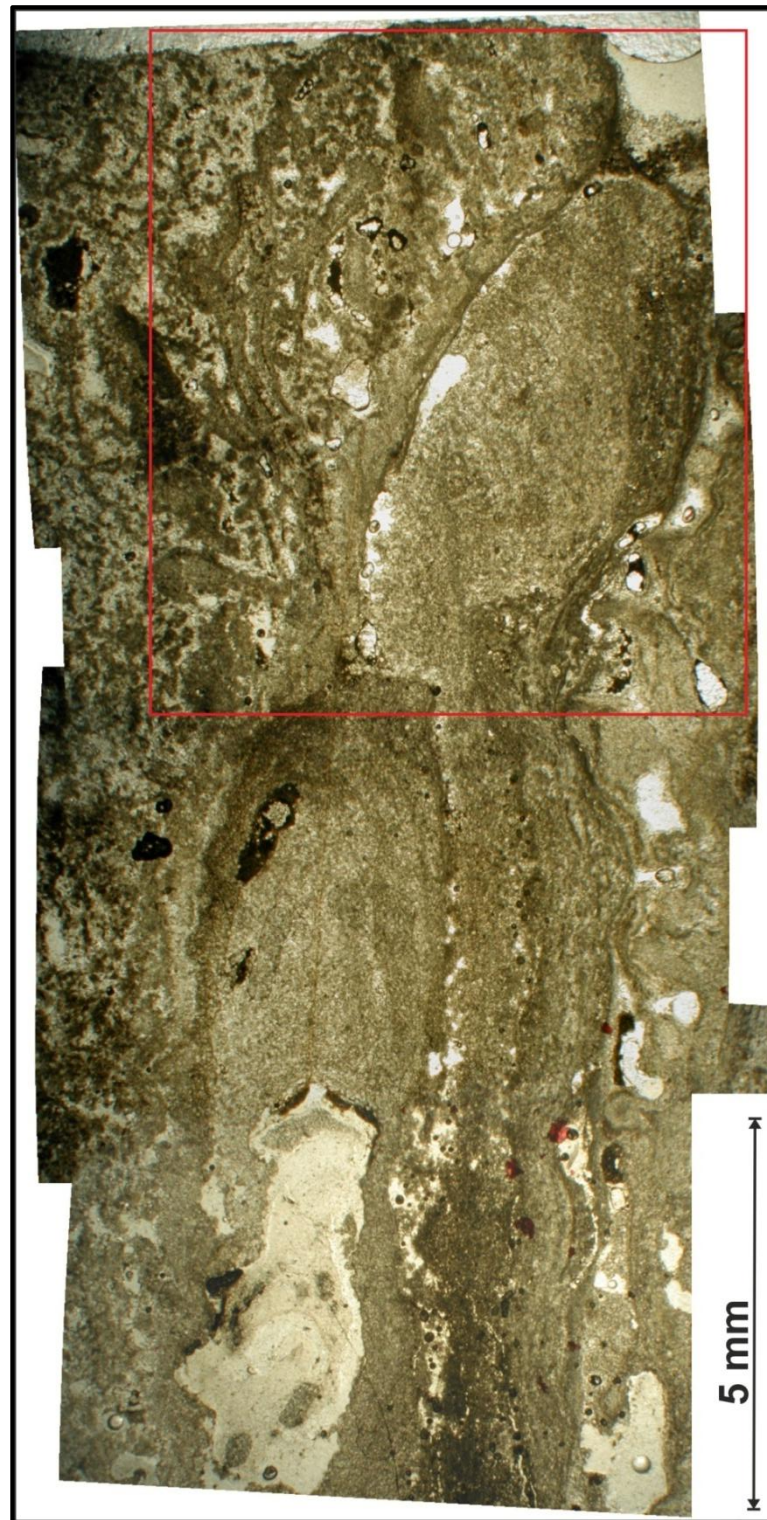


Fig. 3.19: “noduli” di fango sopra uno strato cristallino più compatto e anch’esso deformato. A destra (particolare nell’immagine Fig. 3.18) la struttura biocostruita, anch’essa leggermente deformata. La struttura è stata evidenziata in Ab.10a nella parte in basso a destra.

3.3.2 Carota 2

Il carotaggio 2 è localizzato sul versante occidentale del colle del Montirone, ad una quota di circa 12.80 m.s.l.m. (Fig. 3.20). Il campione è stato prelevato in un'area dove affiora la facies di travertino laminato composto da croste cristalline a spessore centimetrico. La profondità raggiunta dal carotaggio è di circa 80 cm dal p.c. ed è stato effettuato sub-perpendicolare al piano campagna coincidente con una superficie di travertino laminato inclinato di 12° verso OSO. Durante il carotaggio sono state rinvenute alcune cavità carsiche che hanno interrotto la continuità verticale della carota. A 80 cm dal p.c., il carotaggio è stato interrotto poiché è stata incontrata una cavità carsica di dimensioni maggiori che assorbiva il fluido di raffreddamento.

La carota prelevata (Fig. 3.22) risulta essere molto segmentata, poiché la stratificazione centimetrica delle croste cristalline e la presenza di cavità carsiche causano discontinuità nella stessa. Da un'analisi di dettaglio, il travertino carotato risulta essere composto, nella parte superiore, da una laminite cristallina con cristalli a piuma (*feather-like crystal*) ed assenza di carsismo; nella parte mediana sono evidenti strati composti da lamine cristalline come quelli della prima parte e brecce intraformazionali collegabili all'attività di acque meteoriche superficiali e al carsismo indotto dalle stesse; nella parte inferiore invece è presente la facies composta prevalentemente da lime-mudstone con carsismo di medio grado. Nella tabella 3.2 vengono riportati i codici identificativi, la profondità della base dal p.c. e la descrizione macroscopica dei caratteri principali di ogni segmento della carota (non viene riportata la descrizione litologica che sarà oggetto di studio nell'analisi delle sezioni sottili). E' evidente che, nella prima parte, la carota è decisamente segmentata e caratterizzata da uno spessore medio di 2.5 cm per segmento a causa della stratificazione centimetrica degli strati superficiali. Nella parte mediana, le brecce causano una lacuna di informazione mentre, nella parte finale, la carota torna ad essere molto più continua poiché è composta

prevalentemente da mudstone e cioè da una facies decisamente più competente. Da sottolineare sicuramente la presenza delle già citate brecce intraformazionali nei segmenti Ab. 25. Ab. 29 e Ab. 30 (Fig. 3.21). Tali strutture hanno spessore di qualche centimetro e sono imputate alla presenza di acque meteoriche superficiali che formano delle cavità carsiche nelle quali avviene successivamente la rideposizione di carbonato secondario.

La facies composta dalle lamine cristalline con *feather-like crystal* è tipica di un ambiente deposizionale a energia media in cui sottilissimi livelli di calcite cristallina sono depositi da un film d'acqua scorrente lungo il fianco della collina. Questo flusso era discontinuo sia in termini spaziali che temporali soprattutto se, come plausibile, l'acqua termale che depositava questa facies tracimava delle vasche sulla sommità del Montirone. La presenza di una stasi temporale nella deposizione delle croste cristalline è evidenziata anche dallo studio delle sezioni sottili e sarà descritta successivamente. La parte sottostante invece, composta da mudstone, evidenzia come in epoche precedenti l'ambiente deposizionale (vasca/sorgente termale) fosse diverso rispetto a quello della parte superiore della carota. La presenza di brandelli di croste cristalline con *feather-like crystal* nel segmento di carota Ab.32c dimostra comunque che le lamine cristalline erano presenti in zone prossime alla vasca e che quindi l'ambiente deposizionale del Montirone era sostanzialmente comparabile con quello attuale con la differenza probabilmente che il colle poteva essere più esteso rispetto alle dimensioni attuali che sono fortemente controllate dall'aggradare della pianura e dall'attività antropica degli ultimi secoli.



Fig. 3.20: immagine della carota 2 prelevata sul lato occidentale del colle del Montirone ad una quota di 12.80 m.s.l.m.



Fig. 3.21: particolare delle breccie intraformazionali riscontrate durante il carotaggio.



Fig. 3.22: immagini di dettaglio della carota 2.

ID TRONCO CAROTA	SEZIONE SOTTILE	PROFONDITA' DAL P.C. m (BASE CAROTA)	NOTE
AB.20		0.01	Carsismo assente
AB.21		0.03	Carsismo assente
AB.22		0.08	Carsismo assente
AB.23		0.11	Carsismo assente
AB.24		0.13	Carsismo assente
AB.25		0.17	Strato brecciato intraformazionale
AB.26		0.19	Carsismo assente
AB.27		0.21	Carsismo assente
AB.28		0.24	Carsismo assente
AB.29		X	Strato brecciato intraformazionale
AB.30		X	Strato brecciato intraformazionale
AB.31		X	Breccia al tetto
AB.32	Sez. 32c	0.44 (tetto carota)- 0.51	Carsismo di medio grado pervasivo con cavità carsiche talvolta riempite Presenza di ostracodi
	Sez. 32b	0.58	
	Sez. 32a	0.64	
AB.33		0.79	Micro carsismo di medio grado

Tab. 3.2: informazioni riguardo i vari segmenti di carota prelevati durante il campionamento

L'analisi delle sezioni sottili ha confermato le evidenze già riscontrate dall'analisi macroscopica della carota. I segmenti da Ab.20 a Ab.30 sono composti in prevalenza da lamine di calcite cristallina con la tipica struttura a piume (*feather-like crystal*). Queste strutture sono formate da cristalli di calcite di forma allungata che crescono andamento sintassiale, perpendicolarmente alla superficie deposizionale e caratterizzati da estinzione sequenziale a nicols incrociati (Fig. 3.23).

Andando verso le porzioni più profonde del carotaggio, e già a partire dal segmento Ab.25, le croste cristalline sono intervallate da: 1) livelli biocostruiti formati da boundstone reticolato composto da numerose colonie di batteri di dimensioni variabili (fino a 4mm) e 2) livelli di mudstone micritico e microsparitico con sparsi granuli fillosilicati e di quarzo e relitti di batteri. La parte brecciata, riscontrata a metà del carotaggio, risulta ben riconoscibile anche nelle sezioni sottili. Il travertino carotato è composto da croste cristalline con abbondanti vuoti. La parte terminale della carota (Ab.32 e Ab.33) è invece composta in porzioni uguali da shrub boundstone e da mudstone anche in questo caso ricristallizzato. Parzialmente diverso risulta essere il segmento Ab.32c che è caratterizzato da una breccia cementata con presenza di brandelli di *feather-like crystal* e shrub boundstone immersi in una matrice a prevalenza di mudstone.

Vista la prevalenza della facies compatta composta da croste cristalline, i fenomeni deformativi non sono così evidenti come nel carotaggio 1. Solo i segmenti Ab.32a e Ab.32b, a mudstone prevalente, presentano alcuni fenomeni deformativi come la presenza di strati piegati o rotti da piccole faglie.

Lo studio delle sezioni inoltre ha permesso di evidenziare come la deposizione delle croste cristalline non è uniforme e continua nel tempo. Infatti i ventagli di cristalli a piume sono localmente sostituiti o aggrediti da colonie batteriche che modificano la calcite, lasciando nei cristalli i relitti dei batteri stessi e rendendoli scuri. Tale processo è possibile nelle situazioni in cui il flusso dell'acqua è discontinuo sia in termini spaziali che temporali,

causando una stasi nella deposizione e la colonizzazione da parte dei batteri dei cristalli.

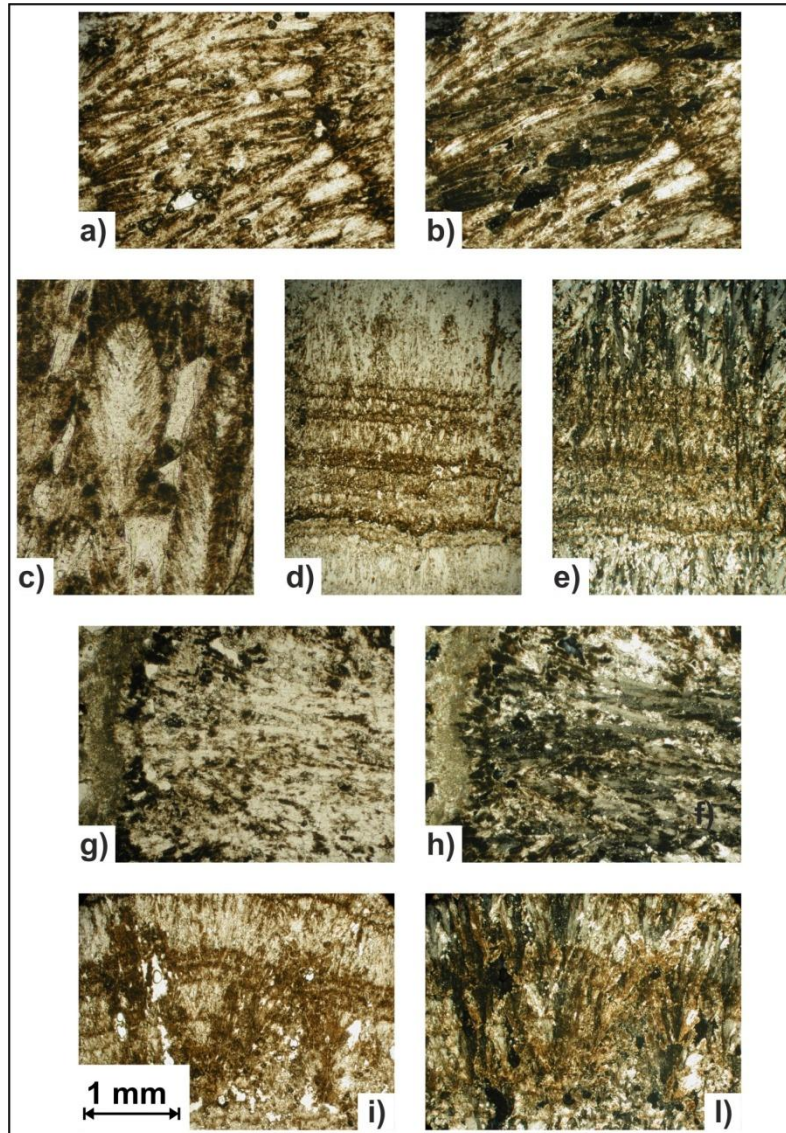


Fig. 3.23: esempi di laminiti cristalline composte da cristalli a piume; esse hanno dimensione variabili da alcune frazioni di millimetri fino a qualche millimetro; le immagini risultano essere accoppiate e mostrano come queste strutture appaiono a nicols paralleli (immagini a sinistra) e a nicols incrociati (immagini a destra); le strutture composte da cristalli a piume sono infatti caratterizzata da un'estinzione sintassiale nonostante i cristalli di calcite siano separati fra di loro.

Ab 32 (Ab 32c-Ab 32b-Ab 32a)

Le sezioni Ab.32 (a, b e c; Fig. 3.24) sono situate nel carotaggio 2 (lato O del colle del Montirone; quota 12.8 m.s.l.m.) ad una profondità che va da 44 cm a 64 cm dal p.c. I segmenti di carota sono così suddivisi: Ab.32c da 44 cm a 51 cm dal p.c., Ab.32b da 51 cm a 58 cm dal p.c., Ab.32a da 58 cm a 64 cm dal p.c. . Il tratto di carota presenta un carsismo di medio grado con cavità carsiche spesso riempite con varie fasi sedimento interno.

La sezione di carota è composta, nella parte sommitale (Ab.32c), da una breccia caratterizzata da brandelli di varia natura e dimensione con matrice di mudstone prevalente (Fig. 3.24, scansione della sezione Ab.32c, e Fig. 3.25). I clasti sono composti principalmente da: croste cristalline con strutture tipo *feather-like crystal*, frammenti fini di calcite provenienti dalla disgregazione di croste cristalline e microbial boundstone con aggregati di batteri a *clump* o tipo *shrub*. I clasti della breccia provengono da croste cristalline limitrofe e successivamente cementati da fango micritico microbale. Nella parte mediana (Ab.32b), la carota è caratterizzata da un passaggio abbastanza netto da una zona maggiormente biocostruita (nella parte alta) ad una con prevalente fango micritico (nella parte bassa). Perciò si può classificare come uno *shrub boundstone* che progressivamente degrada in un mudstone nella parte bassa. Infine la parte inferiore (Ab. 32a) è composta da uno *shrub boundstone* molto ricristallizzato con molti aggregati e relitti di batteri nella matrice. Inoltre la ricristallizzazione è molto evidente e pervasiva dato che la matrice microsparitica ha una grana decisamente eterogenea.

Infine, nella parte mediana e inferiore della carota, sono state riscontrate delle strutture deformative riconosciute poichè dislocano livelli più scuri e ricchi di materia organica. In particolare nella sezione sottile Ab.32a si osserva uno strato scuro dislocato di circa 2.5 cm (Fig. 3.26), ben evidente anche nella scansione della sezione sottile (Fig. 3.24). Tale dislocazione può essere imputata a una compressione laterale subita dal sedimento ancora in

fase di litificazione. La compressione ha fratturato e dislocato lo strato scuro, più competente, provocando una struttura simile ad una faglia. Si può notare inoltre che il sedimento fangoso (chiaro) riempie il “vuoto” causato dall’instabilità tettonica poichè quest’ultimo era ancora plastico durante la dislocazione. Una struttura analoga si osserva anche nella parte inferiore della sezione sottile Ab.32b a fango prevalente associata ad altre strutture deformative tipo pseudo-noduli. In particolare si rileva la presenza di uno strato scuro "dislocato" di circa 1 cm (Fig. 3.26), ben evidente anche dalla scansione della sezione sottile. La dislocazione in questo caso non è netta come nella struttura analoga di Ab.32a e un'interpretazione di questa struttura da un punto di vista cinematico risulterebbe essere troppo azzardata, mancando soprattutto l'orientazione della sezione rispetto al Nord. Tuttavia è un chiaro indice di una deformazione in atto durante la deposizione e litificazione del mudstone.

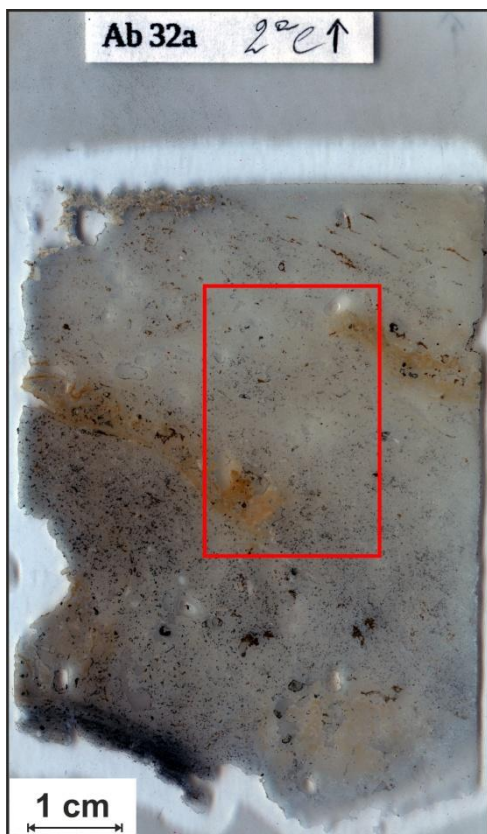
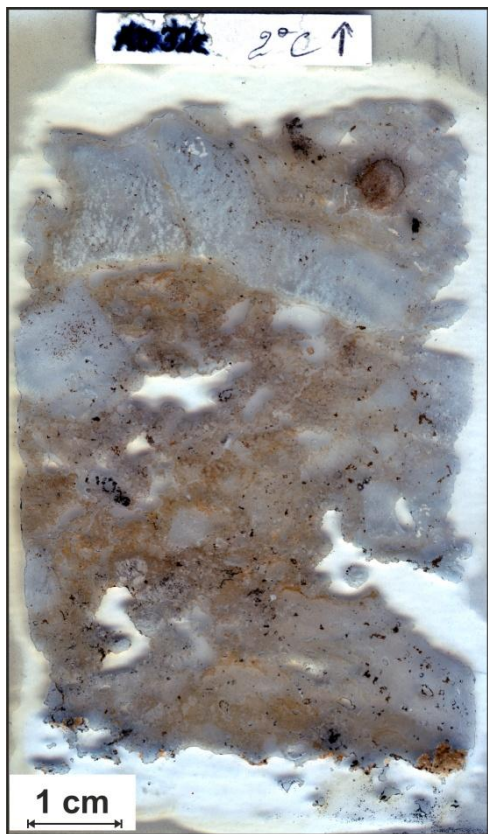


Fig. 3.24: scansione delle sezioni sottili della porzione di carota Ab.32. In alto a sin, la scansione di Ab.32c evidenzia come la sezione sia composta da una breccia con clasti di lamine cristalline (zone chiare). In alto a destra, la scansione di Ab.32b evidenzia i fenomeni deformativi in atto durante la deposizione (Fig. 3.27) così come la scansione di Ab.32a (in basso a sinistra) evidenzia la "faglia" già descritta nel testo (Fig. 3.26). Entrambe le strutture sono bordate da un rettangolo rosso.

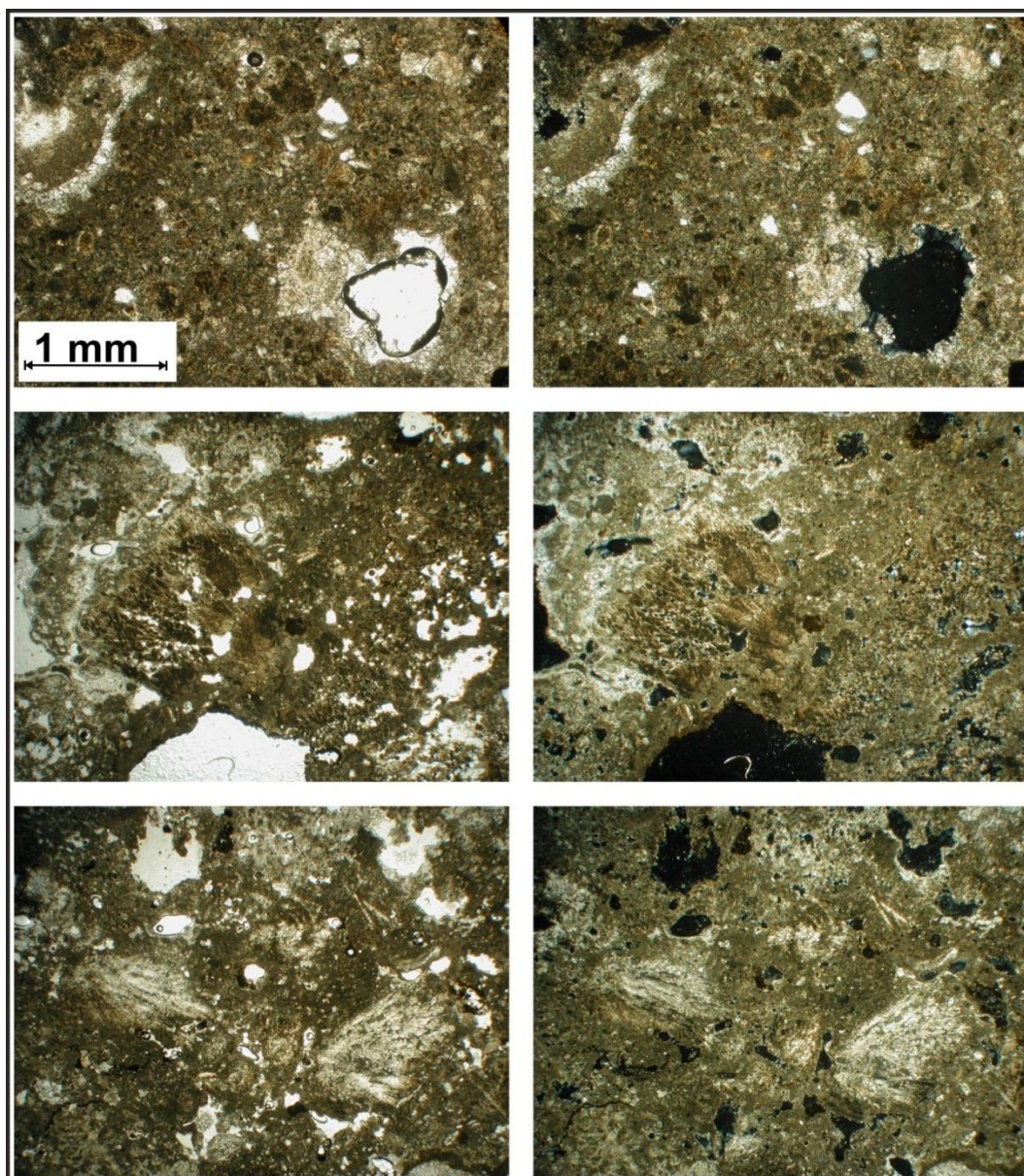


Fig. 3.25: particolari della breccia con clasti di laminite cristallina che costituisce il segmento Ab.32c. Le immagini a sinistra (a nicols paralleli) sono da considerarsi accoppiate con le immagini a destra (a nicols incrociati), le quali mostrano come sia possibile riconoscere le lamine composte da cristalli a piuma poichè si estinguono in maniera sequenziale.

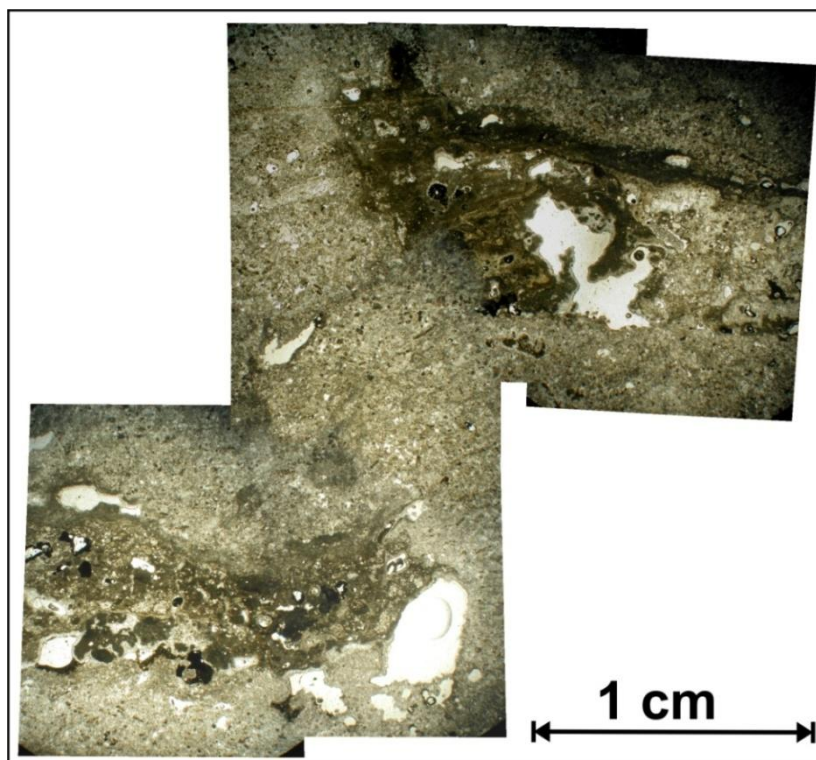
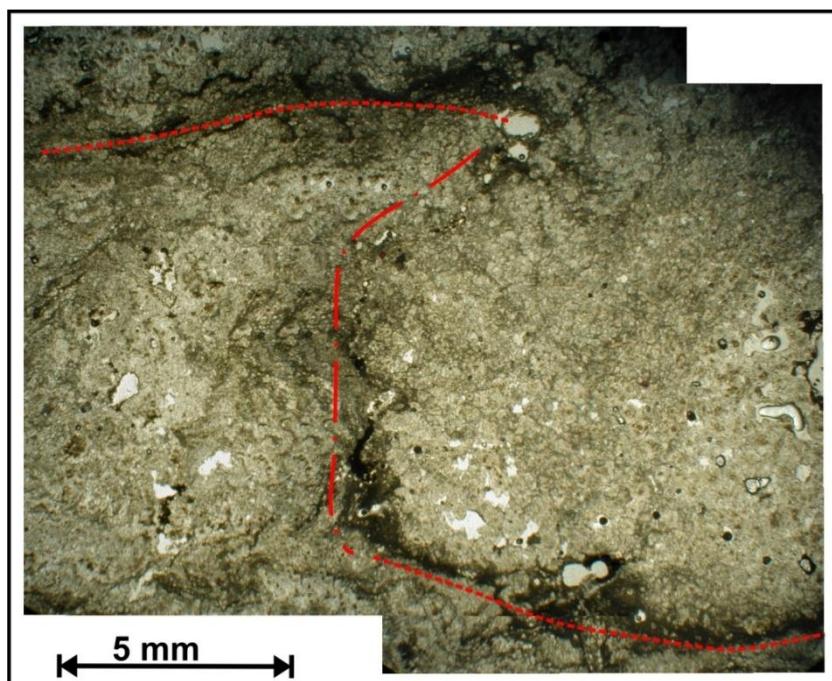


Fig. 3.26: struttura deformativa presente nella sezione Ab.32a che è stata interpretata come una faglia. Si osservi lo strato scuro (ricco di materia organica) dislocato di circa 2.5 cm.

Fig. 3.27 (in basso): nella sezione Ab.32b è stata riscontrata una struttura simile a quella di Fig. 3.26 in cui si osserva uno strato più scuro dislocato di circa 1 cm.



3.4 ANALISI GEOCHIMICHE

Un aspetto importante che è stato affrontato durante lo studio con approccio multi disciplinare del colle del Montirone riguarda le analisi geochimiche effettuate su alcuni campioni di travertino prelevati durante i carotaggi.

In particolare sono state svolte delle datazioni con il metodo U/Th con lo scopo di capire l'età dei depositi e delle misure isotopiche sugli isotopi stabili di O e C con lo scopo di ricostruire la paleo-temperatura a cui si sono formati i campioni analizzati.

Queste analisi sono state svolte dal dott. Michele Soligo e dalla prof. Paola Tuccimei presso il laboratorio di Geochimica Ambientale ed Isotopica dell'Università Roma 3. La discussione dei dati si è svolta successivamente con gli altri membri del gruppo di ricerca in modo da avere una visione più generale possibile dei risultati ottenuti.

3.4.1 Datazioni U/Th

I due campioni di travertino (Ab.10 e Ab.22) sono stati analizzati col metodo dei disequilibri nella serie dell'Uranio, che consente di datare materiali carbonatici nell'intervallo temporale compreso tra poche centinaia e 350 mila anni. La preparazione del campione, al fine della datazione, ha richiesto un'accurata selezione delle parti più compatte e meno alterate della roccia. Sono state eliminate le porzioni di materiale maggiormente ricche di sostanza terrigena. Il materiale restante è stato frantumato ed analizzato al microscopio stereoscopico per verificare che non fossero presenti tracce di ricristallizzazione secondaria.

Il materiale così selezionato è stato sottoposto a lavaggio con gli ultrasuoni in una soluzione di acqua distillata e acqua ossigenata allo scopo di allontanare una parte di frazione detritica non carbonatica e di ossidare la sostanza organica presente. I granuli puliti sono stati utilizzati per la datazione del travertino.

Il metodo consiste nella dissoluzione chimica del carbonato (circa 30 grammi) con acido nitrico a debole concentrazione, analizzando successivamente i rapporti di attività ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) caratteristici della componente carbonatica, a cui si aggiunge una piccola componente silicatica solo debolmente lisciviata dall'acido.

Per la determinazione dei rapporti di attività dell'uranio e del torio sono stati separati i loro rispettivi complessi isotopici utilizzando resine scambiatrici di ioni ed estrazioni chimiche liquido-liquido con sostanze organiche (Soligo et al., 2002). I complessi così separati sono stati misurati tramite uno spettrometro alfa con rivelatori di alta risoluzione, costituiti da silicio allo stato solido e gli spettri così ottenuti sono stati elaborati tramite il software MAESTRO della ORTEC-AMETEK.

Poiché il metodo implica, oltre alla dissoluzione del carbonato, anche la lisciviazione di una parte del residuo siliceo, è necessario adottare un sistema di correzione che restituisca i valori dei rapporti isotopici del carbonato puro. Tale correzione si applica solo nel caso in cui il carbonato sia "isotopicamente sporco", ovvero il rapporto di attività $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ risulti inferiore a 20. I rapporti di attività del torio misurati per il travertino in esame sono sempre notevolmente inferiore a tale valore (compreso tra 1 e 3), il che indica la necessità di perfezionare l'età ottenuta attraverso il modello di correzione basato sulla composizione isotopica del torio della componente crostale (Richards & Dorale, 2003); la composizione media crostale può essere infatti considerata rappresentativa della frazione detritica presente nel travertino. A tal riguardo, è opportuno sottolineare che non è stato possibile applicare il metodo di correzione classico per la scarsità di materiale a disposizione. Tale metodo è basato sulla costruzione di una retta isocrona

ottenuta analizzando almeno 4 subcampioni coevi dello stesso affioramento (Bischoff & Fitzpatrick,1991).

Nella tabella 3.3 sono riportati i valori delle concentrazioni d'uranio, dei rapporti isotopici misurati e corretti e le età ottenute per i due campioni di travertino analizzati.

Campione	U (ppb)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$	$^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ misurato	$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ corretto (*)	Eta (ka)
Ab. 10	11.7 ± 0.5	1.792 ± 0.12	2.148 ± 0.08 7	0.353 ± 0.01 9	0.242 ± 0.03 3	30 ± 4
Ab. 22	3 ± 0.3	2.343 ± 0.458	2.011 ± 0.19 7	0.284 ± 0.03 5	0.209 ± 0.04 1	25 ± 5

(*) Rapporto corretto utilizzando il valore di 0.85 come rappresentativo della composizione isotopica crostale di Th.

Tab. 3.3: rapporti isotopici di concentrazione di U e Th misurati nei travertini del colle del Montirone.

Come si evince dalla tabella, le età ottenute sono:

Ab. 10 = 30 ± 4 ka

Ab. 22 = 25 ± 5 ka

Considerando l'errore statistico, le due età sono praticamente coincidenti e non risolvibili in termini temporali, indicando che il travertino si è depositato fra 20 e 34 mila anni fa (Pleistocene Superiore). Questo porta a considerare probabilmente un tasso di sedimentazione molto basso nel corso degli ultimi millenni. Infatti per il campione Ab. 10, situato nella carota 1 a circa 75 cm di profondità dal p.c., si può calcolare un tasso di

sedimentazione di 2.5 cm ogni mille anni: un tasso decisamente basso se si considerano i valori riportati in letteratura che parlano di alcuni centimetri all'anno. Questo tasso scarso potrebbe essere spiegabile con una parziale deposizione di carbonato di calcio durante la risalita delle acque termali verso la superficie, poichè le acque attraversano uno spessore considerevole di sedimento sciolto (all'incirca 130 m). Inoltre si possono ipotizzare periodi in cui la deposizione di travertino era scarsa o assente anche a causa di una maggiore azione dei fenomeni carsici riscontrati a tutt'ora sul terreno. Un discorso analogo può essere fatto per il campione Ab. 22, situato nella carota 2 a 10 cm di profondità dal p.c., anche se in questo caso va sottolineato che la condizioni di deposizione è molto differente (come evidenziato dall'analisi sulla carota 2) rispetto al primo campione ed è teoricamente più discontinua sia in termini spaziali che temporali.

Inoltre le analisi svolte danno delle indicazioni molto chiare sulla tipologia di circuito idrotermale coinvolto nella formazione del travertino del Montirone. Dall'esame della tabella 3.3 risulta che il travertino è contraddistinto da contenuti di Uranio estremamente bassi (tra 3 e 12 ppb) ed elevati rapporti d'attività $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (> 2). L'insieme di questi due caratteri indica che la soluzione madre da cui si è deposto il carbonato è di chiara provenienza idrotermale. Le modeste concentrazioni d'uranio trovano infatti spiegazione nell'elevata profondità del circuito dove sussistono condizioni per cui lo stato d'ossidazione dell'uranio si riduce da +6 a +4, rendendo l'elemento geochimicamente immobile e provocandone la precipitazione. I rapporti $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ notevolmente maggiori dell'unità (condizione d'equilibrio d'attività) indicano un tempo d'interazione acqua-roccia elevato, come è tipico dei sistemi idrotermali, caratterizzati da lunghi tempi di percorrenza dei fluidi in profondità.

3.4.2 Analisi sugli isotopi stabili di O e C

Oltre alle analisi sugli isotopi di Uranio e Torio per le datazioni, sono state fatte delle analisi sugli isotopi stabili di Carbonio e Ossigeno. Lo studio di questi isotopi può dare informazioni importanti riguardo i processi chimici e fisici che sono coinvolti durante la precipitazione del travertino nonché le condizioni di temperatura a cui avviene la precipitazione stessa.

Le analisi svolte sui campioni Ab. 10a, Ab. 10b, Ab. 22, Ab. 23 e Ab. 32a hanno portato ai seguenti risultati:

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ V-PDB)
AB 10a	-17.40	1.45
AB 10b	-17.40	1.43
AB 22	-16.55	1.60
AB 23	-16.45	1.63
AB 32a	-16.15	0.45
AB 32b	-16.40	1.17

Plottando i valori ottenuti nel grafico di Gandin & Capezzuoli (2008) (Fig. 3.28), si può notare come il travertino del Montirone ricada nella parte in alto a sinistra del grafico in prossimità dei travertini di Yellowstone e dei travertini toscani e laziali plottati nell'immagine. In particolare questi valori sono in accordo coi valori medi per travertini classificati come termometeogenici (da -11 ‰ V-PDB a -3 ‰ V-PDB per $\delta^{18}\text{O}$, da -8‰ V-PDB a 3‰ V-PDB per $\delta^{13}\text{C}$). Ciò indica un'origine meteorica delle acque coinvolte nel processo di deposizione ma anche un tempo di residenza lungo delle

stesse con conseguente aumento di temperatura e lisciviazione del carbonato da rocce carbonatiche-serbatoio.

Inoltre, conoscendo il rapporto isotopico $\delta^{18}\text{O}$ del travertino e dell'acqua termale che lo ha depositato, si può calcolare la temperatura di deposizione del travertino stesso. Utilizzando l'equazione di frazionamento isotopico per il sistema acqua-calcite proposta da O'Neil et al. (1969), si può calcolare il rapporto di frazionamento fra la calcite e l'acqua, dato dalla formula:

$$\alpha_w^c = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} + 10^3}{\delta^{18}\text{O}_{\text{acqua}} + 10^3}$$

Successivamente si calcola la temperatura di deposizione del carbonato di calcio, data dalla formula:

$$T_{\text{K}}^2 = 2.78 * 10^6 / 2.89 + 10^3 \ln \alpha$$

Va sottolineato in questo caso come entrambi i valori di $\delta^{18}\text{O}$ debbano essere in ‰ V-SMOW (calcolabile facilmente da V-PDB). I valori utilizzati per $\delta^{18}\text{O}$ della calcite sono quelli ottenuti dalle analisi sul travertino, mentre i valori di $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua sono stati presi da precedenti analisi geochimiche svolte sulle acque del BTE ss. (in particolare sono state utilizzate solo quelle misure che si riferiscono alla zona di Abano). I valori di $\delta^{18}\text{O}$ utilizzati sono perciò: -10.582 ‰ V-SMOW (media dei valori del rapporto isotopico dell'acqua), -10.64 ‰ V-SMOW (mediana dei valori del rapporto isotopico dell'acqua) e -10.31 ‰ V-SMOW (valore misurato nelle acque termali campionate nel pozzo termale dell'hotel President, localizzato in prossimità del Montirone).

Partendo da queste analisi isotopiche, è stata applicata l'equazione di frazionamento isotopico per il sistema acqua-calcite ottenendo una paleo-temperatura delle acque termali variabile da 43.4°C a 53 °C (per i calcoli si rimanda alla tabella 3.4). In particolare, sono da tenere in maggiore considerazione le temperature calcolate per i campioni Ab. 10a e Ab. 10b. Infatti, questi risultano essere sicuramente quelli affetti da un disequilibrio minore durante la deposizione del carbonato di calcio. Si può affermare questo alla luce delle considerazioni litologiche effettuate sui campioni. Questi infatti risultano essere costituiti da un lime-mudstone e le acque termali che li hanno depositati hanno subito un trasporto minore rispetto agli altri campioni analizzati (un minore trasporto è indice di un minore disequilibrio durante la deposizione). Studi geochimici recenti (Kele et al., 2011), riguardanti il calcolo di paleo-temperature sui depositi di travertino, hanno evidenziato che la condizione di equilibrio acqua-carbonato di calcio è praticamente impossibile da raggiungere a causa di una veloce perdita di CO₂, causando una rapida precipitazione del carbonato. Kele et al. (2011) dimostrano che si devono aggiungere circa 8-9°C alle paleo-temperature, calcolate utilizzando l'equazione di O'Neil et al. (1969), per bilanciare il disequilibrio che avviene durante la deposizione permettendo così di ottenere delle temperature più realistiche.

Considerato ciò, si ottiene una paleo-temperatura per i depositi di travertino del Montirone che varia da 58.9°C a 62.9°C. Questo valore è stato comparato con le misure di temperatura effettuate dal Mandruzzato (1789) nelle sorgenti termali del Montirone (Tab. 3.5). Escludendo la temperatura di 82.5°C (misurata in una situazione particolare), la temperatura varia da 57.5°C a 73.75°C. Si evince perciò che la temperatura calcolata e misurata sono assolutamente comparabili seppur con circa 10°C di differenza. Tale differenza può essere imputata ad una variazione delle condizioni ambientali in cui si depositava il travertino in passato o a un cambiamento del rapporto isotopico dell'acqua avvenuto nel corso dei secoli (escludendo ovviamente errori di misurazione sulla temperatura delle sorgenti termali).

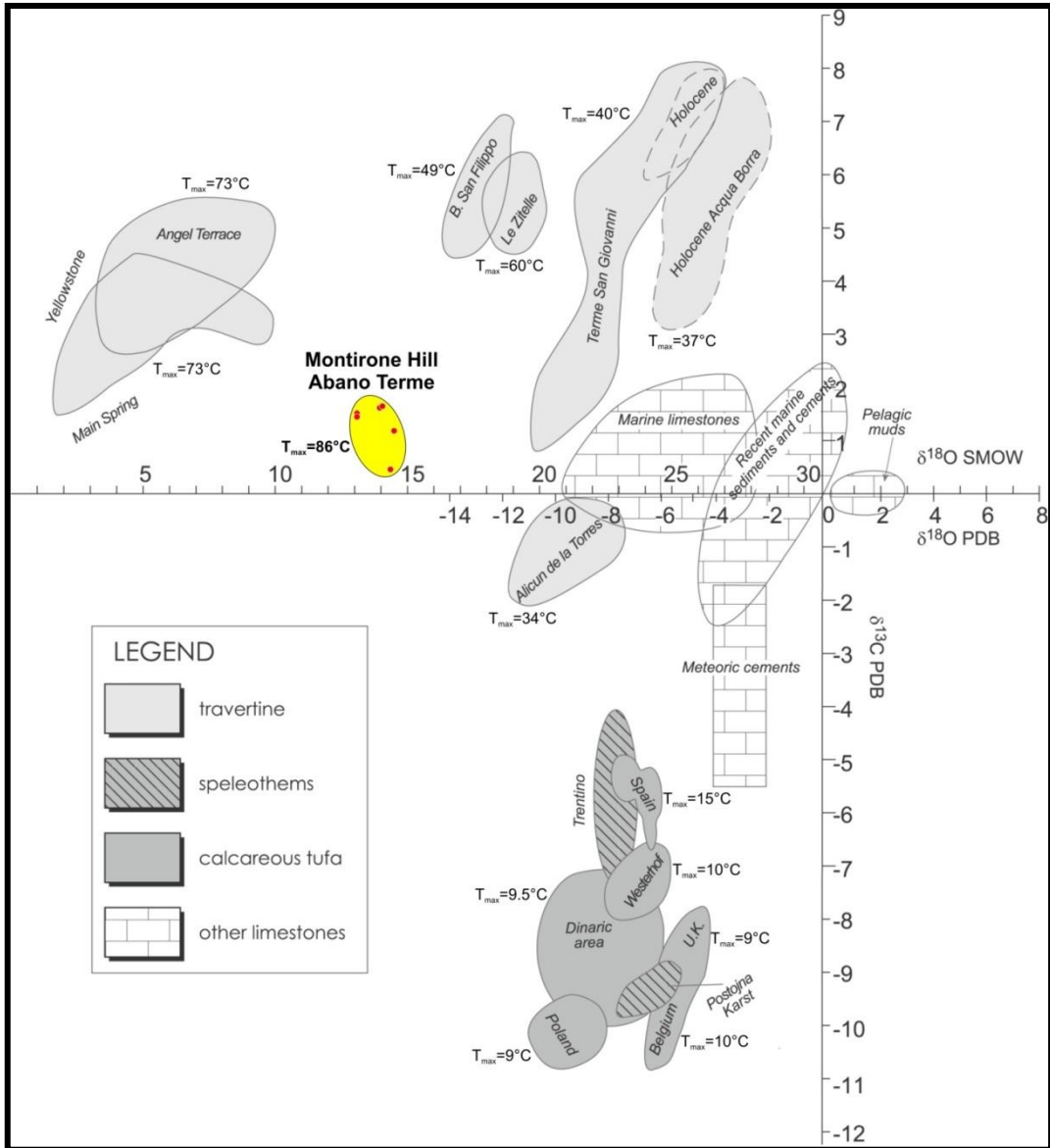


Fig. 3.28 (modificato da Gandin & Capezuoli, 2008): il grafico raccoglie le analisi isotopiche di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ di diversi depositi carbonatici; i depositi di travertino sono caratterizzati da un $\delta^{13}\text{C}$ ‰ V-PDB positivo e un $\delta^{18}\text{O}$ ‰ V-PDB negativo. I depositi di travertino del Montirone, evidenziati dalla zona in giallo, ricadono perfettamente all'interno di questo range.

MEDIA

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-SMOW)	α (w-c)	T(°K)	T(°C)
AB 10a	-17.4	12.972	1.024	324.4	51.24
AB 10b	-17.4	12.972	1.024	324.4	51.24
AB 22	-16.55	13.848	1.025	319.22	46.06
AB 23	-16.45	13.952	1.025	318.62	45.46
AB 32a	-16.15	14.261	1.025	316.86	43.70
AB 32b	-16.4	14.003	1.025	318.33	45.17

MEDIANA

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-SMOW)	α (w-c)	T(°K)	T(°C)
AB 10a	-17.4	12.972	1.024	324.04	50.88
AB 10b	-17.4	12.972	1.024	324.04	50.88
AB 22	-16.55	13.848	1.025	318.87	45.71
AB 23	-16.45	13.952	1.025	318.28	45.12
AB 32a	-16.15	14.261	1.025	316.53	43.37
AB 32b	-16.4	14.003	1.025	317.99	44.83

HOTEL PRESIDENT

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-SMOW)	α (w-c)	T(°K)	T(°C)
AB 10a	-17.4	12.972	1.024	326.1	52.94
AB 10b	-17.4	12.972	1.024	326.1	52.94
AB 22	-16.55	13.848	1.024	320.84	47.68
AB 23	-16.45	13.952	1.025	320.24	47.07
AB 32a	-16.15	14.261	1.025	318.45	45.29
AB 32b	-16.4	14.003	1.025	319.94	46.78

Tab. 3.4: valori di temperatura calcolati per mezzo dell'equazione di frazionamento isotopico per il sistema acqua-calcite proposta da O'Neil et al. (1969) utilizzando i valori di $\delta^{18}\text{O}$ del travertino e delle acque termali.

	SORGENTE	T(°R)	T(°C)
Mandrizzato, 1789	Del Mulino	57	71.25
	Maggiore	59	73.75
	Tiepida	46	57.5
	Presso i fanghi delle Uova	54	67.5
		66	82.5

Tab. 3.5: valori di temperatura misurati da Mandrizzato (1789) nelle sorgenti termali del colle del Montirone.

3.5 ANALISI GEOLOGICO STRUTTURALE

Il colle del Montirone è un indicatore molto importante per comprendere il regime tettonico in atto all'interno del Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.). In letteratura sono molteplici gli esempi di depositi di travertino, attivi (con emergenza di acque termali attuale) o latenti, utilizzati per analizzare l'attività tettonica in atto durante la deposizione del travertino (e.g., Hancock et al., 1999; Temiz et al., 2009; Brogi et al., 2009). Hancock et al. (1999) propongono il termine di *travitonics* per enfatizzare il collegamento fra questi depositi e la tettonica e concludono che:

- i depositi di travertino sono localizzati prevalentemente lungo faglie o nelle vicinanze di fratture tensionali o nel blocco di tetto di faglie normali;
- i network di fratture tensionali, imputabili allo sforzo che agisce nell'area, sono responsabili dell'aumento del flusso di fluidi termali verso la superficie;
- la morfologia dei depositi di travertino è controllata dalla reologia dei materiali che compongono il substrato su cui poggia il deposito di travertino.

Nell'approccio multidisciplinare utilizzato per studiare il colle del Montirone, una grande rilevanza è ricoperta dallo studio strutturale effettuato sulle fratture che deformano il deposito. Il colle è infatti interessato da un pattern di fratture (Fig. 3.30), caratterizzate da apertura e direzione variabili, che si estendono per tutta la lunghezza del colle, coprendo un'area pari a circa la metà della sua estensione totale. Le fratture sono state mappate in dettaglio sia in campagna che mediante tecniche di telerilevamento (Fig. 3.33) usando foto aeree storiche e recenti. Inoltre sono stati misurati alcuni

parametri importanti per la mappatura delle fratture quali l'apertura (ogni 50 cm), la direzione (ogni metro) e la profondità (circa ogni metro, questa misura è molto discontinua poiché le fratture sono riempite da piante).

Storicamente le fratture erano in parte utilizzate come canali di scolo delle acque termali che alimentavano le sorgenti sulla cima del colle. Ciò trova riscontro sia da indagini svolte in sito (a seguito della pulizia di alcune porzioni delle fratture sono stati rinvenuti dei mattoni utilizzati probabilmente per rinforzare le pareti laterali) sia dall'analisi della mappa di Japelli (1815, redatta nel progetto di rifacimento dei bagni dell'Orologio in Abano) sovrapposta in ambiente GIS alla conformazione attuale delle fratture rilevate sul terreno (Fig. 3.29).

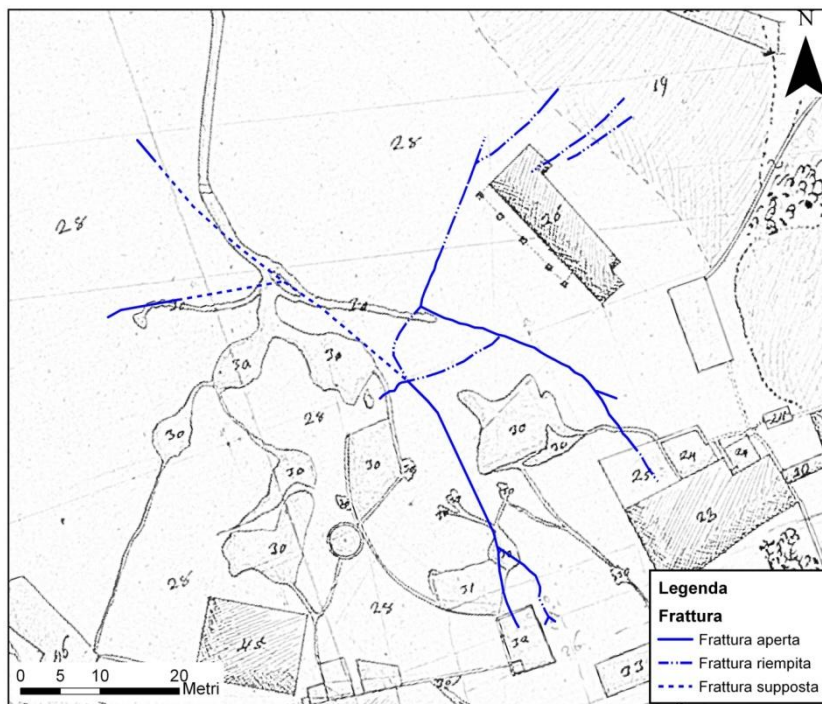


Fig. 3.29: mappa storica (progetto di rifacimento delle terme dell'Orologio, Japelli 1815) sovrapposta in ambiente GIS alle fratture rilevate. Si può notare la corrispondenza fra le fratture e i canali indicati in mappa, nonché fra le vasche riconosciute sul terreno e quelle riportate nella mappa.

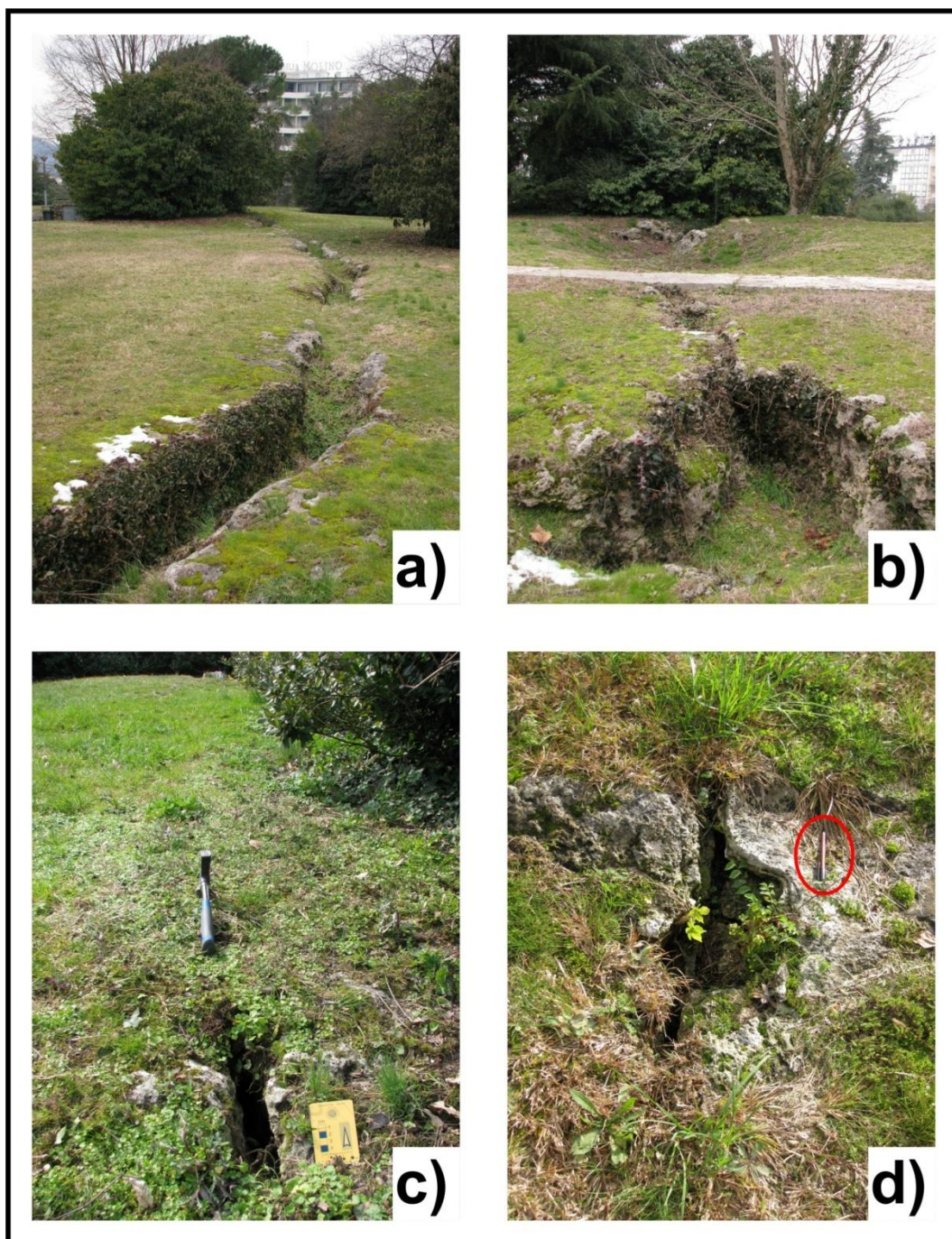


Fig. 3.30: espressione delle fratture in campagna; i riferimenti riguardo all'ubicazione delle immagini si possono trovare in Fig. 3.31; la frattura nell'immagine (a) è quella con apertura maggiore (circa 50 cm) localizzata sulla parte più elevata del colle; la frattura nell'immagine (b) si trova sul lato S del colle, dove è stato effettuato primo carotaggio; le fratture nelle immagini (c) e (d) sono quelle a apertura minore, sono inclinate ad alto angolo e si trovano rispettivamente sul lato NE e NO del colle.

La giacitura degli strati di travertino conferma alcuni aspetti morfologici del deposito:

- gli strati sono sub-orizzontali nella parte sommitale e diventano progressivamente più inclinati avvicinandosi al margine del colle (inclinazione compresa fra 5° e 25°), formando una struttura "a duomo" rialzata rispetto alla pianura circostante;
- l'immersione degli strati ha distribuzione radiale giustificando la forma sub-circolare in pianta del colle.

La ricostruzione del substrato del BTE ss., effettuata da Rosignoli (2003) utilizzando le stratigrafie di pozzi termali (Fig. 3.31-3.32), mette in evidenza che il colle del Montirone è localizzato in corrispondenza sia di un alto morfologico del substrato sia di una faglia normale. L'alto morfologico è stato riconosciuto grazie alla stratigrafia del pozzo termale Due Torri 8 (situato circa 15 m a E del colle del Montirone), che riporta uno spessore della copertura quaternaria (costituita da un alternanza di livelli sabbiosi e argillosi) di 141 m contro i circa 200 m che solitamente si rinvengono nelle zone di Abano Terme. La faglia invece è una faglia normale con direzione NNO-SSE ed immergente ad alto angolo verso OSO e disloca il substrato portando a contatto la formazione del Biancone (blocco di letto) con la formazione della Scaglia Rossa (blocco di tetto). Il Montirone sembrerebbe localizzato nel blocco di letto di questa faglia, anche se va ricordato che l'interpretazione delle faglie del substrato del BTE ss. è indicativa e non supportata da misure di giacitura reale. Si suppone che questa faglia favorisca la risalita veloce dei fluidi termali fino alla base della copertura quaternaria. Successivamente la risalita dei fluidi verso la superficie avviene in modo disomogeneo poichè la copertura quaternaria è costituita da un'alternanza di livelli sabbiosi e argillosi scarsamente coerenti. La presenza dell'alto morfologico del substrato è molto importante in questo contesto: infatti i fluidi termali devono attraversare una spessore inferiore di copertura e

quindi, giunti in superficie, possono depositare il loro contenuto di carbonato di calcio. Questo modello giustifica la morfologia del colle. Infatti una zona estesa di risalita dei fluidi favorisce la formazione di più sorgenti termali in superficie e quindi il deposito di travertino sarà esteso in pianta e poco elevato rispetto al piano campagna. Questo è in accordo con la morfologia a duomo a pianta sub-circolare che si osserva per il colle del Montirone. Perciò, da un punto di vista morfologico, il colle è stato interpretato come un *regular shaped travertine mound* (Pentecost, 2005).

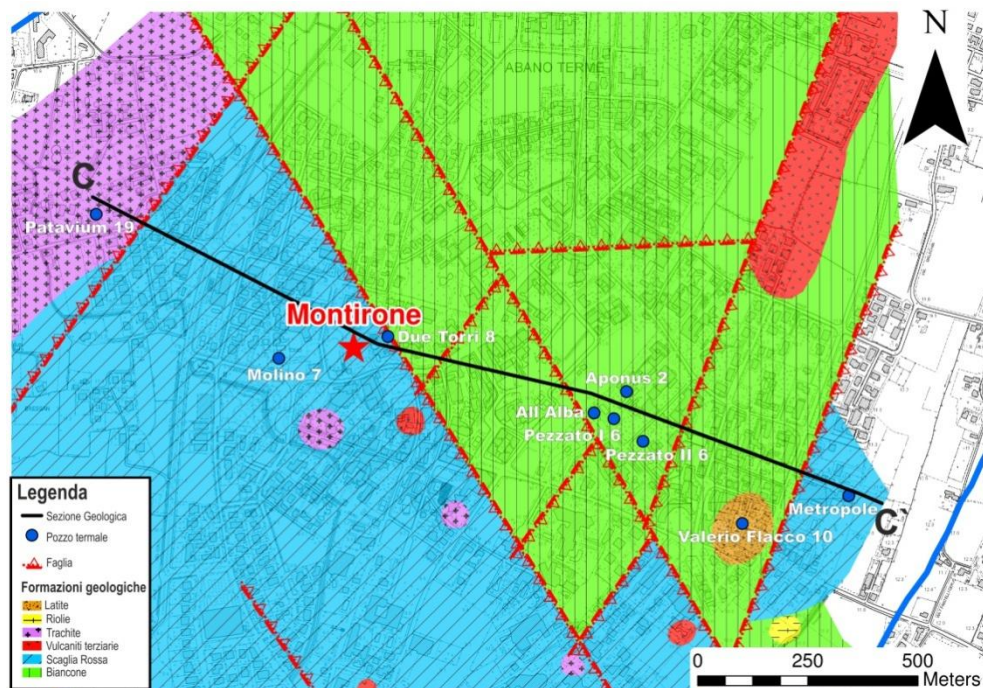


Fig. 3.31: carta geologica del substrato del BTE ss. (Rosignoli, 2003) in cui è stato localizzato il colle del Montirone. Esso è situato in prossimità di una faglia normale ad alto angolo con direzione NNO-SSE.

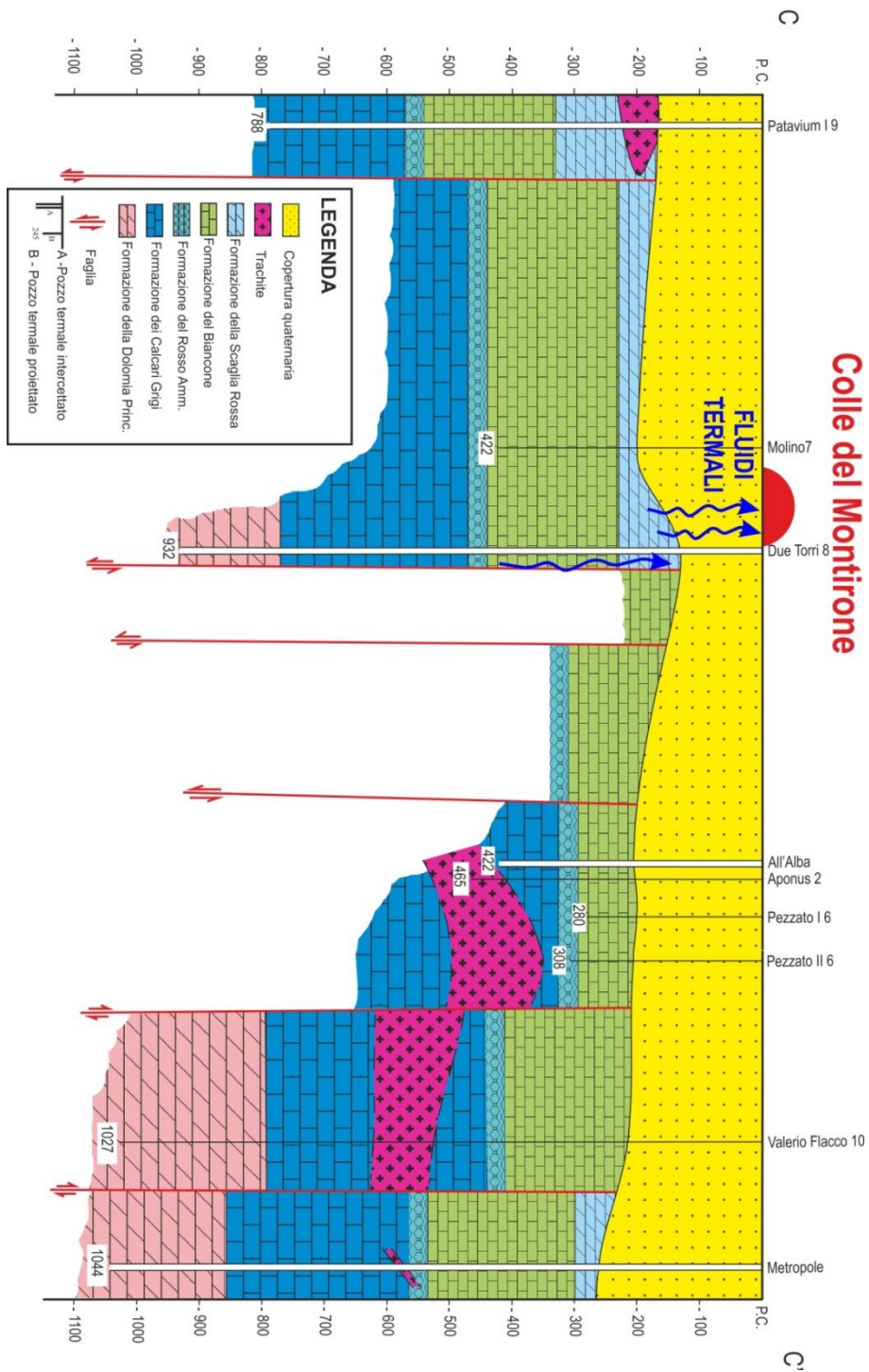


Fig. 3.32 (modificata da Rosignoli, 2003): sezione stratigrafica CC' (linea nera in Fig. 3.31) che passa in prossimità del colle del Montirone. Il colle è situato in corrispondenza di un alto morfologico del substrato che, unitamente ad una faglia, favorisce la risalita dei fluidi verso la superficie. A causa della reologia del sedimento (alternanza di livelli argillosi e sabbiosi), la risalita dei fluidi termali è probabilmente disomogenea e interessa una fascia ampia della copertura quaternaria.

Come evidenziato in precedenza, il colle del Montirone è interessato da un network di fratture, subverticali o ad alto angolo, che deformano buona parte del colle e lo rendono un ottimo "indicatore" del regime tettonico in atto nel BTE ss. Le fratture presentano una direzione variabile da NNE-SSO a NNO-SSE (Fig. 3.33-Fig. 3.35) e apertura variabile da pochi centimetri nella zona di tip (lato S, lato NE e lato NO del colle) fino a circa 50 cm nella zona più elevata del rilievo. L'analisi del rose diagram (Fig. 3.34c) e dell'istogramma di frequenza (Fig. 3.34a) evidenziano come siano presenti tre direzioni preferenziali: N15°E, N115°E, N135°-145°E. La frattura con direzione NNE-SSO è stata rilevata unicamente nella parte a NE del colle e presenta minore lunghezza (circa 20 m) ed apertura (circa 30 cm) rispetto alle altre fratture. La frattura con direzione ESE-ONO risulta essere invece la prevalente sia per apertura (compresa tra 40 e 50 cm e massima rilevata di 75 cm) che per lunghezza (circa 35 m). Infine la frattura con direzione NO-SE, rilevata sul lato S del colle, è analoga alla precedente per quanto riguarda l'estensione (circa 35 m, di cui 15 non sono stati misurati direttamente a causa della vegetazione ma presupposti con ottima approssimazione in quanto apertura e direzione sono comparabili ai due estremi) ma presenta un'apertura minore (mediamente 10-15 cm). Inoltre, in quest'ultimo set, viene inclusa una piccola frattura (circa 20 cm di lunghezza, circa 5 cm di apertura) rilevata nel lato NO del colle (Fig. 3.30d). Quest'ultima può essere considerata, unitamente alle fratture a minore apertura rilevate sul lato S del colle, come il tip di una frattura "principale" a direzione prevalente NO-SE, non rilevabile sul terreno a causa probabilmente dei lavori effettuati sul colle per renderlo parco pubblico. Ciò è evidenziato anche dal grafico in Fig. 3.34b in cui è stata plottata l'apertura della "frattura principale" (data dalla somma delle aperture dei set SE-NO e ESE-ONO) contro la posizione lungo la frattura: si può notare chiaramente che l'apertura aumenta spostandosi dal tip alla zona centrale della frattura, dimostrando che è interessata da un regime tensionale che ne favorisce l'apertura maggiore nella parte mediana.

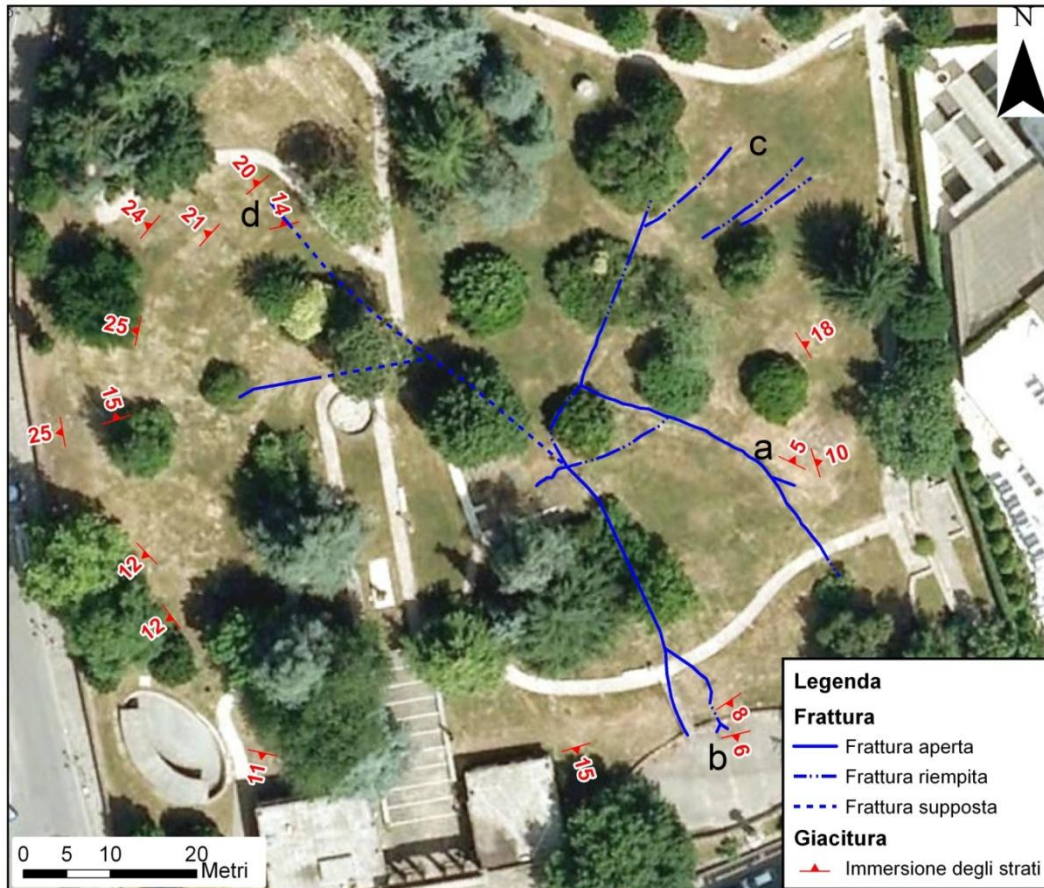


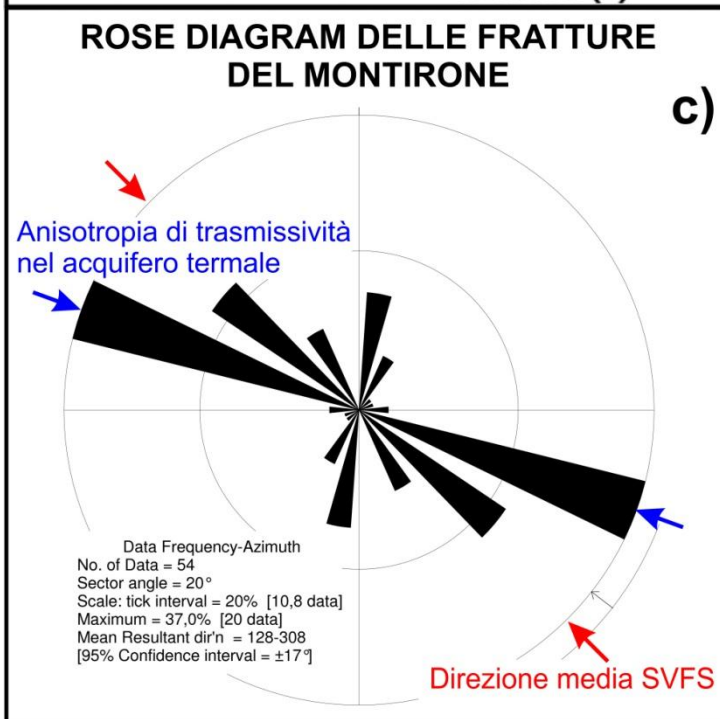
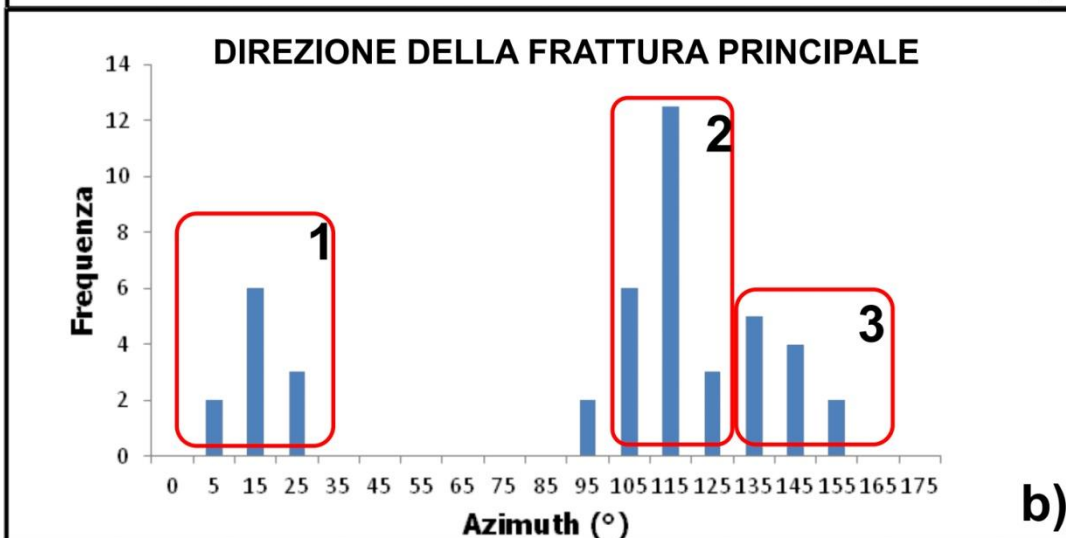
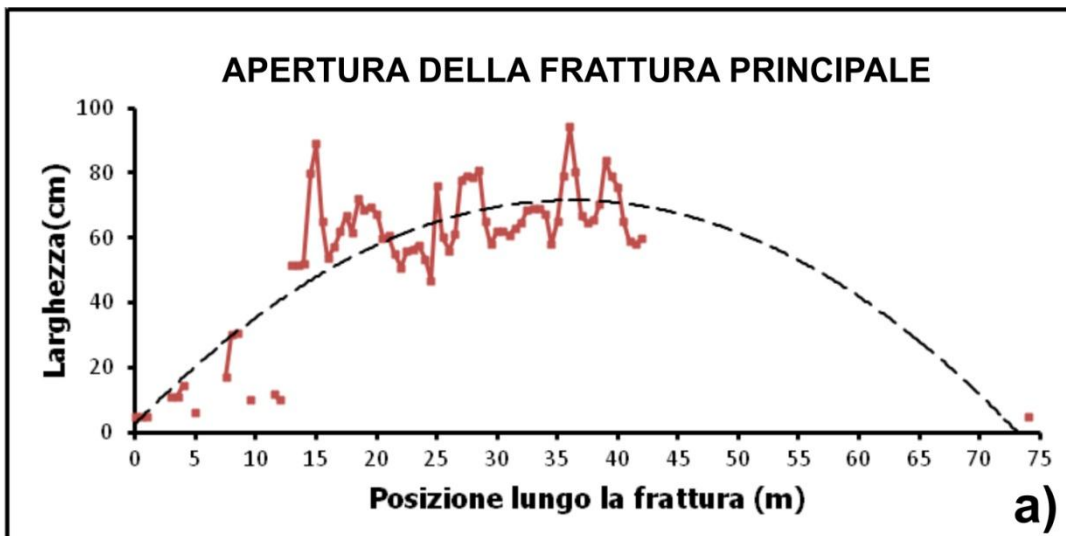
Fig. 3.33: immagine satellitare del colle del Montirone su cui sono state sovrapposte le fratture rilevate in campagna e le giaciture degli strati di travertino. Si noti come le fratture deformano il colle per quasi la sua interezza e come le giaciture rilevate abbiano un'inclinazione che va a disporsi a raggiera rispetto al centro evidenziando come la morfologia del colle sia sostanzialmente subcircolare. Le fratture sono classificate come aperte (la maggior parte) o riempite (zone in cui sono evidenti delle depressioni imputabili alla presenza della frattura).

Inoltre, plottando sul rose diagram la direzione media del SVFS (NO-SE) e la direzione di anisotropia di trasmissività dell'acquifero termale del BTE ss. calcolata con metodologie geostatistiche (Fabbri, 1997) (Fig. 3.33c), si nota un parallelismo fra le fratture rilevate e queste "direzioni". Di particolare rilevanza risulta essere il parallelismo fra la frattura diretta ESE-ONO e la direzione di anisotropia di trasmissività. Quest'ultima infatti indica una direzione in cui la trasmissività presenta valori omogenei e perciò una direzione preferenziale di flusso nell'acquifero termale del BTE ss. . Poiché il flusso nell'acquifero termale del BTE ss. è imputabile alla presenza di fratture

aperte che costituiscono delle vie preferenziali per il flusso, si può affermare che la frattura con direzione ESE-ONO rilevata in superficie è l'espressione morfologica delle fratture aperte nell'acquifero termale.

Il network di fratture rilevato presenta una buona analogia con quello che si sviluppa teoricamente nella zona di interazione fra le faglie che, a scala maggiore, favorisce la fratturazione del substrato del BTE ss. (a tale proposito e per una spiegazione più dettagliata si rimanda al paragrafo 2.4.3). Il network di fratture del colle è stato perciò interpretato come un network di fratture (Fig. 3.35) che si sviluppano all'interno di una zona di *stepover* fra faglie con direzione NO-SE (tipo Schio-Vicenza) o NNO-SSE (simili a quelle ricostruite nel sottosuolo del BTE ss.) ed interessate da una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra, in analogia alla cinematica regionale del SVFS. Dato il movimento trascorrente/transtensivo sinistro sulle faglie bordanti, lo *stepover* accomoda un regime distensivo locale che favorisce l'apertura della frattura con direzione ESE-ONO. Invece le fratture/faglie secondarie, come la frattura con direzione E-O (rilevata sul lato O del colle) o le fratture con direzione NO-SE (rilevate sul lato NO e S del colle), saranno interessate prevalentemente da una cinematica trascorrente/transtensiva destra (frattura E-O) o sinistra (frattura NO-SE).

Fig. 3.34 (pagina successiva): a) grafico che plotta l'apertura della frattura con direzione SE-NO contro la posizione lungo la frattura stessa: si può notare il classico andamento "a campana" con apertura minore (circa 5 cm) ai tip della frattura e apertura maggiore (circa 85 cm) nella parte mediana; b) istogramma di frequenza di direzione delle fratture, si notano tre set di fratture prevalenti: NNE-SSO(1), ESE-ONO(2), SE-NO(3); c) rose diagram delle direzioni delle fratture; il risultato è lo stesso evidenziato dall'istogramma di frequenza; inoltre sono state plottate anche le direzioni di alcune anisotropie di carattere "regionale" (faglia Schio-Vicenza, anisotropia di trasmissività misurata nell'acquifero termale) dimostrando come le fratture del Montirone siano l'espressione morfologica di strutture maggiori a livello regionale.



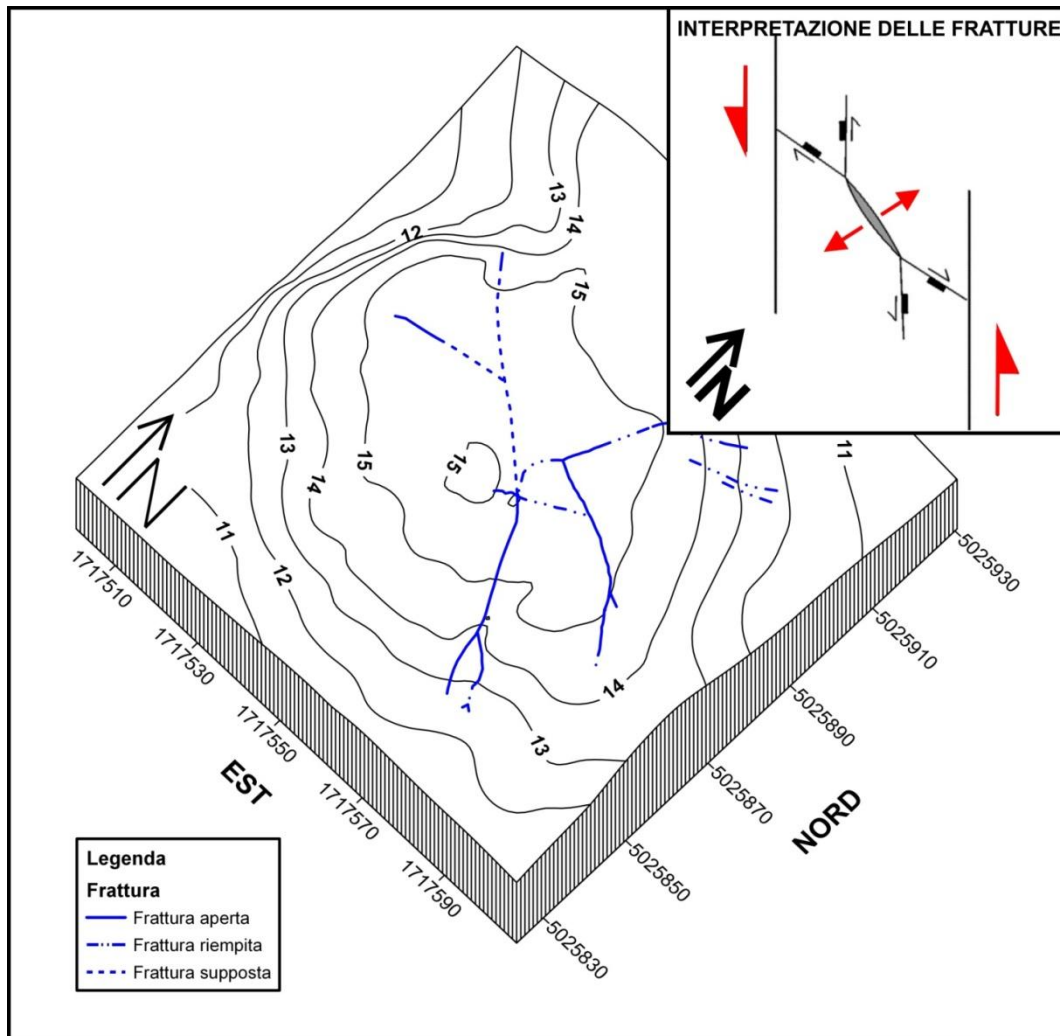


Fig. 3.35: vista in 3D delle fratture del Montirone; il network di fratture che deforma il colle è stato interpretato come un network di faglie/fratture che si forma all'interno di una zona di *stepover* fra due faglie con direzione NO-SE o NNO-SSE (schema in alto a destra, non in scala); in questo contesto la frattura con trend ESE-ONO è stata interpretata come una frattura tensionale. Questa frattura è l'espressione morfologica in superficie di quanto succede a scala maggiore nell'acquifero termale poichè la sua direzione coincide con la direzione di anisotropia della trasmissività misurata nell'acquifero termale del BTE ss.

In conclusione lo studio geologico-strutturale effettuato ha permesso di analizzare in dettaglio e giustificare la morfologia del colle. Il colle risulta essere localizzato in una zona di alto morfologico del substrato e in prossimità di una faglia. La faglia favorisce la rapida risalita dei fluidi fino alla base della copertura quaternaria. Successivamente i fluidi termali risalgono in modo disomogeneo fino alla superficie a causa della scarsa coerenza dei sedimenti che costituiscono la copertura quaternaria, formando probabilmente una zona ampia di risalita. Questo giustifica la morfologia attuale del colle che, vista la sua forma subcircolare in pianta e la sua struttura "a duomo" può essere classificato come un *regular shaped travertine mound* (Pentecost, 2005).

Inoltre sul colle è stato rilevato un network di fratture che deformano buona parte del colle stesso. Le fratture rilevate hanno direzione prevalente N15°E, N115°E e N135°E-N145°E. In particolare la frattura con direzione ENE-OSO risulta essere la principale sia in termini di lunghezza (circa 35 m) che di apertura della frattura (compresa tra 40 e 50 cm e massima rilevata di 75 cm) ed è stata interpretata come una frattura tensionale. Il network di fratture del colle Montirone è stato interpretato come un network di faglie/fratture che si sviluppano all'interno di una zona di *stepover* fra due faglie con direzione da NO-SE a NNO-SSE e interessate da una cinematica di tipo trascorrente/transensivo sinistro. Il network di fratture è del tutto analogo a quello reale e calcolato teoricamente che deforma il substrato del BTE ss.

Le fratture del colle del Montirone sono perciò un ottimo vincolo per capire la cinematica in atto all'interno del BTE ss. . Questo network di fratture infatti si forma a causa di un regime tettonico locale estensionale che permette di mantenere aperte le fratture del substrato e favorisce la risalita dei fluidi termali verso la superficie.

3.6 ANALISI GEOFISICHE

Per avere un quadro completo della conformazione del colle del Montirone, anche nel sottosuolo, sono state svolte delle indagini di carattere geofisico nell'area di studio. Questa parte del lavoro è stata svolta in collaborazione con la dott. Rita Deiana del dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova.

Le suddette indagini hanno consentito di ottenere maggiori informazioni per chiarire la struttura del colle e per capire se le fratture visibili in superficie possano estendersi nel sottosuolo. La logistica, soprattutto la forte urbanizzazione, la presenza di sottoservizi, di alberghi e strade in prossimità del colle, ha limitato fortemente la scelta dei metodi geofisici e in alcuni casi, le conseguenti profondità di investigazione. Le tecniche geofisiche utilizzate sono state pertanto: VLF (*Very Low Frequency*), EM a induzione, ERT (*Electrical Resistivity Tomography*). Verranno trattate in dettaglio di seguito solo le ultime due tecniche in quanto sono quelle che hanno dato i maggiori risultati.

Il metodo EM si basa sulla generazione di un campo elettromagnetico, detto primario, che si trasmette intorno ad una bobina emittente inducendo nel terreno una circolazione di corrente che originerà a sua volta un campo elettromagnetico secondario, la cui intensità sarà proporzionale alla conduttività del materiale investigato. Il metodo elettromagnetico consente pertanto di riconoscere, attraverso le modificazioni subite dal campo EM emesso, le zone più o meno conduttive nel sistema investigato. Questa tecnica si contraddistingue per la rapidità di esecuzione delle misure, pressoché continue se si utilizza la modalità “continuous measurements” con GPS, che vengono peraltro realizzate in modo completamente non invasivo.

L'indagine EM svolta sul colle del Montirone (Fig.3.36) ha consentito di investigare il sottosuolo fino a una profondità di 1.5 m evidenziando una

zona a bassa resistività (tra 9 e 100 $\Omega \cdot m$) nella parte centrale del colle mentre le parti più esterne presentano valori di resistività decisamente più elevati (tra 250 e 500 $\Omega \cdot m$). L'anomalia a bassa resistività nella parte centrale del colle può essere imputata ad una zona a maggiore fratturazione che favorisce la risalita delle acque termali fino a profondità prossime alla superficie. Va evidenziato comunque che questa zona a maggiore fratturazione risulta al momento scarsamente visibile in superficie in quanto proprio la parte sommitale risulta essere quella maggiormente rimaneggiata dall'opera dell'uomo. Buona corrispondenza con le porzioni esterne a resistività maggiore si riscontra inoltre con le zone in cui il travertino è affiorante o sub-affiorante. Il travertino, essendo un materiale con scarsa porosità efficace (soprattutto la facies composta da croste cristalline che affiora nelle parti distali), presenta sempre un contenuto di acqua scarso e perciò avrà valori di resistività elevati in condizioni normali (se non interessato da fratture che possono aumentare il numero di vuoti riempiti da acqua).

Un'attendibile conferma riguardante l'estensione laterale e verticale di queste anomalie è stata ottenuta utilizzando la tecnica della tomografia elettrica (ERT). La tomografia elettrica viene spesso utilizzata a supporto di altri metodi geofisici nell'investigazione di strutture sepolte e nella ricerca di acque sotterranee. Questa tecnica permette di indagare la struttura del sottosuolo, mettendo in evidenza i contrasti di resistività elettrica che sono connessi con la natura dei terreni e con eventuali anomalie in essi inserite. La tecnica tomografica 2D, con cui si sono realizzate le indagini per il colle del Montirone, utilizza un numero elevato di elettrodi, gestiti automaticamente da un resistivimetro, disposti sul suolo lungo uno stendimento e la cui spaziatura determina la risoluzione e il cui numero definisce la profondità d'indagine. Grazie a sequenze di misura impostate preventivamente sullo strumento e ad un sistema di gestione interno automatico gli elettrodi funzionano alternativamente come elettrodi di corrente e come elettrodi di potenziale, ai quali è quindi rispettivamente inviata la corrente e misurata la differenza di potenziale. Il risultato della misura è una pseudosezione di

resistività (apparente) che, solo successivamente durante l'elaborazione dei dati, mediante il processo di inversione, consente di ottenere la distribuzione di resistività reale nella sezione indagata.

Sul colle del Montirone sono state acquisite 5 tomografie di lunghezza pari a 96 m e con interdistanza fra gli elettrodi pari a 2 m. Questa configurazione ha permesso di raggiungere una profondità di investigazione di oltre 20 m e quindi, considerata la quota massima del colle, pari a -5 m s.l.m. . La posizione delle tomografie è riportata in Fig. 3.37 mentre i risultati delle stesse sono riportati in Fig. 3.38. L'utilizzo di tecniche di grafica 3D ha permesso di visualizzare l'intersezione delle sezioni e di studiare i risultati ottenuti. Le tomografie hanno individuato l'estensione verticale (circa 10m) delle anomalie a alta resistività riscontrate sui lati del colle con le indagini EM. La parte più profonda investigata, così come il nucleo centrale del colle del Montirone, risultano invece essere caratterizzate da una resistività decisamente minore rispetto a quella individuata dall'indagine EM. Bisogna però tenere conto del fatto che le misure EM sono state condotte con una sonda che ha raggiunto una profondità di investigazione massima pari a solo 1.5 m. Entro questa profondità i valori di resistività risultano mediati sul volume di suolo investigato, pertanto un'esatta corrispondenza di valori di resistività tra misure EM ed ERT è normalmente disattesa, mentre sicuramente deve essere rispettato, come in questo caso, il trend generale. La zona a bassa resistività prossima alla superficie, individuata sia con il metodo EM che con quello ERT, rispecchia probabilmente l'esistenza di una zona caratterizzata da una maggiore permeabilità, imputabile a una maggiore fratturazione del travertino, che favorisce la risalita delle acque termali. A questo proposito il passaggio netto che si osserva nel sottosuolo fra l'anomalia ad alta resistività (la cui estensione verticale è confermata dal dato EM) e a bassa resistività giustifica questa affermazione. Infine, in tutte le sezioni, si osserva un nucleo centrale a bassa resistività al di sotto di zone che in superficie presentano valori maggiormente resistivi. La visualizzazione delle sezioni in 3D-grafica ha permesso di osservare come questa zona profonda a bassa resistività formi un "duomo" al di sotto della zona

maggiormente resistiva. Questa anomalia conferma la morfologia che si osserva in superficie per il colle del Montirone e potrebbe essere attribuita ad una zona in profondità con contenuto di acqua maggiore, localizzata al di sotto di una zona invece a basso contenuto di fluidi.

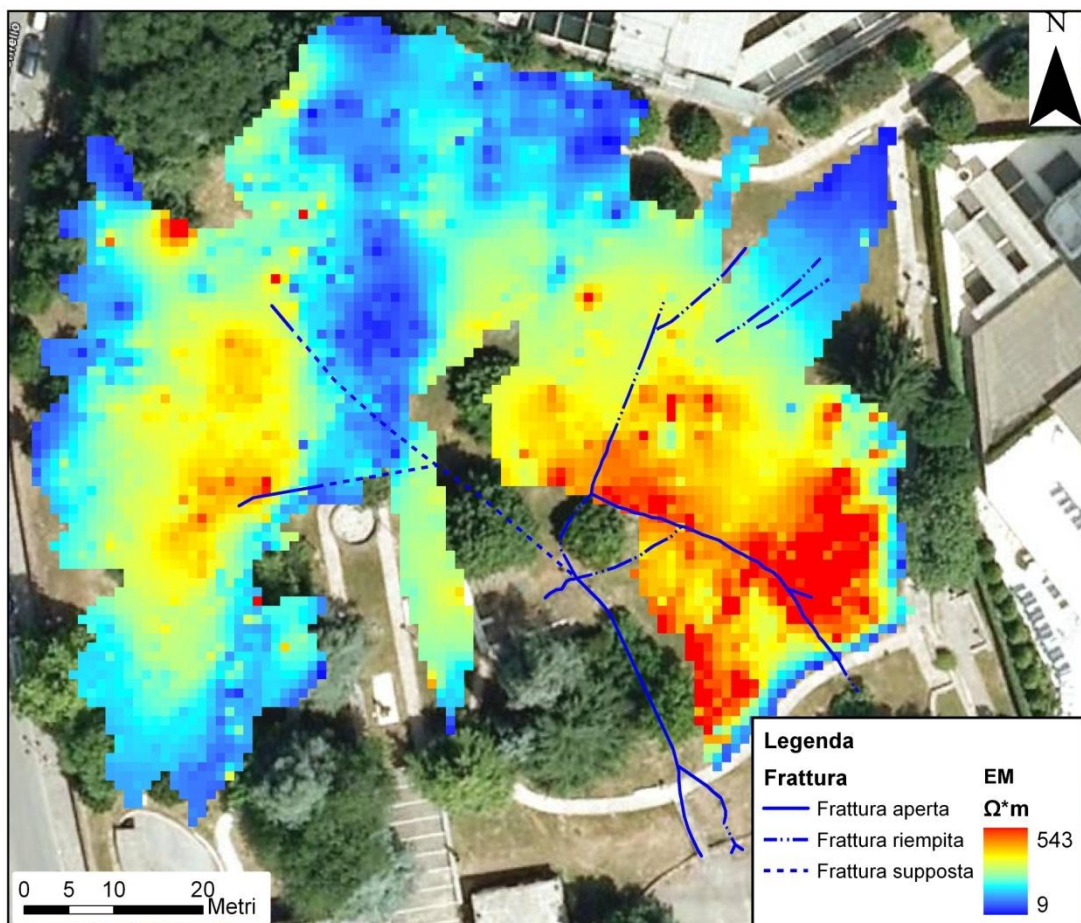


Fig. 3.36: mappa EM del colle del Montirone. Si nota una zona a bassa resistività (compresa fra 9 e 100 Ω/m) sulla sommità del colle mentre le porzioni esterne sono caratterizzate da valori di resistività decisamente più elevati. L'anomalia a bassa resistività è imputabile a una zona a maggiore fratturazione in cui si potrebbe avere una risalita di fluidi termali. Tale zona però non è visibile sul terreno poichè proprio la parte sommitale risulta essere quella interessata maggiormente da attività antropica.

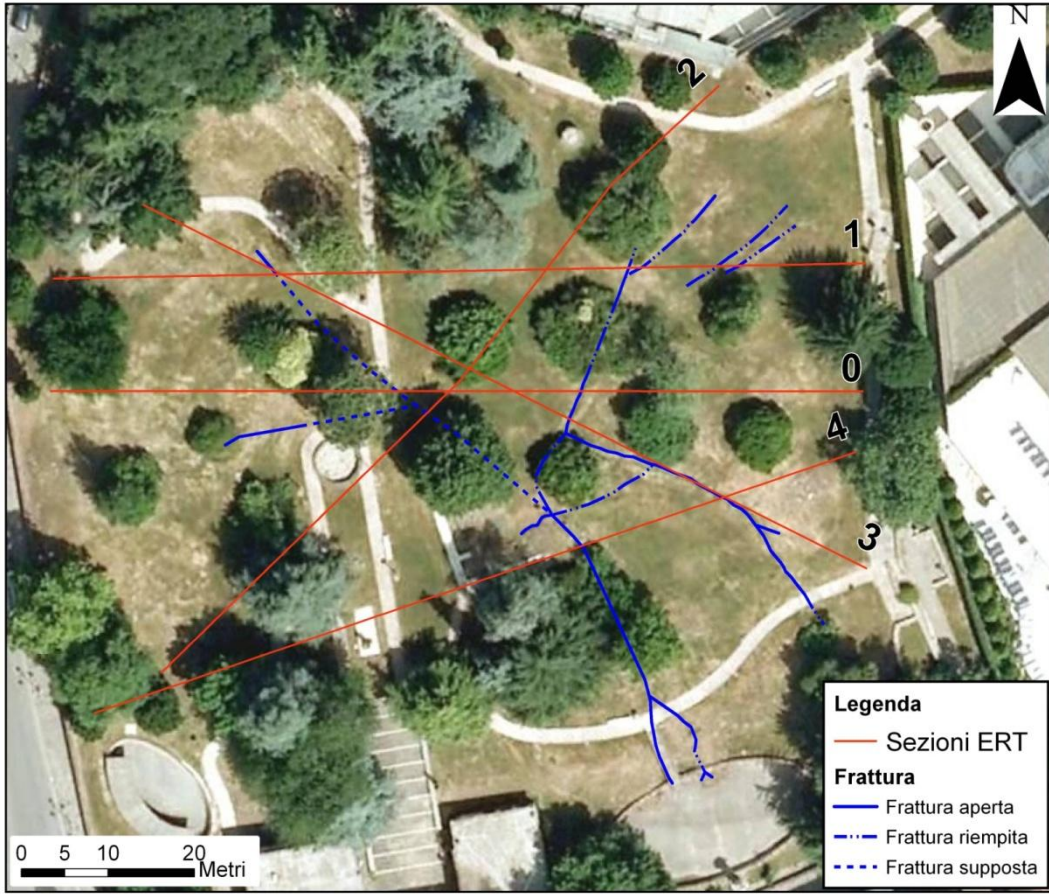


Fig. 3.37: mappa delle tomografie elettriche svolte sul colle del Montirone. I risultati sono riportati in Fig. 3.38.

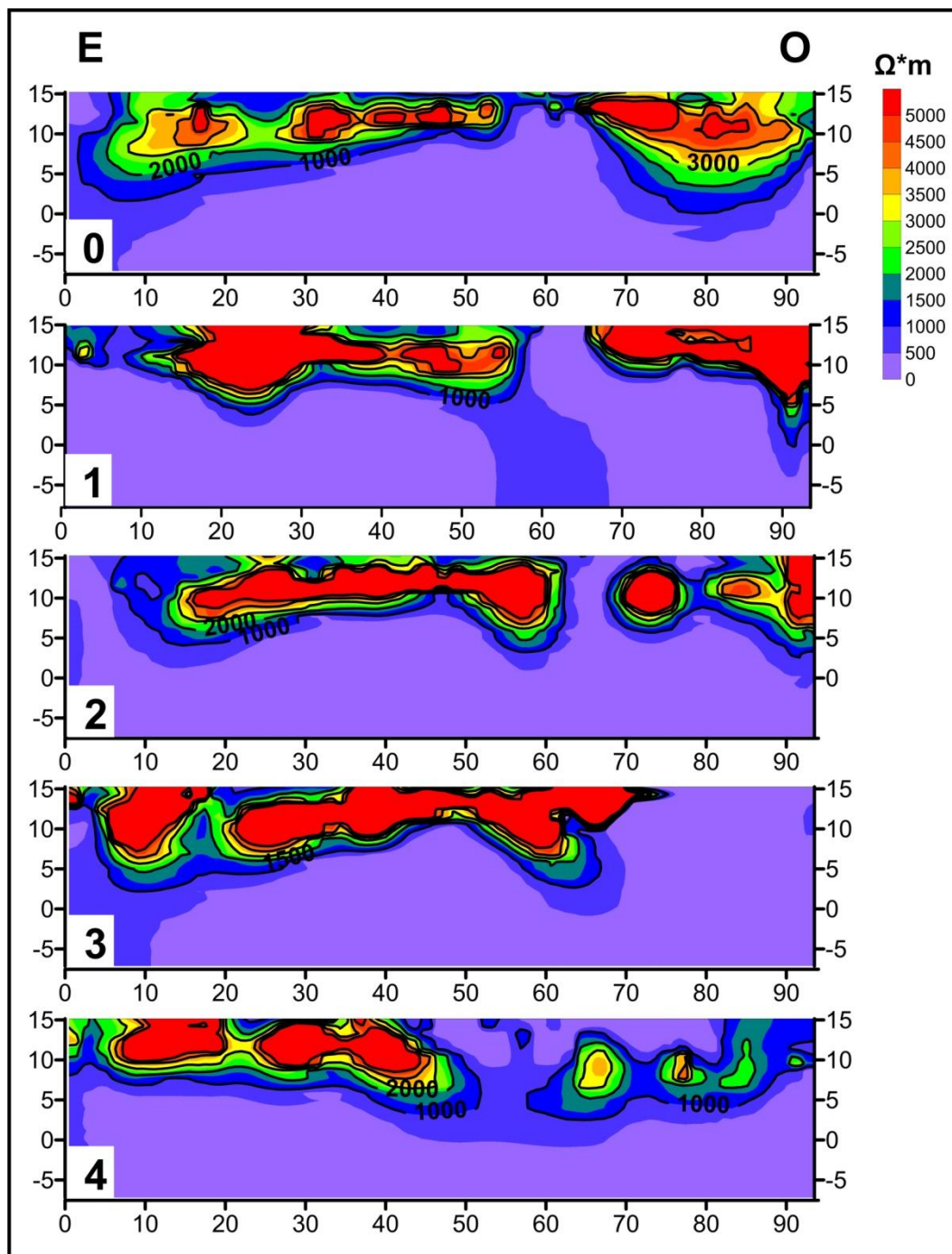


Fig. 3.38: tomografie elettriche svolte sul colle del Montirone (le tomografie sono state effettuate da E verso O); si nota come le anomalie a alta resistività, individuate grazie alle indagini EM, abbiano una buona continuità verticale estendendosi fino a una profondità di circa 10m dal p.c. Inoltre anche la presenza di un'anomalia a bassa resistività è confermata e come nel caso precedente può essere imputata a una zona a maggiore fratturazione e contenuto di acqua.

3.7 CONCLUSIONI

Il colle del Montirone è stato studiato per la prima volta in modo scientificamente moderno durante il lavoro di dottorato ed avvalendosi di studi sedimentologici, geochimici, geologico-strutturali ed geofisici. Tale studio è stato intrapreso in primo luogo per analizzare in maniera più accurata la tettonica in atto nel BTE ss. Infatti i depositi di travertino sono considerati degli "indicatori cinematici" per lo studio della tettonica recente (e.g., Hancock et al., 1999; Brogi & Capezzuoli, 2009; Temiz et al., 2009; Brogi et al., 2010). Inoltre lo studio ha confermato alcuni aspetti, già noti da altre indagini di carattere prevalentemente geochimico (misure isotopiche su ^3H , ^{14}C , ^{18}O ; Gherardi et al., 2000; Boaretto et al., 2003), riguardo alla circolazione dei fluidi termali euganei.

Il Montirone è costituito da travertino affiorante e localmente sub-affiorante. Le analisi in campagna hanno portato al riconoscimento di due differenti lito-facies: un lime/mudstone scarsamente stratificato e una laminite cristallina a stratificazione centimetrica. Lo studio sedimentologico è stato approfondito con un'analisi di dettaglio delle micro-facies del travertino, effettuata per mezzo di 30 sezioni sottili prelevate da due carote di 1 metro di lunghezza campionate sulla parte sommitale e sul fianco occidentale del colle (dove affiorano le due differenti lito-facies).

Il carotaggio 1 è stato effettuato sulla cima del colle in una zona dove affiora la facies classificata come lime/mudstone. La carota risulta essere costituita quasi totalmente da un lime/mudstone con carsismo di elevato grado, tipico di un ambiente deposizionale di vasca. Inoltre sono state riconosciute delle strutture tipo *paper thin rafts* tipiche anche esse indice di un ambiente deposizionale caratterizzato da una sedimentazione tranquilla. Questo ambiente deposizionale è quello che si osserverebbe anche ora se ci fosse deposizione di travertino e perciò ci fa supporre una buona continuità temporale della struttura attuale del colle. L'analisi delle sezioni sottili inoltre

ha evidenziato la presenza di strutture deformative analoghe a quelle studiate nei *soft-sediment* (e.g., Motenat, 2007; van Loon, 2009; Owen et al., 2011). Principalmente sono stati riconosciuti delle strutture interpretate come pseudo-noduli. Come evidenziato da Owen et al. (2011), è necessaria una forza innescante per deformare un sedimento plastico. Nel caso del Montirone si pensa che la fuga rapida di gas dal sedimento, osservata in alcune sezioni, possa essere la forza innescante. Questo comunque non è in contrasto con i fenomeni che deformano il colle del Montirone (le fratture rilevate sul terreno) e osservati a scala del BTE ss. poichè l'aumento "improvviso" di gas che si osserva può essere spiegato dalla presenza di una microsismicità che allo stesso tempo deforma anche il colle in superficie.

Il carotaggio 2 è stato eseguito sul fianco occidentale del Montirone, in un'area dove affiora la facies di travertino laminato composto da croste cristalline a spessore centimetrico. L'analisi della carota ha individuato due facies principali: una laminite cristallina con cristalli a piuma (*feather-like crystal*) nella parte superiore; un lime/mudstone nella parte inferiore. In questo caso si nota una variazione delle condizioni paleo-ambientali spostandosi dalla superficie in profondità. La facies composta dalle lamine cristalline è tipica infatti di un ambiente deposizionale a energia media in cui un velo d'acqua scorre lungo il fianco del rilievo e deposita un sottilissimo livello di calcite ed è quella che a tutt'ora si riscontrerebbe se ci fosse deposizione di travertino. Al contrario la parte sottostante è una facies tipica di ambiente di vasca e quindi radicalmente diversa rispetto a quello riscontrata in superficie. In ogni caso, l'analisi delle sezioni sottili ha evidenziato la presenza di brandelli di croste cristalline anche all'interno del mudstone, confermando che le lamine cristalline erano presenti in zone prossime alla vasca e che quindi l'ambiente deposizionale del Montirone era sostanzialmente comparabile con quello attuale.

Il travertino carotato è stato oggetto di analisi di tipo geochimico ed in particolare sono state effettuate delle analisi isotopiche sugli isotopi della serie dell'Uranio, per datare il travertino, e analisi sugli isotopi stabili del

Carbonio e dell'Ossigeno, per valutare le condizioni ambientali in cui è avvenuta la deposizione. Due campioni di travertino (Ab. 10, prelevato nel carotaggio 1, e Ab. 22, prelevato nel carotaggio 2) sono stati analizzati con il metodo dei disequilibri nella serie dell'Uranio, che consente di datare materiali carbonatici nell'intervallo temporale compreso tra poche centinaia e 350 mila anni. Dalle analisi, è stata ottenuta un'età di 30 ± 4 ka per Ab. 10 e 25 ± 5 ka per Ab. 22. Le due età sono praticamente coincidenti e datano il primo metro di deposito al Pleistocene Superiore. Questo porta a considerare probabilmente un tasso di sedimentazione molto basso nel corso degli ultimi millenni. Infatti per il campione Ab. 10, situato nella carota 1 a circa 75 cm di profondità dal p.c., si può calcolare un tasso di sedimentazione di 2.5 cm ogni mille anni: un tasso decisamente basso se si considerano i valori riportati in letteratura che parlano di alcuni centimetri all'anno. Questo tasso scarso potrebbe essere spiegabile con una parziale deposizione di carbonato di calcio durante la risalita delle acque termali verso la superficie, poichè le acque attraversano uno spessore considerevole di sedimento sciolto (all'incirca 140 m). Inoltre le analisi danno delle indicazioni molto chiare sulla tipologia di circuito idrotermale coinvolto nella formazione del travertino del Montirone. Esse confermano la presenza di un circuito termale profondo caratterizzato da un tempo d'interazione roccia-acqua elevato. Le analisi geochimiche sono state completate con analisi sugli isotopi stabili di Carbonio e Ossigeno. Sono stati evidenziati valori di circa -17 ‰ V-PDB per $\delta^{18}\text{O}$ e circa 1‰ V-PDB per $\delta^{13}\text{C}$ in accordo coi valori medi per travertini classificati come termo-meteogenici (da -11 ‰ V-PDB a -3 ‰ V-PDB per $\delta^{18}\text{O}$, da -8‰ V-PDB a 3‰ V-PDB per $\delta^{13}\text{C}$). Questo indica un'origine meteorica delle acque termali che hanno depositato il travertino e un tempo di residenza lungo delle acque, necessario per la lisciviazione del carbonato da rocce carbonatiche-serbatoio. Inoltre è stata calcolata la paleotemperatura di deposizione del travertino, ottenuta a partire dal rapporto di frazionamento fra la calcite e l'acqua (O'Neil et al., 1969). Le paleotemperature calcolate sono state corrette di circa 8-9°C in accordo con quanto suggerito da Kele et al. (2011). Si ottiene perciò una paleotemperatura di

deposizione del travertino che varia da 58.9°C a 62.9°C, comparabile con le misure di temperatura effettuate dal Mandruzzato (1789) nelle sorgenti termali del Montirone (57.5°C a 73.75°C). Questo conferma la longevità del circuito idrotermale.

Lo studio sul colle è proseguito con uno studio geologico-strutturale di dettaglio. Lo studio ha permesso di analizzare e giustificare la morfologia del colle, il quale risulta essere localizzato in una zona di alto morfologico del substrato (profondità del substrato in prossimità del Montirone è di 141 m contro i 200 m che solitamente si osservano in Abano) e in prossimità di una faglia normale ad alto angolo con direzione NNO-SSE. Si suppone perciò un meccanismo di risalita dei fluidi che inizialmente avviene lungo la faglia osservata nel substrato e successivamente attraverso la copertura quaternaria, formando probabilmente una zona di risalita dei fluidi estesa a causa della scarsa coerenza del materiale che costituisce la copertura quaternaria. La risalita disomogenea dei fluidi termali produce in superficie più punti di emersione (sorgenti termali) che saranno caratterizzati da depositi associati di forma sub-circolare e poco rialzati dalla pianura circostante. Questo è in analogia e giustifica la morfologia attuale del colle che, visto in pianta ha una forma subcircolare (giustificata dall'immersione radiale degli strati) e in sezione è un piccolo "duomo" (giustificata anche dall'immersione degli strati che passa da sub-orizzontali nella parte sommitale a inclinati al margine). Perciò il colle è stato interpretato come un *regular shaped travertine mound* (Pentecost, 2005).

Inoltre sul colle è stato rilevato un network di fratture, subverticali o ad alto angolo e con apertura variabile da pochi centimetri fino a circa 50 cm, che deforma buona parte del deposito. Sono stati riconosciuti tre set principali di fratture caratterizzati da una direzione media di N15°E, N115°E, N135°-145°E. In particolare la frattura con direzione ENE-OSO risulta essere quella maggiormente estesa sia in termini di lunghezza (circa 35 m) che di apertura (compresa tra 40 e 50 cm e massima rilevata di 75 cm) ed è stata interpretata come una frattura tensionale. La direzione della frattura è in

accordo con la direzione di anisotropia di trasmissività (Fabbri, 1997) individuata con metodi geostatistici nell'acquifero termale del BTE ss. . Ciò indica che questa direzione è una direzione preferenziale per il flusso dei fluidi termali anche nel sottosuolo del BTE ss., dimostrando che la frattura con direzione ESE-ONO rilevata in superficie è l'espressione morfologica delle fratture aperte nel acquifero termale stesso.

Il network di fratture del colle Montirone è stato perciò interpretato come un mesh che si forma in una zona di stepover fra due faglie con direzione NO-SE/NNO-SSE (analoghe alla faglia Schio-Vicenza o alle faglie ricostruite nel substrato del BTE ss.) e interessate da una cinematica di tipo strike-slip sinistro o transtensivo. L'analogia del network di fratture del Montirone con il pattern di faglie/fratture che interessa il substrato del BTE ss. dimostra la cinematica estensionale in atto all'interno del BTE ss. che permette di mantenere aperte le fratture del substrato e favorisce la risalita dei fluidi termali verso la superficie.

Infine lo studio è stato completato con analisi di tipo geofisico (EM a induzione e ERT -*Electrical Resistivity Tomography*-) che hanno permesso di caratterizzare il Montirone anche nelle parti più profonde del colle. L'indagine EM ha consentito di investigare il sottosuolo fino a una profondità di 1.5 m evidenziando una zona a bassa resistività (tra 9 e 100 $\Omega \cdot m$) nella parte centrale del colle mentre le parti più esterne presentano valori di resistività decisamente più elevati (tra 250 e 500 $\Omega \cdot m$). L'ERT (profondità di investigazione di oltre 20 m) ha confermato l'estensione laterale e verticale di questa anomalia, mostrando che nella parti più profonde del colle il passaggio fra l'anomalia ad alta e bassa resistività avviene in modo netto. Questo conferma la presenza di una zona maggiormente fratturata che probabilmente aumenta la permeabilità del travertino e favorisce la risalita dei fluidi fino a quote prossime alla superficie. Inoltre, in tutte le pseudo-sezioni ERT, si osserva un nucleo centrale a bassa resistività al di sotto di zone che in superficie presentano valori maggiormente resistivi. La visualizzazione delle sezioni in 3D-grafica ha permesso di osservare come

questa zona profonda a bassa resistività formi un "duomo" al di sotto della zona maggiormente resistiva. Questa anomalia conferma la morfologia che si osserva in superficie per il colle del Montirone.

In conclusione lo studio del colle del Montirone ha portato ad un incremento significativo delle conoscenze riguardo al Bacino Termale Euganeo sia a scala regionale che a scala locale. Le conoscenze acquisite in ambito geochimico infatti hanno avvalorato la presenza di un circuito termale profondo con un tempo di residenza elevato delle acque termali. Questo è in accordo la caratterizzazione clorurato-sodica delle acque termali del BTE e con le datazioni effettuate utilizzando ^3H e ^{14}C (Boaretto et al., 2003). Ciò permette di avvalorare il modello concettuale proposto che prevede un circuito termale profondo (Pola et al., 2010).

Inoltre l'analisi geologico-strutturale ha permesso di interpretare le fratture presenti sul colle e di confermare il regime tettonico estensionale in atto nel del BTE ss. . Questo regime infatti favorisce la fratturazione del substrato, l'apertura delle fratture e lo sviluppo della permeabilità, formando delle vie preferenziali per il flusso di fluidi nel substrato del BTE ss. . In particolare è stato confermato che la frattura rilevata con direzione ESE-ONO e caratterizzata da maggiore apertura è quella che favorisce maggiormente il flusso dei fluidi vista l'analogia con l'anisotropia di trasmissività misurata con metodologie geostatistiche nel substrato del BTE ss. .

L'analisi delle carote di travertino, sia da un punto di vista sedimentologico che da un punto di vista geochimico, ha evidenziato in generale un paleo-ambiente deposizionale analogo a quello che a tuttora esisterebbe sul colle del Montirone se ci fosse ancora deposizione di travertino. Ciò dimostra che anche in passato la morfologia del colle era all'incirca analoga a quella attuale e conferma una lunga attività del sistema termale. Le indagini geofisiche portano alle stesse considerazioni di carattere morfologico per le parti sepolte del deposito, in analogia allo studio sedimentologico e morfologico.

CAPITOLO 4

MODELLO IDROTERMALE CONCETTUALE E MATEMATICO DEL BACINO TERMALE EUGANEO

4.1 INTRODUZIONE

Le conoscenze acquisite durante il lavoro di dottorato sulla geologia strutturale del Veneto centrale e in particolare sul sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS) e riguardo il colle del Montirone, sono state utilizzate come punto di partenza per rivedere il modello idrotermale concettuale del bacino termale euganeo (BTE). Il modello concettuale precedente è stato proposto da Piccoli et al. (1976) ed è incluso all'interno di uno studio multidisciplinare eseguito dall'Istituto di Geologia dell'Università di Padova. Questo studio ha permesso di avere un quadro generale sull'assetto geologico dei colli Euganei e ha portato numerose conoscenze riguardo l'origine delle acque termali. Un'ulteriore conferma dei punti chiave evidenziati in questo studio è stata ottenuta anche da studi successivi di carattere geochimico (Gherardi et al., 2000) ed idrogeologico (Antonelli et al., 1995; Fabbri & Trevisani, 2005). Tali studi affermano che:

- le acque hanno un'origine esclusivamente meteorica, confutando l'ipotesi precedente di una provenienza marina o da una paleo-laguna. Questa conclusione è stata possibile grazie ad analisi isotopiche effettuate sull'ossigeno (rapporto

isotopico $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) contenuto nelle acque termali del BTE Euganeo. Inoltre le analisi hanno portato ad affermare che le acque fredde di origine meteorica si infiltrano a una quota di circa 1500 m s.l.m., escludendo perciò un sistema idrotermale a scala locale con una zona di infiltrazione posta nei limitrofi colli Euganei (quota massima = 603 m s.l.m. -Monte Venda-, quota media = 205 m s.l.m.) o nei Colli Berici (quota massima = 445 m s.l.m. -Monte Lungo-, quota media = 230 m s.l.m.); questo dato è confermato anche da uno studio più recente (Gherardi et al., 2000) riguardo la geochimica delle acque termali.

- il tempo di percorrenza delle acque dalla zona di ricarica fino alla zona di recapito è stato stimato grazie allo studio degli isotopi radioattivi (^3H) ed è superiore a 25 anni. Analisi più recenti confermano l'assenza di tritio, allungando così il tempo di percorrenza a maggiore di 60 anni, ed inoltre alcune analisi su ^{14}C indicano un'età di alcune migliaia di anni (Boaretto et al., 2003).
- il gradiente geotermico è l'unica origine del calore delle acque termali. Questa conclusione è stata possibile grazie a datazioni isotopiche (K/Ar, U/Th, Rb/Sr) eseguite sulle rocce vulcaniche dei colli Euganei che evidenziano un'età compresa fra 27 e 35 Ma (Oligocene inferiore; Borsi et al., 1969; Zantedeschi, 1994; Bartoli et al., 2008). Ciò ha permesso di escludere un'origine vulcanica del calore (imputabile a corpi magmatici in via di raffreddamento) come affermavano le teorie precedenti.
- l'acquifero termale principale del BTE è costituito dalle formazioni carbonatiche giurassico-cretacee (Scaglia Rossa, Biancone, Rosso Ammonitico, Calcari Grigi) e dalle formazioni dolomitiche del Trias Superiore. Le perforazioni dei pozzi

eseguite in zone euganee si sono spinte fino alla formazione della Dolomia Principale, rinvenuta a una profondità di circa 800-1000 m dal p.c., evidenziando portate e temperature elevate per i fluidi presenti in queste formazioni.

- la presenza di corpi vulcanici effusivi (rioliti, trachiti, latiti, ecc..) intrusi nella successione sedimentaria e collegati all'attività magmatica dei colli Euganei aumentano in modo significativo le discontinuità presenti nel sottosuolo favorendo la risalita dei fluidi termali nel BTE ss. (Abano e Montegrotto Terme).
- nel BTE ss. sono presenti acquiferi a temperatura medio-elevata anche nella copertura alluvionale quaternaria. Questo significa che i diversi orizzonti termali sono tra di loro in comunicazione ed esiste una rapida risalita dei fluidi verso la superficie.
- le sorgenti termali in prossimità del margine sudorientale dei colli Berici (Barbarano Vicentino) sono riconducibili geochimicamente alle acque termali del BTE. Ciò è stato dimostrato anche successivamente da Gherardi et al. (2000).
- acque con elevati tempi di residenza nel sottosuolo ("mature") presentano elevati contenuti salini.

Questi punti sono stati i cardini del modello concettuale di Piccoli per il BTE e lo sono anche per il modello idrotermale concettuale che viene proposto nell'ambito di questa tesi di dottorato.

E' possibile dimostrare che il modello concettuale come proposto da Piccoli non può funzionare a causa di un errore di interpretazione delle strutture geologiche coinvolte. Perciò viene proposto un nuovo modello concettuale del BTE aggiornandolo alle più recenti teorie in ambito geologico strutturale e idrogeologico (e.g., Curewitz & Karson, 1997; Caine et al., 1996

; Gudmundsson, 2000; Worthington, 2001; Faulkner et al., 2010; Goldscheider et al., 2010) e utilizzando le conoscenze sviluppate negli ultimi 30 anni e nel corso della ricerca di dottorato riguardo all'assetto geologico strutturale del Veneto centrale. In particolare il modello proposto enfatizza l'influenza del sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS) sull'esistenza e sullo sviluppo del BTE. Curewitz & Karson (1997) dimostrano che la maggior parte dei sistemi termali sono influenzati dalla presenza di sistemi di faglie attive: l'attività delle faglie mantiene elevato lo stress, causa un aumento della fratturazione e una continua riapertura dei condotti di flusso dei fluidi termali permettendo di mantenere attivo il sistema idrotermale (per spiegazioni più dettagliate si rimanda al paragrafo 2.2 relativo all'interazione fra faglie attive e sistemi idrotermali).

Il nuovo modello idrotermale concettuale verrà successivamente implementato in un software specifico per la modellazione di flusso di acque sotterranee ed il trasporto di energia termica associato. Per questa fase del progetto di dottorato, è stato scelto di usare il software open source HYDROTHERM, sviluppato dall'USGS che permette di simulare il trasporto di acqua e calore in sistemi multi-fase in due o tre dimensioni. Le simulazioni sono state effettuate utilizzando una sezione tipo del modello idrotermale concettuale e hanno lo scopo principale di capire come differenti condizioni al contorno o differenti parametri delle formazioni (porosità, permeabilità, calore specifico, conducibilità termica) possano influenzare il movimento e l'evoluzione termica di fluidi termali lungo l'intero circuito, nonché all'interno del BTE ss.

4.2 MODELLO IDROTERMALE CONCETTUALE PRECEDENTE (Piccoli et al., 1976)

Il modello concettuale del BTE, proposto da Piccoli et al. (1976), consiste in un sistema idrotermale a scala regionale che si estende per una lunghezza di circa 100 Km ed interessando buona parte del Veneto centrale e occidentale (Fig. 4.1-4.2).

Partendo dagli assunti illustrati in precedenza, questo modello concettuale localizza la zona di ricarica del BTE nella zona delle Piccole Dolomiti (quota massima = 2259 m s.l.m.; quota media = 2000 m s.l.m.), gruppo montuoso delle Prealpi venete localizzato a nord-ovest rispetto al BTE ss. e a ovest della faglia Schio-Vicenza. Le acque meteoriche precipitano nella area di ricarica e si infiltrano grazie all'elevata fratturazione delle formazioni carbonatico-dolomitiche mesozoiche affioranti. Successivamente fluiscono all'interno del reservoir carbonatico, scorrendo al di sotto dei monti Lessini e dei colli Berici, e si riscaldano per il gradiente geotermico normale, raggiungendo profondità di circa 3-4 Km. Al margine sudorientale dei colli Berici, le acque vengono parzialmente intercettate dalla faglia delle Riviera Berica (faglia con direzione NE-SE) la quale permette la risalita delle acque e la formazione delle sorgenti termali nella zona di Barbarano Vicentino. Le acque termali proseguono il loro percorso verso Sud e vengono parzialmente intercettate dai corpi magmatici dei colli Euganei, dando origine alle numerose sorgenti ipotermali presenti alla base del rilievo. In corrispondenza del BTE ss., i fluidi termali vengono intercettati e bloccati dalla faglia Schio-Vicenza: la faglia porta a contatto le formazioni permeabili mesozoiche (blocco di letto) con le formazioni argillose plio-quadernarie della pianura alluvionale (blocco di letto) formando un tappo laterale al flusso verso Sud-Est dei fluidi termali. L'elevata fratturazione del substrato, dovuta

anche alla presenza di corpi vulcanici intrusi, permette una rapida risalita dei fluidi termali dal sottosuolo fino ad emergere in "polle termali".

In primo luogo si osserva che il modello concettuale di Piccoli et al. (1976) attribuisce alla faglia Schio-Vicenza un ruolo marginale nello sviluppo del BTE e ciò non è conforme con i recenti modelli teorici (e.g., Curewitz & Karson, 1997; Caine et al., 1996 ; Faulkner et al., 2010). Inoltre, nella sezione geologica utilizzata da Piccoli, le Piccole Dolomiti costituiscono il blocco di letto di una faglia normale che favorisce la continuità orizzontale e verticale dell'acquifero carbonatico dalla zona di ricarica fino alla zona di captazione delle acque termali. Attualmente invece la "flessura pedemontana" viene associata a thrust sud-sudest vergenti piuttosto che a faglie normali, come si può osservare nella sezione geologica 3 (Fig. 4.3a, tratta dalla carta geologica del Veneto (Antonelli et al., 1990)) che attraversa le stesse aree della sezione di Piccoli. Le Piccole Dolomiti invece costituiscono il blocco di tetto di un thrust alpino sudest vergente che porta in affioramento il basamento cristallino pre-Permiano alla base del rilievo (zona di Recoaro Terme). Il basamento cristallino è composto da rocce metamorfiche a tessitura scistosa (principalmente filladi, micascisti e paragneiss filladici) caratterizzate da una permeabilità estremamente bassa (da $3 \cdot 10^{-14}$ m/s a $2 \cdot 10^{-10}$ m/s; Domenico & Schwartz, 1998). La presenza di questa formazione impermeabile, al di sotto delle formazioni carbonatico-dolomitiche mesozoiche, interrompe la continuità orizzontale e verticale dell'acquifero carbonatico isolando, da un punto di vista idrogeologico, la zona di ricarica dal resto del sistema idrotermale (Fig. 4.3c).

Un'analisi dettagliata del modello concettuale del BTE proposto da Piccoli et al. (1976) ha perciò permesso di constatare che non è conforme ne con i recenti modelli geologico strutturali-idrogeologici ne con le attuali conoscenze geologico strutturali del Veneto (Antonelli et al., 1990), inficandone la validità.

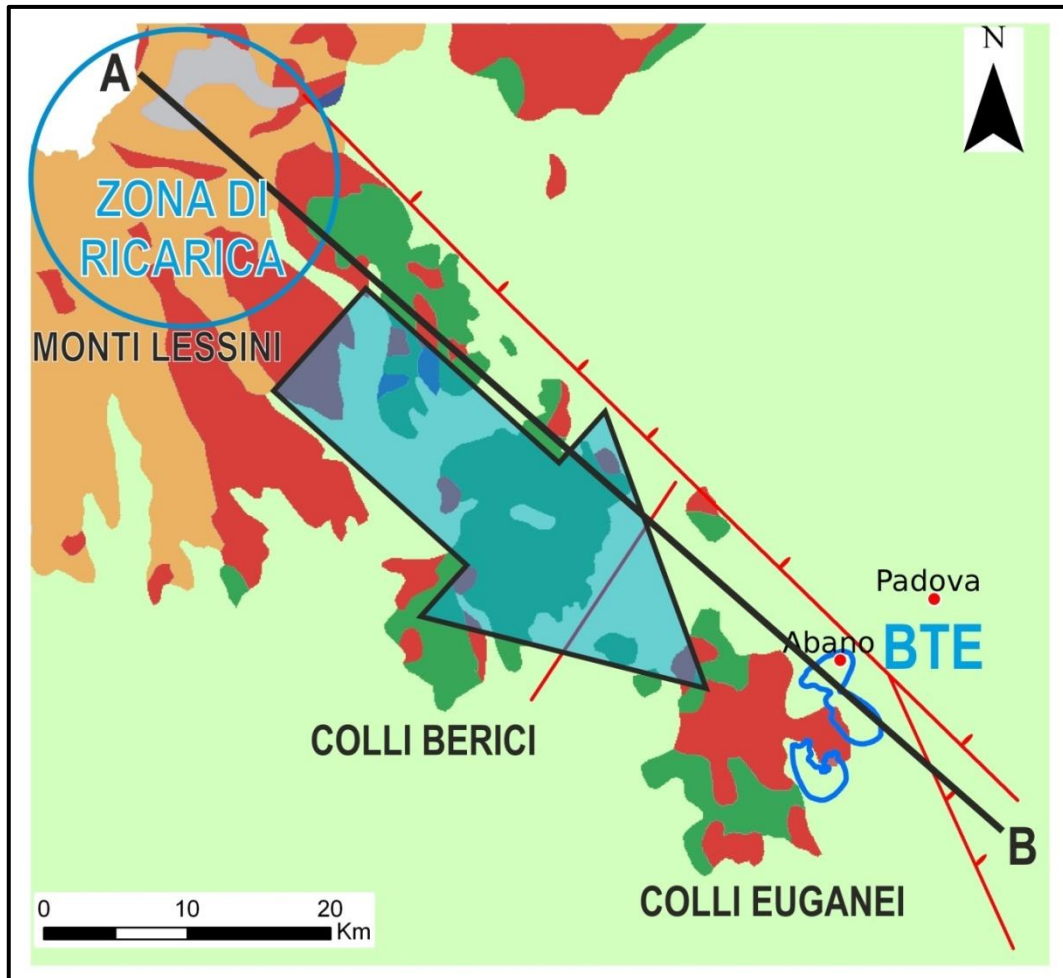
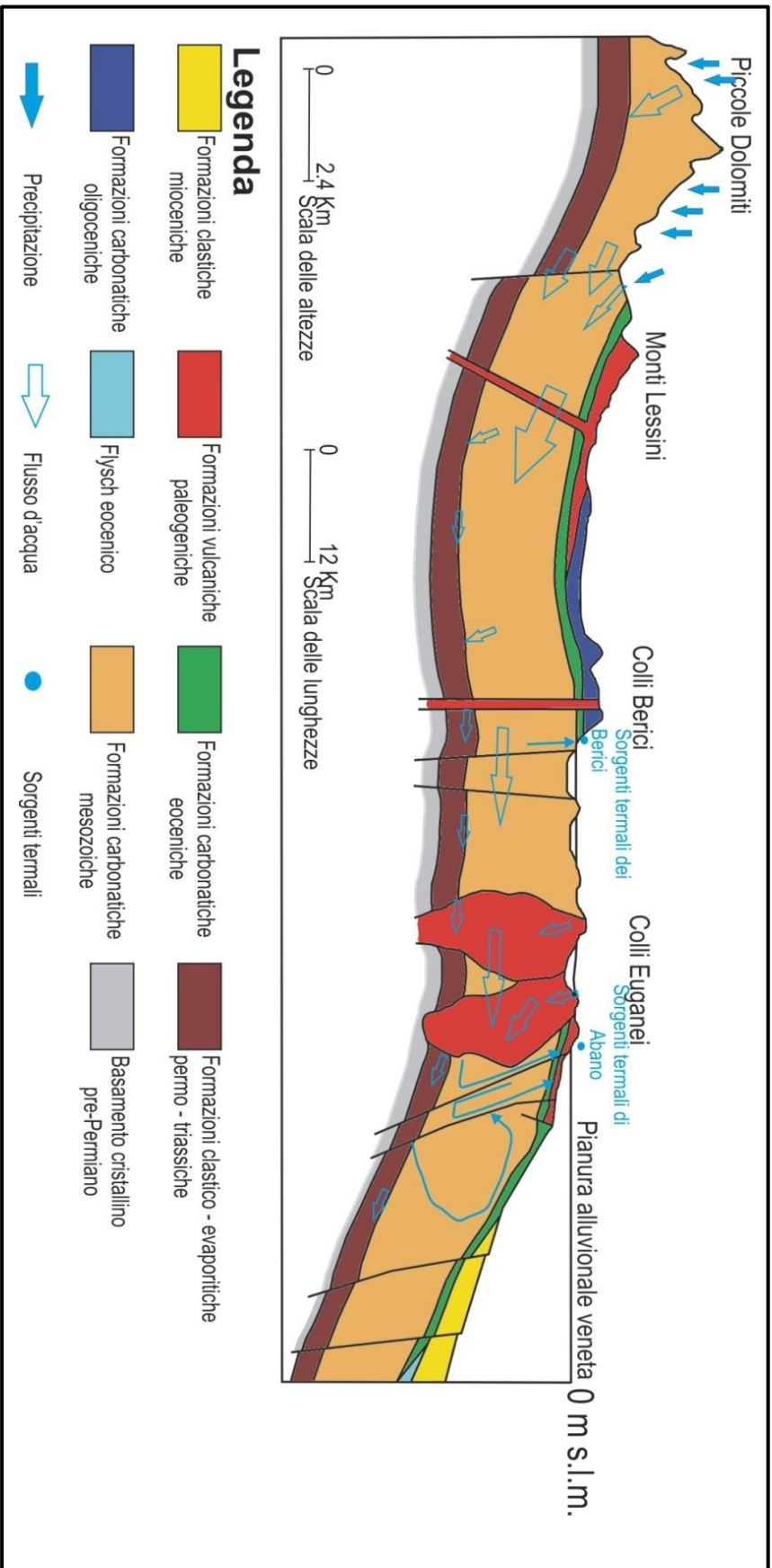


Fig. 4.1: vista in pianta del modello idrotermale concettuale proposto da Piccoli et al. (1976). Il sistema idrotermale è posto a Ovest della faglia Schio-Vicenza e si estende per una lunghezza di circa 80 Km. La linea nera indica la sezione geologica riportata nella Fig. 4.2. La legenda delle formazioni è analoga a quella riportata nella sezione geologica.

Fig. 4.2 (pagina successiva): sezione geologica del modello idrotermale concettuale proposto da Piccoli et al. (1976). Le acque meteoriche si infiltrano nella zona delle Piccole Dolomiti (pre-Alpi venete) e fluiscono al di sotto dei monti Lessini, dei colli Berici e dei Colli Euganei. Esse si infiltrano e scorrono in profondità riscaldandosi per il gradiente geotermico normale. Nella zona del BTE ss. vengono intercettate dalla faglia Schio-Vicenza che agisce da tappo laterale per il flusso (poiché abbassa nel blocco di tetto le formazioni quaternarie argillose a bassa permeabilità) favorendo la rapida risalita dei fluidi termali verso la superficie. Si noti inoltre che la zona di ricarica è localizzata nel blocco di letto di una faglia normale portando in affioramento le formazioni carbonatiche che costituiscono l'acquifero termale. Ciò è in disaccordo con le conoscenze più recenti riguardo la geologia dell'area inficiando la validità di questo modello concettuale.



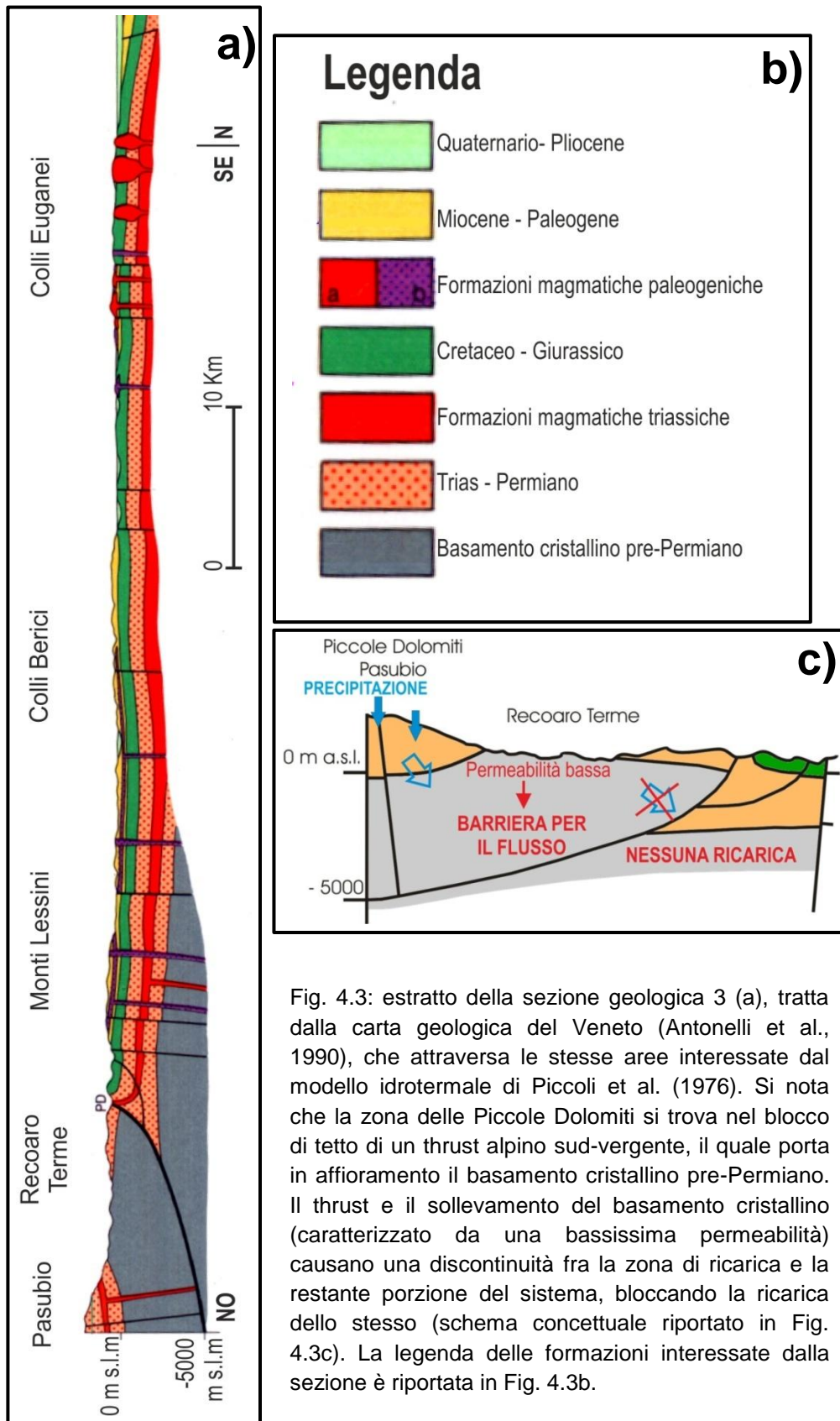


Fig. 4.3: estratto della sezione geologica 3 (a), tratta dalla carta geologica del Veneto (Antonelli et al., 1990), che attraversa le stesse aree interessate dal modello idrotermale di Piccoli et al. (1976). Si nota che la zona delle Piccole Dolomiti si trova nel blocco di tetto di un thrust alpino sud-vergente, il quale porta in affioramento il basamento cristallino pre-Permiano. Il thrust e il sollevamento del basamento cristallino (caratterizzato da una bassissima permeabilità) causano una discontinuità fra la zona di ricarica e la restante porzione del sistema, bloccando la ricarica dello stesso (schema concettuale riportato in Fig. 4.3c). La legenda delle formazioni interessate dalla sezione è riportata in Fig. 4.3b.

4.3 MODELLO IDROTERMALE CONCETTUALE PROPOSTO (Zampieri et al. 2009; Pola et al., 2010)

Dopo aver dimostrato che il modello idrotermale concettuale esistente si basa su una sezione geologica non corretta e quindi non può essere alla base del circuito idrotermale euganeo, si è approntato un nuovo modello idrotermale concettuale (Fig. 4.6-4.7). E' necessario che tale modello tenga conto delle conoscenze esistenti nel campo geochimico e idrogeologico e delle nuove conoscenze geologico strutturali sul SVFS, ottenute durante la ricerca svolta nell'ambito della tesi di dottorato, e che garantisca la continuità orizzontale e verticale dell'acquifero termale principale.

La reinterpretazione del modello idrotermale concettuale è iniziata dalla parte meridionale del BTE, partendo perciò dalla zona di captazione dei fluidi termali. Come già evidenziato durante lo studio geologico strutturale sul SVFS, grazie all'utilizzo di dati pubblicati e non è stato possibile interpretare una zona di interazione fra faglie (*transtensional relay zone*) in prossimità del BTE ss. (Zampieri et al., 2009). Curewitz & Karson (1997) affermano che il 18% delle sorgenti termali è collegata a strutture di interazione fra faglie e che questa risulta essere una delle situazioni più favorevoli per lo sviluppo delle permeabilità. Dato il movimento verso NNO della placca Adria, tale struttura accomoda un regime distensivo locale che favorisce l'apertura delle fratture nel sottosuolo del BTE ss. Il network di faglie/fratture che interessa il substrato del BTE ss. (direzioni principali: ESE-ONO, NO-SE, E-O/NNO-SSE; paragrafo 2.4.3) favorisce la rapida risalita dei fluidi termali da profondità elevate. Il set di fratture con direzione ESE-ONO in particolare potrebbe favorire maggiormente questa risalita poichè è stato interpretato come un set di fratture tensionali e quindi interessate da un'apertura maggiore rispetto agli altri set (in analogia con l'anisotropia di trasmissività

misurata nell'acquifero termale del BTE ss. e con il network di faglie/fratture che interessano il colle del Montirone). La rapida risalita di fluidi da zone profonde è stata dimostrata grazie alla stima delle temperature del serbatoio geotermico effettuata mediante l'utilizzo di geotermometri (Gherardi et al., 2000). In particolare il geotermometro a SiO₂ (Quarzo) e K/Mg indicano temperature del serbatoio comprese fra 80°C e 100°C e comparabili con quelle massime misurate nei pozzi termali (prossime a 80-85°C).

I fluidi termali risalgono lungo le faglie/fratture e successivamente si espandono lateralmente in orizzonti maggiormente permeabili per fratturazione localizzati nella formazione della Dolomia Principale (Triassico Superiore) e nelle formazioni carbonatiche dei Calcari Grigi (Giurassico Medio-Inferiore) e del Biancone (Cretaceo Superiore-Giurassico Superiore). L'orizzonte attualmente più sfruttato si trova entro la formazione del Biancone ad una profondità di circa 400-500 m dal p.c. In particolare l'espansione laterale in quest'ultima formazione potrebbe spiegare il fatto che si osservano temperature più basse allontanandosi dalle principali vie di risalita e che, approfondendo le perforazioni nelle zone a temperatura minore a 400-500 m dal p.c., si rinvenivano nuovamente fluidi ad alte temperature (ad esempio, Buja Monteortone 10, T=80 °C). Inoltre, anche i corpi magmatici intrusi nella successione stratigrafica del BTE ss. aumentano le discontinuità del substrato e favoriscono la risalita dei fluidi termali verso la superficie. Infine bisogna annotare la presenza di condotti e cavità carsiche rinvenute nelle formazioni calcaree (ad es., riscontrata nella formazione dei Calcari Grigi durante la perforazione del pozzo Metropole 1; Chiereghin, 2001) che sono da considerarsi a pieno titolo delle vie preferenziali di risalita dei fluidi termali. Successivamente le acque termali risalgono ulteriormente nella copertura quaternaria, mescolandosi con acque fredde più superficiali e determinando la presenza in orizzonti sabbiosi di acquiferi con temperature anomale. Non esiste quindi un unico acquifero situato nel basamento roccioso ma un insieme di orizzonti parzialmente comunicanti tra loro. Questo è dimostrabile poichè il livello potenziometrico nei differenti acquiferi mostra una variazione

stagionale (massimo invernale ed estivo, minimo primaverile e autunnale) riconducibile all'estrazione di fluidi termali.

Oltre allo sviluppo della *transtensional relay zone* nel sottosuolo del BTE ss., il SVFS esercita un ruolo molto importante nella parte mediana del circuito idrotermale. Le faglie infatti favoriscono il flusso delle acque che si infiltrano nella zona di ricarica, guidandole verso Sud. Una maggiore permeabilità della zona di danneggiamento della faglia è stata largamente dimostrata (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997) e quindi costituisce una via preferenziale per il flusso delle acque dalla zona di ricarica fino alla zona di captazione. Nella zona deformata dal SVFS, è plausibile pensare che le formazioni carbonatico-dolomitiche mesozoiche siano caratterizzate da un'elevata permeabilità secondaria, riconducibile alla zona di danneggiamento del sistema di faglie stesso. Il network di fratture che favorisce questo flusso potrebbe essere analogo a quello riscontrato in affioramento durante lo studio strutturale sul margine orientale dei colli Berici e dei monti Lessini. La fratturazione delle rocce serbatoio, unita alle discontinuità presenti delle formazioni stesse, favorisce quindi il flusso delle acque dalla zona di ricarica fino al BTE ss.. In questa parte del circuito termale, un ruolo rilevante lo hanno sicuramente quei fattori che possono favorire un aumento della permeabilità del serbatoio carbonatico. Tali fattori, inclusi nel termine più generico *hypogenic speleogenesis* (Klimchouck et al., 2000), comprendono fenomeni quali la solubilità retrograda della calcite, la dissoluzione causata da flussi intra-formazionali e dissoluzione ad opera di acidi geogenici provenienti dalle parti più profonde della crosta (Goldscheider et al., 2010). Questi processi favoriscono lo sviluppo della permeabilità delle rocce serbatoio e lo sviluppo di flussi intra-formazionali. Un maggiore grado di fratturazione si riscontra con buona probabilità anche nelle formazioni arenaceo-evaporitiche permo-triassiche sottostanti e nelle formazioni carbonatiche e vulcaniche terziarie soprastanti l'acquifero termale principale: ciò favorisce l'interazione acqua roccia e la lisciviazione di componenti chimici. In particolare la lisciviazione di dalle formazioni arenaceo-evaporitiche può influenzare lo sviluppo della permeabilità nell'acquifero

carbonatico principale: è dimostrato infatti che l'acido solfidrico (H_2S) e l'acido solforico (H_2SO_4) reagiscono con la calcite portandola in soluzione e inducendo fenomeni carsici nelle rocce serbatoio. In particolare Bischoff et al. (1994) hanno dimostrato che la dissoluzione causata da acque meteoriche profonde aumenta con l'aumentare dell'interazione fra gesso, dolomite e calcite anche in assenza di una fonte di acidi. Anche Gunn et al. (2006) affermando che la dissoluzione delle evaporiti è un processo significativo negli acquiferi carbonatici profondi a scala regionale poiché si creano delle vie preferenziali per il flusso di acque sotterranee sotto sature di calcite che accelerano il processo di carsificazione.

Procedendo ulteriormente verso Nord dalla zona interessata dal SVFS, si riscontra un'area in cui affiorano largamente le formazioni carbonatico-dolomitiche mesozoiche e che quindi può essere candidata come zona di ricarica del modello concettuale. Quest'area consiste nell'altopiano dei Sette Comuni e di Tonezza e nei rilievi limitrofi (Cima Dodici 2341 m s.l.m., Monte Trentin 2325 m s.l.m., Cima Portule 2308 m s.l.m., Cima Kempel 2295 m s.l.m., Cima Undici 2229 m s.l.m.). Esso ha estensione geografica di circa 880 Km² e un'altitudine compresa fra 87 m s.l.m. e 2341 m s.l.m. con un'altitudine media di 1317 m s.l.m. . Si tratta di un massiccio dalla forma pressoché quadrangolare delimitato da un sistema di grandi scarpate. Tutto l'acrocoro poggia su un basamento costituito dalla formazione della Dolomia Principale, mentre gli strati superiori sono costituiti dalle formazioni carbonatiche giurassico-cretaciche (Calcarei Grigi, Biancone, Rosso Ammonitico e Scaglia Rossa). L'altopiano è caratterizzato dall'assenza di una rete di corsi d'acqua perenni, pur in presenza di apporti meteorici consistenti (circa 1500 mm/anno). L'acqua infatti dalla superficie si infiltra rapidamente nel sottosuolo attraverso le numerose cavità e inghiottitoi carsici, mentre in quota si trovano solo sorgenti di modesta portata. Il fenomeno di dissoluzione carsica si spinge dalla sommità dell'altopiano in profondità, interessando le formazioni carbonatiche per diverse centinaia di metri e formando un complesso sistema di fessure e cavità aperte che favoriscono l'infiltrazione ad elevate profondità. Gran parte delle acque

infiltrate sono drenate dal sistema di sorgenti situate nella valle del Brenta e si stima che abbiano una portata media complessiva di circa 15 m³/s. Dal bilancio idrologico dell'altopiano (Aurighi et al., 2004), risulta un disequilibrio fra la portata delle sorgenti (860 mm/anno) e le precipitazioni efficaci (1120 mm/anno): la parte di infiltrazione non bilanciata è pari a 260 mm/anno e almeno parte di essa potrebbe costituire la ricarica principale del BTE. Infatti, moltiplicando l'infiltrazione non bilanciata per la superficie della zona di ricarica, si ottiene una portata potenziale in entrata al BTE di 228.8 Mm³/anno a fronte di un'estrazione di fluidi termali di 16-17 Mm³/anno. L'altitudine media dell'altopiano (1317 m s.l.m.), in accordo con la quota di infiltrazione stimata mediante gli isotopi dell'ossigeno (Gherardi et al., 2000), e la presenza di un' "infiltrazione non bilanciata" rendono l'altopiano dei Sette Comuni e le aree limitrofe una zona di ricarica ideale per il BTE.

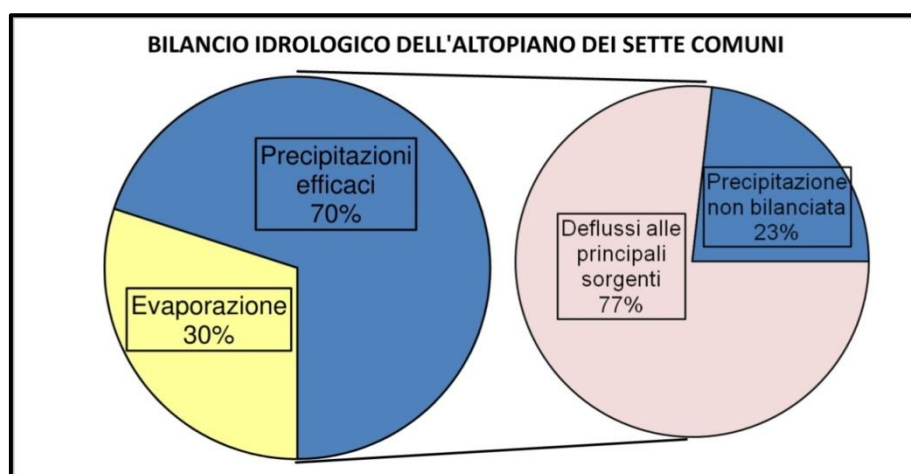


Fig. 4.4 (modificato da Aurighi et al., 2004): bilancio idrologico dell'altopiano dei Sette Comuni.

Precipitazioni medie (mm/anno)	Evaporazione media (mm/anno)	Precipitazioni efficaci medie (mm/anno)	Portata media delle principali sorgenti (mm/anno)	Precipitazione non bilanciata media (mm/anno)
1600	480	1120	860	260

Tab. 4.1: valori riportati nel bilancio idrologico di Aurighi et al. (2004). I valori sono da considerarsi come medie annue del periodo analizzato (1961-1990) e sono riportati in mm/anno.

Da un punto di vista geologico strutturale, l'altopiano è una classica struttura a cuneo di espulsione (pop-up) arcuato in forma di blando sinclinorio e delimitato alla base da sovrascorrimenti con opposta vergenza (Barbieri, 1987): il thrust della val Sella a Nord con vergenza NNO, e il thrust cieco di Bassano a Sud, che genera la piega anticlinale asimmetrica con asse ENE-OSO. Entrambi i sovrascorrimenti interessano l'intera successione sedimentaria affiorante sull'altopiano e le formazioni sottostanti. E' importante sottolineare che il thrust di Bassano, a differenza del thrust al di sotto delle Piccole Dolomiti, non porta in affioramento il basamento cristallino pre-Permiano. Inoltre la piega anticlinale favorisce la continuità delle formazioni carbonatico-dolomitiche fra il blocco di tetto e di letto del thrust, favorendo la continuità dell'acquifero termale principale.

Schematizzando il modello concettuale, le acque meteoriche precipitano sull'altopiano dei Sette Comuni e di Tonezza e si infiltrano grazie all'elevata fratturazione delle rocce affioranti. Dalla zona di ricarica fluiscono verso Sud guidate dall' elevata fratturazione/permeabilità delle rocce serbatoio, collegabile all'attività del SVFS che agisce da principale struttura di circolazione per le acque termali euganee. Le acque raggiungono una profondità di circa 2000-3000 m, riscaldandosi per effetto del gradiente geotermico normale (30°C/Km). In corrispondenza del BTE ss., i fluidi termali intercettano in profondità una struttura di interazione fra le faglie (*transtensional relay zone*) del SVFS, la quale accomoda un regime tettonico distensivo locale, mantiene aperte le fratture nel substrato del BTE ss. e favorisce la risalita dei fluidi termali da zone profonde. Il modello concettuale proposto è perciò un modello a scala regionale che si estende per una lunghezza di circa 80 Km e una larghezza di circa 15 Km.

Una sezione geologica tipo del circuito termale (Fig. 4.7) è stata ricostruita a partire dai dati presenti in letteratura e da carte geologiche di dettaglio dell'altopiano dei Sette Comuni per la zona a Nord, da stratigrafie dei pozzi profondi perforati da ENI (Vicenza 1 e Villaverla 1; Fig. 4.5) e da sezioni sismiche disponibili per la zona centrale, da stratigrafie di pozzi

profondi (profondità prossima a 1000m; ad es. il pozzo Metropole 1; Fig. 4.5) per la parte del BTE ss. e da sezioni sismiche per la parte finale della sezione geologica. Si può notare la continuità delle formazioni carbonatico-dolomitiche mesozoiche dalla zona di ricarica fino alla zona di risalita dei fluidi termali, cosa che nel modello concettuale precedente non avveniva.

Allo stato attuale delle conoscenze, nessuna indicazione precisa può essere fatta riguardo al tempo di residenza dei fluidi termali. Le acque hanno un tempo di residenza maggiore di 60 anni (analisi di ^3H) e probabilmente di alcune migliaia di anni (analisi di ^{14}C ; Boaretto et al., 2003). A questo proposito le analisi U/Th sul travertino del Montirone supportano l'indicazione di un tempo di residenza lungo delle acque termali, poichè il rapporto $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ maggiore di 1 è tipico di circuiti con un tempo di interazione acqua-roccia elevato, ed evidenziano una lunga attività del sistema termale. Esso infatti doveva essere sicuramente già attivo 30 mila anni fa (Pleistocene Sup.) per giustificare la risalita dei fluidi termali che depositano il travertino.

Un aspetto molto importante per la continuità temporale di un sistema termale è che il sistema di faglie associato sia attivo in modo da mantenere aperte le fratture, che in caso contrario verrebbero inevitabilmente chiuse a causa della precipitazione di minerali. L'attività recente del SVFS, dimostrata dalla microsismicità registrata nella stazione sismometrica di Teolo, dalla sezioni sismiche interpretate (una delle faglie del SVFS disloca un orizzonte stratigrafico di 0.5 Ma) e dalla presenza delle fratture sul colle del Montirone, è un aspetto fondamentale e rafforza la validità del modello idrotermale concettuale.

Va sottolineato infine che i risultati geologico strutturali più recenti sul SVFS (Ricciato, 2011) non sono stati inseriti in Fig. 4.6-4.7 poichè il lavoro riguardo il modello numerico del BTE, costruito sulla base della sezione tipo del BTE, è cominciato prima di ottenere la nuova architettura del SVFS. Perciò per mantenere un'uniformità con il resto del lavoro si è preferito mantenere l'architettura precedente del SVFS. In ogni caso i risultati ottenuti da Ricciato (2011) non sono in disaccordo con il modello proposto.

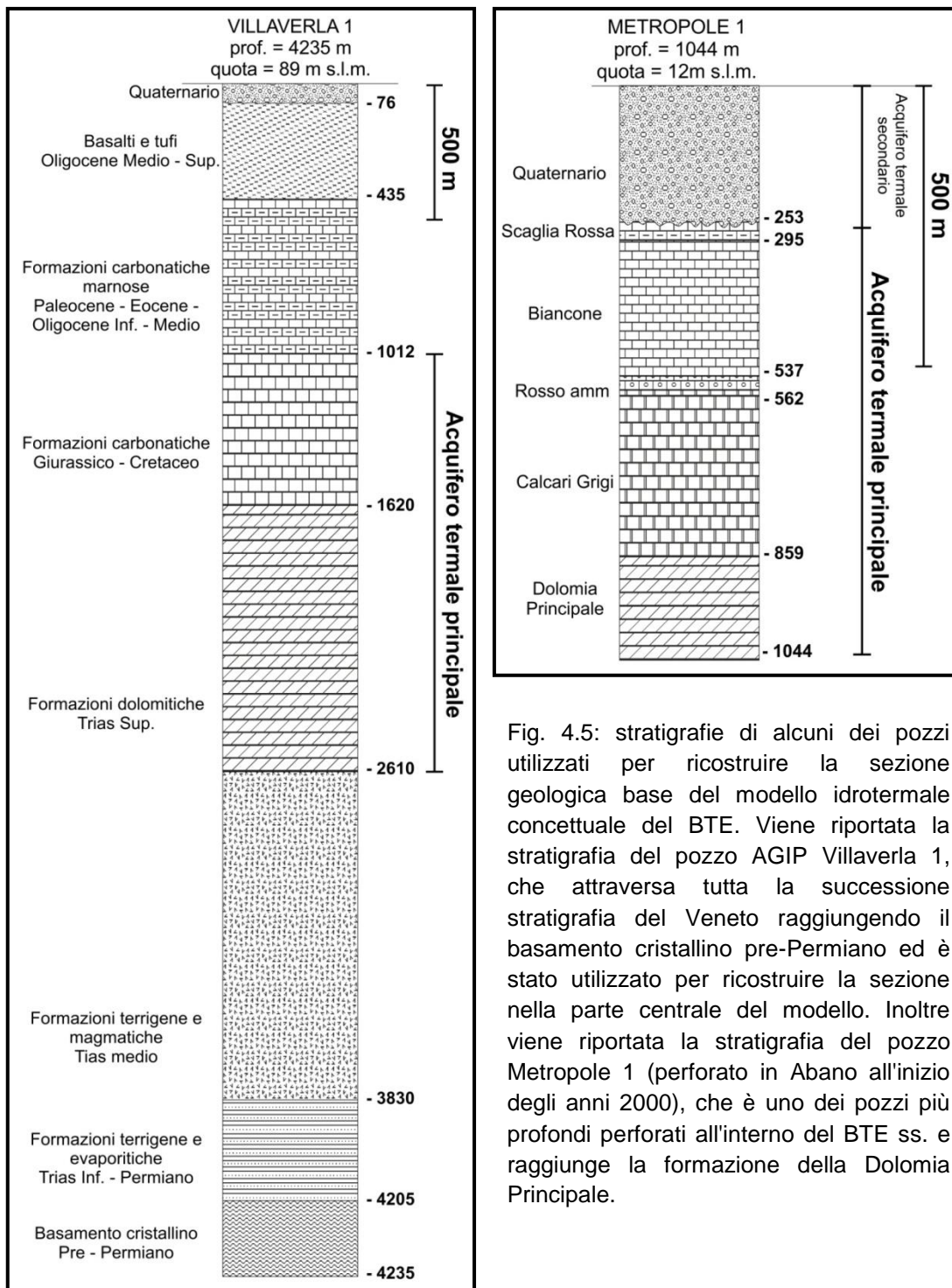


Fig. 4.5: stratigrafie di alcuni dei pozzi utilizzati per ricostruire la sezione geologica base del modello idrotermale concettuale del BTE. Viene riportata la stratigrafia del pozzo AGIP Villaverla 1, che attraversa tutta la successione stratigrafia del Veneto raggiungendo il basamento cristallino pre-Permiano ed è stato utilizzato per ricostruire la sezione nella parte centrale del modello. Inoltre viene riportata la stratigrafia del pozzo Metropole 1 (perforato in Abano all'inizio degli anni 2000), che è uno dei pozzi più profondi perforati all'interno del BTE ss. e raggiunge la formazione della Dolomia Principale.

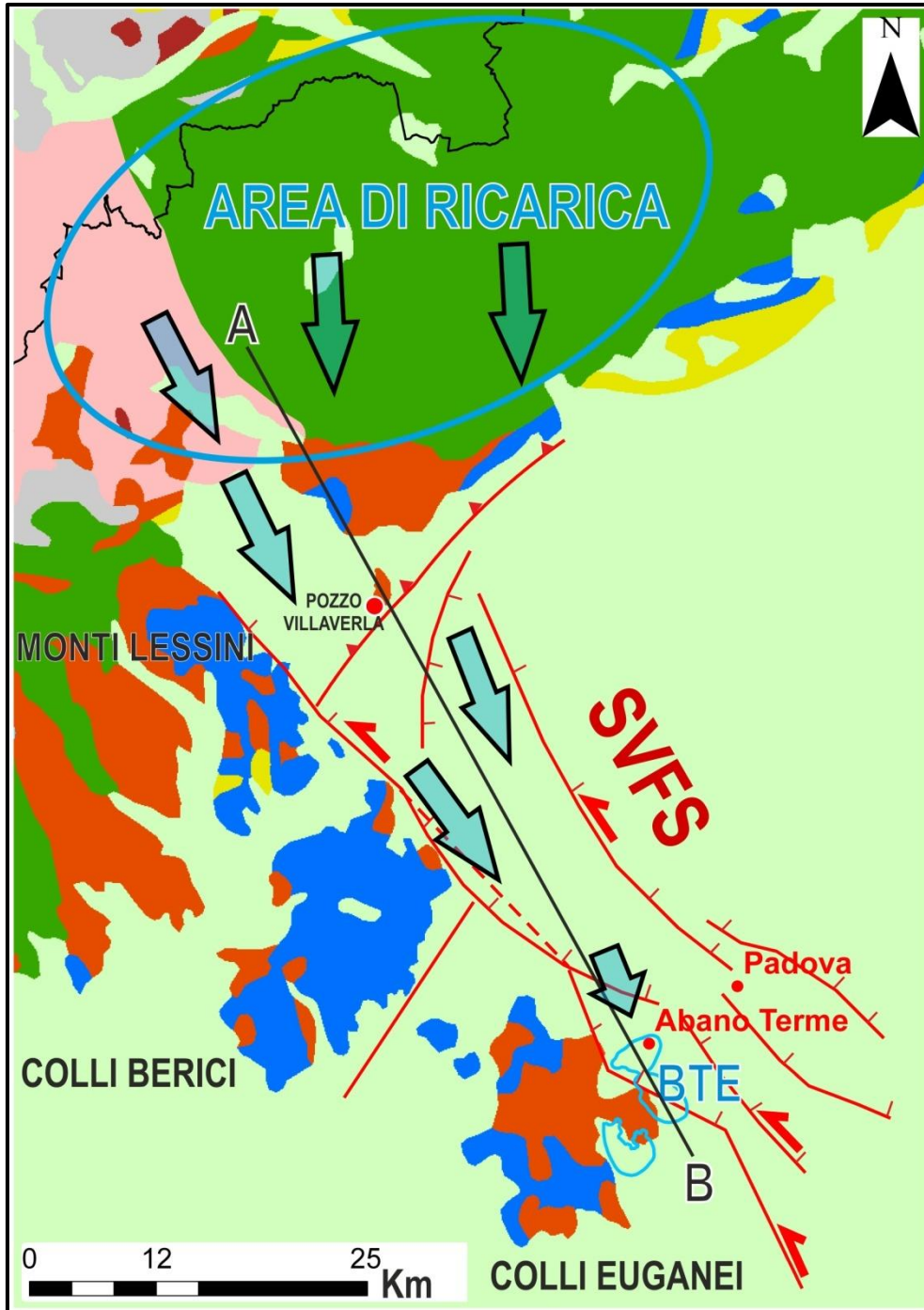


Fig. 4.6: visione in pianta del modello idrotermale concettuale proposto. Il BTE viene localizzato a Est del sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS), il quale assume un ruolo fondamentale poiché favorisce sia il flusso delle acque termali da Nord a Sud sia lo sviluppo di una zona di interazione fra faglie (*transtensional relay zone*) che accomoda una cinematica distensiva locale, permettendo la risalita veloce dei fluidi termali nel sottosuolo del BTE ss. La linea in nero indica la sezione geologica associata riportata in Fig. 4.7. La legenda delle formazioni è riportata in sezione.

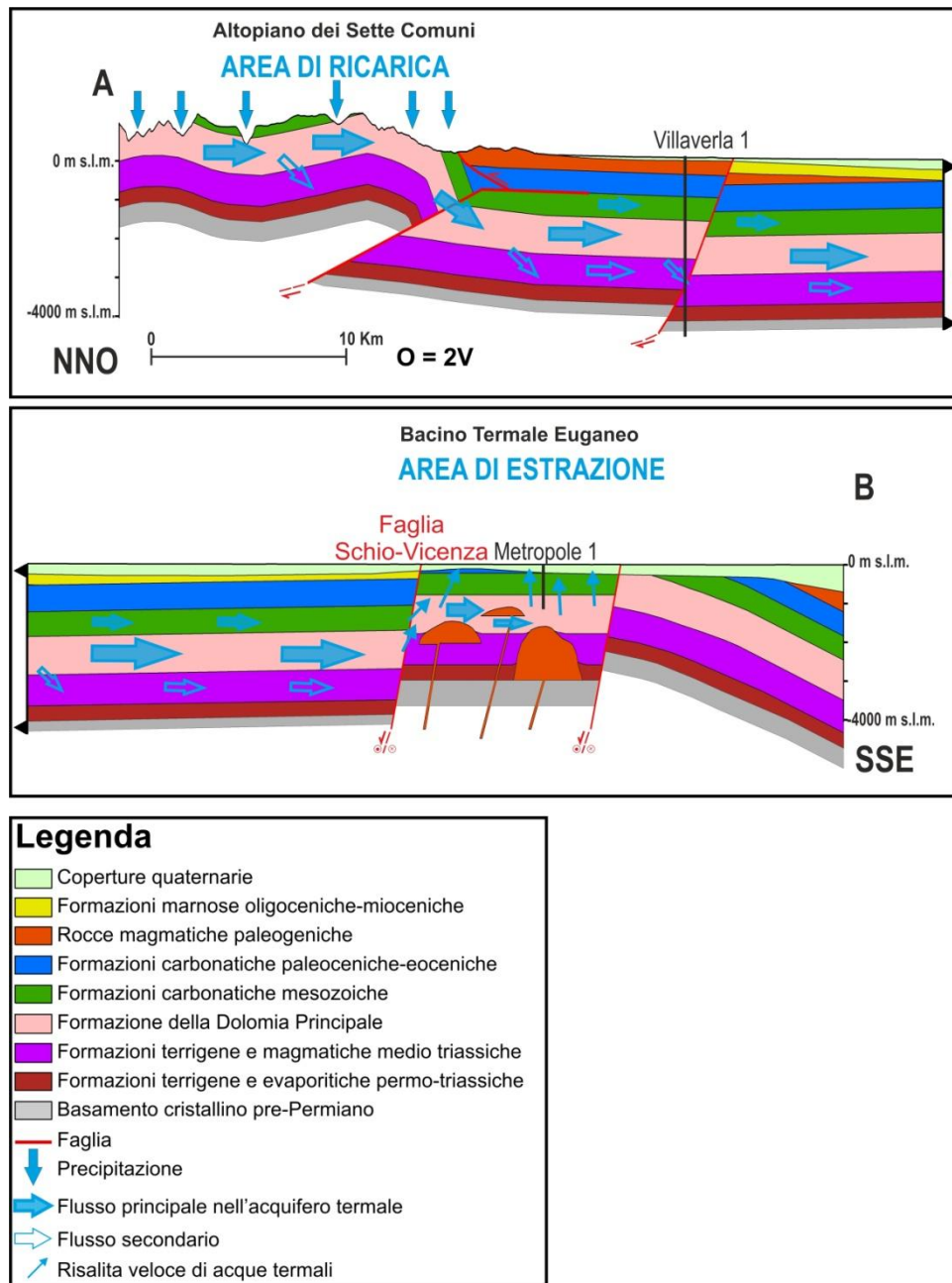


Fig. 4.7: sezione geologica del modello concettuale idrotermale del BTE (la sezione è stata divisa in due parti per una migliore visualizzazione; esagerazione verticale x2). La zona di ricarica è posta circa 70 Km a Nord del BTE ss. sull'altopiano dei Sette Comuni e di Tonezza. Le acque meteoriche si infiltrano e raggiungono una profondità di circa 3000 m, riscaldandosi per effetto del gradiente geotermico normale. Dalla zona di ricarica fluiscono verso Sud grazie alla fratturazione delle rocce serbatoio, collegabile all'attività del SVFS. In corrispondenza del BTE ss., le acque intercettano una zona di interazione fra le faglie (*transtensional relay zone*) del SVFS che mantiene aperte le fratture nel substrato del bacino. I fluidi risalgono rapidamente da queste fratture espandendosi nelle formazioni del serbatoio termale principale.

4.4 MODELLO NUMERICO DEL BACINO TERMAL EUGANEO

Il modello concettuale del BTE è stato successivamente implementato nel software HYDROTHERM con l'intento di modellare il flusso di fluidi e calore imputabile allo sviluppo del sistema termale. Lo scopo di questa parte della tesi di dottorato è quello di verificare e simulare numericamente il modello concettuale proposto per il BTE e di effettuare un'analisi di sensitività per ottenere una stima dell'influenza che i parametri (permeabilità, conducibilità termica, porosità, calore specifico, ecc..) delle rocce coinvolte nel sistema idrotermale e le differenti condizioni iniziali e al contorno hanno sulla distribuzione della temperatura e del flusso lungo tutto il sistema idrotermale ed in particolare nel sottosuolo del bacino termale euganeo in senso stretto (BTE ss.).

Va sottolineato come quello proposto nel lavoro di dottorato sia in assoluto il primo tentativo di modellazione numerica del BTE ed è quindi da intendersi come punto di partenza per sviluppi e raffinamenti futuri. Anche la decisione del software da utilizzare è stata presa nell'ottica di costruire un modello "esplorativo". Si è perciò deciso di usare il software HYDROTHERM in quanto è un software meno sofisticato rispetto ad altri (ad es. COMSOL, SHEMAT, TOUGH) che permettono ugualmente di modellare il flusso accoppiato di acqua e calore. HYDROTHERM richiede infatti meno parametri di input e permette di lavorare su geometrie più semplici, diminuendo il tempo di calcolo necessario nonostante le simulazioni vengano fatte su tempi dell'ordine di migliaia di anni in conformità al tempo di residenza stimato per le acque termali del BTE. L'aspetto negativo della scelta è che il software non è molto sviluppato sia da un punto di vista grafico (visualizzazione dei risultati) che da un punto di vista di analisi e interscambio dei risultati con altri software.

4.4.1 Il software Hydrotherm

Il software HYDROTHERM 3.1 simula il flusso di acque sotterranee in sistemi multi-fase tridimensionali e il trasporto di energia termica associato. Il software è un software open source sviluppato dall'USGS (United States Geological Survey) ed è stato implementato da Kipp (2008) a partire dalle versioni precedenti aumentandone notevolmente le potenzialità e la capacità di sviluppare modelli numerici più realistici. Inoltre è stato dotato di un interfaccia grafica che permette di sviluppare il modello in due dimensioni in modo interattivo (impostando i parametri fisici dei layer coinvolti, le condizioni iniziali e al contorno) e di processare e visualizzare i risultati ottenuti grazie a un software abbinato di post-processing.

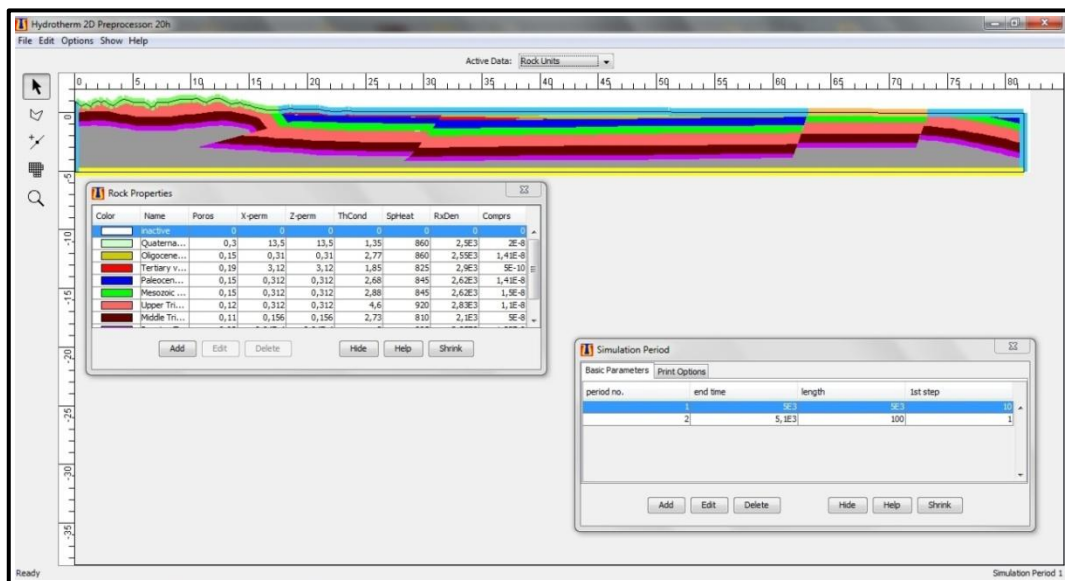


Fig. 4.8: interfaccia grafica del software HYDROTHERM. Si notino le finestre dell'interfaccia grafica che permettono di impostare le variabili del modello.

Le equazioni differenziali alle derivate parziali, che governano il modello, sono (1) l'equazione di flusso di acqua (ottenuta combinando la legge di conservazione della massa nelle fasi liquida e gassosa con la legge di Darcy per il flusso in mezzi porosi) e (2) l'equazione del trasporto di energia termica (ottenuta combinando la legge di conservazione dell'entalpia per la componente acquosa e per il mezzo poroso). Queste due equazioni sono accoppiate attraverso la dipendenza del trasporto del calore per advezione con la velocità interstiziale del fluido nel mezzo poroso, e la dipendenza della densità del fluido e della viscosità con la pressione e la temperatura. Le equazioni di trasporto di flusso di acqua e di energia termica risolte dal simulatore sono descritte da Faust & Mercer (1979a, 1979b, 1982) e vengono risolte con metodi di tipo numerico.

Va sottolineato come esistano delle limitazioni nel software sia in termini di pressione che di temperatura modellati. In particolare il codice è applicabile allo studio di sistemi di flusso idrotermali caratterizzati da temperature variabili da 0 a 1200°C e da pressioni variabili da $5 \cdot 10^4$ Pa (0.5 atm) a $1 \cdot 10^9$ Pa (10^4 atm) anche se sussistono alcune limitazioni anche all'interno di questo range di valori (ad esempio non possono essere simulati sistemi a alta pressione e bassa temperatura). Inoltre, per quanto riguarda il flusso dei fluidi in mezzi fratturati, il flusso è realisticamente rappresentato solo quando la spaziatura delle fratture è piccola rispetto al sistema termale modellato, permettendo di considerare l'acquifero termale di tipo poroso-equivalente.

Metodi alle differenze finite sono utilizzati per la discretizzazione temporale e spaziale delle equazioni. Soluzioni numeriche sono ottenute contemporaneamente per le variabili primarie dipendenti (pressione ed entalpia) e successivamente per le variabili secondarie dipendenti (temperatura, saturazione, densità, viscosità e velocità del fluido). Il tempo di simulazione è impostato dall'utente durante le fasi di implementazione del modello. Differenti tempi di simulazione possono essere impostati permettendo di simulare cambiamenti nelle condizioni al contorno. Alcuni

cambiamenti però non possono essere modellati in quanto le condizioni al contorno devono restare all'interno della stessa tipologia (costanti nel tempo, variabili nel tempo).

Poiché le equazioni di flusso e di trasporto di energia termica sono fortemente dipendenti e altamente non lineari (perché il grado di saturazione, la densità del fluido e la viscosità variano fortemente con la pressione e l'entalpia), un algoritmo non lineare robusto è necessario per risolvere le equazioni con il metodo alle differenze finite. Ogni soluzione numerica delle equazioni governanti il modello produrrà un errore diverso da zero che verrà ridotto attraverso successive iterazioni.

L'algoritmo Newton-Raphson (Stoer & Bulirsch, 1993) viene utilizzato per risolvere il sistema di equazioni non lineari alle differenze finite per ogni step temporale assegnato. Le equazioni di flusso e di trasporto di energia termica vengono risolte contemporaneamente per la pressione del fluido e l'entalpia ad ogni nodo della griglia. Ogni soluzione dell'algoritmo subisce tre test di convergenza in modo che il cambiamento di pressione del fluido e di entalpia rimangano all'interno dei parametri scelti dall'utente. Tali parametri vanno scelti con cura e sono stati utilizzati i parametri consigliati dallo sviluppatore del software.

La regione di simulazione è spazialmente discretizzata utilizzando una griglia a cella centrata definita dall'utente. Anche nella scelta della griglia da utilizzare possono sorgere alcune complicazioni nell'utilizzo del software. In questo caso la limitazione deriva proprio dall'uso di tecniche alle differenze finite per approssimare le equazioni nel tempo e nello spazio. Ad esempio, dove il coefficiente di conducibilità termica è piccolo, le dimensioni delle celle devono essere ridotte per limitare al minimo la dispersione numerica del risultato. Ciò implica una discretizzazione maggiore del modello con conseguente aumento degli step temporali necessari per portare il modello a convergenza.

L'implementazione numerica delle condizioni iniziali risulta essere invece abbastanza semplice. Valori di pressione ed entalpia sono impostati dall'utente per lo step temporale iniziale. Le distribuzioni dei valori iniziali possono variare da nodo a nodo o essere uniformi per ogni riga e colonna. Inoltre una distribuzione idrostatica delle pressioni può essere impostata, specificando solo la pressione nella parte superiore del modello. Analogamente si può fare per l'entalpia (visualizzata come temperatura durante le fasi di preparazione del modello) specificando una temperatura nella parte superiore e un gradiente associato.

Inoltre è possibile utilizzare differenti tipologie di condizioni al contorno:

- **PRESSIONE, ENTALPIA O TEMPERATURA ASSEGNATA:** le condizioni al contorno principali sono in realtà pressione e/o entalpia assegnata (la temperatura assegnata viene convertita in entalpia); i valore di pressione e/o entalpia assegnata sostituiscono i valori calcolati dalle equazioni di flusso o di trasporto di calore per la cella che è interessata da tale condizione al contorno. Queste condizioni sono costanti nel tempo.
- **FLUSSO DI CALORE ASSEGNATO:** la condizione al contorno di flusso di calore assegnato permette di modellizzare un flusso di calore entrante o uscente dall'area del modello; il flusso avrà valore positivo se il vettore è entrante nel modello, negativo se è uscente; a causa di una limitazione del software, tale condizione può essere applicata solo al limite inferiore del modello. Queste condizioni sono costanti nel tempo.
- **PRECIPITAZIONE-RICARICA:** una condizione al contorno di precipitazione (ricarica) può essere specificata nella parte superiore del modello; inoltre deve essere specifica anche la

temperatura della precipitazione, in modo da potere calcolare l'entalpia e la densità del fluido di ricarica. Nessun meccanismo di evapotraspirazione è considerato. Queste condizioni sono costanti nel tempo.

- SEEPAGE FACE: condizione al contorno che può variare da una pressione specifica del fluido a una condizione di flusso pari a zero. Il primo caratterizza una cella interessata da un flusso in uscita, il secondo no. Per una cella interessata da un flusso di calore in uscita, la condizione al contorno per l'equazione di trasporto dell'energia termica è che il trasporto di calore avvenga solo per advezione. Questa condizione è variabile nel tempo e la variazione è calcolata dal software per ogni step temporale.

Inoltre va citata in questo contesto la "condizione al contorno" di estrazione/immissione di acqua impostabile per una singola cella. Una sorgente puntiforme può essere assegnata a una cella nell'area di simulazione e diventare così una cella interessata da una portata in entrata o in uscita (specificata dall'utente) con una temperatura assegnata. Questa tipologia di condizione è molto utile per simulare pozzi in estrazione all'interno della regione interessata dal modello.

Il software HYDROTHERM è già stato utilizzato in letteratura per: simulare su larga scala separazione di fasi in sistemi idrotermali nel Lassen, California (Ingebritsen & Sorey, 1985), simulare geysers (Ingebritsen & Rojstaczer, 1993, 1996), simulare sistemi idrotermali su Marte (Rathbun & Squyres, 2002; Harrison & Grimm, 2002, Abramov & Kring, 2005), simulare il flusso delle acque sotterranee, il trasporto di calore, e la posizione della falda acquifera all'interno di edifici vulcanici (Hurwitz et al., 2003) e l'impatto indotto da sistemi idrotermali (Sanford, 2005).

4.4.2 Condizioni iniziali e al contorno

Inizialmente si è proceduto con la digitalizzazione della sezione geologica del modello, escludendo però i corpi trachitici indicati nel substrato del BTE ss. Infatti sono da considerarsi disegnati in modo solamente indicativo e con lo scopo di enfatizzare la loro presenza nel substrato. E' stata fatta questa scelta poiché non è possibile ricostruire l'esatta geometria dei corpi magmatici dai dati a disposizione: questa semplificazione porta sicuramente a sottostimare i fattori che producono discontinuità nel substrato del BTE ss. favorendo la risalita dei fluidi termali.

La discretizzazione del modello matematico è stata ottenuta con 9 layers: coperture quaternarie, formazioni marnose oligoceniche-mioceniche, rocce magmatiche paleogeniche, formazioni carbonatiche paleoceniche-eoceniche, formazioni carbonatiche mesozoiche, formazioni dolomitiche del Trias superiore, formazioni terrigene e magmatiche del Trias medio, formazioni terrigene e evaporitiche permo-triassiche, basamento cristallino pre-Permiano. Si è deciso di riportare in maniera esatta la geometria del modello concettuale poiché non si conosce quanto possano essere coinvolte nello sviluppo del BTE le formazioni non facenti parte dell'acquifero termale principale. Da un punto di vista geometrico, il modello si sviluppa su un'estensione orizzontale di 82 Km e su un'estensione verticale di 6 Km. (Fig. 4.11).

Le condizioni iniziali imposte al modello sono di una distribuzione idrostatica delle pressioni con una pressione alla superficie pari a 1 atm. La temperatura iniziale è stata posta omogenea nella parte superiore del modello e pari a 15°C ed è stato scelto un gradiente geotermico normale di 30°C/Km. Anche in questa situazione sono state fatte delle semplificazioni per quanto riguarda la temperatura, poiché il valore di 15°C può essere considerato come una media fra la temperatura nella zona di ricarica e la zona di captazione del sistema. Inoltre, per quanto riguarda il gradiente

geotermico, è plausibile pensare che il gradiente geotermico reale sia alterato dallo sviluppo del sistema termale stesso. Ciò è evidenziato in molti esempi in letteratura considerazioni teoriche (Della Vedova, 2003, 2005). Molti sono infatti i fattori che possono influenzare il flusso di calore e la distribuzione delle temperature nelle parte superiore della crosta terrestre, e tra questi possiamo citare: la sedimentazione, l'erosione, la subsidenza, la circolazione di fluidi, la messa in posto di corpi magmatici. Questi effetti possono variare anche di un ordine di grandezza il gradiente geotermico e mascherare il flusso di calore reale profondo. Si è scelto un gradiente geotermico normale vista l'assenza di dati più precisi in merito.

Le condizioni al contorno imposte al modello sono:

- precipitazione/ricarica (linea verde in Fig. 4.12) nella parte superiore del modello da 0 a 18 Km, corrispondente all'area dell'altopiano dei Sette Comuni attraversata dalla sezione; la ricarica è stata posta come una precipitazione efficace pari a 260 mm/anno (Tab. 4.1) con una temperatura di 10°C.
- valore iniziale costante di pressione e temperatura (linea azzurra in Fig. 4.12) ai margini verticali e nella parte superiore del modello, esclusa la zona della *relay zone*.
- flusso di calore basale costante (linea gialla in Fig. 4.12) e pari a 55 mW/m² come evidenziato dallo studio di Pasquale & Verdoya (1990) sul flusso di calore basale nella zona della pianura padana (Fig. 4.9).
- seepage face nell'area interessata dalla *relay zone* (linea arancione in Fig. 4.12 e Fig. 4.13) la quale si estende da 63 Km a 73 Km. Come già sottolineato questa condizione al contorno permette un flusso in uscita nell'area interessata mantenendo costante l'entalpia (cioè la temperatura del fluido in uscita). Questo "simula" il regime tettonico distensivo in atto

nell'area il quale mantiene aperte le fratture favorendo la risalita dei fluidi.

- due celle interessate da un'estrazione puntuale di fluidi (evidenziate dal quadrato rosso in Fig. 4.13) poste alle coordinate X,Y (in Km) di (68.5,-0.1) e (69,-0.1) e all'interno della copertura quaternaria del BTE ss.; il flusso imposto ad ogni singolo punto è pari a $8.5 \cdot 10^9$ Kg/anno ad una temperatura di 70°C. Il flusso imposto è un flusso in uscita e corrisponde ai 17 Mm³/anno calcolati come quantità di fluidi estratti dal sottosuolo del BTE ss..

Alcune considerazioni vanno fatte riguardo alle condizioni al contorno imposte al modello. La precipitazione/ricarica imposta nella parte superiore del modello è frutto di un bilancio che considera gli anni in cui sono disponibili i dati di precipitazione (1961-1990): i tempi di residenza dei fluidi termali sono sicuramente maggiori (almeno uno o due ordini di grandezza) e considerare le precipitazioni costanti per tutto il tempo di simulazione è una approssimazione importante. Analogamente considerare senza precipitazioni la restante parte superiore del modello è una semplificazione necessaria in quanto questa tipologia di apporto al BTE è difficilmente stimabile. Il flusso di calore basale imposto è quello tratto da letteratura e calcolato su un'area decisamente più ampia. Lavori più recenti (Della Vedova et al., 2001) riportano valori maggiori prossimi a 100 mW/m² (Fig. 4.10). Nelle fasi iniziali del lavoro è stata usata la prima condizione ma successivamente si è ritenuto che la seconda ipotesi fosse la più realistica visto che sviluppata più recentemente e con un database di dati a disposizione maggiore. Infine la scelta di introdurre 2 sorgenti di estrazione puntuali è stata fatta poiché permette una maggiore stabilità computazionale rispetto alla configurazione con sorgente singola, interessata quindi da una portata annua maggiore.

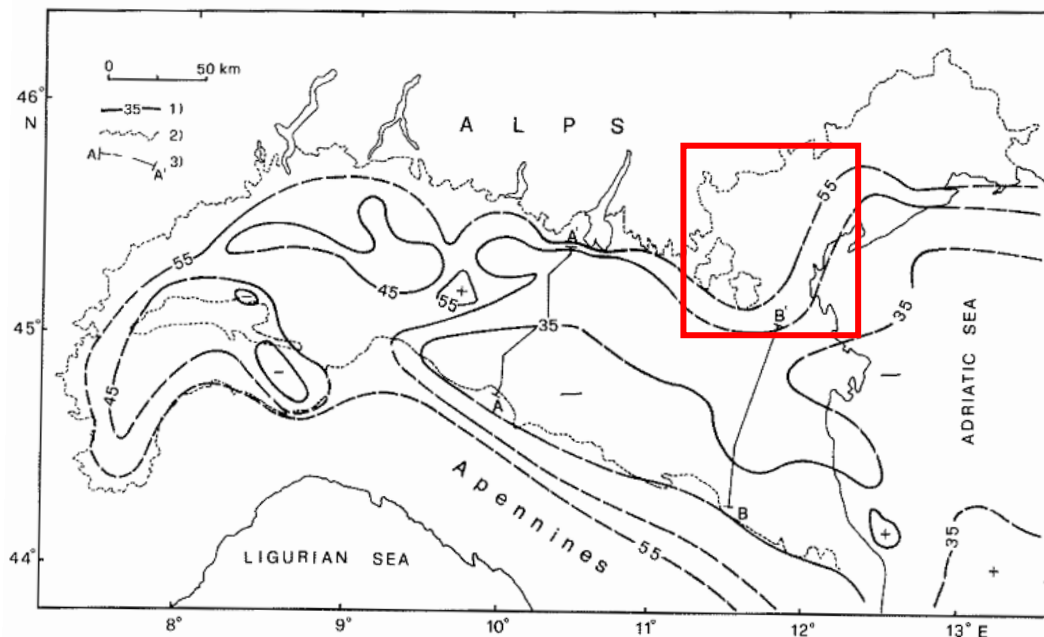


Fig. 4.9: mappa del flusso basale del Nord Italia (tratta da Pasquale & Verdoya, 1990). La zona interessata dal BTE (evidenziata con il quadrato rosso) risulta avere un flusso di calore basale di 55 mW/m^2 .

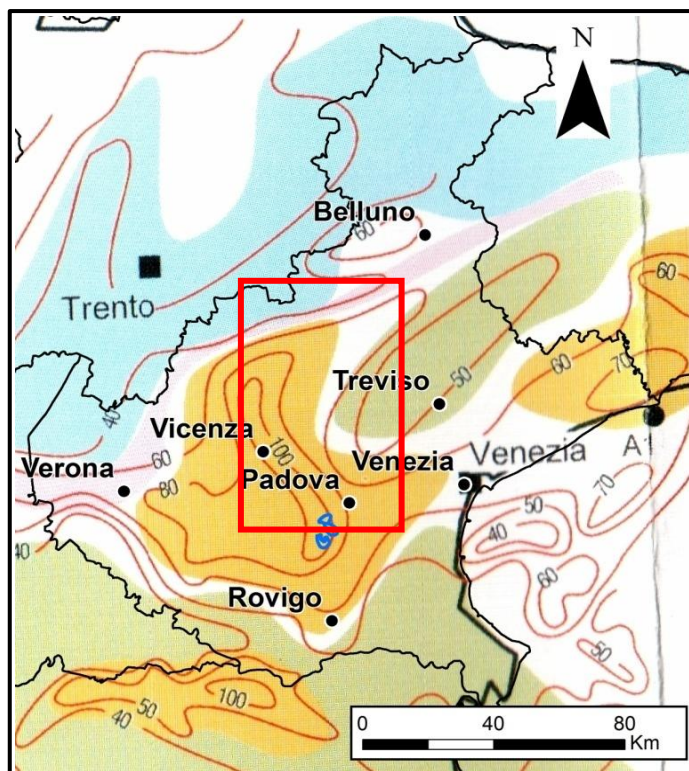


Fig. 4.10: mappa del flusso di calore basale del Veneto, (tratta da Della Vedova et al., 2001). La zona interessata dal BTE (evidenziata con il quadrato rosso) risulta avere un flusso di calore di 100 mW/m^2 .

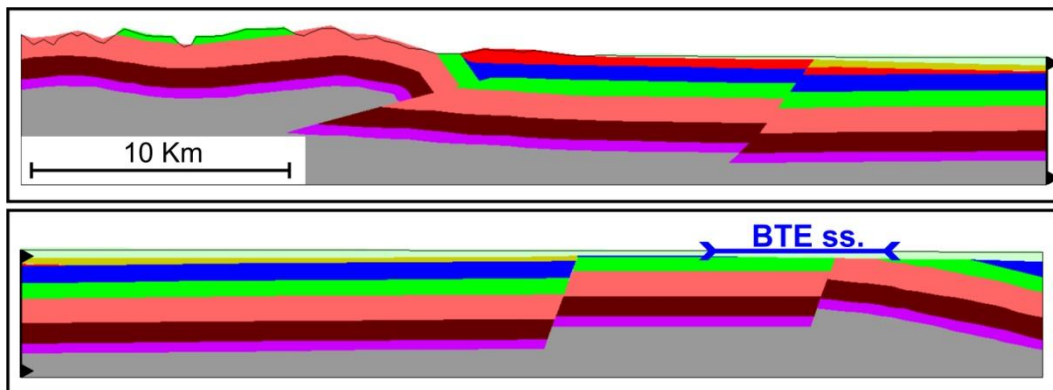


Fig. 4.11: modello concettuale implementato nel software HYDROTHERM. Il modello è composto da 9 layers (legenda in Fig. 4.13). Viene evidenziata la zona corrispondente al BTE ss.

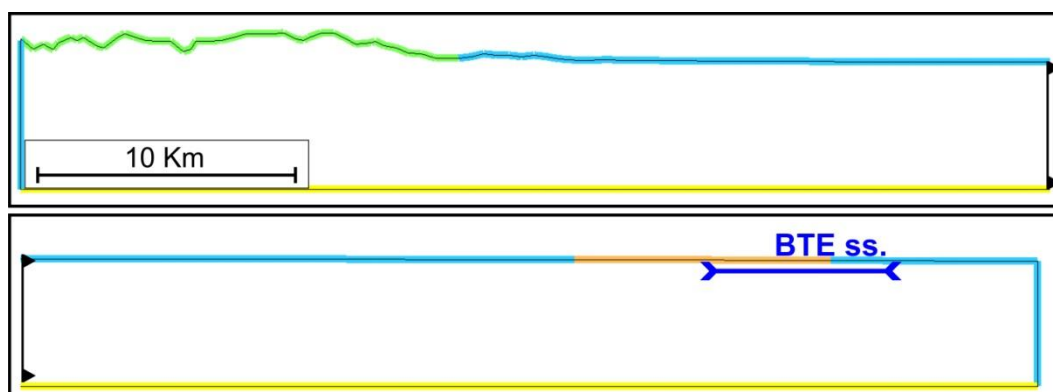
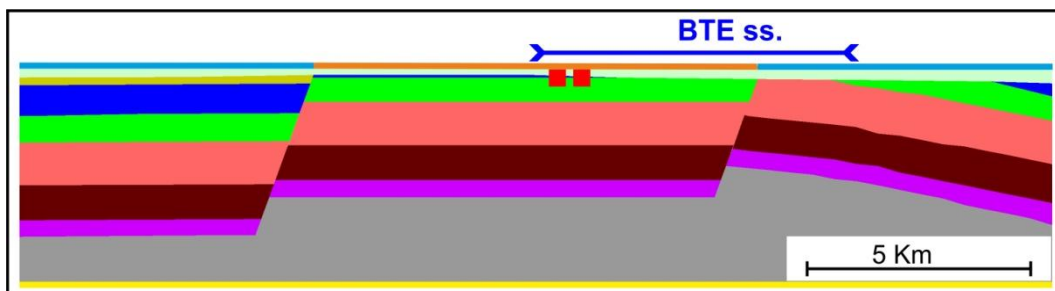


Fig. 4.12: condizioni al contorno imposte al modello matematico (legenda in Fig. 4.13). Si noti che l'area della sezione geologica interessata dalla *relay ramp* ha come condizione al contorno quella di seepage face che permette un flusso di fluidi e di calore in uscita.



Legenda

Formazioni

- Coperture quaternarie
- Formazioni marnose oligoceniche-mioceniche
- Rocce magmatiche paleogeniche
- Formazioni carbonatiche paleoceniche-eoceniche
- Formazioni carbonatiche mesozoiche
- Formazione della Dolomia Principale
- Formazioni terrigene e magmatiche medio triassiche
- Formazioni terrigene e evaporitiche permo-triassiche
- Basamento cristallino pre-Permiano

Condizioni al contorno

- Precipitazione / Ricarica
- Condizioni iniziali di P & T costanti
- Flusso di calore assegnato
- Seepage Face
- Estrazione puntuale assegnata

Fig. 4.13: visione in dettaglio del modello matematico nella zona della *relay zone* e del Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.): sono visualizzate sia le formazioni coinvolte che le condizioni al contorno del modello. Viene riportata la legenda a cui fanno riferimento le Fig. 4.11-12-13.

I parametri delle formazioni coinvolte nel BTE sono stati dedotti da una ricerca di carattere bibliografico vista l'assenza di misure specifiche. La ricerca bibliografica ha permesso di costruire un dataset delle misure disponibili a diverse scale poiché sono state incluse sia misure su campioni generici di roccia (Domenico & Schwartz, 1998; Scharli & Rybach, 2001; Gong Gangyan, 2005) sia misure su rocce appartenenti a specifiche formazioni (Pasquale & Verdoya, 1990; Vosteen & Schellschmidt, 2003; Vosteen et al., 2003; Faccenda et al., 2007). I parametri richiesti dal modello sono: porosità, permeabilità, conducibilità termica, calore specifico, densità, compressibilità. Nell'appendice 2 vengono riportati i valori dei parametri ottenuti dalla ricerca bibliografica riferiti alle diverse formazioni e suddivisi in base agli autori e alle litologie a cui il valore fa riferimento in caso di formazioni composte da differenti litologie. Come può risultare ovvio i parametri richiesti dal software sono stati considerati omogenei per tutto il modello e invariati nel tempo. Se questa affermazione è plausibile per la maggior parte di essi, una distinzione va fatta per la permeabilità. E' verosimile pensare che essa non sia perfettamente omogenea e costante su tutto il modello dato che l'attività del SVFS influisce in modo significativo sulla fratturazione e sulla permeabilità stessa. Nell'ottica di un modello esplorativo si è deciso di usare una configurazione di permeabilità per le formazioni di tipo poroso-equivalente supponendo che in media le fratture siano decisamente più piccole rispetto alla scala del modello. Valori di permeabilità per il BTE ss. sono ricavabili dalle misure di trasmissività dell'acquifero termale riportate in Fabbri (1997) (Tab. 4.2) e verranno testati in una simulazione specifica. Considerando lo spessore dell'acquifero termale pari a 1500 m (spessore delle formazioni carbonatiche mesozoiche più lo spessore della Dolomia Principale) si può ricavare una permeabilità media di 0.13 darcy.

	LN T (Fabbri, 1997)	T (m ² /g)	K (m/g)	K (m/s)	K (darcy)
Minimo	2.13	8.41	5.61E-03	6.49E-08	6.75E-03
1° quartile	4.32	75.19	5.01E-02	5.80E-07	6.03E-02
Mediana	4.99	146.94	9.80E-02	1.13E-06	0.12
Media	5.05	156.02	1.04E-01	1.20E-06	0.13
3° quartile	6.06	428.38	2.86E-01	3.31E-06	0.34
Massimo	7.57	1939.14	1.29E+00	1.50E-05	1.56

Tab. 4.2: valori di trasmissività riportati in Fabbri (1997). La permeabilità è stata calcolata ponendo che l'acquifero termale abbia uno spessore di 1500 m.

Inizialmente è stata effettuata una simulazione in cui vengono utilizzati i valori medi, ricavati da letteratura, per ogni parametro delle formazioni e le condizioni al contorno riportate in precedenza. Successivamente è stata fatta un'analisi di sensitività riguardo differenti condizioni al contorno per il flusso basale, differenti configurazioni dei punti di estrazione e differenti valori di permeabilità e conducibilità termica per le formazioni interessate dal modello con lo scopo di capire come questi parametri influiscano sullo sviluppo nel tempo della temperatura nel BTE ss. e del flusso dei fluidi termali. Una volta individuati i parametri che più avvicinano il risultato della simulazione alle condizioni reali si è proceduto con un raffinamento ulteriore testando differenti anisotropie di permeabilità delle formazioni (la permeabilità nel modello iniziale è isotropa): questo ha permesso di evidenziare che una situazione di anisotropia di permeabilità influenza lo sviluppo della temperatura nel modello, avvicinandola alla realtà.

Il tempo di simulazione è fortemente dipendente dalla permeabilità utilizzata e dalla sua anisotropia ed è stato scelto dopo alcuni modelli esplorativi in modo da premettere lo sviluppo della temperatura nel sottosuolo del BTE ss. e di avere un flusso quasi-stazionario lungo tutto il modello. In ogni caso, il tempo di simulazione è stato diviso in due periodi: un primo periodo di lunghezza variabile in cui agiscono le condizioni al contorno sopracitate e un secondo periodo di lunghezza 100 anni in cui agiscono, oltre

alle condizioni al contorno, anche i punti di estrazione localizzati nel sottosuolo del BTE ss. Questo secondo periodo di simulazione ha lo scopo di simulare l'estrazione di fluidi indotta dai pozzi nell'ultimo secolo e di capire come questo possa influenzare il flusso all'interno del BTE ss.

Il modello è stato discretizzato con una griglia a maglia quadrata composta da 160 colonne e 12 righe con dimensioni della singola cella all'incirca di 0.5 Km.

Le simulazioni più significative verranno presentate di seguito riportando: i grafici relativi alla temperatura misurata puntualmente nella parte del modello corrispondente al BTE ss. nella copertura quaternaria (linea nera; profondità = 100 m dal p.c.), nelle formazioni carbonatiche mesozoiche (linea verde; profondità = 650 m dal p.c.) e nella formazione della Dolomia Principale (linea rosa; profondità = 1600 m dal p.c.), i grafici relativi alla distribuzione di temperatura e di flusso nella zona della *transtensional relay zone* e in tutto il modello. Il flusso riportato nei grafici è un flusso di massa di acqua ($\text{g}/(\text{s}\cdot\text{cm}^2)$) ed è la grandezza utilizzata dal software per simulare il flusso. Per semplicità si è mantenuta questa unità di misura, sottolineando che $10^{-6} \text{ g}/(\text{s}\cdot\text{cm}^2) = 0.86 \text{ l}/(\text{giorno}\cdot\text{m}^2)$.

4.4.3 Modello Numerico

Inizialmente è stato approntata una simulazione imponendo come condizioni al contorno quelle già descritte in precedenza e utilizzando i valori medi per i parametri ricavati dalla ricerca bibliografica (riportati in Tab. 4.3) come parametri per le formazioni presenti nel BTE. Questa simulazione è caratterizzata da una isotropia di permeabilità (permeabilità orizzontale uguale alla permeabilità verticale), tale situazione comporta una semplificazione notevole nel risultato ottenuto e permette di mantenere contenuto il numero di step computazionali necessari per completare la simulazione (all'incirca 2900). Inizialmente, e per semplicità computazionale, è stata fatta questa scelta non sapendo esattamente quale possa essere il rapporto fra la permeabilità verticale ed orizzontale. La permeabilità delle formazioni costituenti l'acquifero termale principale (formazioni carbonatiche mesozoiche formazioni dolomitiche del Trias Sup.) è sempre stata mantenuta omogenea maggiore rispetto alle formazioni sottostanti in modo che il flusso possa avvenire il più possibile all'interno di queste formazioni. Il tempo di simulazione è stato impostato pari a 5100 anni (5000 + 100) poiché si è visto essere un tempo ragionevole per permettere una risalita omogenea delle isoterme nel sottosuolo del BTE ss. e di instaurare un flusso quasi-stazionario su tutto il modello.

Coperture quaternarie						
Porosità	0.3	-				
X-Permeabilità	13.5	darcy				
Y-Permeabilità	13.5	darcy				
Z-Permeabilità	13.5	darcy				
Cond. termica	1.35	W/m ² *K				
Calore specifico	860	J/Kg*K				
Densità	2500	Kg/m ³				
Compressibilità	2.00E-08	Pa ⁻¹				

Formazioni carbonatiche paleoceniche-eoceniche						
Porosità	0.15	-				
X-Permeabilità	0.312	darcy				
Y-Permeabilità	0.312	darcy				
Z-Permeabilità	0.312	darcy				
Cond. termica	2.68	W/m ² *K				
Calore specifico	845	J/Kg*K				
Densità	2620	Kg/m ³				
Compressibilità	1.41E-08	Pa ⁻¹				

Formazioni carbonatiche mesozoiche						
Porosità	0.15	-				
X-Permeabilità	0.312	darcy				
Y-Permeabilità	0.312	darcy				
Z-Permeabilità	0.312	darcy				
Cond. termica	2.88	W/m ² *K				
Calore specifico	845	J/Kg*K				
Densità	2620	Kg/m ³				
Compressibilità	1.50E-08	Pa ⁻¹				

Formazioni carbonatiche mioceniche						
Porosità	0.15	-				
X-Permeabilità	0.31	darcy				
Y-Permeabilità	0.31	darcy				
Z-Permeabilità	0.31	darcy				
Cond. termica	2.77	W/m ² *K				
Calore specifico	860	J/Kg*K				
Densità	2550	Kg/m ³				
Compressibilità	1.41E-08	Pa ⁻¹				

Rocce magmatiche paleogeniche						
Porosità	0.19	-				
X-Permeabilità	1040	darcy				
Y-Permeabilità	1040	darcy				
Z-Permeabilità	1040	darcy				
Cond. termica	1.85	W/m ² *K				
Calore specifico	825	J/Kg*K				
Densità	2900	Kg/m ³				
Compressibilità	5E-10	Pa ⁻¹				

Formazioni dolomitiche triassiche superiore						
Porosità	0.12	-				
X-Permeabilità	0.312	darcy				
Y-Permeabilità	0.312	darcy				
Z-Permeabilità	0.312	darcy				
Cond. termica	4.6	W/m ² *K				
Calore specifico	920	J/Kg*K				
Densità	2830	Kg/m ³				
Compressibilità	1.10E-08	Pa ⁻¹				

Formazioni terrigene e magmatiche medio triassiche						
Porosità	0.11	-				
X-Permeabilità	0.156	darcy				
Y-Permeabilità	0.156	darcy				
Z-Permeabilità	0.156	darcy				
Cond. termica	2.73	W/m ² *K				
Calore specifico	810	J/Kg*K				
Densità	2100	Kg/m ³				
Compressibilità	5.00E-08	Pa ⁻¹				

Formazioni terrigene e evaporitiche permio - triassiche						
Porosità	0.02	-				
X-Permeabilità	8.84E-04	darcy				
Y-Permeabilità	8.84E-04	darcy				
Z-Permeabilità	8.84E-04	darcy				
Cond. termica	3	W/m ² *K				
Calore specifico	885	J/Kg*K				
Densità	2350	Kg/m ³				
Compressibilità	1.32E-08	Pa ⁻¹				

Basamento cristallino pre - Permiano						
Porosità	0.04	-				
X-Permeabilità	3.12E-09	darcy				
Y-Permeabilità	3.12E-09	darcy				
Z-Permeabilità	3.12E-09	darcy				
Cond. termica	2.65	W/m ² *K				
Calore specifico	870	J/Kg*K				
Densità	2760	Kg/m ³				
Compressibilità	1.64E-08	Pa ⁻¹				

Tab. 4.3: parametri medi delle formazioni usati per la simulazione iniziale caratterizzata da isotropia di permeabilità.

Inizialmente viene analizzata la parte del modello matematico relativa al BTE ss. Al tempo 0 la temperatura è pari a 15°C nelle coperture quaternarie, per passare a 31°C nelle formazioni carbonatiche mesozoiche e a 62°C nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore, fino ad arrivare a 145°C nelle parti più profonde in corrispondenza del basamento cristallino pre-Permiano. Con lo svilupparsi del flusso dei fluidi termali, si nota un progressivo incremento della temperatura soprattutto a partire da 3000-3500 anni (Fig. 4.14). L'incremento interessa principalmente le coperture quaternarie e le formazioni carbonatiche mesozoiche: nelle prime si riscontra un incremento di 28°C (19°C a t=3000 anni - 47°C a t=5000 anni) mentre nelle seconde si riscontra un incremento di 20°C (34°C a t=3000 anni - 54°C a t=5000 anni). Nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore invece l'incremento è decisamente minore e pari a 3°C (60.5°C a t=3000 anni - 63°C a t=5000 anni). Questo avviene poiché si instaura un flusso di fluidi a temperatura maggiore dalle zone più profonde del modello verso le formazioni soprastanti a partire da circa 3000 anni. Ciò risulta essere chiaro anche osservando la direzione del flusso di massa dei fluidi (Fig. 4.15): a 2500 anni si nota che il flusso nel BTE ss. è diretto prevalentemente verso il basso (non causando comunque una diminuzione della temperatura nell'acquifero termale) mentre a 5000 anni il flusso è influenzato dalla formazione di celle convettive (questa situazione verrà analizzata in dettaglio in seguito). Una spiegazione di questo fenomeno è il fatto che la condizione al contorno di seepage fa richiamare i fluidi verso la superficie in modo preponderante a partire da circa 3000 anni. Infatti si nota un incremento del valore medio del flusso di massa in uscita da una singola cella: 0.86 m³/anno per t=1000 anni (per t=0 anni è 92.2 m³/anno, ma è un flusso in entrata), 211 m³/anno per t=3000 anni fino a stabilizzarsi intorno a 150 m³/anno per gli step temporali successivi fino alla fine del primo periodo (t=5000 anni). Nel secondo periodo temporale (da 5000 a 5100 anni), in cui agiscono i punti di prelievo dei fluidi, si nota un incremento della temperatura in tutte le formazioni componenti gli acquiferi termali (Fig. 4.14): 12°C nella copertura quaternaria (47°C a t=5000 anni - 59°C a t=5100 anni), 5°C nelle formazioni

carbonatiche mesozoiche (54°C a t=5000 anni - 59°C a t=5100 anni), 1°C nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore (63°C a t=5000 anni - 64°C a t=5100 anni). Analogamente a quanto affermato in precedenza, questo incremento è imputabile ad un maggiore flusso che si instaura nelle formazioni superficiali in cui sono collocati i punti di prelievo grazie anche alla permeabilità più elevata di quest'ultime. Tale apporto di fluidi profondi a temperatura maggiore va progressivamente diminuendo approfondendosi e attestando la temperatura dell'acquifero termale principale intorno a 60°C alla fine del periodo simulato ad una profondità di circa 1500 m.

Per quanto riguarda il flusso di massa di fluidi termali, a t=0 anni si osserva un incremento del modulo del vettore partendo dalle parti inferiori del modello fino alla superficie ($1.04 \cdot 10^{-15}$ g/(s*cm²) nel basamento cristallino pre-Permiano, $9.4 \cdot 10^{-8}$ g/(s*cm²) nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore, $2.1 \cdot 10^{-7}$ g/(s*cm²) nelle coperture quaternarie). Per gli step temporali successivi si osserva un incremento del flusso fino a t=3000 anni per poi attestarsi su valori all'incirca costanti (si veda la Tab. 4.4 per le formazioni costituenti l'acquifero termale). Per quanto riguarda la direzione del vettore invece non si può fare un discorso univoco per tutte le formazioni o le profondità, fatta eccezione per il basamento cristallino pre-Permiano che è interessato sempre da un flusso verso il basso. Le altre formazioni sono coinvolte indistintamente dallo sviluppo di vere e proprie celle convettive (Fig. 4.15) che creano contemporaneamente sia un flusso verticale (verso l'alto o verso il basso) sia un flusso quasi orizzontale. Lo sviluppo di queste celle convettive favorisce la risalita delle isoterme analogamente a quanto avviene nelle altre parti del modello. Negli ultimi 100 anni simulati invece, la direzione del vettore di flusso di massa è decisamente influenzata dai punti di estrazione i quali richiamano fluidi termali anche dalle formazioni sottostanti (Fig. 4.15).

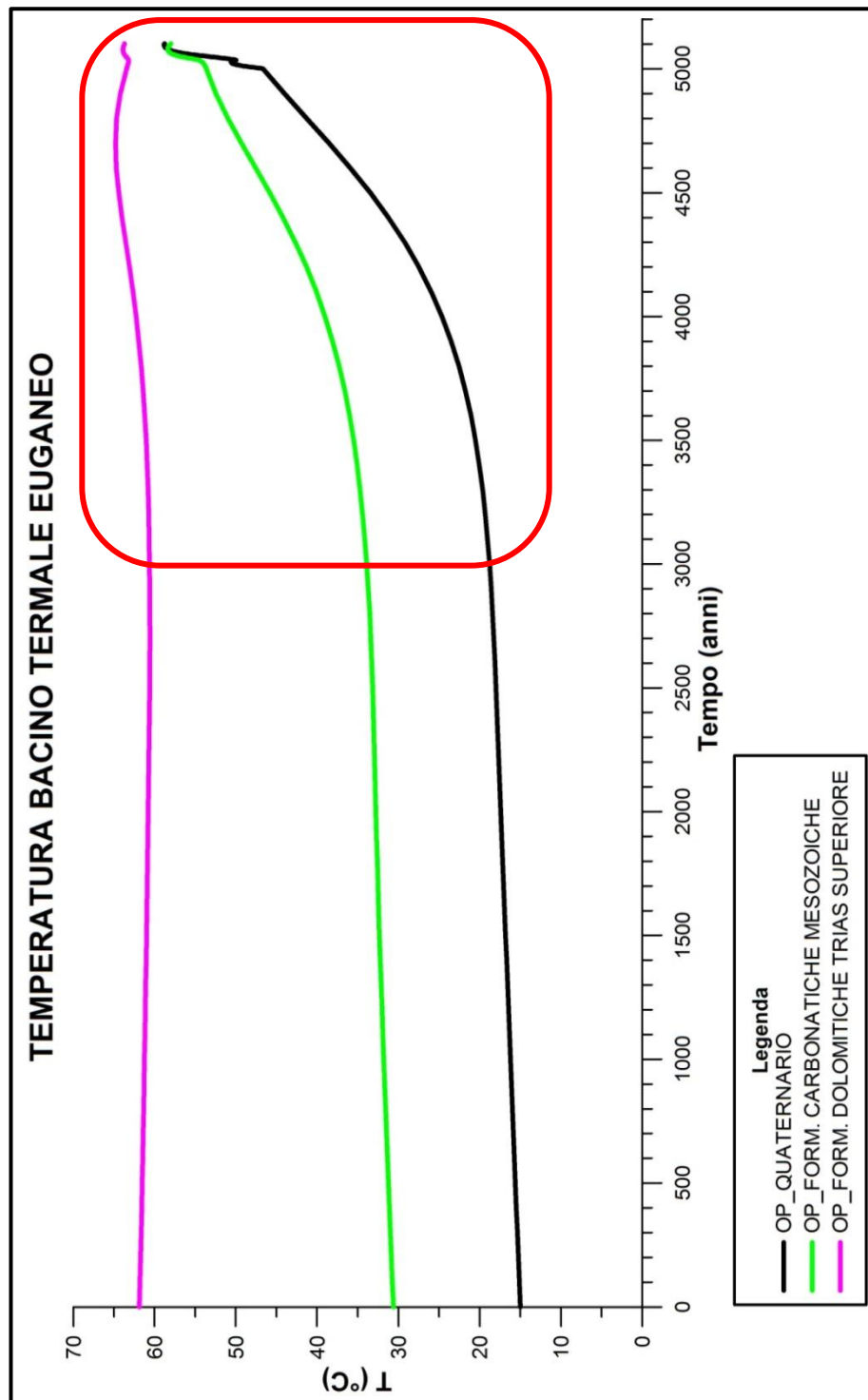
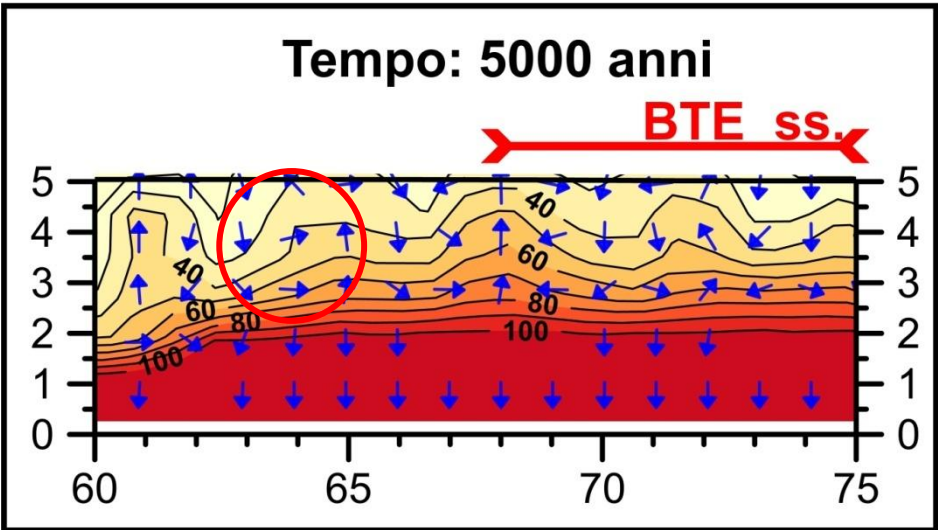
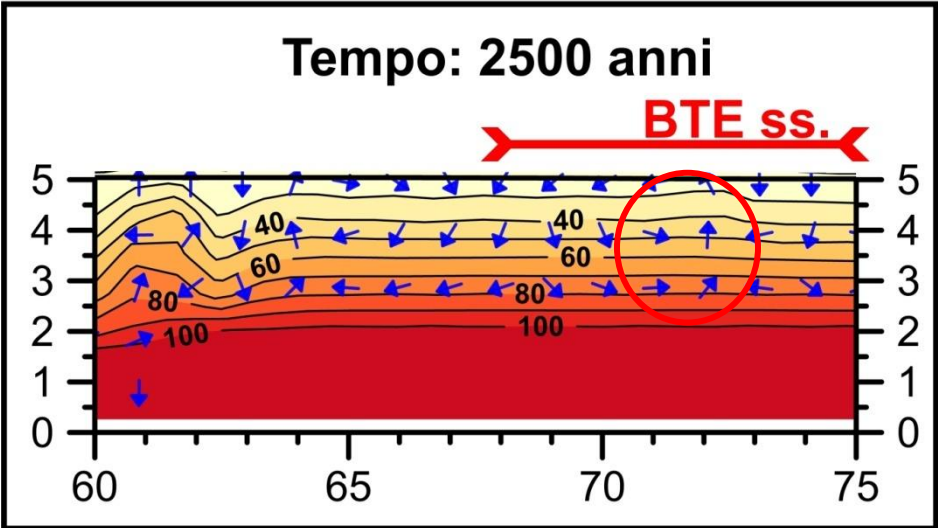
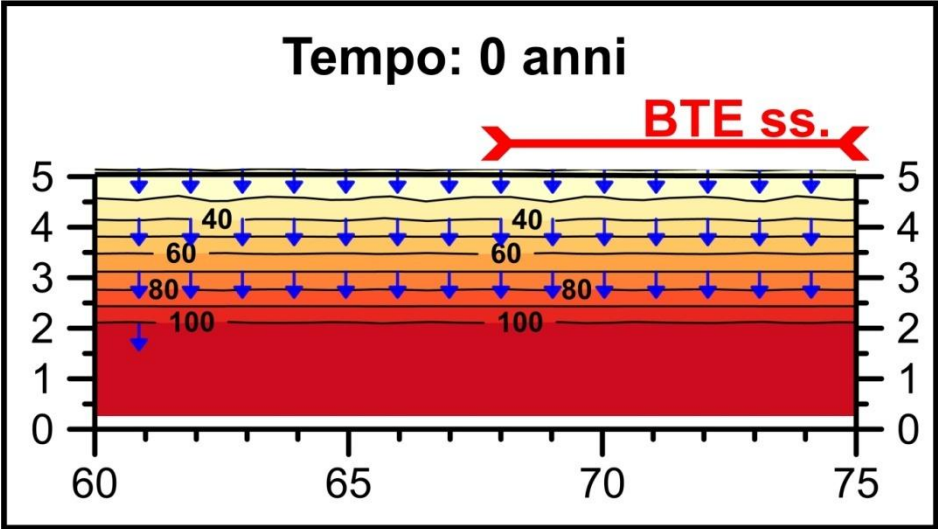


Fig. 4.14: temperatura puntuale misurata nel sottosuolo del BTE ss. e in particolare nella copertura quaternaria (linea nera), nelle formazioni carbonatiche mesozoiche (linea verde) e nelle formazioni dolomitiche del Trias superiore (linea rosa). Si nota un aumento della temperatura a partire da 3000-3500 anni e un successivo aumento deciso nel secondo periodo temporale modellato. L'incremento maggiore viene misurato nella copertura quaternaria ed è pari a 44°C (15°C a t=0 anni-47°C a t=5000 anni-59°C a t=5100 anni).



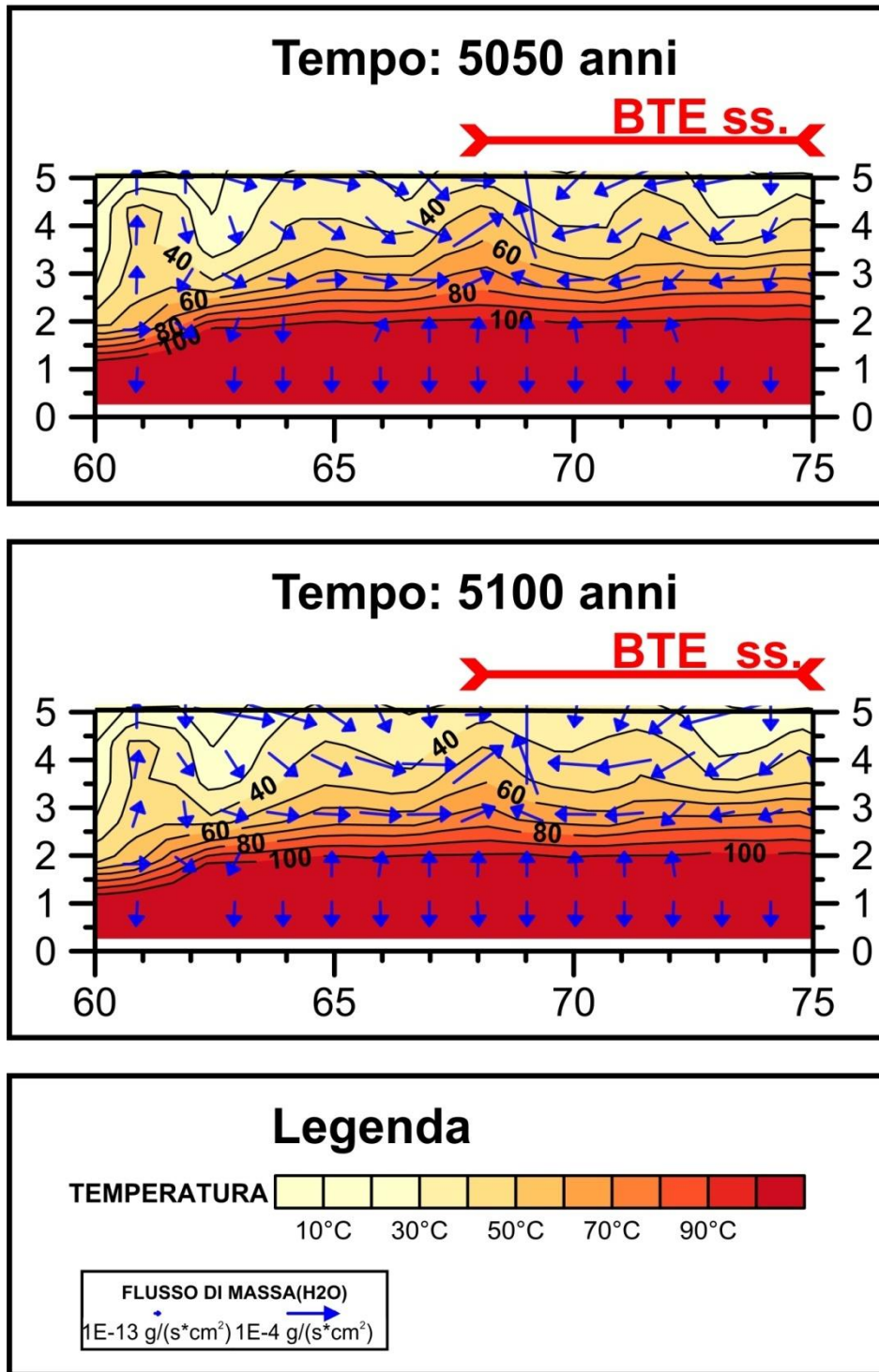


Fig. 4.15 (prosecuzione dalla pagina precedente): sviluppo della temperatura e del flusso di massa all'interno del BTE ss. Nell'immagine relativa a $t=2500$ anni e $t=5000$ anni, vengono evidenziate in rosso le aree del modello interessate dallo sviluppo di celle convettive (si rimanda al testo per la spiegazione relativa).

FLUSSO DI MASSA MEDIO ACQUIFERO TERMALE (BTE ss.)				
Z (Km da base del modello)	Tempo (anni)	Flusso di massa_X (g/(s*cm ²))	Flusso di massa_Z (g/(s*cm ²))	Modulo del flusso di massa (g/(s*cm ²))
3.39	0	0	-8.4E-08	8.39E-08
3.91	0	0	-1E-07	1.04E-07
4.43	0	0	-1.6E-07	1.58E-07
4.95	0	0	-2.1E-07	2.09E-07
3.39	1000	-2.5E-09	9.39E-10	2.69E-09
3.91	1000	1.45E-09	1.13E-09	1.84E-09
4.43	1000	1.26E-09	1.31E-09	1.82E-09
4.95	1000	-1.8E-12	1.39E-09	1.39E-09
3.39	2000	-4.8E-08	3.08E-08	5.67E-08
3.91	2000	-2.5E-08	3.13E-08	3.98E-08
4.43	2000	-6.7E-09	2.86E-08	2.94E-08
4.95	2000	-7.5E-11	2.75E-08	2.75E-08
3.39	3000	-2.5E-07	2.47E-08	2.52E-07
3.91	3000	-1.8E-07	2.34E-08	1.85E-07
4.43	3000	-4.5E-08	1.71E-08	4.80E-08
4.95	3000	-2.2E-09	1.31E-08	1.33E-08
3.39	4000	-9.3E-08	1.72E-08	9.48E-08
3.91	4000	-1.2E-07	1.6E-08	1.20E-07
4.43	4000	-4.3E-08	1.55E-08	4.58E-08
4.95	4000	2.96E-08	1.41E-08	3.28E-08
3.39	5000	-1.6E-08	2.63E-08	3.08E-08
3.91	5000	-5.2E-08	2.37E-08	5.71E-08
4.43	5000	-2.6E-08	2.49E-08	3.60E-08
4.95	5000	-4.4E-08	2.51E-08	5.08E-08
3.39	5050	3E-07	8.49E-08	3.11E-07
3.91	5050	3.53E-07	1.02E-07	3.68E-07
4.43	5050	5.75E-07	1.24E-07	5.88E-07
4.95	5050	-2.8E-07	1.36E-07	3.15E-07
3.39	5100	4.55E-07	1.06E-07	4.67E-07
3.91	5100	2.35E-07	1.48E-07	2.77E-07
4.43	5100	2.23E-07	1.88E-07	2.91E-07
4.95	5100	2.46E-07	2.04E-07	3.19E-07

Tab. 4.4: valori medi del vettore di flusso di massa di fluidi termali nell'acquifero termale del BTE ss. Un valore positivo della componente X indica un flusso diretto da monte verso valle mentre un valore positivo della componente Z indica un flusso diretto verso l'alto (la Z aumenta dalle parti basali del modello verso quelle superficiali). Si nota che il vettore è diretto prevalentemente verso l'alto (valori positivi della componente Z) mentre la componente orizzontale è variabile (si osservi anche la Fig. 4.15).Le quote (Z) corrispondono alle seguenti formazioni: 4.95 copertura quaternaria, 4.43 formazioni carbonatiche mesozoiche, 3.91-3.39 formazioni dolomitiche del Trias Sup.

Nella parte iniziale e mediana del modello, la situazione è abbastanza simile a quella già descritta per la parte relativa al BTE ss. ed è caratterizzata dalla formazione di celle convettive che influenzano lo sviluppo della temperatura (Fig. 4.16). Nell'area di ricarica, si instaura un moto verticale dei fluidi costante nel tempo e diretto verso il basso con modulo pari a $8.2 \cdot 10^{-7} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$. Questo flusso interessa le formazioni carbonatiche mesozoiche e le formazioni dolomitiche del Trias Superiore mentre le formazioni sottostanti sono caratterizzate da un flusso orizzontale che va da monte verso valle. Inoltre localmente viene registrato un flusso dal basamento cristallino pre-Permiano verso le formazioni soprastanti (nella zona dell'altopiano) e limitrofe (portate a contatto grazie al thrust cieco al di sotto dell'altopiano): questo probabilmente avviene a causa di una temperatura maggiore delle acque che fluiscono verso zone a temperatura inferiore. La parte mediana invece è interessata da una serie di sistemi di celle convettive analoghe a quelle che si sviluppano nel BTE ss. (Fig. 4.16) non permettendo di evidenziare una direzione di flusso prevalente. Esse favoriscono l'omogeneizzazione della temperatura all'interno della parte di modello interessata e causano un locale incremento della temperatura. Nella parte mediana, le celle convettive cominciano a formarsi a partire da circa 1000 anni e si è notato che inizialmente si formano in prossimità delle faglie. Le faglie infatti portano a contatto formazioni caratterizzate da differenti parametri di permeabilità e conducibilità termica, permettendo così lo sviluppo delle celle convettive. Anche le formazioni basali (formazioni terrigene e magmatiche medio triassiche, formazioni terrigene e evaporitiche permo-triassiche) sono interessate in parte dalle celle convettive ma principalmente in queste formazioni il flusso risulta essere orizzontale a causa della minore permeabilità. Le celle convettive potrebbero permettere un mescolamento di acque a diverse profondità favorendo un flusso di componenti chimici dalle formazioni sottostanti verso l'acquifero termale. Come evidenziato in letteratura sia da un punto di vista teorico che in casi reali (Goldscheider et al., 2010), questi flussi intraformazionali sono molto frequenti e sono alla base del carsismo ipogenico che permette la formazioni

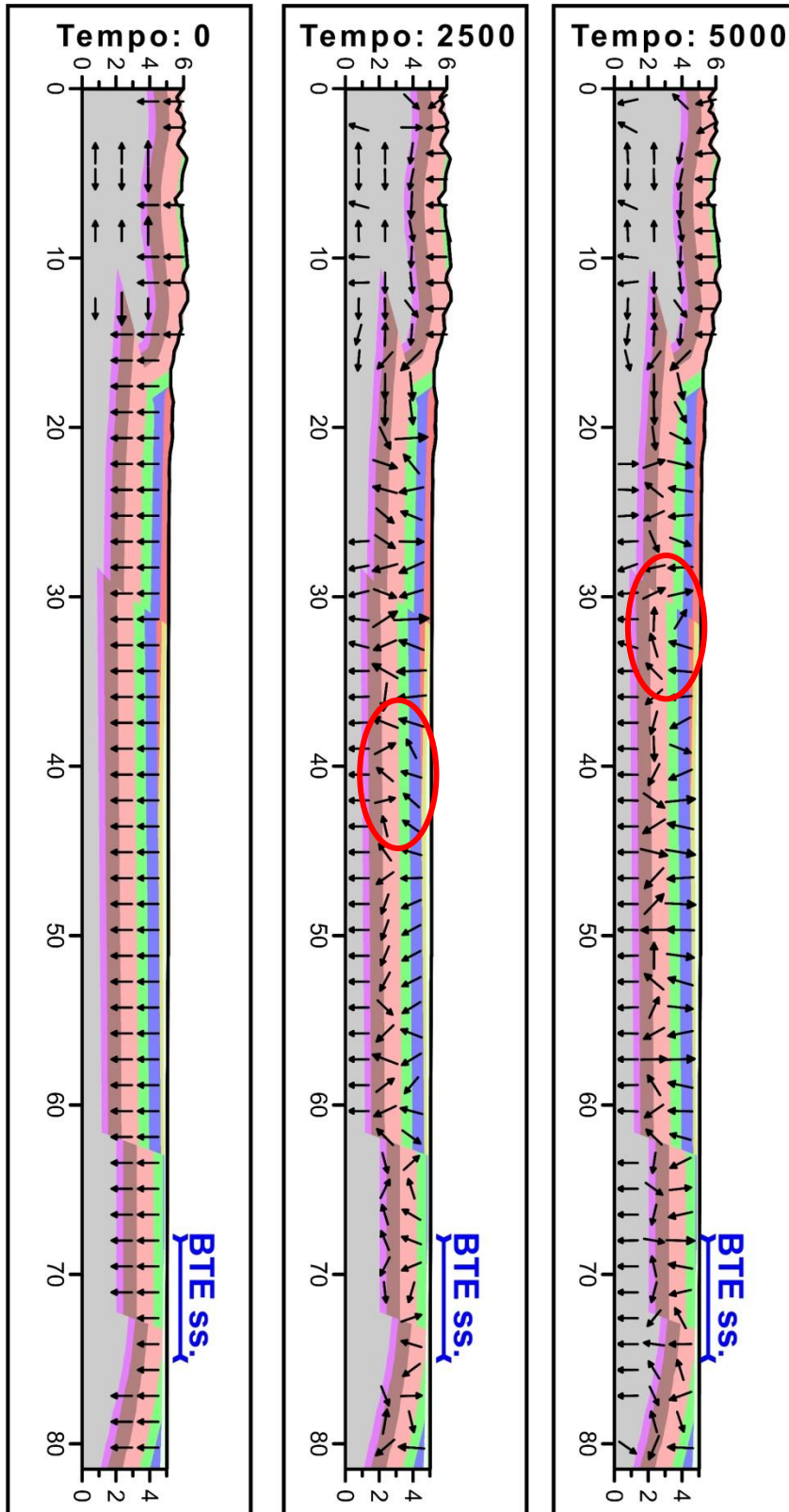
di cavità e condotti carsici incrementando la permeabilità e favorendo il flusso di acque termali.

Nella tabella seguente (Tab. 4.5) viene riportata l'analisi statistica effettuata sul flusso di massa per la parte mediana del modello calcolata escludendo t=0 anni e le parti più profonde (il basamento cristallino pre-Permiano) interessate da un flusso molto basso che influenza i parametri statistici. Inoltre va evidenziato che la moda e mediana pari a 0 per la componente X del flusso di massa sono imputabili al fatto che le coperture quaternarie sono interessate da un flusso diretto unicamente verso il basso rendendo questo il valore statisticamente più frequente. Il modulo del flusso di massa medio è di $1.63 \cdot 10^{-6} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ e perciò di $1.41 \text{ l}/(\text{giorno} \cdot \text{m}^2)$. Osservando i valori medi delle componenti il flusso sembrerebbe in prevalenza diretto da monte verso valle (componente X del flusso di massa positiva) e verso l'alto (componente Z del flusso di massa positiva) favorendo il flusso dalla zona di ricarica alla zona di captazione e una risalita delle isoterme anche nella parte mediana del modello riconducibile all'effetto delle celle convettive.

FLUSSO DI MASSA_X g/(s*cm ²)		FLUSSO DI MASSA_Z g/(s*cm ²)		MODULO DEL FLUSSO DI MASSA g/(s*cm ²)	
Media	2.26E-07	Media	3.58E-08	Media	1.63E-06
Errore standard	1.79E-08	Errore standard	2.97E-08	Errore standard	2.61E-08
Mediana	0	Mediana	-3E-09	Mediana	1.23E-06
Moda	0	Moda	-1.2E-06	Moda	#N/D
Deviazione standard	1.26E-06	Deviazione standard	2.09E-06	Deviazione standard	1.84E-06
Varianza campionaria	1.59E-12	Varianza campionaria	4.39E-12	Varianza campionaria	3.39E-12
Curtosi	14	Curtosi	9.022	Curtosi	9.74
Asimmetria	2.52	Asimmetria	1.873	Asimmetria	2.36
Intervallo	1.64E-05	Intervallo	2.91E-05	Intervallo	2.12E-05
Minimo	-5.9E-06	Minimo	-7.9E-06	Minimo	2.85E-15
Massimo	1.06E-05	Massimo	2.12E-05	Massimo	2.12E-05
Somma	0.001	Somma	0.00	Somma	0.0081
Conteggio	4984	Conteggio	4984	Conteggio	4984

Tab. 4.5: flusso di massa nella parte mediana del modello. I valori sono espressi in g/s*cm².

Per quanto riguarda la temperatura, come già accennato, essa è influenzata principalmente dallo sviluppo delle celle convettive in tutto il modello e quindi non si possono fare considerazioni molto precise. In generale si riscontra una variazione di temperatura di circa 30-40°C (da circa 90°C a t=0 anni a circa 50-60°C a t=5000 anni) all'interno dell'acquifero termale principale (Fig. 4.17). La temperatura diminuisce progressivamente con il passare degli step temporali e con lo svilupparsi delle celle convettive poiché le acque provenienti dalle formazioni sottostanti l'acquifero non riescono a bilanciare la diminuzione di temperatura collegata a un apporto di fluidi a temperatura minore dalle formazioni superiori più permeabili del modello.



FLUSSO DI MASSA(H₂O)
 ← 1E-13 g/(s*cm²) 1E-4 g/(s*cm²) →

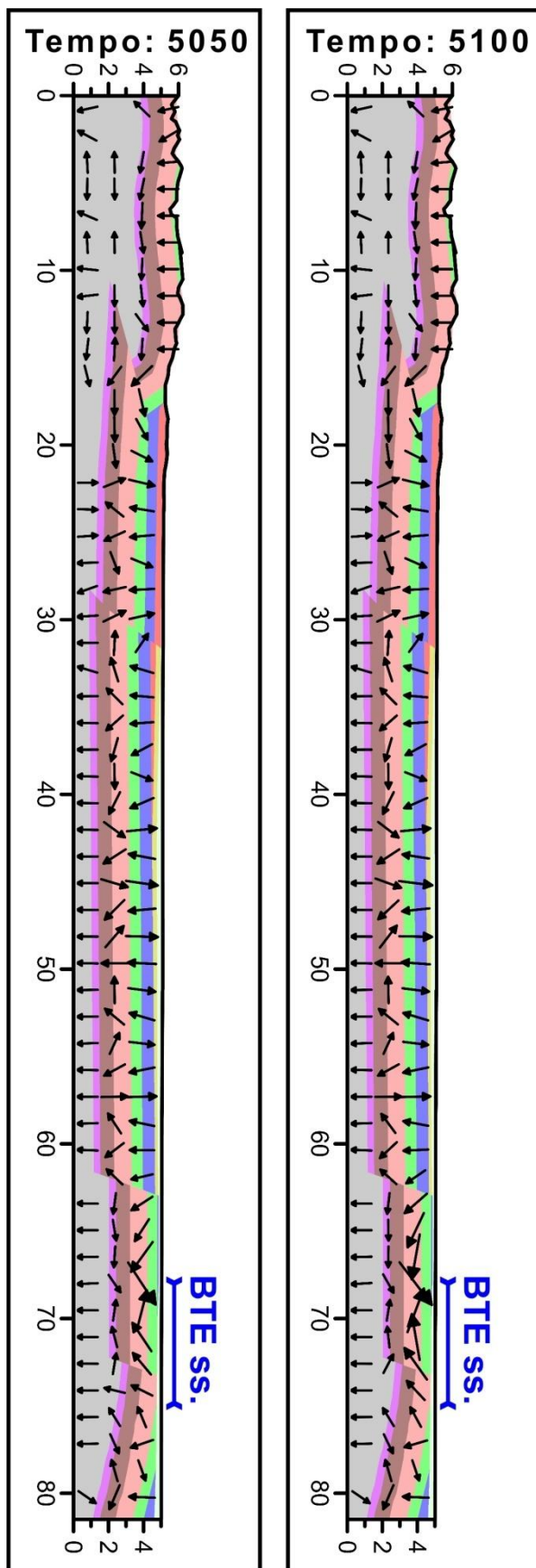
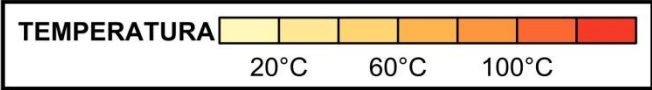
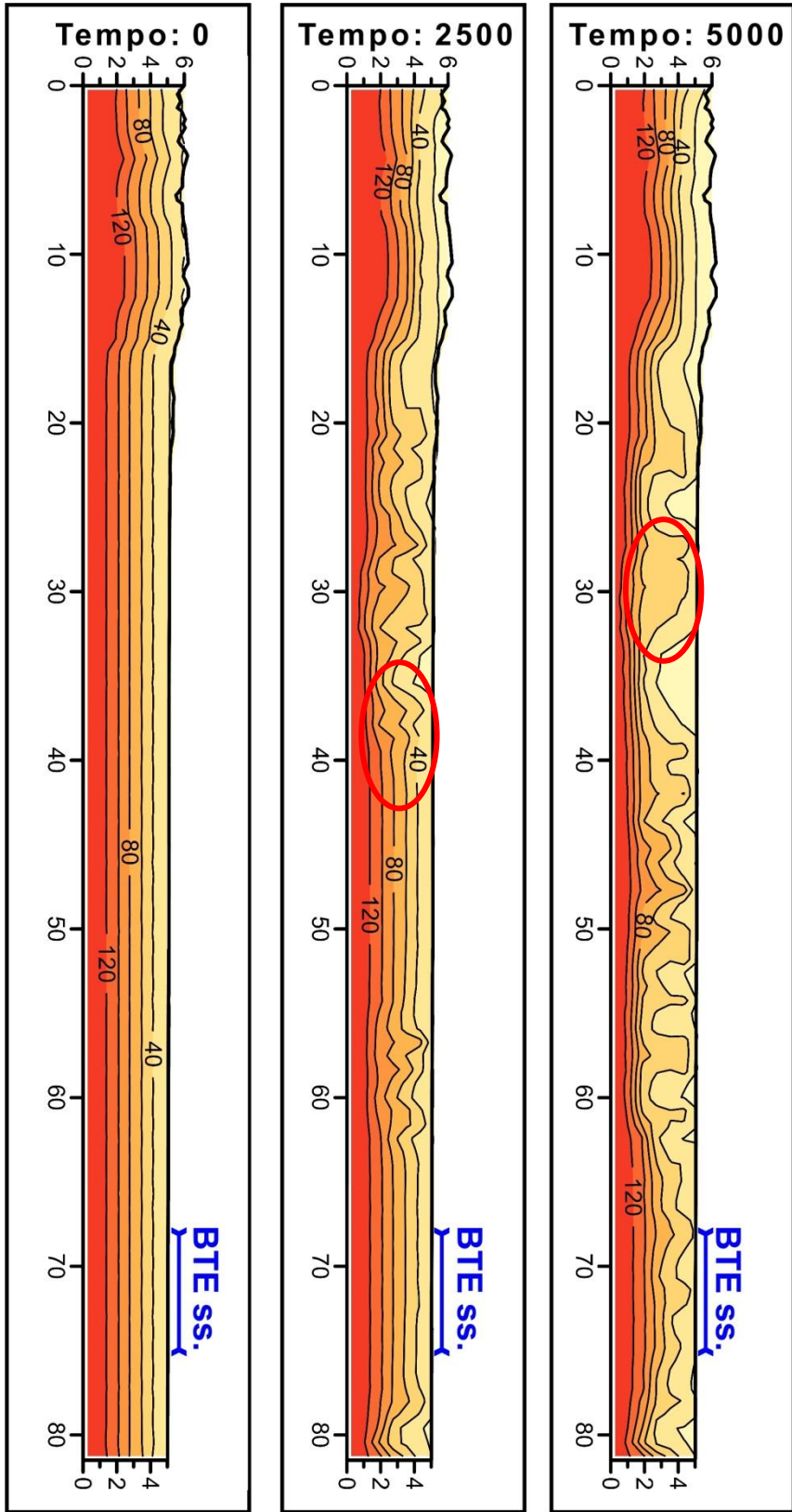


Fig. 4.16 (prosecuzione dalla pagina precedente): flusso di massa di fluidi termali a tempi di simulazione differenti. Si nota che tutto il modello è interessato dallo sviluppo di celle convettive (evidenziate dalle aree in rosso) così come già descritto nella parte del modello relativa al BTE ss. Si noti invece come la zona di ricarica sia caratterizzata da un flusso prevalentemente verticale e diretto verso il basso.



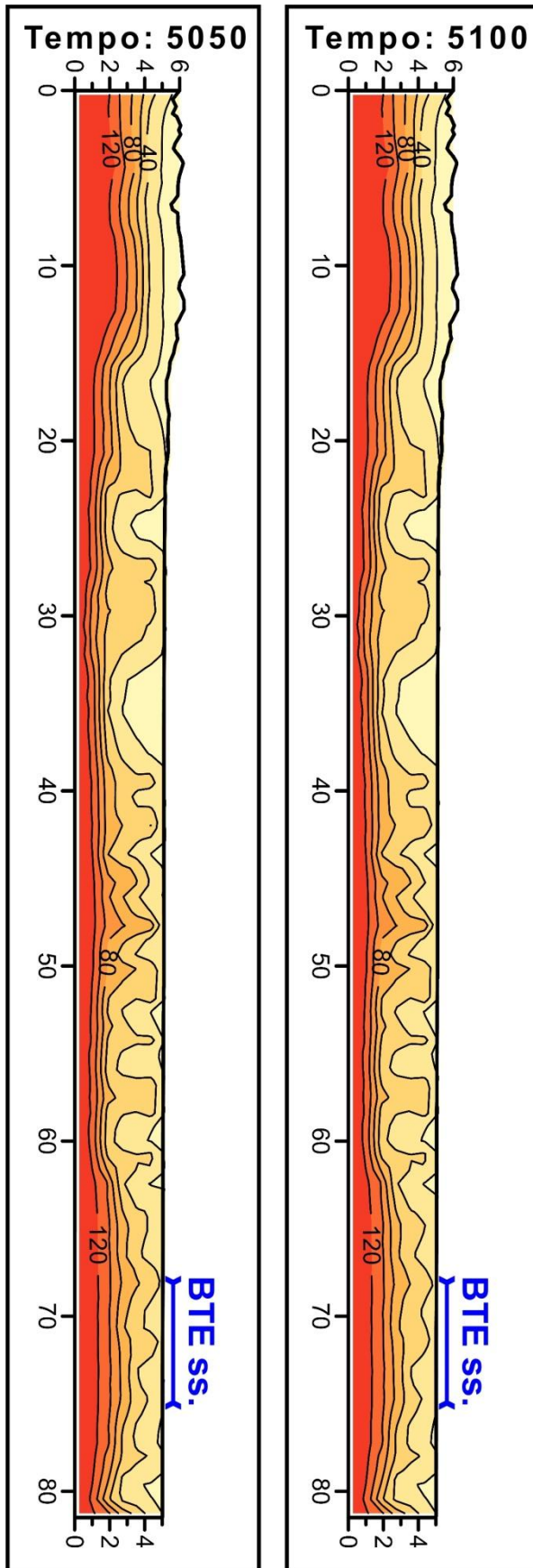


Fig. 4.17 (prosecuzione dalla pagina precedente): temperatura registrata nel modello matematico del BTE. Lo sviluppo della temperatura è fortemente influenzato dallo sviluppo delle celle convettive che favoriscono la risalita delle isoterme nella parte mediana del modello. Le zone evidenziate in rosso coincidono con le celle convettive evidenziate nella Fig. 4.16.

La simulazione presentata è stata presa come punto di partenza per effettuare un'analisi di sensitività riguardo a differenti condizioni al contorno (di seguito viene presentato il caso del flusso basale), differenti configurazioni dei punti di estrazione e differenti valori dei parametri delle formazioni coinvolte.

Per quanto riguarda l'utilizzo di una diversa condizione al contorno di flusso basale, è stato imposto al modello un flusso di calore basale di 100 mW/m^2 (al posto di 55 mW/m^2) come è evidenziato da Della Vedova et al. (2001) (Fig. 4.10). L'incremento di temperatura (Fig. 4.19) collegabile a questa differente condizione al contorno è nell'ordine di qualche grado centigrado in tutto il modello e prevalentemente nelle formazioni superficiali. Per quanto riguarda il flusso si nota analogamente una piccola variazione nello sviluppo delle celle convettive e dei vettori che le interessano. In ogni caso, per le simulazioni successive, si è deciso di mantenere questa condizione al contorno perché il lavoro da cui è stata tratta è più recente e completo rispetto al lavoro di Pasquale & Verdoya (1990) e tiene conto di anomalie di flusso di calore a carattere "locale" come può essere quella riconducibile allo sviluppo del BTE.

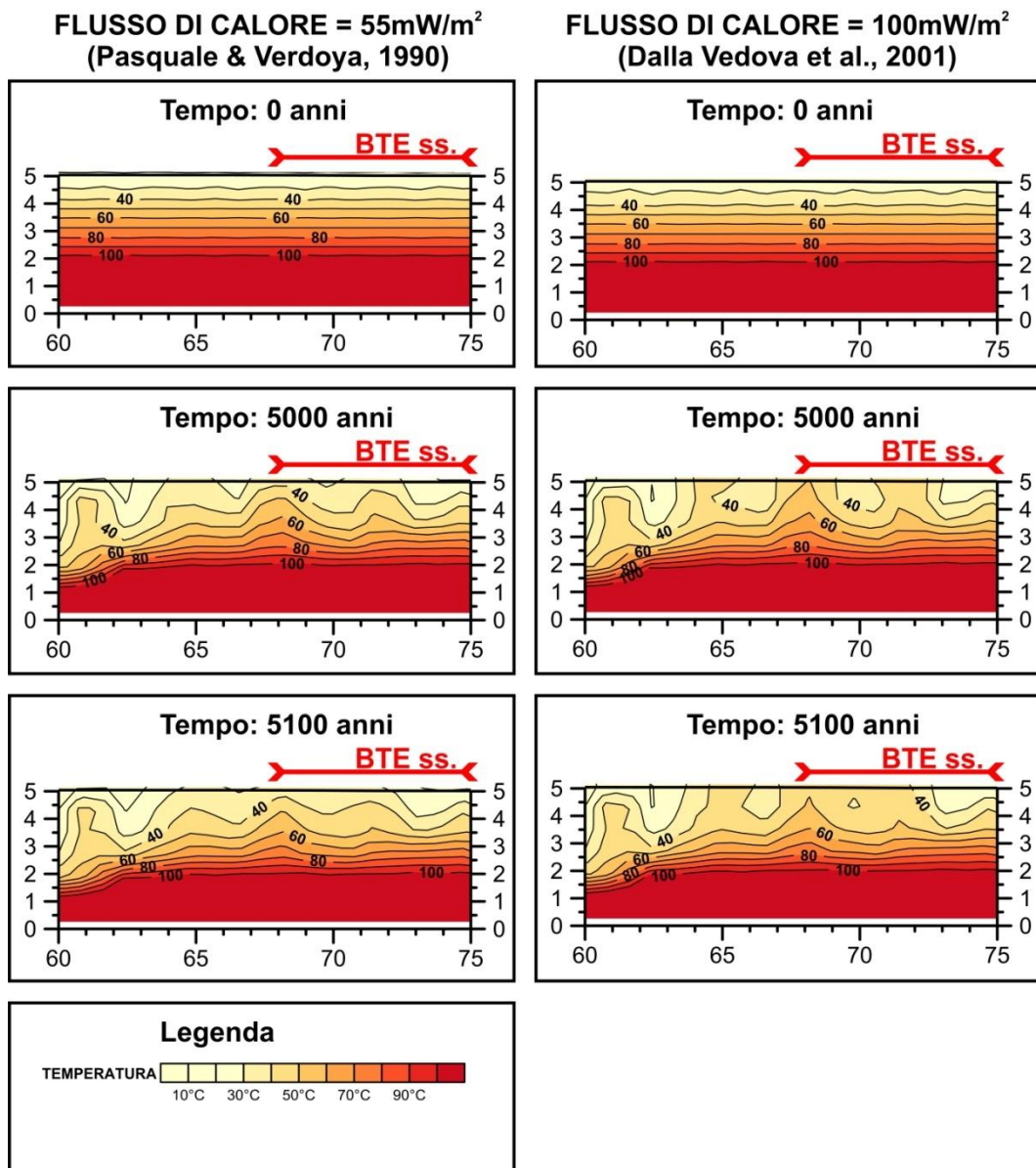


Fig. 4.19: confronto fra le temperature misurate nel sottosuolo del BTE ss. nel caso di una diversa condizione al contorno di flusso di calore basale. A sinistra, la temperatura che si sviluppa assegnando un flusso di 55 mW/m² (Pasquale & Verdoya, 1990); a destra, la temperatura che si sviluppa assegnando un flusso di 100 mW/m² (Della Vedova et al., 2001). Si nota solo un incremento della temperatura (nell'ordine di una decina di gradi centigradi) nel caso del flusso basale maggiore.

Inoltre sono state testate differenti configurazioni per quanto riguarda i punti di estrazione di fluidi nel sottosuolo del BTE ss. (i punti di estrazione sono localizzati sempre nella copertura quaternaria a una profondità di 100 m dal p.c.): 1 punto di estrazione ($Q = 17 \cdot 10^9$ Kg/anno), 2 punti di estrazione ($Q = 8.5 \cdot 10^9$ Kg/anno), 3 punti di estrazione ($Q = 5.6 \cdot 10^9$ Kg/anno) (Fig. 4.20a). L'analisi viene concentrata nel secondo periodo temporale di 100 anni e cioè quello in cui si è inteso modellare il flusso indotto dal pompaggio dei pozzi nel sottosuolo del BTE ss. Inizialmente la temperatura è uguale per tutte le configurazioni: 47°C per le coperture quaternarie, 54°C per le formazioni carbonatiche mesozoiche e 63°C per le formazioni dolomitiche del Trias Superiore. Considerazioni diverse vanno fatte per le singole formazioni per quanto riguarda lo sviluppo della temperatura ottenuto da queste simulazioni:

- **COPERTURE QUATERNARIE:** nel caso di 1 punto di estrazione, si nota un aumento della temperatura fino a 50°C ($t=5028$ anni) per poi rimanere costante. Per la situazione con 3 punti di estrazione, si nota un aumento limitato della temperatura fino a 47°C ($t=5030$ anni) per poi aumentare in modo deciso e raggiungere 57°C ($t=5100$ anni). Anche nel caso standard l'aumento di temperatura avviene in due fasi: una prima fino a 50°C ($t=5036$ anni) ed una seconda fino a 59°C ($t=5100$ anni).
- **FORMAZIONI CARBONATICHE MESOZOICHE:** in tutte e tre le situazioni si nota un aumento nullo fino a 5035. Successivamente, nel caso di 1 punto di estrazione, si nota un aumento della temperatura iniziale per poi rimanere costante e raggiungere 57°C a $t=5100$ anni. Per la situazione con 3 punti di estrazione, si nota un incremento analogo della temperatura fino a 57°C ma in questo caso l'incremento è più graduale e costante. Infine, nel caso standard, l'aumento di temperatura è leggermente maggiore e raggiunge 58°C a $t=5100$ anni.

- **FORMAZIONI DOLOMITICHE DEL TRIAS SUPERIORE:** la risalita delle isoterme in questo caso è abbastanza simile a quella registrata per le formazioni carbonatiche mesozoiche. In tutte e tre le situazioni si nota un aumento praticamente nullo fino a 5040 anni. Successivamente, nel caso di 1 punto di estrazione, si nota un aumento della temperatura costante fino a raggiungere 65°C alla fine del periodo di simulazione. Per la situazione con 3 punti di estrazione, si nota un decremento della temperatura di circa 1°C alla fine del tempo simulato. Nel caso standard, la situazione è intermedia fra le due presentate: l'incremento di temperatura è di circa 1°C rispetto all'inizio del periodo di simulazione cosicché la temperatura finale è di 64°C.

Analogamente sono state fatte tre simulazioni per quanto riguarda la posizione dei due punti di estrazione nel BTE ss. (Fig. 4.20b). La posizione è stata spostata dalle coperture quaternarie (modello standard), alle formazioni carbonatiche mesozoiche (profondità 700 m dal p.c.) ed infine nelle formazioni dolomitiche del Trias Sup. (profondità 1000 m dal p.c.). Per quanto riguarda le coperture quaternarie e le formazioni mesozoiche, si nota un incremento minore della temperatura aumentando la profondità dei punti di estrazione. In particolare le coperture quaternarie sono quelle che mostrano una diminuzione maggiore (circa 10°C) tra le varie simulazioni. L'approfondimento dei punti di estrazione causa una diminuzione dell'apporto di fluidi a temperatura maggiore da profondità elevate verso le formazioni superiori, diminuendo così la temperatura misurata. Lo sviluppo della temperatura nelle formazioni dolomitiche del Trias Sup. è invece influenzato molto meno dalla posizione dei punti di estrazione anzi si nota un incremento di 2°C nel caso in cui i punti di prelievo siano posti nella formazione stessa. La configurazione con due punti di estrazione nelle coperture quaternarie è perciò quella che in media permette una risalita migliore delle isoterme.

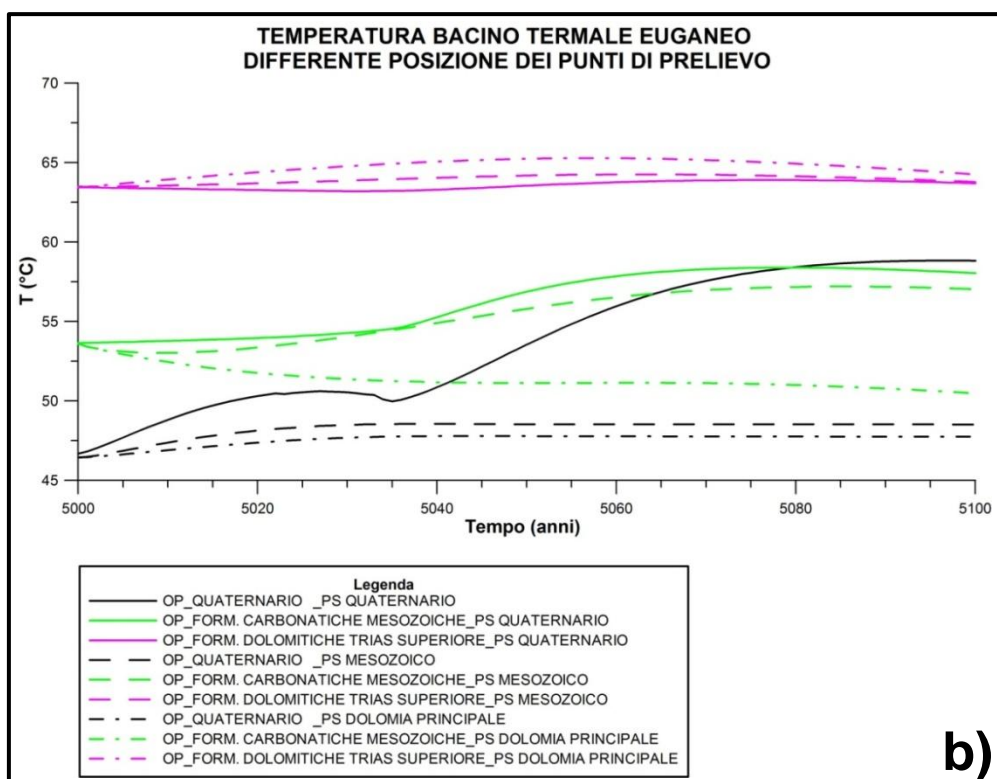
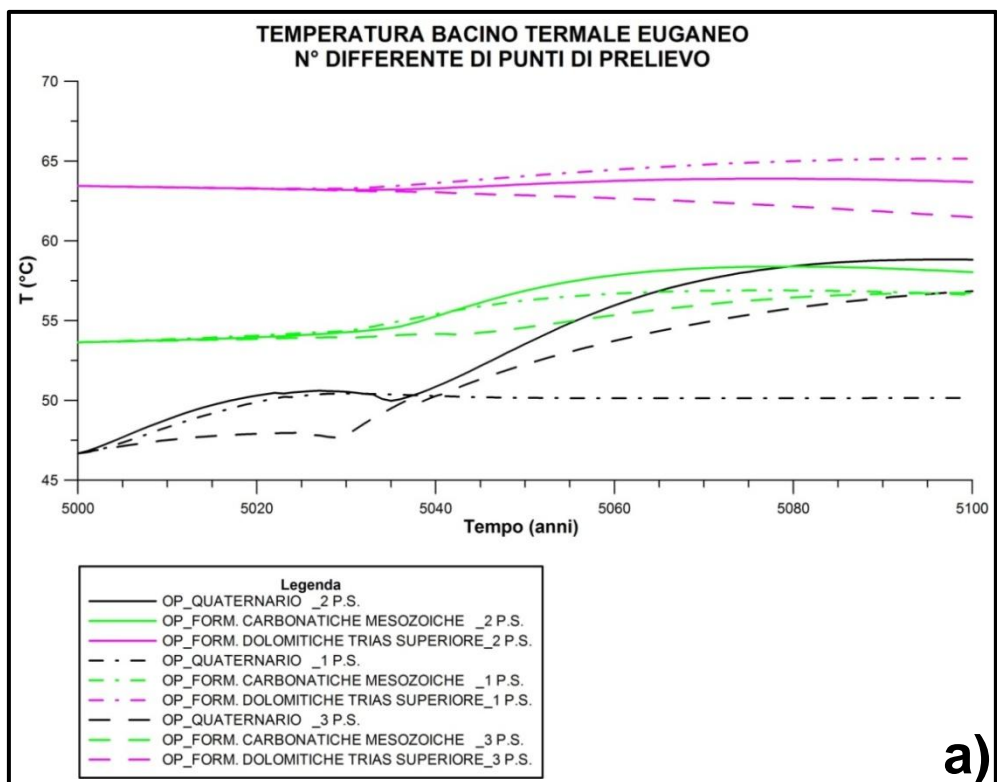


Fig. 4.20: temperatura puntuale registrata nel sottosuolo del BTE ss. nel caso di un diverso numero di punti di estrazione (a) e diversa profondità dei punti di estrazione.

L'analisi di sensitività del modello matematico è proseguita analizzando l'influenza che i parametri delle formazioni (porosità, permeabilità, conducibilità termica, calore specifico, densità, compressibilità) hanno sullo sviluppo della temperatura nel BTE. Hurwitz et al. (2003) affermano che la permeabilità e la conducibilità termica incidono maggiormente sullo sviluppo di un sistema termale. Perciò sono stati presi 5 valori per ogni formazione per questi due parametri in base ai valori riscontrati a seguito della ricerca bibliografica. È stato scelto di usare il valore minimo, il medio (già usato nella simulazione iniziale) e il massimo; inoltre sono stati presi dei valori intermedi fra minimo e medio e fra massimo e medio. Dall'analisi è stata esclusa la conducibilità termica delle coperture quaternarie (perché non presenta variazioni sensibili) e il basamento cristallino pre-Permiano. In seguito è stato fatto girare il software variando un singolo parametro e mantenendo gli altri costanti.

I risultati ottenuti sono stati confrontati con la simulazione iniziale ed in particolare è stata analizzata la variazione della temperatura puntuale misurata nelle formazioni del BTE ss. (per la localizzazione dei punti si rimanda al paragrafo introduttivo sul modello matematico). Di seguito vengono riportate delle tabelle riassuntive per le singole formazioni (Tab. 4.6) mentre i grafici sono riportati nell'appendice 3.

	TEMPO (anni)	COPERTURE QUATERNARIE (T in °C)		
		PERMEABILITA' (darcy)		
		5	13.5	52
COPERTURE QUATERNARIE	2500	18.0	18.0	18.0
	5000	41.8	46.7	48.6
	5100	58.4	58.8	43.8
FORMAZIONI CARBONATICHE MESOZOICHE	2500	33.2	33.2	33.2
	5000	52.2	53.6	53.8
	5100	57.8	58.0	55.5
FORMAZIONI DOLOMITICHE DEL TRIAS SUP.	2500	60.6	60.6	60.6
	5000	64.8	63.5	62.7
	5100	64.7	63.7	61.7

	TEMPO (anni)	FORMAZIONI CARBONATICHE MESOZOICHE (T in °C)					
		PERMEABILITA' (darcy)			COND. TERMICA (mW/m ²)		
		5*10 ⁻³	0.312	0.624	2.1	2.88	4.6
COPERTURE QUATERNARIE	2500	18.1	18.0	18.8	17.7	18.0	18.5
	5000	21.1	46.7	53.0	48.6	46.7	41.8
	5100	21.2	58.8	52.9	59.7	58.8	55.8
FORMAZIONI CARBONATICHE MESOZOICHE	2500	33.5	33.2	34.1	32.7	33.2	33.9
	5000	35.9	53.6	55.6	54.7	53.6	50.2
	5100	36.0	58.0	52.1	58.8	58.0	55.2
FORMAZIONI DOLOMITICHE DEL TRIAS SUP.	2500	60.7	60.6	60.9	60.8	60.6	60.4
	5000	60.3	63.5	61.9	63.0	63.5	63.8
	5100	60.3	63.7	59.1	63.1	63.7	64.5

	TEMPO (anni)	FORMAZIONI DOLOMITICHE DEL TRIAS SUP. (T in °C)					
		PERMEABILITA' (darcy)			COND. TERMICA (mW/m ²)		
		9*10 ⁻⁴	0.312	0.624	3.1	4.6	6
COPERTURE QUATERNARIE	2500	18.0	18.0	18.1	17.9	18.0	18.1
	5000	21.1	46.7	54.4	38.9	46.7	46.8
	5100	21.2	58.8	49.9	58.7	58.8	56.9
FORMAZIONI CARBONATICHE MESOZOICHE	2500	33.4	33.2	33.2	32.4	33.2	33.7
	5000	36.0	53.6	47.0	50.9	53.6	49.2
	5100	36.1	58.0	49.1	58.2	58.0	56.3
FORMAZIONI DOLOMITICHE DEL TRIAS SUP.	2500	60.7	60.6	60.8	61.6	60.6	59.8
	5000	60.5	63.5	38.8	68.0	63.5	59.0
	5100	60.5	63.7	43.0	68.1	63.7	60.3

	TEMPO (anni)	FORM. VULCANO-CLASTICHE TRIAS MEDIO (T in °C)					
		PERMEABILITA' (darcy)			COND. TERMICA (mW/m ²)		
		3.12*10 ⁻⁵	0.156	0.624	2	2.73	3.4
COPERTURE QUATERNARIE	2500	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0
	5000	27.2	46.7	53.4	45.3	46.7	46.8
	5100	48.7	58.8	49.7	57.9	58.8	58.4
FORMAZIONI CARBONATICHE MESOZOICHE	2500	33.4	33.2	32.2	33.3	33.2	33.2
	5000	40.7	53.6	42.0	53.7	53.6	50.4
	5100	48.7	58.0	49.4	57.4	58.0	57.8
FORMAZIONI DOLOMITICHE DEL TRIAS SUP.	2500	60.7	60.6	59.7	59.9	60.6	61.1
	5000	60.5	63.5	41.9	65.6	63.5	61.0
	5100	59.8	63.7	44.4	66.1	63.7	61.7

	TEMPO (anni)	FORM. CLASTICHE-EVAPORITICHE TRIAS INF.- PERMIANO (T in °C)					
		PERMEABILITA' (darcy)			COND. TERMICA (mW/m ²)		
		4.16*10 ⁻⁸	8.84*10 ⁻⁴	1.77*10 ⁻³	1.4	3	4.72
COPERTURE QUATERNARIE	2500	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0
	5000	44.8	46.7	47.1	40.2	46.7	44.5
	5100	58.2	58.8	58.9	54.7	58.8	47.7
FORMAZIONI CARBONATICHE MESOZOICHE	2500	33.2	33.2	33.2	33.0	33.2	33.3
	5000	52.8	53.6	53.7	43.0	53.6	54.6
	5100	57.5	58.0	58.1	54.6	58.0	57.3
FORMAZIONI DOLOMITICHE DEL TRIAS SUP.	2500	60.6	60.6	60.6	60.3	60.6	60.8
	5000	64.0	63.5	63.4	53.5	63.5	68.8
	5100	64.3	63.7	63.7	55.7	63.7	69.4

Tab. 4.6 (a partire dalla pagina precedente): tabella riassuntiva della temperatura puntuale (°C) misurata nelle formazioni del BTE ss. al variare della permeabilità e della conducibilità termica delle formazioni in differenti step temporali delle simulazioni. I grafici relativi alle tabelle vengono riportati nell'appendice 3.

Per quanto riguarda la permeabilità, in generale si può affermare che il valore medio usato nella simulazione iniziale è quello che permette una risalita migliore delle isoterme nel sottosuolo del BTE ss.. Talvolta, per una singola formazione, la temperatura è maggiore nel caso di una permeabilità più elevata rispetto alla media ma, se si osserva la temperatura nella totalità dell'acquifero termale, il valore medio risulta essere il più adeguato. Ad esempio, analizzando in dettaglio il caso del valore più alto (K = 0.624 darcy)

della permeabilità delle formazioni dolomitiche del Trias Sup. contro quello medio ($K = 0.312$ darcy), si misura nelle coperture quaternarie una temperatura di 54.4°C per il valore massimo contro 46.7°C per quello medio ($t=5000$ anni). Negli stessi casi, si misura nelle formazioni dolomitiche del Trias superiore una temperatura di 43°C per il valore massimo contro 63.7°C per il valore medio. Questo accade poiché una permeabilità elevata causa un'omogeneizzazione più rapida della temperatura registrando talvolta anche l'inversione delle temperature con le formazioni superficiali. Al contrario una permeabilità delle formazioni troppo bassa non favorisce lo sviluppo di un flusso di fluidi termali e delle celle convettive che, come già evidenziato, favoriscono la risalita delle isoterme.

Per quanto riguarda la conducibilità termica, si è osservato che la temperatura maggiore si sviluppa nel caso in cui le formazioni costituenti l'acquifero termale (formazioni carbonatiche mesozoiche, formazioni dolomitiche del Trias superiore) e le formazioni vulcano-clastiche del Trias medio abbiano una conducibilità termica bassa mentre le formazioni sottostanti (formazioni clastiche-evaporitiche del Trias inferiore-Permiano e in analogia anche il basamento cristallino pre-Permiano) abbiano una conducibilità termica elevata. Ricordando che da un punto di vista fisico la conducibilità termica indica la capacità di un corpo di farsi attraversare dal calore, si può facilmente intuire come una conducibilità termica elevata delle formazioni al di sotto dell'acquifero termale favorisca un aumento della temperatura nelle formazioni soprastanti che "ricevono" il flusso di calore. Al contrario valori bassi di conducibilità termica dell'acquifero termale "bloccano" il flusso di calore in uscita permettendo il mantenimento nel tempo di una temperatura maggiore.

Alla luce delle considerazioni effettuate riguardo l'influenza dei valori dei parametri delle formazioni sullo sviluppo della temperatura nel sottosuolo del BTE ss., sono stati scelti i valori che maggiormente favoriscono la risalita delle isoterme (Tab. 4.7).

<p>Coperture quaternarie</p> <p>Porosità 0.3 -</p> <p>Permeabilità 13.5 darcy</p> <p>Cond. termica 1.35 W/m*K</p> <p>Calore specifico 860 J/Kg*K</p> <p>Densità 2500 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 2.00E-08 Pa^-1</p>	<p>Formazioni marnose oligoceniche-mioceniche</p> <p>Porosità 0.15 -</p> <p>Permeabilità 0.31 darcy</p> <p>Cond. termica 2.77 W/m*K</p> <p>Calore specifico 860 J/Kg*K</p> <p>Densità 2550 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 1.41E-08 Pa^-1</p>	<p>Rocce magmatiche paleogeniche</p> <p>Porosità 0.19 -</p> <p>Permeabilità 3.12 darcy</p> <p>Cond. termica 1.85 W/m*K</p> <p>Calore specifico 825 J/Kg*K</p> <p>Densità 2900 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 5E-10 Pa^-1</p>
<p>Formazioni carbonatiche paleoceniche-eoceniche</p> <p>Porosità 0.15 -</p> <p>Permeabilità 0.312 darcy</p> <p>Cond. termica 2.68 W/m*K</p> <p>Calore specifico 845 J/Kg*K</p> <p>Densità 2620 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 1.41E-08 Pa^-1</p>	<p>Formazioni carbonatiche mesozoiche</p> <p>Porosità 0.15 -</p> <p>Permeabilità 0.312 darcy</p> <p>Cond. termica 2.1 W/m*K</p> <p>Calore specifico 845 J/Kg*K</p> <p>Densità 2620 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 1.50E-08 Pa^-1</p>	<p>Formazioni dolomitiche del Trias Sup.</p> <p>Porosità 0.12 -</p> <p>Permeabilità 0.312 darcy</p> <p>Cond. termica 3.1 W/m*K</p> <p>Calore specifico 920 J/Kg*K</p> <p>Densità 2830 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 1.10E-08 Pa^-1</p>
<p>Formazioni vulcano - clastiche del Trias medio</p> <p>Porosità 0.11 -</p> <p>Permeabilità 0.156 darcy</p> <p>Cond. termica 2 W/m*K</p> <p>Calore specifico 810 J/Kg*K</p> <p>Densità 2100 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 5.00E-08 Pa^-1</p>	<p>Formazioni clastico - evaporitiche del Trias inf. - Permiano</p> <p>Porosità 0.02 -</p> <p>Permeabilità 8.84E-04 darcy</p> <p>Cond. termica 4.72 W/m*K</p> <p>Calore specifico 885 J/Kg*K</p> <p>Densità 2350 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 1.32E-08 Pa^-1</p>	<p>Basamento cristallino pre-Permiano</p> <p>Porosità 0.04 -</p> <p>Permeabilità 3.12E-09 darcy</p> <p>Cond. termica 3.25 W/m*K</p> <p>Calore specifico 870 J/Kg*K</p> <p>Densità 2760 Kg/m^3</p> <p>Compressibilità 1.64E-08 Pa^-1</p>

Tab. 4.7: parametri delle formazioni coinvolte nel modello matematico che maggiormente influenzano lo sviluppo della temperatura.

I valori di permeabilità e conducibilità termica ottimali per ogni formazione coinvolta nel BTE sono stati testati globalmente in una nuova simulazione. Questa simulazione è caratterizzata da una permeabilità isotropa e da un flusso di calore maggiore e pari a 100 mW/m^2 (Della Vedova et al., 2001). Inoltre la stessa configurazione è stata usata per un'altra simulazione caratterizzata da una permeabilità per le formazioni dell'acquifero termale principale (formazioni carbonatiche mesozoiche e formazioni dolomitiche del Trias superiore) di 0.13 darcy, cioè la permeabilità calcolata dalla trasmissività misurata nell'acquifero termale (Fabbri, 1997). In queste simulazioni si è deciso di aumentare il periodo simulato ($t_1 = 15000$ anni + $t_2 = 100$ anni) poiché si è osservato che il tempo di 5100 anni non era sufficiente a permettere una risalita omogenea delle isoterme nel BTE ss. come evidenziato dalla temperatura misurata puntualmente in Fig. 4.21. Questa situazione, nel primo caso, è probabilmente collegata ad effetti della conducibilità termica che causano un moto più turbolento e una risalita più localizzata (come si nota in Fig. 4.22) delle isoterme, impiegando perciò un tempo maggiore per formare una temperatura omogenea nel bacino termale euganeo in senso stretto (BTE ss.). Nel secondo caso invece è imputabile sicuramente a una permeabilità minore.

Le osservazioni effettuate per ogni modello vengono riportate di seguito:

- SIMULAZIONE CON PERMEABILITA' E CONDUCEBILITA' TERMICA DALL'ANALISI SUI PARAMETRI: la temperatura misurata puntualmente nel BTE ss. (Fig. 4.21; linea tratteggiata) è caratterizzata da due diversi periodi di variazione: un primo (a circa 5000 anni) in cui si nota un aumento della temperatura per le coperture quaternarie (da 21°C a 51°C), un aumento della temperatura nelle formazioni carbonatiche mesozoiche (da 34°C a 46°C) e una diminuzione della temperatura nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore (da 61°C a 36°C); un

secondo periodo da 7000 anni fino alla fine del periodo simulato in cui la temperatura ha un costante aumento fino a diventare all'incirca omogenea per tutto l'acquifero termale e raggiungere 56°C. Osservando la temperatura a scala di tutto il BTE ss. (Fig. 4.22) si nota che la risalita delle isoterme è molto disomogenea (t=5000 anni) e nelle fasi finali del modello la zona a temperatura più elevata (maggiore di 50°C) è molto localizzata. Questo è imputabile al fatto che si formano celle convettive più ampie che permettono un flusso di acque fredde superficiali molto più elevato senza essere bilanciato da un flusso di calore adeguato a un riscaldamento delle acque stesse. Per quanto riguarda il flusso di massa, come già detto in precedenza, la presenza delle celle convettive non permette di analizzare in termini di direzione preferenziale di flusso il moto dei fluidi termali. Risulta chiaro però che il flusso rimane all'incirca costante per tutto il periodo simulato (Tab. 4.8) ed è maggiore di circa 1-2 ordini di grandezza rispetto al flusso riscontrato nel modello iniziale soprattutto per effetto della conducibilità termica (a t=5000 anni, circa $4 \cdot 10^{-8}$ g/(s*cm²) nel modello iniziale contro circa $1.5 \cdot 10^{-6}$ g/(s*cm²) in questo modello per l'acquifero termale).

- **SIMULAZIONE CON PERMEABILITA' CALCOLATA DALLA TRASMISSIVITA':** la temperatura misurata puntualmente nel BTE ss. (Fig. 4.21; linea continua) è caratterizzata da un singolo periodo di risalita della temperatura, dopo il quale non si registrano variazioni significative se si esclude una diminuzione di 10°C nella temperatura delle formazioni dolomitiche del Trias Superiore. Alla fine del periodo simulato le formazioni costituenti l'acquifero termale hanno tutte la stessa temperatura di circa 57°C. Per quanto riguarda la risalita delle isoterme alla scala globale del BTE ss. (Fig. 4.22), si nota che essa avviene principalmente dopo 5000

anni ma soprattutto in maniera molto più omogenea che nel caso precedentemente analizzato (a tale proposito si osservino le aree sottese dalle isoterme 40°C e 50°C nell'uno e nell'altro caso; Fig. 4.22). Questo è imputabile al fatto che si sviluppano celle convettive di dimensioni minori rispetto alle simulazioni precedenti a causa della permeabilità minore delle formazioni dell'acquifero termale principale. Nonostante la diminuzione della permeabilità non si notano significative diminuzioni per quanto riguarda il flusso di massa di fluidi termali (Tab. 4.9) rispetto alla simulazione calcolata utilizzando una permeabilità maggiore e rimanendo comunque più elevato di 1 ordine di grandezza rispetto al modello iniziale (a t=5000 anni, circa $4 \cdot 10^{-8}$ g/(s*cm²) nella simulazione iniziale contro circa $4 \cdot 10^{-7}$ g/(s*cm²) in questa simulazione per l'acquifero termale).

In conclusione si è osservato come l'utilizzo di valori mirati di conducibilità termica e permeabilità porti a un incremento della temperatura minore rispetto a quello che si poteva prevedere, anzi tende a rendere più caotico il flusso nel BTE ss. con una conseguente disomogeneità nella risalita delle isoterme. L'uso di una permeabilità minore (ricavata dalla trasmissività) ha permesso invece di ottenere temperature leggermente più elevate rispetto al caso precedente, anche grazie allo sviluppo di celle convettive di dimensione inferiore. Il flusso di massa risulta essere maggiore di 1 -2 ordini di grandezza rispetto a quello della simulazione iniziale e ciò sicuramente favorisce un flusso di fluidi maggiore nel BTE ss. In ogni caso la temperatura massima misurata nel BTE ss. (minore di 60°C) non raggiunge ancora la temperatura reale di 70-80°C misurata nei pozzi termali. Per questo motivo si è deciso di variare l'anisotropia di permeabilità, diminuendo volutamente il flusso, per favorire invece lo sviluppo della temperatura.

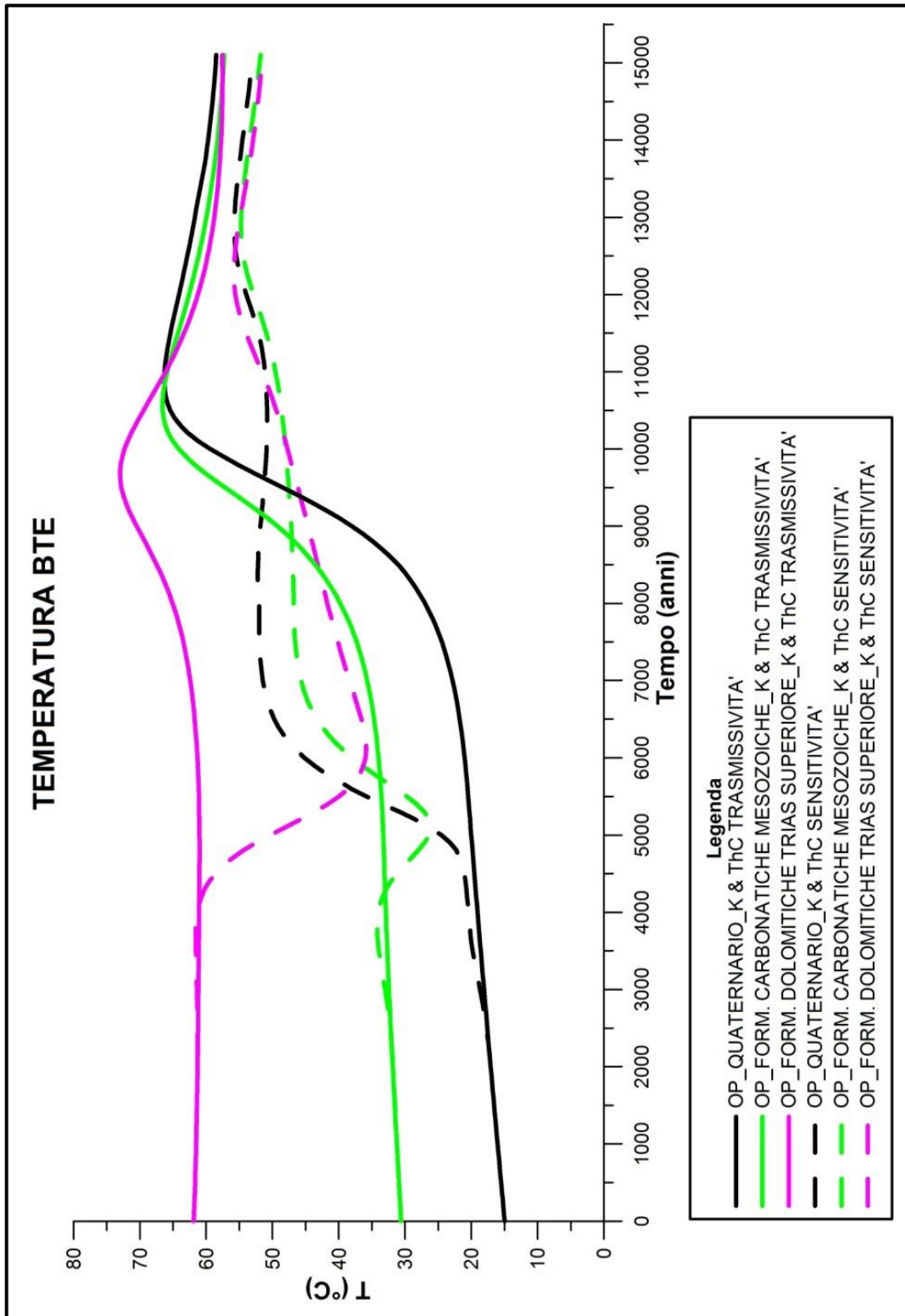


Fig. 4.21: temperatura misurata puntualmente nelle formazioni del BTE ss. Vengono riportate le simulazioni caratterizzate da: permeabilità e conducibilità termica ottimali e permeabilità calcolata dalla trasmissività dei pozzi del BTE ss. Il secondo caso risulta essere quello che favorisce maggiormente la risalita delle isoterme.

PERMEABILITA' & COND. TERMICA DOPO ANALISI SUI PARAMETRI

PERMEABILITA' CALCOLATA DALLA TRASMISSIVITA'

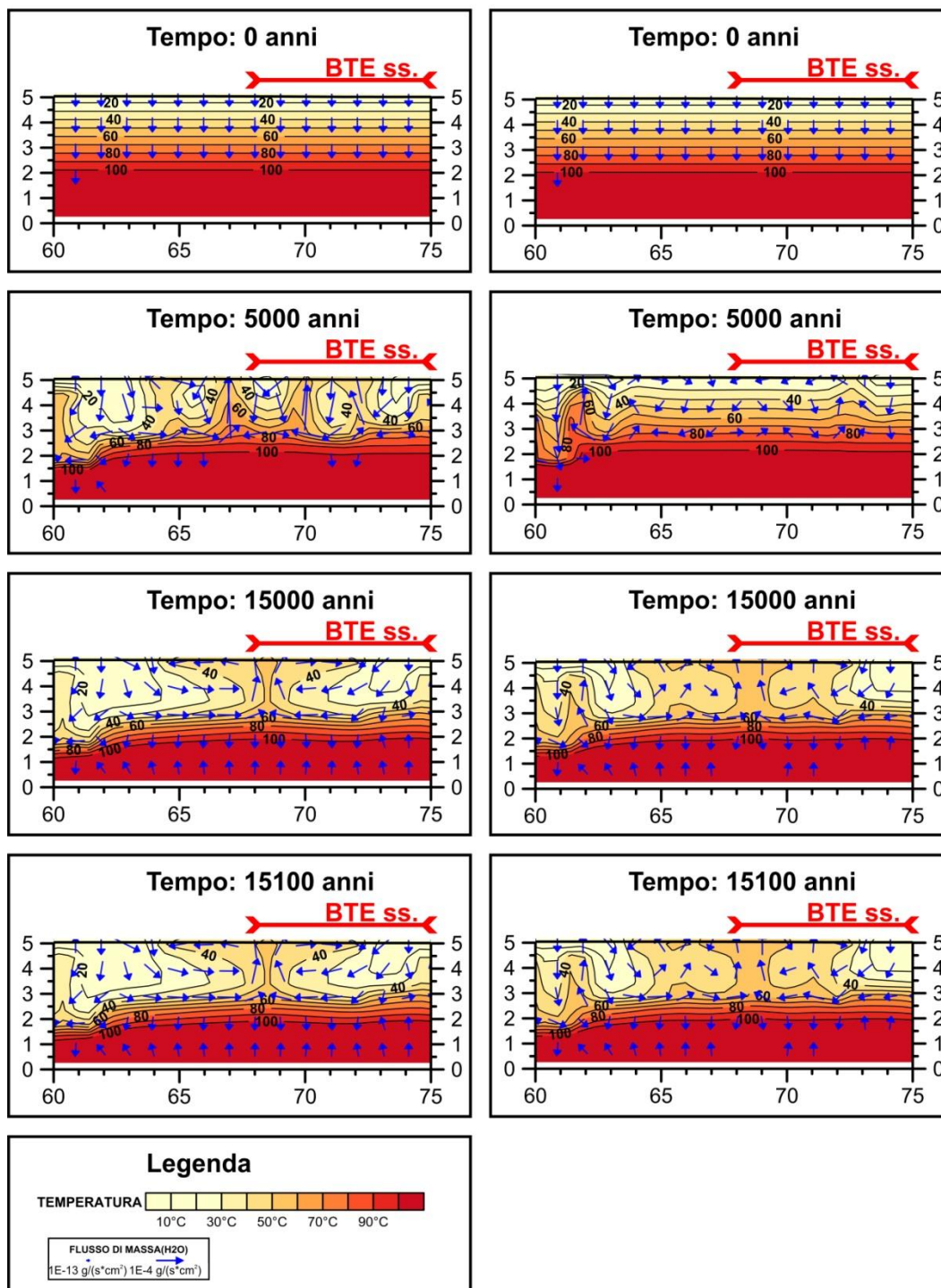


Fig. 4.22: temperatura a scala del BTE ss. ottenuta utilizzando i valori ottimali di permeabilità e conducibilità termica (a sinistra) e la permeabilità calcolata dalla trasmissività (a destra). L'utilizzo dei valori ottimali di permeabilità combinati con i valori ottimali di conducibilità termica causano un flusso più caotico nel sottosuolo del BTE ss. rendendo la temperatura molto più disomogenea rispetto al caso con permeabilità minore (da trasmissività).

K & ThC DELLE ROCCE DOPO L'ANALISI SUI PARAMETRI				
FLUSSO DI MASSA MEDIO ACQUIFERO TERMALE (BTE ss.)				
Z (Km da base del modello)	Tempo (anni)	Flusso di massa_X (g/(s*cm ²))	Flusso di massa_Z (g/(s*cm ²))	Modulo del flusso di massa (g/(s*cm ²))
3.39	0	0.00	-8.16E-08	8.16E-08
3.91	0	0.00	-1.03E-07	1.03E-07
4.43	0	0.00	-1.58E-07	1.58E-07
4.95	0	0.00	-2.09E-07	2.09E-07
3.39	5000	-4.74E-08	3.65E-10	1.28E-06
3.91	5000	-6.59E-08	-1.17E-08	1.47E-06
4.43	5000	2.95E-09	-1.51E-08	1.66E-06
4.95	5000	7.29E-09	-1.47E-08	2.01E-06
3.39	10000	-1.68E-08	3.15E-08	8.47E-07
3.91	10000	-1.97E-08	3.15E-08	7.67E-07
4.43	10000	2.96E-09	2.98E-08	7.06E-07
4.95	10000	8.47E-09	2.83E-08	8.27E-07
3.39	15000	-1.02E-08	2.92E-08	7.27E-07
3.91	15000	-1.43E-08	3.16E-08	6.65E-07
4.43	15000	1.62E-09	3.06E-08	6.07E-07
4.95	15000	8.77E-09	2.90E-08	7.64E-07
3.39	15050	-1.01E-08	2.91E-08	7.25E-07
3.91	15050	-1.42E-08	3.16E-08	6.63E-07
4.43	15050	1.62E-09	3.06E-08	6.05E-07
4.95	15050	8.72E-09	2.90E-08	7.62E-07
3.39	15100	-9.97E-09	2.91E-08	7.24E-07
3.91	15100	-1.41E-08	3.16E-08	6.61E-07
4.43	15100	1.62E-09	3.07E-08	6.04E-07
4.95	15100	8.66E-09	2.90E-08	7.59E-07

Tab. 4.8: valori medi del vettore di flusso di massa di fluidi termali nell'acquifero termale del BTE ss. Il modulo del flusso di massa è maggiore di 1-2 ordini di grandezza rispetto al modello calcolato utilizzando i valori medi dei parametri. Le quote (Z) corrispondono alle seguenti formazioni: 4.95 copertura quaternaria, 4.43 formazioni carbonatiche mesozoiche, 3.91-3.39 formazioni dolomitiche del Trias Sup.

K DELL'ACQUIFERO TERMALE CALCOLATA DALLA TRASMISSIVITA'				
FLUSSO DI MASSA MEDIO ACQUIFERO TERMALE (BTE ss.)				
Z (Km da base del modello)	Tempo (anni)	Flusso di massa_X (g/(s*cm ²))	Flusso di massa_Z (g/(s*cm ²))	Modulo del flusso di massa (g/(s*cm ²))
3.39	0	0.00	-4.26E-08	4.26E-08
3.91	0	0.00	-4.48E-08	4.48E-08
4.43	0	0.00	-6.63E-08	6.63E-08
4.95	0	0.00	-8.84E-08	8.84E-08
3.39	5000	-3.44E-08	-9.88E-08	4.95E-07
3.91	5000	-6.40E-09	-8.11E-08	4.40E-07
4.43	5000	-2.74E-09	-6.61E-08	3.68E-07
4.95	5000	-1.58E-10	-6.21E-08	4.06E-07
3.39	10000	-6.37E-08	-4.93E-08	7.41E-07
3.91	10000	-2.67E-08	-5.52E-08	7.68E-07
4.43	10000	-5.86E-09	-5.36E-08	8.15E-07
4.95	10000	3.60E-09	-5.11E-08	1.09E-06
3.39	15000	-5.29E-08	1.70E-09	4.85E-07
3.91	15000	-1.45E-08	-3.46E-09	4.40E-07
4.43	15000	-1.03E-09	-3.62E-09	4.03E-07
4.95	15000	-8.43E-10	-2.52E-09	4.05E-07
3.39	15050	-5.29E-08	2.12E-09	4.84E-07
3.91	15050	-1.45E-08	-3.08E-09	4.39E-07
4.43	15050	-1.05E-09	-3.27E-09	4.02E-07
4.95	15050	-1.11E-09	-2.19E-09	4.03E-07
3.39	15100	-5.29E-08	2.55E-09	4.84E-07
3.91	15100	-1.45E-08	-2.70E-09	4.38E-07
4.43	15100	-1.07E-09	-2.91E-09	4.01E-07
4.95	15100	-1.37E-09	-1.85E-09	4.02E-07

Tab. 4.9: : valori medi del vettore di flusso di massa di fluidi termali nell'acquifero termale del BTE ss. Anche in questo caso il modulo del flusso di massa è maggiore di 1 ordine di grandezza rispetto al modello calcolato utilizzando i valori medi nonostante la permeabilità per le formazioni carbonatiche mesozoiche e le formazioni dolomitiche del Trias Sup. sia inferiore. Le quote (Z) sono analoghe a quelle riportate in Tab. 4.8.

A seguito delle analisi di sensitività fino qui evidenziate, si è proceduto ad un ulteriore raffinamento delle caratteristiche del modello andando in questo caso ad agire sull'anisotropia di permeabilità da imporre alle formazioni. L'utilizzo di differenti valori di permeabilità è già stato testato effettuando un'analisi dettagliata a riguardo e quindi non si è ritenuto opportuno raffinare ulteriormente questo aspetto dato che lo scopo di questo modello è principalmente esplorativo. Si è preferito invece imporre un'anisotropia di permeabilità alle formazioni, testando come questa situazione influisca sullo sviluppo del flusso e della temperatura nel BTE. E' già stato evidenziato nel confronto fra la simulazione effettuata con permeabilità "ottimale" e con permeabilità calcolata dalla trasmissività (minore rispetto alla precedente) che la diminuzione di permeabilità favorisce una risalita più omogenea delle isoterme a fronte di una piccola diminuzione del flusso. Perciò ci si aspetta che, inserendo un'anisotropia di permeabilità, il flusso diminuisca favorendo però la risalita delle isoterme nel sottosuolo del BTE ss. e permettendo di raggiungere una temperatura che approssima maggiormente a quella reale. L'utilizzo di una permeabilità anisotropa non è in contrasto con la scelta iniziale di usare una permeabilità isotropa. Infatti non si ha nessuna indicazione riguardo all'anisotropia iniziale della roccia e nonostante la fratturazione delle rocce serbatoio, collegata al SVFS, possa incrementare la permeabilità verticale, quest'ultima potrebbe essere ancora minore rispetto a quella orizzontale. Inoltre, nell'ottica di un mezzo poroso-equivalente, la spaziatura fra le fratture potrebbe influenzare l'anisotropia di permeabilità a parità di anisotropia delle roccia integra ma, alla luce delle conoscenze attuali, questi fattori sono difficilmente stimabili.

E' stata impostata un'anisotropia di permeabilità $K_z/K_x = 0.1$ (permeabilità verticale ridotta di un ordine di grandezza rispetto a quella orizzontale) e sono stati utilizzati i valori di permeabilità calcolati dalla trasmissività per le formazioni dell'acquifero termale e i valori di conducibilità termica ottimali ottenuti dall'analisi sui parametri e riportati in Tab. 4.7 (conducibilità termica bassa per le formazioni dell'acquifero termale e conducibilità termica alta per le formazioni sottostanti). Le condizioni al

contorno imposte alla simulazione sono analoghe a quelle della simulazione precedente (analoghe a quelle iniziali fatta eccezione per il flusso di calore basale maggiore; Della Vedova et al, 2001). L'utilizzo di un'anisotropia di permeabilità si riflette in primo luogo su un aumento del periodo da simulare per permettere la risalita delle isoterme nel BTE: simulando un tempo di 15100 anni con questa configurazione della permeabilità si ha una variazione di temperatura di solo qualche grado centigrado (Fig. 4.23). Per questo motivo il tempo simulato è di 55100 anni ($t_1 = 55000$ anni + $t_2 = 100$ anni) poiché si è visto essere un tempo ragionevole per ottenere una risalita stabile delle isoterme e di instaurare un flusso quasi-stazionario su tutto il modello. Il secondo periodo da simulare è stato mantenuto costante poiché esso vuole simulare il pompaggio dei fluidi termali nel BTE ss. dell'ultimo secolo e quindi è invariante rispetto alla permeabilità.

Inizialmente viene analizzata la parte del modello matematico relativa al BTE ss. Al tempo 0 la temperatura è pari a 15°C nelle coperture quaternarie, per passare a 31°C nelle formazioni carbonatiche mesozoiche e a 62°C nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore, fino ad arrivare a 145°C nel basamento cristallino pre-Permiano. Con lo svilupparsi del flusso dei fluidi termali, si nota un incremento costante della temperatura misurata puntualmente (si ricorda a tal proposito la profondità dei punti di misura: copertura quaternaria (linea nera) profondità = 100 m dal p.c., formazioni carbonatiche mesozoiche (linea verde) profondità = 650 m dal p.c., formazioni dolomitiche del Trias Sup. (linea rosa) profondità = 1600 m dal p.c.) fino a raggiungere un massimo a circa 35000-40000 anni (Fig. 4.23). L'incremento interessa principalmente le coperture quaternarie e le formazioni carbonatiche mesozoiche: nelle prime si riscontra un incremento di 47°C (62°C a $t=40000$ anni) mentre nelle seconda si riscontra un incremento di 36°C (67°C a $t=40000$ anni). Nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore invece l'incremento è minore e pari a 17°C (79°C a $t=40000$ anni). Successivamente si ha una flessione per quanto riguarda la temperatura nelle formazioni dolomitiche del Trias Superiore la quale si attesta a 65°C alla fine del tempo simulato. Analogamente si registra per le

formazioni carbonatiche mesozoiche: dopo un breve periodo di aumento, fino a raggiungere un massimo di 70°C a 45000 anni, la temperatura diminuisce di qualche grado centigrado e raggiunge il valore di 65°C. Nelle coperture quaternarie invece la temperatura è caratterizzata da un aumento costante fino a raggiungere 71°C alla fine del tempo simulato. Questo fenomeno di inversione può essere spiegato analizzando la Fig. 4.24 che riporta lo sviluppo dell'anomalia di temperatura a scala maggiore nel BTE ss. Si nota infatti che la risalita delle isoterme a 25000 anni è pressoché omogenea in tutta l'area analizzata seppur debole. A 40000 anni, la risalita delle isoterme prosegue (a tale proposito si osservi la posizione della isoterma 60°C e 70°C in relazione all'immagine relativa a t=25000 anni) ma non avviene in modo omogeneo come accadeva in precedenza. Si forma infatti un "plume" a temperatura maggiore di 80°C nella parte più a nord della *relay zone* con la temperatura che torna progressivamente a una situazione normale spostandosi a Sud. Questa zona di risalita si sposta poi verso Sud attestandosi in modo stabile nella parte mediana della *relay zone* ma non raggiungendo completamente l'area del bacino termale euganeo in senso stretto (BTE ss.). I punti in cui è stata misurata la temperatura si trovano nella parte esterna del "plume di temperatura" e quindi non registrano completamente questa risalita. Le coperture quaternarie invece, caratterizzate da una permeabilità maggiore, permettono un'espansione laterale del plume (rilevabile bene in Fig. 4.24 dove si nota che il plume nella parte superiore assume una forma allungata orizzontalmente) e quindi la temperatura misurata puntualmente nel BTE ss. in questa formazione risulterà maggiore. Essendo questo un modello a scala regionale è difficile localizzare in maniera esatta l'anomalia di temperatura al di sotto del BTE ss. anche perchè non si è tenuto conto delle anisotropie locali collegate alla messa in posto nella successione stratigrafica dei corpi magmatici (trachiti, rioliti, ecc..) rilevate nel sottosuolo di Abano e Montegrotto che favoriscono la risalita veloce dei fluidi termali. In ogni caso la temperatura massima registrata è maggiore di almeno 20°C rispetto alla simulazione illustrata precedentemente e raggiunge un massimo di 85-87°C nella parte centrale

del plume in prossimità della superficie ($t=55000$ anni). Il valore ottenuto è perciò comparabile con la temperatura di $70-80^{\circ}\text{C}$ misurata nei pozzi termali del BTE ss.

Per quanto riguarda il flusso di massa di fluidi termali nell'acquifero termale (Tab. 4.10), si nota un incremento costante modulo medio del vettore da $6.05 \cdot 10^{-9} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ ($t=0$ anni) a $3.16 \cdot 10^{-7} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ ($t=40000$ anni). Successivamente il flusso resta all'incirca costante e solo la variazione indotta dal pompaggio nel secondo periodo temporale causa un ulteriore incremento del modulo stesso (Tab. 4.10). Inoltre si può osservare, sia dal rapporto fra la componente X e la componente Z maggiore di 1 (F_{Mx}/F_{Mz} ; Tab. 4.10) sia dalle immagini relative alla direzione del vettore (Fig. 4.24), che a partire da 40000 anni il flusso orizzontale risulta essere preponderante rispetto a quello verticale. Ciò si riflette sicuramente sulla distribuzione delle temperature e sulla forma del plume a temperatura maggiore che diventa progressivamente più localizzato. La copertura quaternaria risulta invece essere sempre interessata da un flusso verticale maggiore poiché risente maggiormente dell'effetto della seepage face che favorisce la fuoriuscita dei fluidi termali. A causa dell'anisotropia di permeabilità si ha perciò un flusso prevalentemente orizzontale nel sottosuolo una volta raggiunte delle condizioni di flusso quasi stazionario. Lo sviluppo di celle convettive a scala medio-piccola, come quelle evidenziate nella simulazione iniziale, non è così marcato e invece si formano celle convettive a scala maggiore che concentrano l'anomalia di temperatura senza però diminuire troppo la temperatura nelle altre porzioni del BTE ss. Nonostante l'anisotropia di permeabilità, il flusso di massa medio nell'acquifero termale alla fine del primo periodo simulato è comparabile con l'analogo flusso di massa del caso isotropo e maggiore rispetto alla simulazione iniziale (a $t=5000$ anni, circa $4 \cdot 10^{-8} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ nella simulazione iniziale isotropa; a $t=15000$ anni, circa $4 \cdot 10^{-7} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ nella simulazione isotropa; a $t=55000$ anni, circa $3 \cdot 10^{-7} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$). Il flusso medio nell'acquifero termale a $t=55000$ anni è di $0.27 \text{ l}/(\text{giorno} \cdot \text{m}^2)$, cioè $0.1 \text{ Mm}^3/(\text{anno} \cdot \text{Km}^2)$. Supponendo che questo sia esattamente il flusso in uscita al BTE ss. e moltiplicando il valore per 20 Km^2

cioè la superficie dell'area termale di Abano e Montegrotto, si ottiene un flusso in uscita di 2 Mm³/anno. Analogamente è stato calcolato il valore medio del flusso di massa nell'acquifero termale a t=55100 anni, alla fine cioè del periodo simulato in cui agiscono le sorgenti puntuali per l'estrazione di fluidi. Il flusso è $9.55 \cdot 10^{-6} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2) = 3.01 \text{ Mm}^3/(\text{anno} \cdot \text{Km}^2)$. Se si suppone che questo sia il flusso in uscita al BTE ss. e moltiplicandolo per la superficie dell'area termale, si ottiene un flusso in uscita di 60 Mm³/anno cioè circa 3 volte maggiore rispetto alla realtà (16-17Mm³/anno) ma quanto meno comparabile. Va sottolineato sicuramente che il quantitativo di fluidi termali estratti attualmente è minore rispetto alla risorsa totale disponibile poichè in caso contrario la risorsa termale si esaurirebbe in breve tempo. Perciò il fatto di misurare una portata potenziale comparabile rispetto a quella reale, anche se maggiore, è sicuramente a favore del risultato ottenuto. Inoltre, se si confronta la portata attuale di fluidi estratti nel BTE ss. con quella calcolata alla fine del primo periodo temporale (t =55000 anni) e supponendo che la portata in ingresso al sistema rimanga invariata, si osserva che la portata estratta è maggiore rispetto a quella "in assenza di pozzi termali" giustificando l'abbassamento del livello potenziometrico dell'acquifero termale da sopra al piano campagna (come avveniva nei secoli scorsi in cui l'area termale era caratterizzata da una risalita naturale delle acque termali) a sotto il piano campagna (come si registra attualmente).

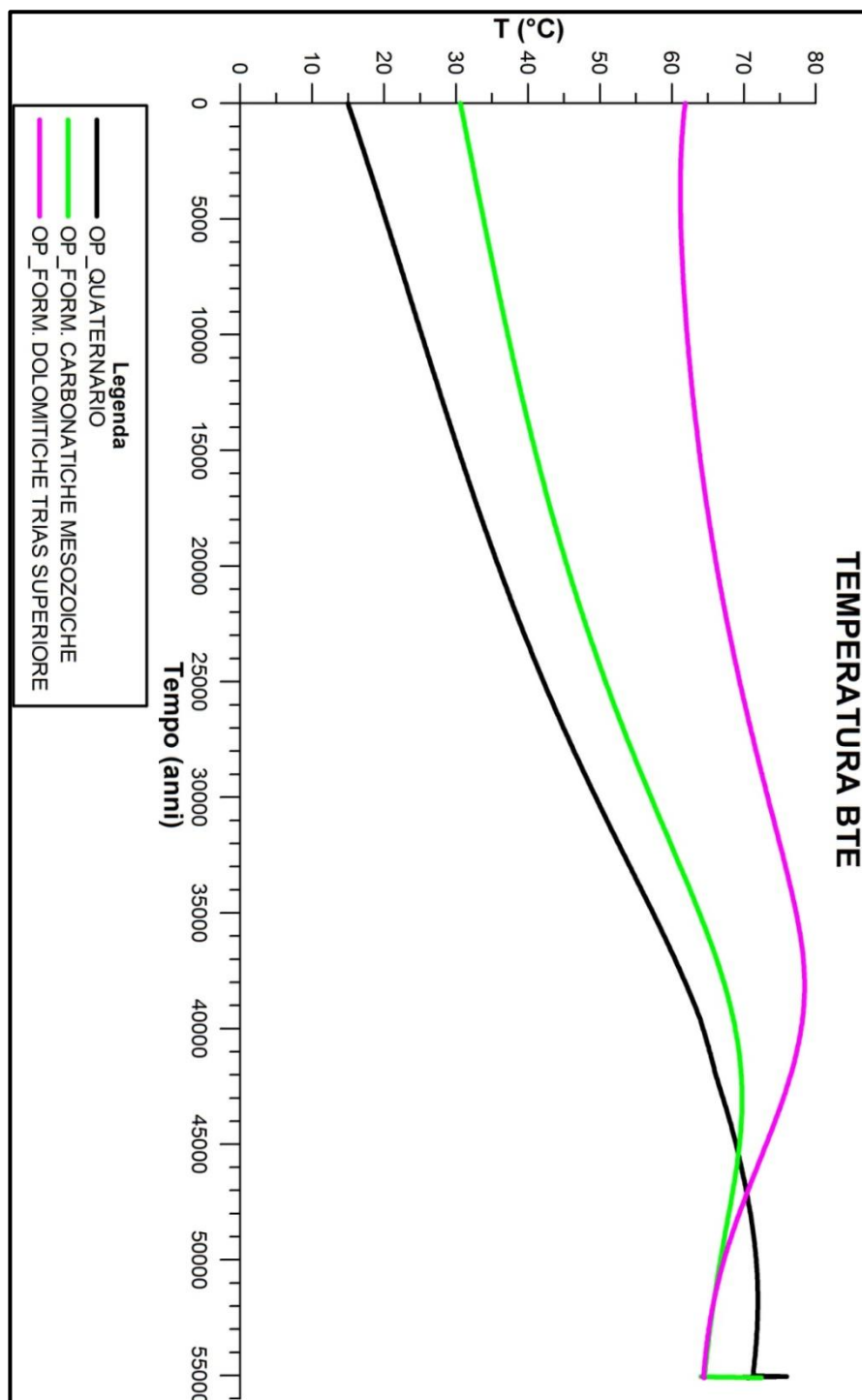


Fig. 4.23: temperatura puntuale misurata nel sottosuolo del BTE ss. e in particolare nella copertura quaternaria (linea nera), nelle formazioni carbonatiche mesozoiche (linea verde) e nelle formazioni dolomitiche del Trias superiore (linea rosa). Si nota un incremento costante della temperatura fino a 35000-40000 anni. In seguito si osserva un'inversione progressiva di temperatura fra le formazioni superficiali e quelle profonde. Questo è imputabile alla formazione di una zona a temperatura maggiore non propriamente localizzata nel sottosuolo del BTE ss. che fa sentire maggiormente il suo effetto nelle coperture quaternarie più permeabili.

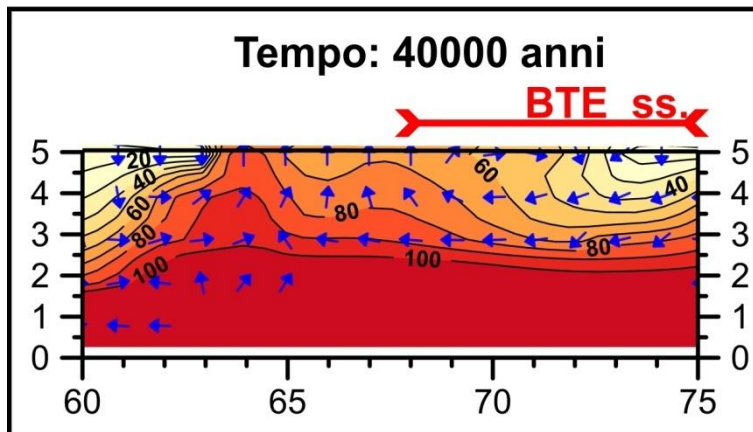
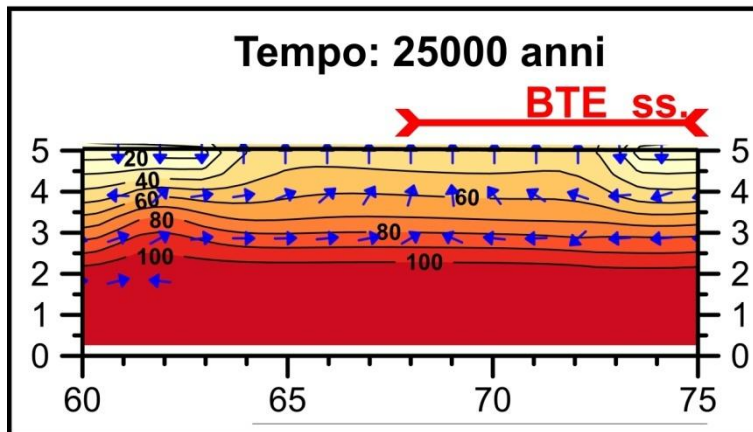
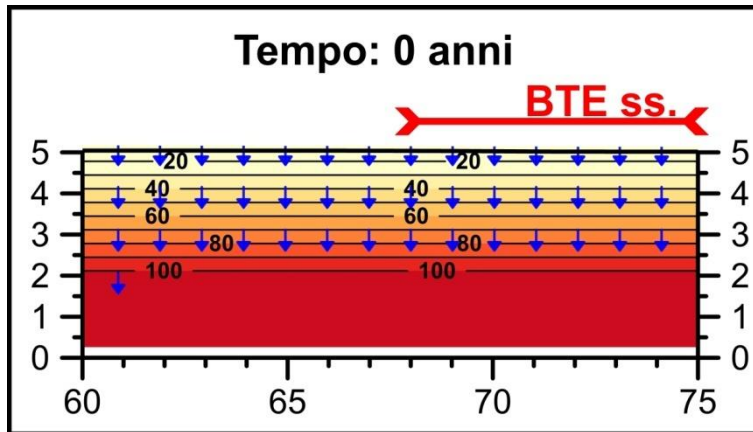
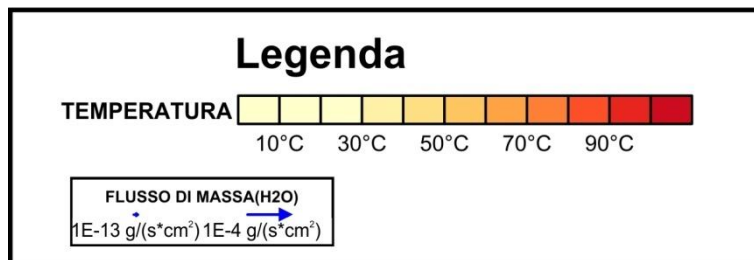
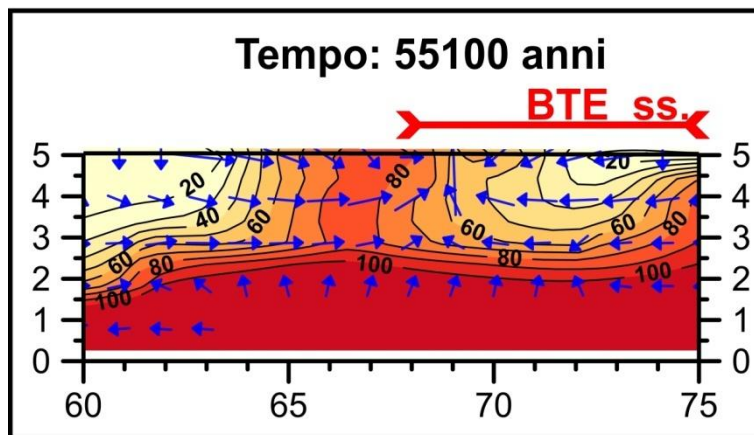
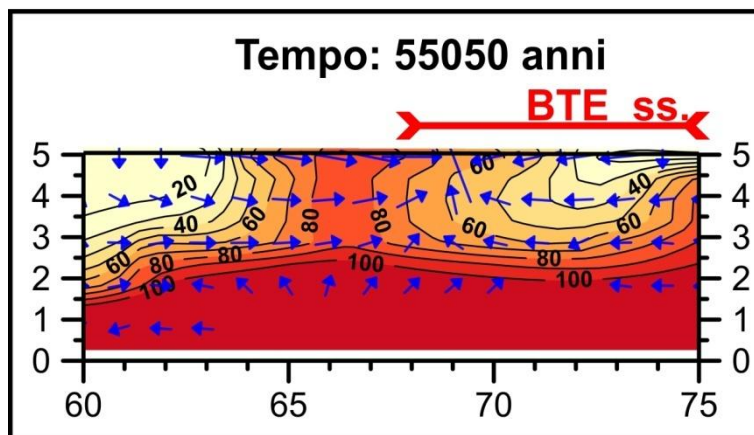
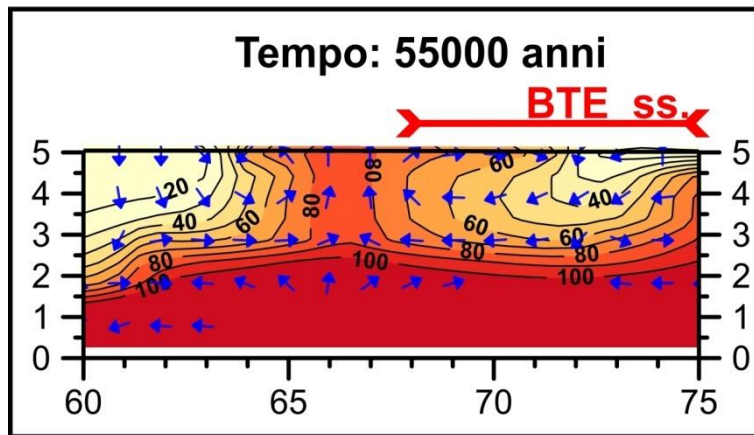


Fig. 4.24 (segue nella pagina successiva): sviluppo della temperatura e del flusso nel sottosuolo del BTE ss. Si nota come a 25000 anni non ci sia un sostanziale incremento delle isoterme. A 55000 anni invece si ha la formazione di un plume a temperatura elevata (maggiore di 80°C e analoga a quella misurata realmente nel sottosuolo del BTE ss.) anche se non si attesta propriamente nel sottosuolo del bacino stesso.



FLUSSO DI MASSA MEDIO ACQUIFERO TERMALE (BTE)					
Z (Km da base del modello)	Tempo (anni)	Flusso di massa_X (g/(s*cm ²))	Flusso di massa_Z (g/(s*cm ²))	Modulo del flusso di massa (g/(s*cm ²))	F.M.(X)/ F.M.(Z)
3.39	0	0	-4.3E-09	4.261E-09	0.00
3.91	0	0	-4.5E-09	4.484E-09	0.00
4.43	0	0	-6.6E-09	6.626E-09	0.00
4.95	0	0	-8.8E-09	8.842E-09	0.00
3.39	10000	-8.2E-09	4.3E-09	4.013E-08	1.91
3.91	10000	3.51E-10	5.77E-09	2.981E-08	0.06
4.43	10000	7.2E-11	6.5E-09	2.31E-08	0.01
4.95	10000	0	6.78E-09	1.853E-08	0.00
3.39	25000	-3.4E-09	3.8E-08	2.045E-07	0.09
3.91	25000	8.05E-09	4.34E-08	1.523E-07	0.19
4.43	25000	2.67E-09	4.61E-08	1.094E-07	0.06
4.95	25000	1.73E-10	4.71E-08	7.565E-08	0.00
3.39	40000	-1.3E-07	5.41E-08	3.807E-07	2.33
3.91	40000	-8.8E-08	6.48E-08	3.212E-07	1.35
4.43	40000	-2.9E-08	7.41E-08	3.032E-07	0.39
4.95	40000	1.17E-08	7.83E-08	2.602E-07	0.15
3.39	55000	-3.4E-08	1.84E-08	2.865E-07	1.88
3.91	55000	-8.4E-08	2.83E-08	3.064E-07	2.99
4.43	55000	-7.3E-08	3.46E-08	3.428E-07	2.10
4.95	55000	3.43E-08	3.7E-08	3.324E-07	0.93
3.39	55050	-7.2E-08	3.88E-07	2.285E-06	0.19
3.91	55050	3.06E-07	5.36E-07	3.577E-06	0.57
4.43	55050	1.15E-06	6.66E-07	8.376E-06	1.72
4.95	55050	2.41E-06	7.31E-07	1.265E-05	3.29
3.39	55100	-6.9E-07	4.46E-07	5.286E-06	1.55
3.91	55100	2.23E-07	6.82E-07	7.206E-06	0.33
4.43	55100	2.34E-06	8.42E-07	1.466E-05	2.78
4.95	55100	1.02E-06	9.03E-07	1.104E-05	1.13

Tab. 4.10: modulo del vettore di flusso di massa di fluidi termali nell'acquifero termale principale all'interno del BTE ss.. Un valore positivo della componente X indica un flusso diretto da monte verso valle mentre un valore Osservando il rapporto fra la componente X e la componente Z (FMx/FMz) si osserva che esso è sempre maggiore di 1 a partire da 40000 anni indicando una maggiore influenza della componente orizzontale sul flusso. Le quote (Z) corrispondono alle seguenti formazioni: 4.95 copertura quaternaria, 4.43 formazioni carbonatiche mesozoiche, 3.91-3.39 formazioni dolomitiche del Trias Sup.

Nella parte iniziale e mediana del modello, il flusso è prevalentemente orizzontale e solamente alcune zone molto localizzate sono caratterizzate dalla presenza di celle convettive a scala regionale. Nell'area di ricarica per tutto il tempo simulato e in particolare nelle formazioni carbonatiche mesozoiche e nella parte superiore delle formazioni dolomitiche del Trias Superiore, si instaura un moto verticale dei fluidi con una discreta componente orizzontale. Il modulo è pari a $1 \cdot 10^{-6} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ e il rapporto fra la componente orizzontale e verticale è pari a 0.4, indicando una prevalenza della componente Z sulla componente X. Nelle parti più profonde delle zona di ricarica (parte inferiore delle formazioni dolomitiche del Trias Superiore, formazioni vulcano-clastiche del Trias medio), il flusso medio per tutto il tempo simulato è orizzontale e diretto da monte verso valle con modulo pari a $1.79 \cdot 10^{-6} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ e rapporto medio fra la componente orizzontale e verticale di 36. Si instaura perciò un moto sostanzialmente guidato dal gradiente topografico con prevalente componente verticale nella parte superiore della zona di ricarica e un moto orizzontale nelle parti più profonde. La parte mediana è interessata da un flusso prevalentemente orizzontale come evidenziato dai vettori del flusso di massa nella Fig. 4.25. Localmente si sviluppano delle zone in cui avviene una risalita delle isoterme a causa di un flusso con componente verticale prevalente. Questo flusso verticale interessa anche le formazioni clastiche-vulcaniche del Trias medio e le formazioni clastiche-evaporitiche permo-triassiche favorendo un mescolamento delle acque profonde con quelle che fluiscono nelle formazioni dell'acquifero termale. Il flusso resta comunque in prevalenza orizzontale poiché queste "celle convettive" si sviluppano su un'area molto estesa e quindi la porzione interessata da un flusso orizzontale è maggiore.

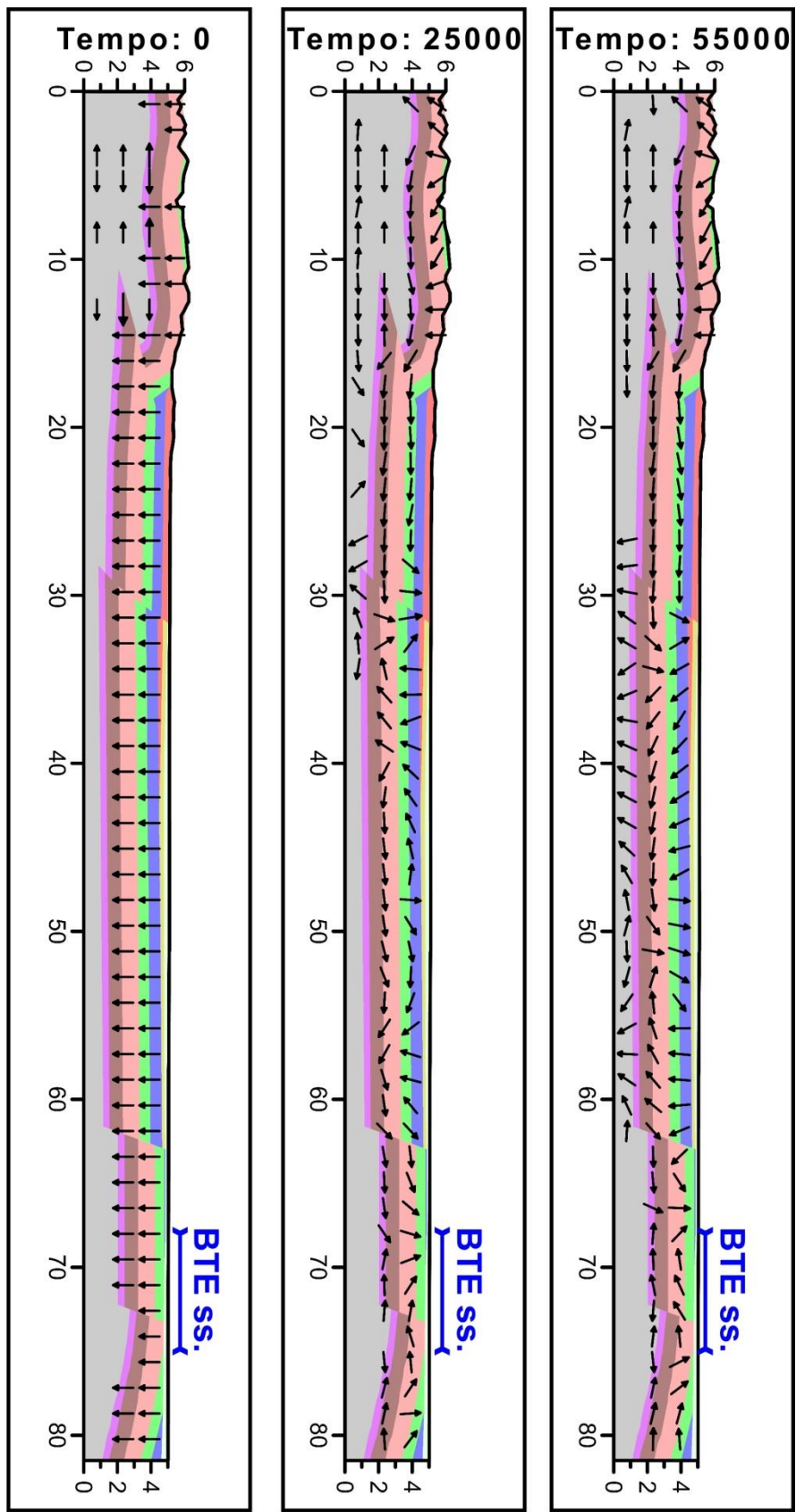
Il modulo medio del flusso di massa per la parte mediana è di $4.56 \cdot 10^{-7} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$ e cioè circa mezzo ordine di grandezza inferiore rispetto a quello della simulazione iniziale ($1.63 \cdot 10^{-6} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2)$). Ciò sembra in contrasto con quanto affermato in precedenza per il BTE ss. In realtà la media è molto influenzata dai valori del flusso di massa calcolati per gli step temporali iniziali della simulazione e nelle formazioni sottostanti l'acquifero

termale, caratterizzate da una permeabilità minore. In queste due situazioni, prima che si sviluppi un flusso quasi-stazionario, l'anisotropia di permeabilità influenza in modo significativo il risultato ottenuto. Al contrario, in analogia con quanto affermato per il BTE ss., le medie delle componenti X e Z sono all'incirca comparabili con quelle ottenute nella simulazione iniziale (media del flusso di massa orizzontale nella simulazione isotropa = $2.26 \cdot 10^{-7}$ g/(s*cm²) contro media del flusso di massa orizzontale nella simulazione anisotropa = $3.16 \cdot 10^{-7}$ g/(s*cm²); media del flusso di massa verticale nella simulazione isotropa = $3.58 \cdot 10^{-8}$ g/(s*cm²) contro media del flusso di massa verticale nella simulazione anisotropa = $1.9 \cdot 10^{-8}$ g/(s*cm²)) dimostrando che probabilmente il modulo medio del flusso di massa nella simulazione isotropa è anomalo e/o meno influenzato dai valori più bassi del flusso di massa. Analizzando la media delle componenti orizzontali e verticali si osserva che la componente orizzontale è maggiore di un ordine di grandezza rispetto allo stesso valore della componente verticale: questo indica un flusso con prevalente componente orizzontale. Anche in questa simulazione la moda della componente orizzontale del flusso di massa è anomala: questo è imputabile al fatto che le coperture quaternarie sono interessate da un flusso verticale per tutto il periodo modellato e quindi ha un significato limitato per il modello idrotermale. Nella tabella seguente (Tab. 4.11) viene riportata l'analisi statistica effettuata sul flusso di massa per la parte mediana del modello (espressi in g/(s*cm²)) calcolata escludendo t=0 anni e le parti più profonde (il basamento cristallino pre-Permiano) interessate da un flusso molto basso che influenza i parametri statistici.

FLUSSO DI MASSA_X (g/(s*cm²))		FLUSSO DI MASSA_Z (g/(s*cm²))		MODULO DEL FLUSSO DI MASSA (g/(s*cm²))	
Media	3.16E-07	Media	1.9E-08	Media	4.56E-07
Errore standard	9.37E-09	Errore standard	2.42E-09	Errore standard	9.13E-09
Mediana	3.87E-08	Mediana	-3.4E-09	Mediana	2.29E-07
Moda	0	Moda	-1.5E-07	Moda	#N/D
Deviazione standard	9.58E-07	Deviazione standard	2.47E-07	Deviazione standard	9.33E-07
Varianza campionaria	9.17E-13	Varianza campionaria	6.09E-14	Varianza campionaria	8.71E-13
Curtosi	59.22	Curtosi	47.35	Curtosi	62.61
Asimmetria	6.79	Asimmetria	3.92	Asimmetria	7.1
Intervallo	1.37E-05	Intervallo	6.5E-06	Intervallo	1.1E-05
Minimo	-2.8E-06	Minimo	-1.3E-06	Minimo	2.25E-14
Massimo	1.09E-05	Massimo	5.21E-06	Massimo	1.1E-05
Somma	0.003	Somma	0.0002	Somma	0.005

Tab. 4.11: flusso di massa nella parte mediana del modello. I valori sono espressi in g/(s*cm²).

Escludendo la parte del BTE ss. già analizzata in precedenza, la zona a valle dell'area di ricarica mostra un'anomalia di bassa temperatura (circa 30°C) collegata al flusso proveniente dalla zona di ricarica. Inoltre nelle aree interessate da un flusso verticale maggiore si riscontra una risalita marcata delle isoterme analogamente a quanto succedeva nella simulazione iniziale. In questo caso le temperature massime raggiunte nelle anomalie positive sono mediamente di 20-30°C maggiori rispetto alle analoghe della simulazione iniziale per effetto della conducibilità termica ottimale utilizzata.



FLUSSO DI MASSA(H₂O)
 ← 1E-13 g/(s*cm²) → 1E-4 g/(s*cm²)

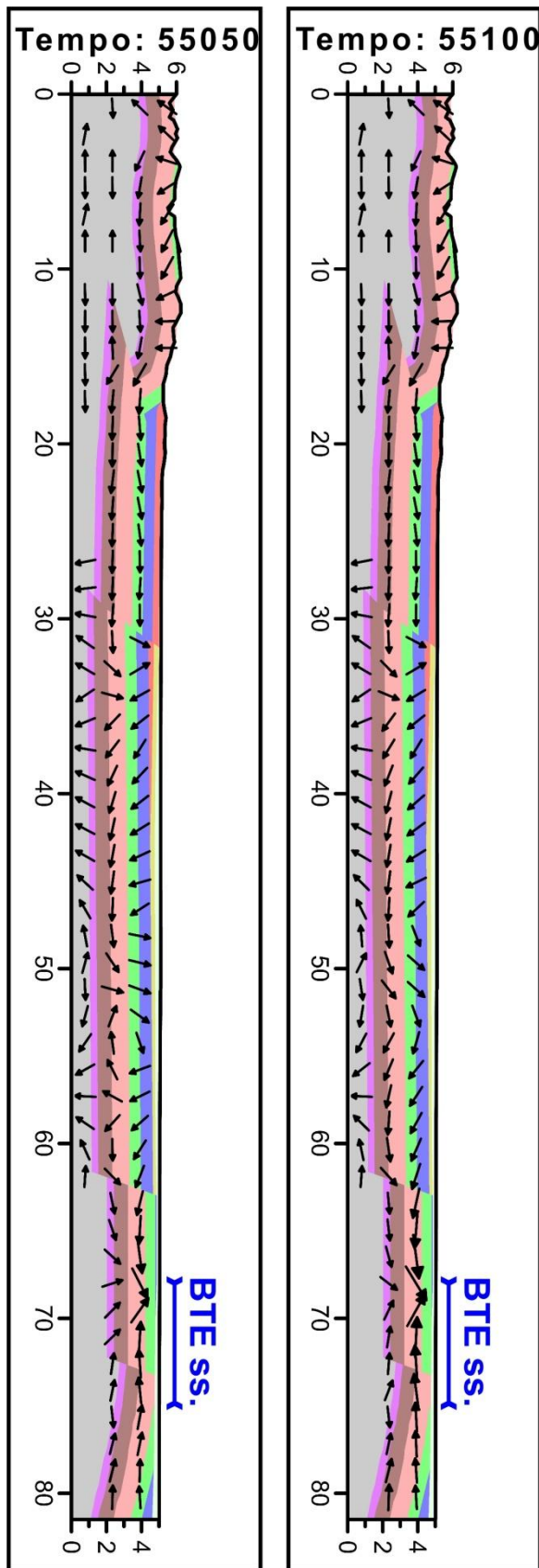
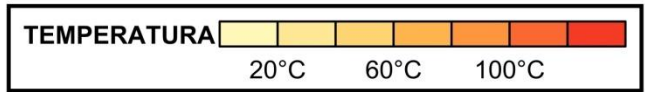
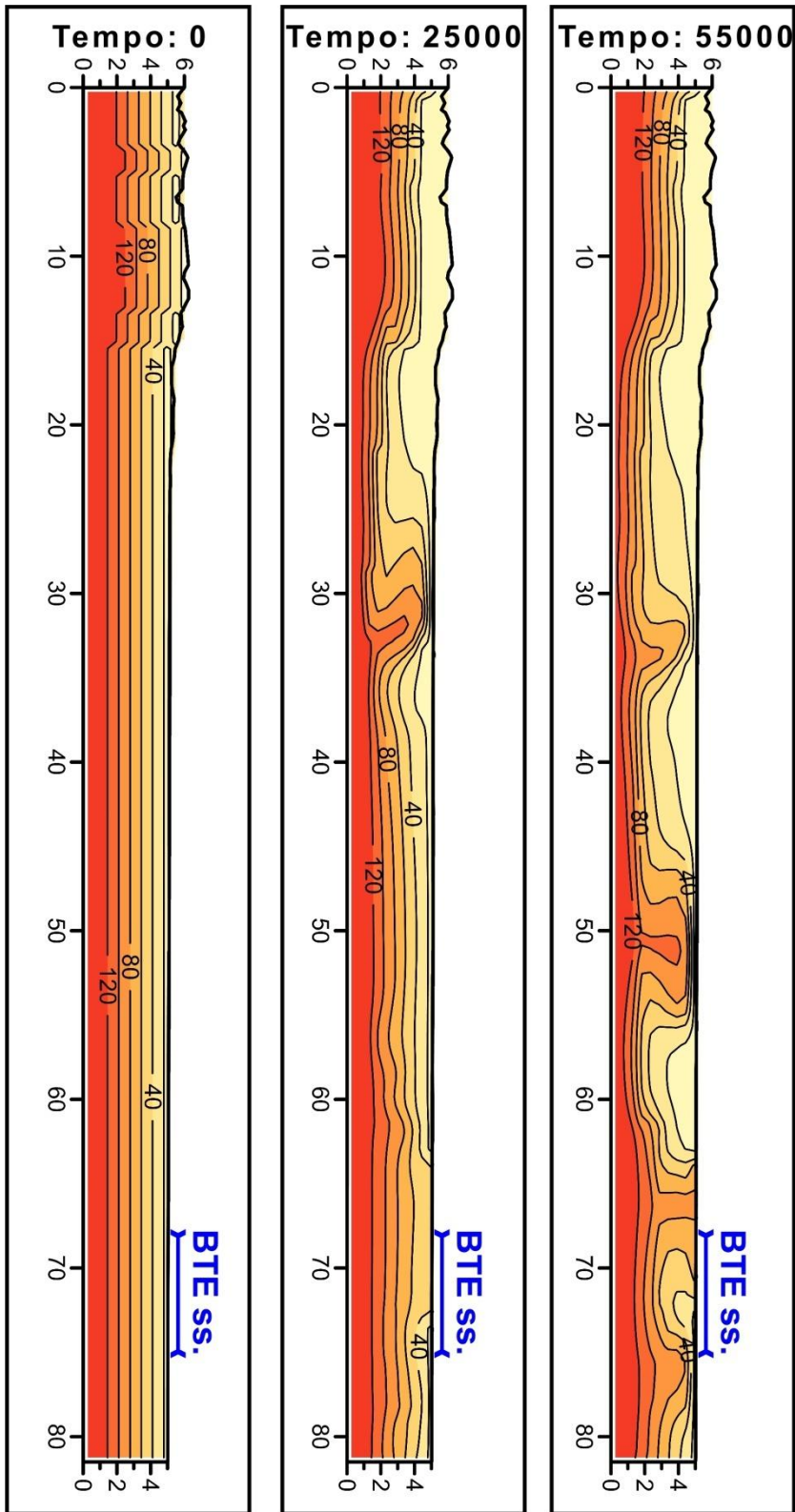


Fig. 4.25 (prosecuzione dalla pagina precedente): flusso di massa di fluidi termali a tempi di simulazione differenti. Si nota che il flusso è in prevalenza orizzontale mentre solo porzioni limitate sono interessate da un flusso verticale o dalla formazione di celle convettive.



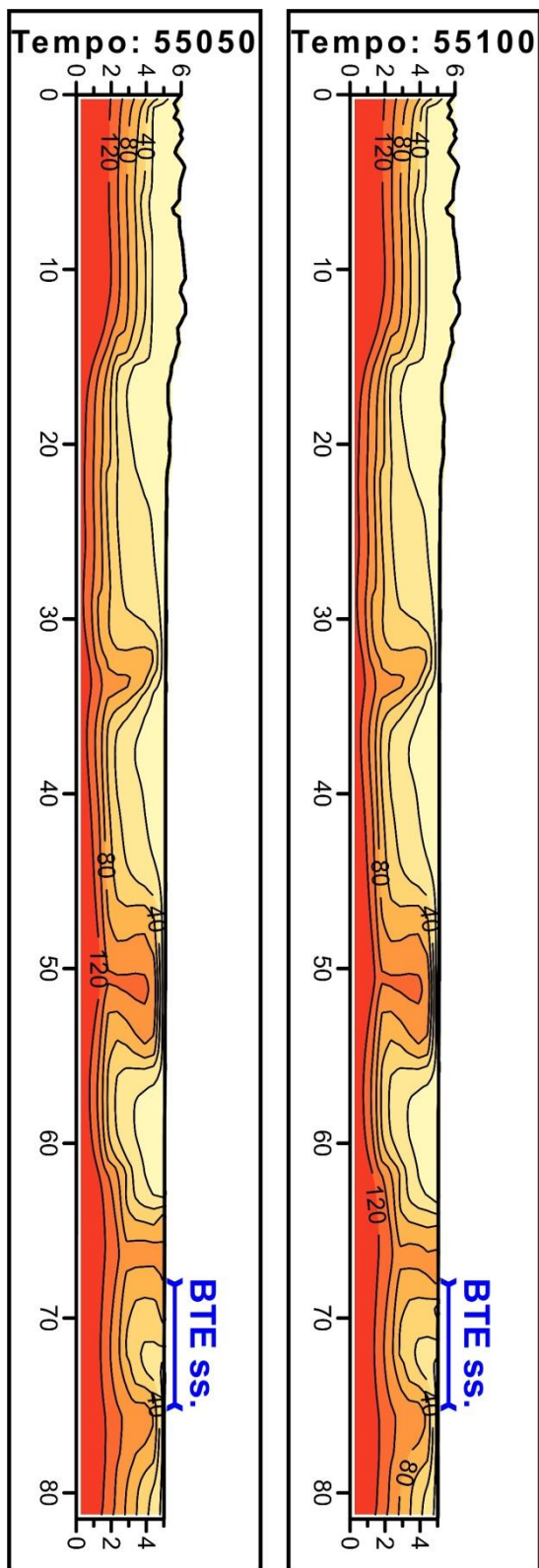


Fig. 4.26 (prosecuzione dalla pagina precedente): temperatura registrata nel modello matematico del BTE. Si nota che nella parte mediana lo sviluppo di zone di risalita delle isoterme è decisamente più limitato rispetto al modello iniziale e localizzato in determinate posizioni. In ogni caso le temperature massime registrate in queste zone di anomalia sono circa 20°C-30°C maggiori rispetto alle anomalie analoghe del modello iniziale.

Per completare l'analisi sull'anisotropia di permeabilità è stata effettuata una simulazione caratterizzata da $K_z/K_x = 0.5$. L'analisi puntuale della temperatura nel BTE ss. (Fig. 4.27; linea tratteggiata) mostra come già a partire da 10000 anni ci sia una riduzione della temperatura nelle formazioni dell'acquifero termale principale probabilmente per un apporto di fluidi a temperatura minore dalle parti superiori del modello. A seguito di ciò, a 30000 anni circa, si ha un'omogeneizzazione della temperatura per tutte le formazioni analizzate a circa 50°C per poi crescere in modo omogeneo fino a 58°C alla fine del tempo simulato. Si osserva una riduzione di temperatura di circa 10-25°C rispetto al caso con anisotropia $K_z/K_x = 0.1$. Questo è evidenziato anche dall'analisi della temperatura a scala maggiore nella *relay zone* (Fig. 4.28): nel caso con anisotropia $K_z/K_x = 0.5$ si ha una risalita notevole delle isoterme già a partire da 10000 anni e alla fine del tempo simulato si può notare come la temperatura risulti essere minore di circa 20°C rispetto alla simulazione con anisotropia $K_z/K_x = 0.1$ (si osservi il valore massimo registrato nel plume nei due casi a 55000 anni). Questo ha portato ad escludere questa tipologia di anisotropia poichè non permette di raggiungere temperature sufficientemente elevate. Inoltre è stata effettuata una simulazione isotropa portandola sul tempo modellato nel caso anisotropo (55100 anni) non riscontrando variazioni di temperatura rispetto all'analogo a 15100 anni.

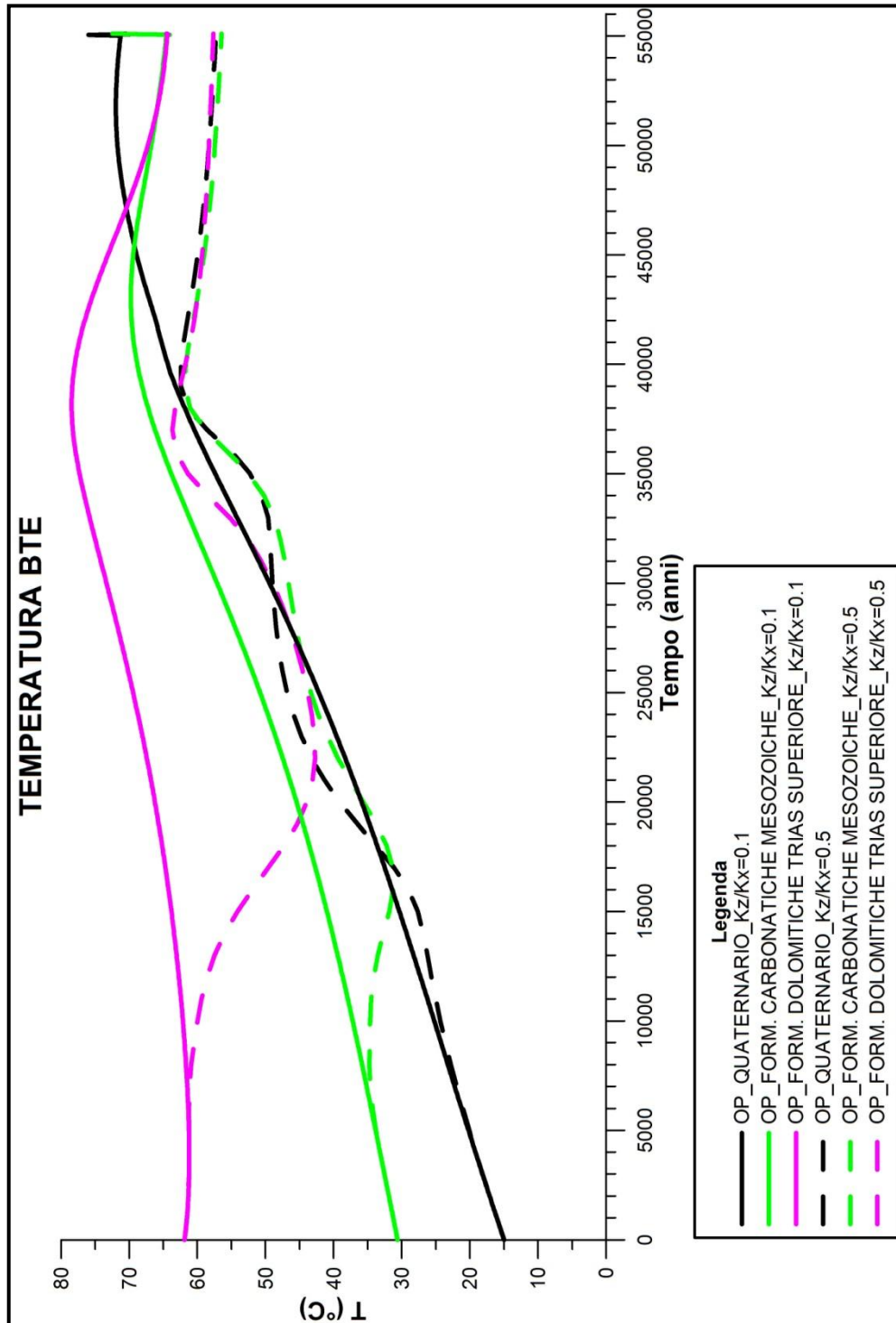


Fig. 4.27:temperatura misurata puntualmente nel sottosuolo del BTE ss. (copertura quaternaria (linea nera), formazioni carbonatiche mesozoiche (linea verde) e formazioni dolomitiche del Trias superiore (linea rosa)) per le diverse configurazioni di anisotropia testate. Si riscontra che la temperatura calcolato con anisotropia $K_z/K_x = 0.5$ (linea tratteggiata) è inferiore rispetto alla temperatura calcolata con con anisotropia $K_z/K_x = 0.1$ (linea continua) non raggiungendo la temperatura reale misurata nel BTE ss.

$K_z/K_x = 0.1$

$K_z/K_x = 0.5$

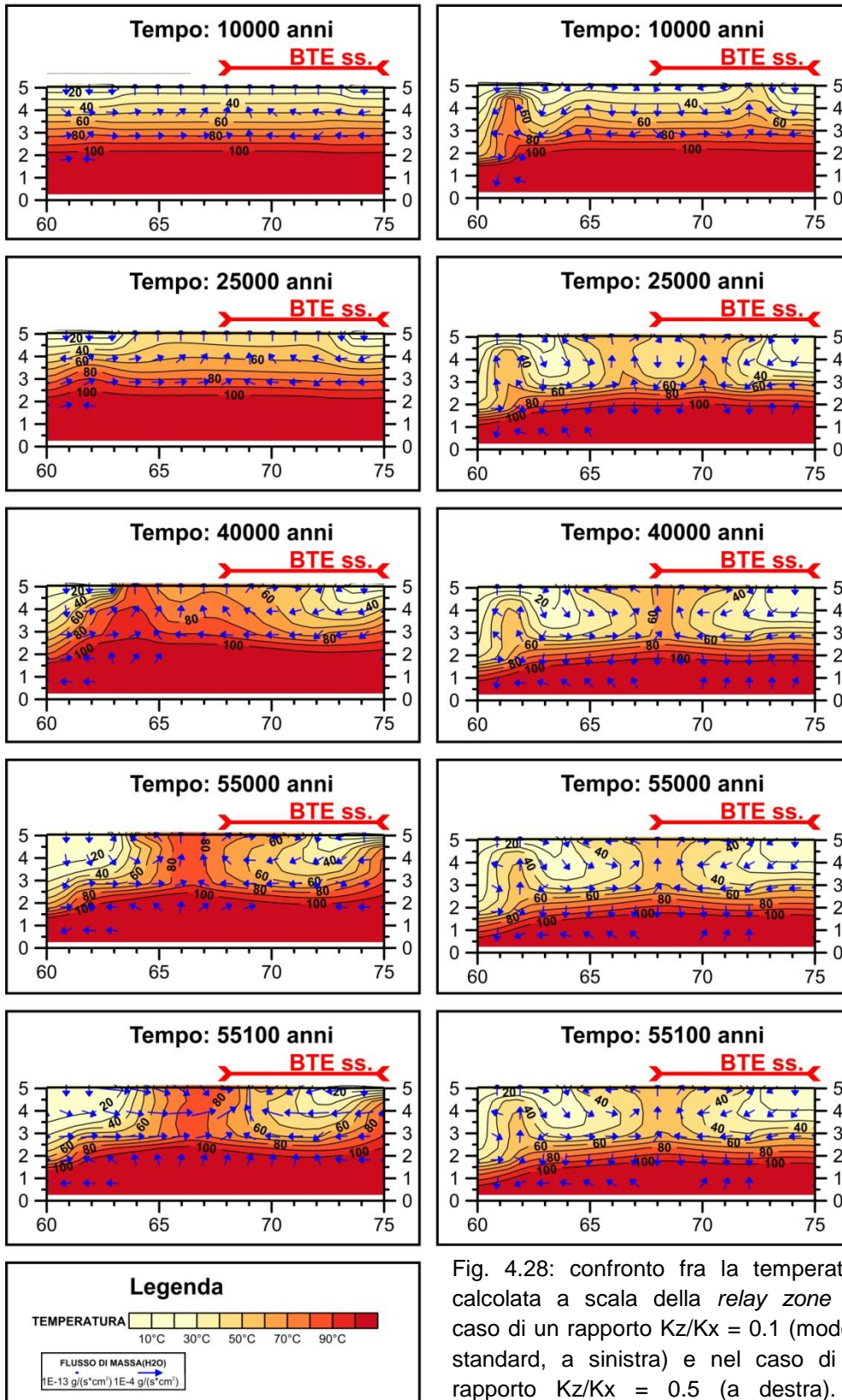


Fig. 4.28: confronto fra la temperatura calcolata a scala della *relay zone* nel caso di un rapporto $K_z/K_x = 0.1$ (modello standard, a sinistra) e nel caso di un rapporto $K_z/K_x = 0.5$ (a destra). Si rimanda al testo per la spiegazione.

La simulazione calcolata utilizzando un'anisotropia di permeabilità $K_z/K_x = 0.1$ ha permesso di avvicinare la temperatura misurata nel sottosuolo del BTE ss. a quella reale. La temperatura ottenuta a scala della *relay zone* varia da 40°C a 80°C e in particolare, se si considera la temperatura misurata puntualmente nel sottosuolo di Abano, si misura una temperatura variabile fra 71°C (coperture quaternarie) e 65°C (formazioni dolomitiche del Trias Superiore). Va ricordato che il modello simulato è un modello a scala regionale e interessato da molteplici semplificazioni. E' perciò difficile localizzare in maniera esatta l'anomalia di temperatura nel sottosuolo di Abano e Montegrotto. In ogni caso la temperatura massima misurata è di 85-87°C nella parte centrale dell'anomalia di temperatura in prossimità della superficie (t=55000 anni). Il valore ottenuto è comparabile con la temperatura di 70-80°C misurata nei pozzi termali del BTE ss. e perciò si ritiene che il modello simulato con l'anisotropia di permeabilità sia quello più realistico fra quelli calcolati. Anche il flusso di massa nell'acquifero termale e in uscita al BTE ss. sono comparabili con quello reale, seppur con le dovute precisazioni spiegate in precedenza.

4.5 CONCLUSIONI

In questa parte del lavoro di dottorato è stato rivisitato il modello concettuale del Bacino Termale Euganeo (BTE), aggiornandolo alle nuove conoscenze per quanto riguarda la geologia strutturale del Veneto centrale e in particolare utilizzando le conoscenze ottenute dallo studio sul sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS) e sul colle del Montirone.

Alcuni punti chiave (Piccoli et al., 1976; Antonelli et al., 1995; Gherardi et al., 2000; Fabbri & Trevisani, 2005), che sono alla base sia del modello concettuale del BTE precedente (Piccoli et al., 1976) sia di quello proposto nell'ambito del lavoro di dottorato (Zampieri et al., 2009; Pola et al., 2010), sono: il fluidi termali euganei sono di origine meteorica e si infiltrano ad una quota di 1500 m s.l.m. ; il tempo di residenza delle acque è maggiore di 60 anni e dell'ordine di grandezza di qualche migliaio di anni (Boaretto et al., 2003); il gradiente geotermico è l'unica origine del calore delle acque termali; l'acquifero termale principale nel BTE ss. è costituito dalle formazioni carbonatiche giurassico-cretacee (Scaglia Rossa, Biancone, Rosso Ammonitico, Calcari Grigi) e dalle formazioni dolomitiche del Trias Superiore (Dolomia Principale); la presenza di corpi magmatici nel sottosuolo del BTE ss. aumenta la fratturazione dell'acquifero termale, creando delle zone preferenziali di risalita dei fluidi termali.

Da un'analisi accurata si è potuto evidenziare che il modello concettuale di Piccoli et al. (1976) non è coerente né con gli attuali modelli teorici (e.g., Curewitz & Karson, 1997; Caine et al., 1996 ; Faulkner et al., 2010) né con le conoscenze geologico strutturali del Veneto (Antonelli et al., 1990). In particolare, nella sezione geologica del modello concettuale, si nota come la zona di ricarica (Piccole Dolomiti) sia localizzata nel blocco di letto di una faglia normale che porta in affioramento le formazioni mesozoiche. In realtà il blocco delle Piccole Dolomiti costituisce il blocco di tetto di un thrust alpino sudest-vergente che porta in affioramento il basamento cristallino pre-

Permiano nella zona ai piedi del rilievo. Il basamento cristallino è composto da rocce metamorfiche a permeabilità estremamente bassa e perciò isola da un punto di vista idrogeologico la zona di ricarica dal resto del modello idrotermale (Fig. 4.3c).

Alla luce di queste considerazioni si è rivisitato il modello concettuale del BTE, aggiornandolo anche in base alle più recenti teorie in ambito geologico strutturale-idrogeologico per quanto riguarda il flusso di fluidi termali. In particolare Curewitz & Karson (1997) affermano che il 78% dei sistemi idrotermali si sviluppa in prossimità di faglie attive dimostrando una forte interdipendenza fra questi due elementi. Nel caso del BTE, è stato evidenziato che il sistema di faglie a cui il sistema termale risulta essere collegato è il sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS).

La rivisitazione del modello concettuale del BTE è partita da Sud e in particolare dalla zona di estrazione dei fluidi termali. In corrispondenza del Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.; zona termale di Abano e Montegrotto) è stata evidenziata la presenza di una struttura romboidale collegata al SVFS e classificata come una *transtensional relay zone*. Dato il movimento verso N/NNO della placca Adria rispetto alla direzione NO-SE/NNO-SSE della faglia Schio-Vicenza, la struttura accomoda un regime tettonico distensivo locale il quale favorisce la fratturazione del substrato e la rapida risalita dei fluidi termali verso la superficie. La presenza dei corpi magmatici, intrusi nella successione sedimentaria del sottosuolo del BTE ss, favorisce in maniera ulteriore lo sviluppo della permeabilità e offre altre vie preferenziali per la risalita dei fluidi. L'analogia fra la direzione delle fratture studiate sul colle del Montirone, le fratture ricostruite nel sottosuolo del BTE ss. (Rosignoli, 2003), le fratture ottenute da uno studio teorico e l'anisotropia di trasmissività calcolata utilizzando metodologie geostatistiche (Fabbri, 1997) permette di affermare che la direzione ESE-ONO è una direzione di maggiore apertura delle fratture nel sottosuolo del BTE ss. costituendo una via preferenziale per il flusso dei fluidi termali. Il SVFS inoltre favorisce il flusso delle acque termali dalla zona di ricarica fino al BTE ss. Numerosi

studi (Caine et al., 1996 ; Gudmundsson, 2000; Worthington, 2001; Faulkner et al., 2010; Goldscheider et al., 2010) evidenziano che la zona di danneggiamento collegata a una faglia è caratterizzata da una fratturazione maggiore e quindi da una permeabilità più elevata rispetto alla zona di nucleo della faglia stessa. La zona di danneggiamento legata alle faglie del SVFS costituisce la via preferenziale per il flusso delle acque termali da monte verso la zona del BTE ss. Spostandosi verso Nord dalla zona interessata dal SVFS si trova un'area dove affiorano le formazioni costituenti l'acquifero termale principale. Quest'area è costituita dall'altopiano dei Sette-Comuni e di Tonezza e dai rilievi limitrofi (quota massima = 2341 m s.l.m.; quota media = 1317 m s.l.m.). La quota media dell'altopiano è conforme con la quota di infiltrazione evidenziata dalle analisi isotopiche sull'ossigeno (Gherardi et al., 2000) e inoltre ,analizzando il bilancio idrologico dell'area (Aurighi et al., 2004), si è notato la presenza di una percentuale delle precipitazioni efficaci non bilanciata dal flusso in uscita dalle sorgenti alla base dell'altopiano. Si può perciò supporre che questa precipitazione non bilanciata, o una parte di essa, costituisca la ricarica del sistema termale.

Le acque precipitano e si infiltrano grazie all'elevata fratturazione delle rocce affioranti e fluiscono verso Sud all'interno delle formazioni carbonatiche mesozoiche e delle formazioni dolomitiche del Trias Superiore. La permeabilità dell'acquifero termale è garantita dalla presenza del SVFS, il quale favorisce la fratturazione delle rocce serbatoio e il flusso delle acque nella zona di danneggiamento del sistema di faglie stesso. Durante il percorso dalla zona di ricarica fino alla zona di captazione, le acque si riscaldano grazie al gradiente geotermico normale, raggiungendo profondità comprese fra 2000 e 3000 m. La *transtensional relay zone* infine accomoda un regime tettonico estensionale nella zona del BTE ss., favorendo sia lo sviluppo della permeabilità che una risalita dei fluidi verso la superficie. Le acque risalgono rapidamente da zone profonde (come evidenziato dall'analogia fra le temperature del serbatoio termale calcolate utilizzando dei geotermometri e quelle misurate nei pozzi termali del BTE ss.; Gherardi et al., 2000) e successivamente si espandono lateralmente all'interno di più

orizzonti permeabili per fratturazione, localizzati principalmente all'interno delle formazioni della Dolomia Principale (Triassico Superiore), dei Calcari Grigi (Giurassico Medio-Inferiore) e del Biancone (Cretaceo Superiore-Giurassico Superiore). Successivamente le acque possono risalire ulteriormente verso la superficie, andando a formare degli acquiferi termali anche all'interno di livelli sabbiosi della copertura quaternaria. Come si può osservare dalla sezione geologica proposta per il BTE (Fig. 4.7), viene mantenuta la continuità dell'acquifero termale dalla zona di ricarica fino alla zona di captazione dei fluidi termali. Il modello idrotermale concettuale del BTE è stato perciò spostato a Est della faglia Schio-Vicenza (nel modello precedente era a Ovest) e inoltre enfatizza il ruolo che il sistema di faglie ha sullo sviluppo del sistema termale stesso.

Successivamente si è proceduto a una modellazione di tipo numerico del sistema termale, con lo scopo di verificare e simulare numericamente il modello concettuale proposto per il BTE e di effettuare un'analisi di sensitività per stimare l'influenza che i parametri (permeabilità, conducibilità termica, porosità, calore specifico, ecc..) delle rocce coinvolte nel sistema idrotermale e le differenti condizioni iniziali e al contorno hanno sulla distribuzione della temperatura e del flusso lungo tutto il sistema idrotermale con particolare interesse al sottosuolo del bacino termale euganeo in senso stretto (BTE ss.).

Per la modellazione è stato utilizzato il software open source HYDROTHERM sviluppato dal USGS (Kipp et al., 2008). Il software simula il flusso di acque sotterranee in sistemi multi-fase bi e tridimensionali e il trasporto di energia termica associato. E' stato scelto questo software poiché è un software meno sofisticato rispetto ad altri e permette di eseguire modelli su scale temporali anche lunghe mantenendo contenuto il tempo computazionale necessario. Va sottolineato che il modello matematico ha uno scopo principalmente "esplorativo" ed è il primo tentativo di modellare con metodi matematici il BTE. Inoltre, poiché il modello simulato è un modello di tipo regionale che si estende per più di 80 Km di lunghezza, sono

necessarie delle semplificazioni e alcuni dei concetti evidenziati dal modello concettuale sono difficilmente modellabili. Anche per questo motivo è stato scelto di utilizzare un software più semplice. Inizialmente la sezione geologica alla base del modello concettuale è stata digitalizzata nel software. Successivamente è stata svolta una ricerca bibliografica (Gong Gangyan, 2005; Scharli & Rybach, 2001; Domenico & Schwartz, 1998; Faccenda et al., 2007; Pasquale & Verdoya, 1990; Vosteen & Schellschmidt, 2003; Vosteen et al., 2003) con lo scopo di ottenere una vasta gamma di valori dei parametri (porosità, permeabilità, conducibilità termica, calore specifico, densità, compressibilità) richiesti dal software per le formazioni coinvolte nel BTE. Infine sono state scelte in modo accurato le condizioni al contorno da imporre al modello: una ricarica / precipitazione nella zona sommitale del modello nella zona di ricarica, un flusso di calore basale dedotto da letteratura (Pasquale & Verdoya, 1990; Della Vedova et al., 2001), pressione e temperatura costanti ai margini del modello e nella parte superiore (tranne nella zona del BTE ss.), seepage face nella zona del BTE ss. (questa condizione al contorno permette un flusso in uscita di fluidi mantenendo immutata la temperatura). Inoltre, per simulare il flusso collegato all'azione del pompaggio di fluidi nel BTE ss., sono stati inseriti due punti di estrazione con una portata totale annua di 17 Mm^3 analoga a quella che si registra attualmente nel BTE ss. Il tempo simulato è stato diviso in due periodi: un primo periodo di lunghezza variabile in cui agiscono solamente le condizioni al contorno e un secondo periodo temporale in cui entrano in funzione anche i punti di estrazione di fluidi.

Inizialmente è stata effettuata una simulazione caratterizzata dall'utilizzo delle condizioni al contorno descritte in precedenza e dei valori medi dei parametri ricavati dalla ricerca bibliografica (Tab. 4.3). Questa simulazione è caratterizzata inoltre da una permeabilità isotropa per tutte le formazioni: tale situazione comporta una semplificazione notevole nel risultato ottenuto ma allo stesso tempo permette di mantenere contenuto il numero di step computazionali necessari per completare la simulazione (all'incirca 2900). Il tempo di simulazione è stato impostato pari a 5100 anni

(5000 + 100) poiché si è visto essere un tempo ragionevole per permettere una risalita omogenea delle isoterme nel sottosuolo del BTE ss. e di instaurare un flusso quasi-stazionario su tutto il modello. Il risultato mostra un progressivo incremento della temperatura nel sottosuolo del BTE ss. fino ad attestarsi a valori compresi fra 47°C e 63°C per l'acquifero termale, di circa 20-30°C inferiori rispetto alla temperatura misurata nei pozzi termali di Abano e Montegrotto. Per quanto riguarda il flusso di fluidi, si è notato che tutto il modello è interessato dallo sviluppo di celle convettive che creano contemporaneamente sia un flusso verticale (verso l'alto o verso il basso) sia un flusso quasi orizzontale favorendo la risalita delle isoterme in tutto il BTE. Partendo da questa simulazione è stata effettuata un'analisi di sensitività sui parametri delle rocce che maggiormente favoriscono lo sviluppo di un flusso di acque e calore e sulle condizioni al contorno da imporre al modello. Di particolare importanza è stata l'analisi di sensitività effettuata sui valori di permeabilità e conducibilità termica delle formazioni coinvolte nel BTE, effettuata con lo scopo di ottenere i valori ottimali per favorire la risalita delle isoterme nel sottosuolo del BTE ss. E' stato osservato che la scelta migliore risulta essere quella formata da valori di permeabilità medi per tutte le formazioni e valori di conducibilità termica bassi per le formazioni costituenti l'acquifero termale (formazioni carbonatiche mesozoiche, formazioni dolomitiche del Trias superiore) ed elevati per le formazioni sottostanti (formazioni clastiche-evaporitiche del Trias inferiore-Permiano, basamento cristallino pre-Permiano). Questa configurazione è stata testata globalmente in una nuova simulazione evidenziando un flusso di fluidi maggiore per l'acquifero termale nel BTE ss. rispetto alla simulazione iniziale, non permettendo comunque di raggiungere dei valori di temperatura analoghi a quelli rilevati nei pozzi termali del BTE ss. (compresi fra 50 e 60°C per questo modello contro 70-80°C nel caso reale). Si è osservato invece che l'utilizzo di una permeabilità minore rispetto a quella media per le formazioni costituenti l'acquifero termale permette di ottenere una distribuzione delle temperature più uniforme rispetto al caso precedente (la temperatura massima registrata è compresa fra 50 e 60°C ma la zona interessata da questa anomalia di

temperatura è molto più estesa rispetto al caso precedente) ponendo le basi per avvicinare la temperatura calcolata a quella reale. Visto che l'utilizzo di una permeabilità inferiore ha permesso di ottenere una distribuzione migliore dell'anomalia di temperatura nel sottosuolo del BTE ss. e non ritenendo opportuno entrare in un'analisi più spinta sui valori da utilizzare si è ritenuto più opportuno andare ad agire sull'anisotropia di permeabilità da imporre alle formazioni. Questa scelta non è in disaccordo con la scelta iniziale di usare una permeabilità isotropa, poichè non si conosce esattamente l'anisotropia della roccia integra. E' stata impostata un'anisotropia di permeabilità $K_z/K_x = 0.1$ (permeabilità verticale ridotta di un ordine di grandezza rispetto a quella orizzontale). In primo luogo questa scelta influisce sul tempo da simulare per permettere la risalita delle isoterme nel BTE ss. fino ad ottenere un valore stabile: il tempo simulato è stato incrementato a 55100 anni ($t_1 = 55000$ anni + $t_2 = 100$ anni). Nella zona del BTE ss. si osserva lo sviluppo di un "plume" a temperatura elevata (85-87°C nella parte centrale del plume in prossimità della superficie a $t=55000$ anni e maggiore di 20°C rispetto al modello con permeabilità isotropa) che si attesta in maniera stabile nella zona mediana della *relay zone*. La temperatura ottenuta è perciò prossima a 70-80°C come rilevato nei pozzi termali di Abano e Montegrotto. Per quanto riguarda il flusso di fluidi, il modello è caratterizzato da un flusso orizzontale preponderante rispetto a quello verticale ma è stata comunque riscontrata la formazione di celle convettive a scala medio-grande su tutto il modello. Inoltre la portata potenziale in uscita dal BTE ss. calcolata dal flusso di massa nell'acquifero termale alla fine del periodo simulato (60 Mm³/anno) è comparabile con la portata realmente estratta (16-17 Mm³/anno), dimostrando ulteriormente la bontà del modello calcolato.

In conclusione, il modello numerico del Bacino Termale Euganeo (BTE) ha portato dei risultati soddisfacenti per quanto riguarda i parametri che maggiormente influenzano il movimento e l'evoluzione termica di fluidi termali lungo l'intero circuito. In particolare si è visto come l'utilizzo di valori mirati di permeabilità e conducibilità termica delle formazioni coinvolte e l'utilizzo di un'anisotropia di permeabilità influenzino notevolmente lo sviluppo

della temperatura e del flusso nel BTE ss. Il modello matematico va visto perciò come primo approccio alle problematiche legate alla modellazione di sistemi a scala regionale come il BTE e come punto di partenza per una modellazione più accurata del sistema inserendo altri fattori che possono influenzare il flusso dei fluidi termali (ad esempio la presenza di corpi magmatici intrusi nella successione sedimentaria del BTE ss.) o passando da un modello a due-dimensioni ad uno più realistico in tre-dimensioni.

CONCLUSIONI

Lo scopo del lavoro di dottorato è stato quello di rivisitare il modello idrotermale del Bacino Termale Euganeo (BTE) aggiornandolo alla luce dei più recenti modelli teorici geologico strutturali-idrogeologici (e.g., Lopez & Smith, 1995; Caine et al., 1996; Lopez & Smith, 1996; Curewitz & Karson, 1997; Gudmundsson, 2000; Faulkner et al., 2010; Goldscheider et al., 2010) e delle conoscenze sviluppate negli ultimi 30 anni riguardo alle acque termali e al Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.) (e.g., Antonelli et al., 1993; Dal Piaz et al., 1994; Antonelli et al., 1995; Fabbri, 1997; Strozzi et al., 1999; Gherardi et al., 2000; Fabbri, 2001; Boaretto et al., 2003; Rosignoli, 2003; Fabbri & Trevisani, 2005). Infatti, recentemente Zampieri et al. (2009) hanno proposto che il modello idrotermale concettuale del BTE (Piccoli et al., 1976), fino ad ora ritenuto valido, non sia più coerente né con gli attuali modelli teorici né con le conoscenze geologico strutturali del Veneto (e.g., Antonelli et al., 1990). In questa carta di sintesi del Veneto per la prima volta la “flessura pedemontana” viene associata a un thrust sud-sudest vergente piuttosto che a una faglia normale. In tal modo, la supposta zona di ricarica delle acque meteoriche ad ovest della faglia Schio-Vicenza (Piccole Dolomiti) è isolata idrogeologicamente dal restante circuito idrotermale a causa dell’affioramento del basamento cristallino pre-Permiano nel blocco di tetto del thrust. Questa formazione è caratterizzata da una permeabilità molto bassa e quindi non permette il flusso dei fluidi dalla zona di ricarica fino al BTE ss.

Inoltre, recenti studi idrogeologici di manifestazioni termali nelle Alpi occidentali (Perello et al., 2001; Piana et al., 2006; Baietto et al., 2008), suggeriscono che esiste una dipendenza stretta relazione fra sistemi di faglie attive, in particolare faglie trascorrenti, e sistemi idrotermali. Nelle zone di collegamento tra diversi segmenti di faglia, l’attività favorisce infatti la fratturazione del substrato e lo sviluppo della permeabilità necessaria per

permettere il flusso dei fluidi termali. Anche il BTE ss. è localizzato in prossimità di una struttura regionale, la faglia Schio-Vicenza, che si estende per una lunghezza di circa 100 Km dalla zona sud-orientale dei colli Euganei fino alla zona di Schio ai piedi delle pre-Alpi venete con direzione NO-SE prevalente (e.g., De Pretto, 1931; De Boer, 1963; Semenza 1974; Cavallin et al, 1988; Pellegrini, 1988; Massironi et al., 2006). Nel corso del lavoro di dottorato è stato dimostrato che questa localizzazione non è solamente casuale, ma ha un ruolo centrale nello sviluppo del BTE.

Inizialmente si è proceduto ad una revisione dell'assetto geologico strutturale del Veneto centrale, con particolare interesse appunto sulla faglia Schio-Vicenza. Questa faglia si inserisce nel contesto di faglie trascorrenti e thrust che guidano l'indentazione verso N della parte orientale della placca Adria. Inoltre ha svolto un ruolo molto importante durante l'orogenesi del Sud-Alpino ed in particolare durante le fasi di raccorciamento neogenico. Infatti ha agito, insieme all'alto strutturale indeformato dei Lessini-Berici-Euganei e ad altre faglie con direzione analoga o N-S (Massironi et al., 2006), da zona di trasferimento cinematico fra il fronte orientale del Sud-Alpino e il fronte giudicariense più interno. Inoltre separa la zona di avampaese Sud-Alpino indeformato (blocco dei Lessini-Berici-Euganei) ad occidente dalla zona di avampaese deformato e raccorciato dalla compressione cenozoica ad oriente (pianura veneto-friulana).

In questa parte del lavoro di dottorato sono stati raccolti e analizzati tutti i dati disponibili, pubblicati e non, riguardo alla pianura veneta centrale. In particolare sono stati utilizzati dati sismici, dati gravimetrici e mappe delle isobate di orizzonti stratigrafici resi disponibili da ENI S.p.a.-divisione Exploration and Production. L'analisi dei dati ha permesso di evidenziare che la faglia Schio-Vicenza non è una faglia singola e rettilinea come riportato nella carta geologica del Veneto (Antonelli et al., 1990), ma bensì un sistema di faglie sub-parallele con direzione variabile da NO-SE a NNO-SSE, immergenti ad alto angolo verso ENE o NE. La zona interessata dal sistema di faglie si estende dalla zona di Schio, a Nord, fino al delta del Po, a Sud,

per una lunghezza totale di circa 150 Km coprendo una larghezza di circa 20 Km. Il sistema, denominato sistema di faglie Schio-Vicenza (SVFS) è composto da tre segmenti principali: la faglia Schio-Vicenza a nord-ovest con direzione NO-SE (direzione media: 138°), che borda il margine orientale del blocco indeformato dei Berici-Lessini-Euganei, la faglia Travettore-Codevigo a nord-est parallela alla faglia Schio-Vicenza (direzione media: 143.7°), la faglia Conselve-Pomposa a sud, con direzione prevalente NNO-SSE (direzione media: 147°). Queste faglie formano un mosaico di blocchi che si approfondiscono muovendosi in direzione NE e separando l'alto strutturale dei Lessini-Berici-Euganei (ad Ovest) dall'avanfossa veneto-friulana (ad Est). L'interpretazione e conversione in profondità di alcune sezioni sismiche sub-parallele al SVFS ha permesso di chiarire alcuni aspetti della storia evolutiva del sistema. Esso, o almeno alcuni segmenti, si è probabilmente formato durante il ciclo estensionale giurassico (De Boer, 1963). Successivamente è stato riattivato durante il ciclo estensionale paleogenico quando il Veneto centrale faceva parte del peripheral bulge dell'avampaese dinarico (Zampieri, 1995), ed infine è stato coinvolto nel raccorciamento neogenico del sud-Alpino orientale, quando ha agito da zona di trasferimento flessurale tra l'area indeformata ad Ovest e l'avanfossa sud-alpina orientale ad Est. Attualmente, dato il movimento verso N o NNO della placca Adria, il SVFS è interessato da una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra. Una conferma della cinematica che agisce sul sistema di faglie è stata ottenuta da un rilievo strutturale di dettaglio svolto al margine orientale dei monti Lessini, dei colli Berici e sulle colline di Montegalda (blocco di letto della faglia Schio-Vicenza). Sono state effettuate 7 stazioni di misura raccogliendo un database di faglie e fratture che sono state analizzate sia in modo statistico sia tramite un'analisi cinematica. L'analisi statistica ha permesso di ottenere uno schema completo di faglie/fratture di tipo Riedel associate ad una faglia principale diretta NO-SE, del tutto analogo al set di faglie/fratture teorico calcolabile per la faglia Schio-Vicenza ed indicando un asse di raccorciamento cinematico diretto principalmente E-O, compatibile con una cinematica trascorrente/transtensiva sinistra su una faglia con direzione NO-

SE ed in accordo con quanto previsto per la faglia Schio-Vicenza e supposto da numerosi autori (e.g., Semenza 1974; Cavallin et al, 1988; Massironi et al., 2006).

Inoltre, l'analisi dei dati raccolti ha permesso di evidenziare, in prossimità del bordo nord-orientale dei colli Euganei ed in corrispondenza del BTE ss., la presenza di una zona di interazione fra faglie, interpretata genericamente come una *transtensional relay zone*. Dato il movimento verso N o NNO della placca Adria, questa struttura accomoda un'estensione locale e favorisce la fratturazione del substrato, lo sviluppo della permeabilità nell'acquifero termale e la risalita rapida dei fluidi termali dalle zone più profonde fino agli acquiferi termali localizzati nelle formazioni dolomitico-calcaree del Mesozoico. Il substrato della *relay zone* è deformato da un pattern di fratture (direzioni principali: ESE-ONO, NNO-SSE, E- O/NNE-SSO) calcolabile per via teorica (De Paola et al., 2007, 2008) conoscendo la direzione delle faglie e la cinematica regionale. Questo mesh è analogo a quello che si osserva realmente nel BTE ss. (rilevato sul terreno -colle di travertino del Montirone, Abano Terme- o ricostruito nel substrato roccioso del BTE ss mediante le stratigrafie dei pozzi termali; Rosignoli, 2003) dimostrando la cinematica in atto nel BTE ss. In particolare, il parallelismo fra le fratture tensionali (direzione ESE-ONO) che interessano questo pattern e l'anisotropia di trasmissività misurata nel bedrock del BTE ss (Fabbri, 1997), dimostra che questo particolare set costituisce una via preferenziale per il flusso di fluidi termali.

L'attività del sistema di faglie è un aspetto necessario perché permette di sviluppare la fratturazione/permeabilità e mantenerla nel tempo, favorendo quindi il flusso di fluidi. L'attività recente ed attuale del SVFS è stata confermata sia dall'analisi delle sezioni sismiche (in una sezione si nota che uno dei segmenti del SVFS disloca un orizzonte stratigrafico datato 0.5 Ma) sia da uno studio riguardo la sismicità attuale del Veneto centrale.

Alla luce di queste considerazioni è possibile affermare che l'attività del SVFS, benché riconducibile a una microsismicità piuttosto che ad una

macrosismicità, data l'assenza di eventi sismici significativi, induce la fratturazione del substrato e fornisce la condizione necessaria per favorire lo sviluppo del flusso dei fluidi termali euganei da monte verso valle e all'interno della zona di danneggiamento del sistema stesso.

Una conferma molto importante della tettonica in atto all'interno del BTE ss. è stata ottenuta grazie allo studio delle fratture del colle del Montirone. Depositi di travertino analoghi sono studiati in zone tettonicamente attive in tutto il mondo (Turchia, Grecia, California, Italia) e sono considerati degli "indicatori cinematici" per lo studio della tettonica recente (e.g., Hancock et al., 1999; Brogi & Capezzuoli, 2009; Temiz et al., 2009; Brogi et al., 2010). Lo studio eseguito ha inoltre confermato alcuni aspetti riguardo alla circolazione dei fluidi termali euganei. Il Montirone è un colle isolato localizzato nel centro di Abano Terme, raggiunge un'altezza massima di 15.75 m s.l.m. rialzandosi di circa 6-8 m rispetto al livello della pianura circostante (altezza compresa fra 8 e 10 m s.l.m.) e copre un'area di circa 10000 m². Il colle è stato studiato per la prima volta in modo scientificamente moderno nel corso del lavoro di dottorato, mediante uno studio multi-disciplinare che si è avvalso della sedimentologia, della geologia strutturale, della geochimica e della geofisica. Questa parte del progetto di dottorato è stata svolta in collaborazione con degli esperti di ogni settore.

L'analisi sedimentologica sul travertino è proceduta dapprima con uno studio macroscopico delle lito-facies affioranti e successivamente con un'analisi di dettaglio mediante sezioni sottili sulle micro-facies. A tale proposito, e data l'assenza di sezioni verticali importanti sul colle, sono stati effettuati due carotaggi raggiungendo la profondità di 1 metro dal piano campagna. L'ubicazione dei carotaggi è stata scelta in modo da campionare le due lito-facies che risultano prevalenti dall'analisi sul terreno: una scarsamente stratificata, classificata come un lime/mudstone, e una a stratificazione centimetrica, classificata come una laminite cristallina. L'analisi delle sezioni sottili delle carote ha confermato sostanzialmente la continuità verticale delle lito-facies evidenziate sul terreno, dimostrando una buona

continuità temporale degli ambienti deposizionali. Queste facies sono tipiche di depositi caratterizzati da una blanda inclinazione degli strati (su cui scorre un film d'acqua, depositando un sottilissimo livello di calcite cristallina; laminite cristallina con cristalli a piuma) e da un'emergenza puntuale di acque termali alla sommità del deposito (tipo sorgenti termali; lime/mudstone). La morfologia attuale del Montirone è analoga a quella ricostruita mediante lo studio sedimentologico, dimostrando una continuità temporale dei meccanismi che favorivano la risalita dei fluidi termali.

Il travertino carotato è stato oggetto di analisi degli isotopi della serie dell'Uranio, per datare il travertino, e degli isotopi stabili del Carbonio e dell'Ossigeno, per valutare le condizioni ambientali a cui avveniva la deposizione. Due campioni di travertino (Ab. 10, Ab. 22) sono stati analizzati con il metodo dei disequilibri nella serie dell'Uranio, che consente di datare materiali carbonatici nell'intervallo temporale compreso tra poche centinaia e 350 mila anni. Dalle analisi, è stata ottenuta un'età di 30 ± 4 ka per Ab. 10 e 25 ± 5 ka per Ab. 22. Le due età sono praticamente coincidenti e datano il travertino (almeno circa il primo metro) al Pleistocene Superiore, dimostrando una lunga attività del sistema termale. Le analisi sugli isotopi stabili di Carbonio e Ossigeno hanno permesso invece di ottenere informazioni riguardo ai processi e alle condizioni di temperatura a cui avveniva la precipitazione del travertino. Sono stati ottenuti valori di circa -17 ‰ V-PDB per $\delta^{18}\text{O}$ e circa 1‰ V-PDB per $\delta^{13}\text{C}$ in accordo con i valori medi per travertini classificati come termo-meteogenici. Questo indica un'origine meteorica delle acque termali e un tempo di residenza lungo delle acque stesse. Inoltre, grazie al rapporto di frazionamento fra la calcite e l'acqua (O'Neil et al. , 1969), è possibile calcolare la temperatura di deposizione del travertino sapendo il rapporto isotopico $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua termale (in questo caso è stato ricavato da analisi isotopiche precedentemente effettuate per le acque del BTE; $\delta^{18}\text{O}$ medio = -10.582 ‰ V-SMOW). Le paleo-temperature sono state corrette di 8-9°C in accordo con quanto affermato da Kele et al. (2011). Si ottiene quindi una paleo-temperatura di deposizione del travertino compresa fra 58.9°C e 62.9°C. L'analogia fra le paleo-temperature e le

misure di temperatura storiche delle sorgenti termali del Montirone (57.5°C-73.75°C; Mandruzzato, 1789) dimostra la continuità delle condizioni paleo-ambientali di deposizione, in analogia con quanto evidenziato dall'analisi sedimentologica. Inoltre, le analisi svolte danno delle informazioni molto importanti riguardo al circuito idrotermale del BTE. Il travertino è contraddistinto da contenuti di Uranio estremamente bassi (tra 3 e 12 ppb) ed elevati rapporti d'attività $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (> 2). L'insieme di questi due caratteri indica che la soluzione madre da cui si è depositato il carbonato indicano è un tempo d'interazione acqua-roccia elevato tipico dei sistemi idrotermali caratterizzati da lunghi tempi di percorrenza dei fluidi in profondità.

Lo studio sul colle è proseguito con uno studio geologico-strutturale di dettaglio effettuato mediante misurazioni della giacitura del travertino e della direzione e larghezza delle fratture che deformano il colle. In primo luogo, lo studio ha permesso di analizzare e giustificare la morfologia del colle, il quale risulta essere localizzato in una zona di alto morfologico del substrato (profondità del substrato in prossimità del Montirone è di 141 m contro i 200 m che solitamente si osservano in Abano) ed in prossimità di una faglia normale. In questo contesto, le acque risalgono velocemente lungo la faglia e successivamente attraverso la copertura quaternaria formando probabilmente una zona di risalita dei fluidi estesa. In superficie questa risalita si manifesta formando più emergenze puntali di fluidi termali, come accadeva in passato sul colle. Questo giustifica la morfologia attuale del Montirone che in pianta risulta essere subcircolare mentre in sezione presenta una forma "a duomo". Per questo motivo è stato classificato come un *regular shaped travertine mound* (Pentecost, 2005). Inoltre le fratture sono state rilevate in dettaglio sia utilizzando tecniche di telerilevamento sia mediante misurazioni in campagna. Le fratture, subverticali o ad alto angolo, presentano una direzione variabile da NNE-SSO a NNO-SSE e apertura variabile da pochi centimetri nella zona di tip fino a circa 50 cm nella zona più elevata del rilievo. Sono stati riconosciuti tre set di fratture caratterizzate da una direzione media di N15°E, N115°E, N135°-145°E. La frattura con direzione ENE-OSO (set N115°E) risulta essere quella maggiore sia in

termini di lunghezza (circa 35 m) che di apertura (massima rilevata 75 cm) ed è stata interpretata come una frattura tensionale. La direzione della frattura è in accordo con la direzione di anisotropia di trasmissività individuata con metodi geostatistici nell'acquifero termale del BTE ss. (Fabbri, 1997). Ciò indica che questa direzione è una direzione preferenziale per il flusso dei fluidi termali anche nel sottosuolo del BTE ss., dimostrando che la frattura con direzione ESE-ONO rilevata in superficie è l'espressione morfologica delle fratture aperte nell' acquifero termale stesso.

Il sistema di fratture del colle Montirone è stato interpretato come un network di fratture che si forma all'interno di una zona di stepover fra due faglie con trend NO-SE o NNO-SSE (parallele alla faglia Schio-Vicenza o alle faglie che sono state evidenziate dalla ricostruzione stratigrafica del substrato del BTE ss.) e interessate da una cinematica di tipo strike-slip sinistro o transtensivo (De Paola et al., 2007, 2008). Il mesh di fratture del colle è del tutto analogo a quello che interessa il substrato del BTE ss. e sono un ottimo vincolo per dimostrare il regime tettonico locale estensionale in atto nel BTE ss.

Infine lo studio è stato completato con analisi di tipo geofisico che hanno permesso di caratterizzare il Montirone anche nelle parti più profonde del colle. Le tecniche geofisiche utilizzate e che hanno portato a un miglior risultato sono EM a induzione e ERT (*Electrical Resistivity Tomography*). L'indagine EM ha consentito di investigare il sottosuolo fino a una profondità di 1.5 m evidenziando una zona a bassa resistività (tra 9 e 100 $\Omega \cdot m$) nella parte centrale del colle mentre le parti più esterne presentano valori di resistività decisamente più elevati (tra 250 e 500 $\Omega \cdot m$). Il metodo EM, seppur evidenziando valori diversi di resistività da un punto di vista numerico, ha confermato l'estensione laterale e verticale delle anomalie riconosciute. L'anomalia a bassa resistività nella parte centrale del colle può essere imputata ad una zona a maggiore fratturazione che favorisce la risalita delle acque termali fino a profondità prossime alla superficie. Le porzioni esterne a resistività maggiore coincidono con le zone in cui il travertino è affiorante o

sub-affiorante e si estendono in profondità per circa 10-15 m dal piano campagna. Il passaggio in superficie fra la zona ad anomalia bassa ed anomalia elevata è molto netto e avvalorata la presenza di una zona a maggiore fratturazione. Inoltre, al di sotto delle zone a maggiore resistività, si osserva la presenza di una zona a bassa resistività (riscontrata attraverso il metodo EM) la quale mostra una morfologia a duomo analoga a quella evidenziata in superficie. Questo dimostra che la morfologia del colle è invariata anche in profondità, confermando una "continuità temporale" nella morfologia del colle come evidenziato dalle analisi sedimentologiche.

Tutte le analisi effettuate sul colle del Montirone confermano una lunga attività del BTE nonché un'analogia fra lo "stile" attuale e passato di risalita dei fluidi termali.

Le nuove conoscenze riguardo il BTE evidenziate durante la tesi di dottorato (architettura del SVFS, regime tettonico in atto nel BTE ss., analisi geochimiche sugli isotopi della serie dell'Uranio e sugli isotopi stabili di Carbonio e Ossigeno) e le informazioni ottenute dagli studi svolti negli ultimi 30 anni riguardo al BTE ss. e le acque termali euganee (e.g., Antonelli et al., 1993; Dal Piaz et al., 1994; Antonelli et al., 1995; Fabbri, 1997; Strozzi et al., 1999; Gherardi et al., 2000; Fabbri, 2001; Boaretto et al., 2003; Rosignoli, 2003; Fabbri & Trevisani, 2005) sono state utilizzate per costruire un nuovo modello idrotermale concettuale del Bacino Termale Euganeo (BTE). Le peculiarità del BTE evidenziate da studi precedenti sono: origine meteorica delle acque termali con una quota di infiltrazione intorno a 1500 m s.l.m. (analisi isotopiche sull'Ossigeno; Gherardi et al., 2000); tempo di residenza delle acque maggiore di 60 anni e dell'ordine di grandezza di qualche migliaio di anni (Boaretto et al., 2003); il gradiente geotermico è l'unica origine del calore delle acque termali; l'acquifero termale principale nel BTE ss. è costituito dalle formazioni carbonatiche giurassico -cretacee della Scaglia Rossa, Biancone, Rosso Ammonitico e Calcari Grigi e dalle formazioni dolomitiche del Trias Superiore della Dolomia Principale; la presenza di corpi magmatici nel sottosuolo del BTE ss. aumenta la

fratturazione dell'acquifero termale creando delle zone preferenziali di risalita dei fluidi termali.

Il modello concettuale proposto per il BTE localizza il circuito idrotermale a oriente della faglia Schio-Vicenza (nel modello precedente era ad occidente) ed enfatizza il ruolo che il SVFS ha sullo sviluppo del BTE (in accordo con i modelli teorici geologico strutturali-idrogeologici). La zona di ricarica del sistema è localizzata circa 80 Km a Nord del BTE ss. ed in particolare nella zona dell'altopiano dei Sette-Comuni e di Tonezza e dei rilievi limitrofi all'altopiano (quota massima = 2341 m s.l.m.; quota media = 1317 m s.l.m.). La quota media è conforme con la quota di infiltrazione evidenziata dalle analisi isotopiche sull'Ossigeno (Gherardi et al., 2000) ed inoltre, analizzando il bilancio idrologico dell'area (Aurighi et al., 2004), si è notata la presenza di una percentuale delle precipitazioni efficaci non bilanciata dalle sorgenti alla base del rilievo. Tale precipitazione è di 260 mm/anno e corrisponde ad una portata potenziale non bilanciata di 228.8 Mm³/anno. Se si confronta questa portata con la portata di estrazione dei fluidi termali nel BTE ss. (16-17 Mm³/anno), si osserva che la portata potenziale in ingresso è decisamente maggiore e quindi si può supporre che, almeno una parte, vada ad alimentare il BTE. Inoltre l'altopiano è stato scelto come zona di ricarica del sistema poichè in quest'area affiorano le formazioni dolomitico-carbonatiche mesozoiche che costituiscono l'acquifero termale. Le acque precipitano e si infiltrano grazie all'elevata fratturazione delle rocce affioranti e fluiscono verso Sud all'interno delle formazioni carbonatiche mesozoiche e delle formazioni dolomitiche del Trias Superiore. La permeabilità dell'acquifero termale è garantita dall'attività del SVFS che favorisce la fratturazione delle rocce serbatoio (probabilmente formando un mesh di faglie/fratture analogo a quello rilevato in superficie nel blocco di letto della faglia Schio-Vicenza) e il flusso delle acque nella zona di danneggiamento del sistema di faglie. Durante il percorso dalla zona di ricarica fino alla zona di captazione, le acque si riscaldano grazie al gradiente geotermico normale raggiungendo profondità comprese fra 2000 e 3000 m. In corrispondenza del Bacino Termale Euganeo in senso stretto (BTE ss.) i

fluidi termali intercettano la zona di interazione fra le faglie del SVFS (*transtensional relay zone*). Questa struttura, dato il movimento verso N/NNO della placca Adria rispetto alla direzione NO-SE/NNO-SSE della faglia Schio-Vicenza, accomoda un regime tettonico distensivo locale il quale favorisce la fratturazione dell'acquifero termale e la rapida risalita dei fluidi termali verso la superficie. Inoltre la presenza di corpi magmatici, intrusi nella successione sedimentaria del sottosuolo del BTE ss., favorisce ulteriormente lo sviluppo della permeabilità e offre altre vie preferenziali per la risalita dei fluidi. Il parallelismo fra la direzione delle fratture studiate sul colle del Montirone, le fratture ricostruite nel sottosuolo del BTE ss. utilizzando le stratigrafie dei pozzi terebrati (Rosignoli, 2003), le fratture ottenute da uno studio teorico e l'anisotropia di trasmissività calcolata utilizzando metodologie geostatistiche (Fabbri, 1997) permette di affermare che la direzione ESE-ONO è una direzione di maggiore apertura delle fratture nel sottosuolo del BTE ss., costituendo una via preferenziale per il flusso dei fluidi termali. Le acque risalgono rapidamente da zone profonde (come evidenziato dalla sostanziale analogia fra le temperature del serbatoio termale calcolate utilizzando dei geotermometri e quelle misurate nei pozzi termali del BTE ss.; Gherardi et al., 2000) e successivamente si espandono lateralmente all'interno di più orizzonti permeabili per fratturazione localizzati nelle formazioni della Dolomia Principale (Triassico Superiore), dei Calcari Grigi (Giurassico Medio - Inferiore) e del Biancone (Cretaceo Superiore - Giurassico Superiore). Successivamente le acque possono risalire ulteriormente verso la superficie, andando a formare degli acquiferi termali anche all'interno di livelli sabbiosi della copertura quaternaria. Tutti questi acquiferi sono idraulicamente intercomunicanti come dimostra l'andamento del livello potenziometrico che è uguale per tutti gli acquiferi e chiaramente influenzato dall'estrazione di fluidi termali.

Il modello proposto perciò è un modello a scala regionale che si estende per circa 80 Km, interessando una fascia di circa 15 Km di larghezza. Le acque termali hanno un tempo di residenza lungo come evidenziato dalla caratterizzazione clorurato-sodica delle acque termali, dalle

analisi isotopiche sulla serie dell'U eseguite sul travertino del Montirone e probabilmente di alcune migliaia di anni (Boaretto et al., 2003). Inoltre la datazioni sul travertino indicano che il BTE era attivo già 30 mila anni fa (Pleistocene Sup.).

Il modello concettuale è stato successivamente oggetto di una modellazione di tipo numerico con lo scopo di verificare e simulare numericamente il modello concettuale proposto per il BTE. Questo è in assoluto il primo tentativo di modellare numericamente il flusso del BTE e quindi è stata effettuata principalmente un'analisi di sensitività che ha permesso di ottenere una stima dell'influenza che i parametri (principalmente permeabilità e conducibilità termica) delle rocce coinvolte nel sistema idrotermale e le differenti condizioni iniziali e al contorno hanno sulla distribuzione della temperatura e del flusso lungo tutto il BTE ed in particolare nel sottosuolo del BTE ss.

Per la questa parte del lavoro di dottorato, è stato utilizzato il software open source HYDROTHERM sviluppato dal USGS (Kipp et al., 2008) che simula il flusso di acque sotterranee in sistemi multi-fase bi e tridimensionali e il trasporto di energia termica associato. E' stato scelto questo software poiché è un software meno sofisticato rispetto ad altri e permette di eseguire modelli su scale temporali anche lunghe, mantenendo contenuto il tempo computazionale necessario a completare il modello. Inoltre il modello è interessato da numerose semplificazioni poichè, su un modello a scala regionale, non è possibile simulare accuratamente tutti i concetti evidenziati dal modello concettuale e quindi l'utilizzo di un software meno sofisticato è stato ritenuto più opportuno. Inizialmente è stata digitalizzata la sezione tipo del BTE. Successivamente è stata effettuata una ricerca bibliografica (Gong Gangyan, 2005; Scharli & Rybach, 2001; Domenico & Schwartz, 1998; Faccenda et al., 2007; Pasquale & Verdoya, 1990; Vosteen & Schellschmidt, 2003; Vosteen et al., 2003) per ottenere una gamma di valori dei parametri (porosità, permeabilità, conducibilità termica, calore specifico, densità, compressibilità) richiesti dal software per le

formazioni coinvolte nel modello. Infine sono state scelte in modo accurato le condizioni al contorno da imporre al modello: una ricarica / precipitazione nella zona sommitale del modello nella zona di ricarica, un flusso di calore basale dedotto da letteratura (Pasquale & Verdoya, 1990; Della Vedova et al., 2001), pressione e temperatura costanti ai margini del modello e nella parte superiore (tranne nella zona del BTE ss.), seepage face nella zona del BTE ss. (questa condizione al contorno permette un flusso in uscita di fluidi mantenendo immutata la temperatura). Inoltre, per simulare il flusso imputabile al pompaggio di fluidi nel BTE ss., sono stati inseriti due punti di estrazione con una portata totale annua di 17 Mm³ analoga a quella estratta attualmente. Il tempo simulato è stato diviso in due periodi: un primo periodo di lunghezza variabile in cui agiscono solamente le condizioni al contorno e un secondo periodo temporale in cui entrano in funzione anche i punti di estrazione di fluidi.

Inizialmente è stata effettuata una simulazione con i valori medi dei parametri delle formazioni coinvolte e utilizzando una permeabilità isotropa. Questa configurazione semplifica notevolmente il risultato e permette di mantenere contenuti gli step temporali necessari a completare la simulazione, inizialmente impostata su un intervallo temporale di 5100 anni. La temperatura calcolata all'interno dell'acquifero termale del BTE ss. è risultata compresa fra 47°C e 63°C e quindi circa 20-30°C inferiore rispetto a quella misurata nei pozzi termali di Abano e Montegrotto. Per questo motivo si è proceduto ad un ulteriore raffinamento del modello. In particolare, grazie ad un'analisi sui parametri (permeabilità e conducibilità termica) delle formazioni presenti nel BTE, è stato possibile ottenere la configurazione di valori di permeabilità e conducibilità termica che meglio riproduce la distribuzione della temperatura e del flusso attualmente presente nel sottosuolo del BTE ss. La scelta migliore risulta essere quella formata da valori di permeabilità medi per tutte le formazioni e valori di conducibilità termica bassi per le formazioni costituenti l'acquifero termale ed elevati per le formazioni sottostanti. Questa ipotesi è stata testata in una nuova simulazione, ottenendo valori di temperatura (compresi fra 50 e 60°C) nel

BTE ss. ancora non del tutto comparabili con quelli dei pozzi termali (70-80°C) ma evidenziando un flusso maggiore rispetto al modello iniziale (passando da circa $4 \cdot 10^{-8}$ g/(s*cm²) a circa $1.5 \cdot 10^{-6}$ g/(s*cm²)). Questo dimostra che l'utilizzo mirato di valori di permeabilità e conducibilità termica avvicina la simulazione alla situazione reale. Inoltre si è osservato che l'utilizzo di una permeabilità (calcolata dalle misure di trasmissività dell'acquifero termale del BTE ss.; Fabbri, 1997) leggermente minore rispetto a quella media favorisce una risalita più omogenea delle isoterme nel sottosuolo del BTE ss. mantenendo in ogni caso invariato il flusso che instaura nell'acquifero termale.

Il modello è stato raffinato ulteriormente testando differenti anisotropie di permeabilità ed ottenendo così un risultato che più rispecchia le condizioni di temperatura misurata nel BTE ss. Il risultato migliore è stato ottenuto impostando un'anisotropia di permeabilità alle formazioni interessate $K_z/K_x = 0.1$ (permeabilità verticale ridotta di un ordine di grandezza rispetto a quella orizzontale). L'utilizzo di una configurazione di permeabilità anisotropa non è in contrasto con la fratturazione che favorisce il flusso di fluidi termali. Infatti non si conosce l'anisotropia di permeabilità della roccia integra e quindi, nonostante la presenza della fratturazione e considerando il mezzo poroso-equivalente, la fratturazione potrebbe aumentare la permeabilità verticale ma non abbastanza da renderla comparabile a quella orizzontale. L'utilizzo di una permeabilità minore influisce principalmente sul tempo simulato che è stato incrementato a 55100 anni, intervallo di tempo comparabile con i risultati isotopici sull'Uranio nei travertini del Montirone ($t_1 = 55000$ anni + $t_2 = 100$ anni). Nella zona del BTE ss. si osserva lo sviluppo di un "plume" a temperatura elevata (85-87°C nella parte centrale del plume in prossimità della superficie a $t = 55000$ anni e maggiore di 20°C rispetto al modello con permeabilità isotropa) che si attesta in maniera stabile nella zona mediana della *relay zone*. La temperatura ottenuta è perciò prossima a 70-80°C come rilevato nei pozzi termali di Abano e Montegrotto. L'utilizzo di un'anisotropia di permeabilità non influisce in modo significativo sul flusso di massa medio calcolato nell'acquifero termale (circa $3 \cdot 10^{-7}$ g/(s*cm²)) alla fine

del primo periodo temporale simulato) ma influenza principalmente la direzione del flusso nella parte mediana del modello che risulta essere in prevalenza orizzontale. In ogni caso, il flusso verticale che si instaura nel sottosuolo del BTE ss. rimane invariato.

In conclusione, è stato dimostrato che la presenza di faglie attive nel Veneto centrale (SVFS) favorisce lo sviluppo di un sistema termale (il BTE) come suggeriscono i modelli geologico strutturali-idrogeologici. Il modello concettuale proposto è un modello a scala regionale che interessa buona parte del Veneto centrale, implicando un tempo di residenza dei fluidi termali probabilmente di qualche migliaio di anni. La modellazione numerica eseguita, seppur decisamente semplificata in alcuni aspetti fondamentali del modello concettuale, ha permesso di confermare anche da un punto di vista numerico l'attendibilità del modello concettuale proposto, dato che sono stati ottenuti dei valori di temperatura prossimi a quelli realmente misurati nel sottosuolo del BTE ss.

BIBLIOGRAFIA

- ABRAMOV O. & KRING D.A. 2004. Numerical modeling of an impact-induced hydrothermal system at the Sudbury crater. *Journal of Geophysical Research*, **109**
- ACOCELLA V., GUDMUNDSSON A. , FUNICIELLO R. 2000. Interaction and linkage of extension fractures and normal faults: examples from the rift zone of Iceland. *Journal of structural geology*. **22(9)**, 1233-1246.
- ALLMENDINGER R.W., CARDIZO N., FISHER D. 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. *Cambridge University Press*, 304 pp.
- ANTONELLINI M. & AYDIN A. 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **79**, 642-671.
- ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PIAZ G.V. ET ALII. 1990. Carta geologica del Veneto 1:250.000 e relative Note Illustrative, S.E.L.C.A., Firenze.
- ANTONELLI R., CALLEGARI E., FABBRI P., SEDEA R. 1993. Recenti contributi alla conoscenza dell'idrostruttura del bacino termale euganeo (Padova). *Memorie e Note GEAM*, 49-55.
- ANTONELLI R., FABBRI P., ILCETO V., ET ALII 1995. The hydrothermal Euganean field. A subsidence modeling approach. In: *Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence*, 1263–1268.
- AURIGHI M., CISOTTO A., DAL PRÀ A. ET ALII. 2004. Il carsismo nel Veneto - Carta idrogeologica dell'Altopiano dei Sette Comuni. Rapporto interno. Regione Veneto.
- AYDIN A. & NUR A. 1985. The types and role of stepover in strike-slip tectonics. In: *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. SEPM Special Publications*, **37**, 35-44.
- BAIETTO A., CADOPPI P., MARTINOTTI G., PERELLO P., PERROCHET P., VUATEZ F.D. 2008. Assessment of thermal circulation in strike-slip fault systems: the Terme di Valdieri case (Italian western Alps). In: *The internal Structure of Fault Zones: Implications for mechanical and Fluid-Flow properties, Geological Society London Special Publications*, **299**, 317-339.
- BARBIERI G. 1987. Lineamenti tettonici degli altipiani trentini e vicentini tra Folgaria e Asiago (Prealpi Venete). *Memorie Scienze Geologiche*, **39**, 257-264.
- BARBIERI C., BERTOTTI G., DI GIULIO A., FANTONI R., ZOETEMEIJER R. 2004. Flexural response of the Venetian foreland to the South-Alpine tectonics along the TRANSALP profile. *Terra Nova*, **16**, 273-280.
- BARTOLI O., MELI S., BERGOMI M., MAGARACI D., SASSI R. LIU D.Y. 2008. U-Pb Shrimp II geochronology of the magmatic enclaves occurring in the Euganean Hills magmatic complex. *1st.SIMP-AIC.Joint.Meeting, Programme and Book of Abstracts*, **S3P2**, 60.
- BARTON C.A., ZOBACK M.D., MOOS D. 1995. Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, **23(8)**, 683-686.

- BISCHOFF J.L. & FITZPATRICK J.A. 1991. U-series dating of impure carbonates: an isochron technique using total-sample dissolution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **55**,543–554.
- BISCHOFF J.L., JULIA R., SHANKS W.C., ROSENAUER R.J. 1994. Karstification without acid; bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. *Geology*, **22**, 995-998.
- BLENKISHOP T.G. 2008. Relationship between faults, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology*, **30**, 622-632.
- BOARETTO, E., CARMI, I., FABBRI, P. ET ALII 2003. Radio-carbon in thermal and fresh groundwater in Veneto Region, Northern Italy. In: *Proceedings of the XVIII International Radiocarbon Conference (Abstract)*, Wellington, NZ.
- BORSI S., FERRARA G., PICCOLI G. 1969. Determinazione col metodo K/Ar dell'età delle eruzioni euganee. *Rendiconti Società italiana mineralogica petrografica*, **25**, 27-34.
- BRESSAN G., KRAVANJA S., FRANCESCHINA G. 2007. Source parameters and stress release of seismic sequence occurred in the Friuli-Venezia Giulia region(Northeastern Italy) and in Western Slovenia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **160**, 192-214.
- BROGI A. & CAPEZZUOLI E. 2009. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S.Giovanni, Rapolano Terme (Italy). *International Journal of Earth Science*, **98**, 931–947.
- BROGI A., CAPEZZUOLI E., AQUÈ R., BRANCA M., VOLTAGGIO M. 2009. Studying travertines for neotectonics in Pleistocene syn-tectonic travertine deposition at Serre di Rapolano. *International Journal of Earth Science*, **99**, 1383-1398.
- BURRATO P., POLI M., VANNOLI P., ZANFERRARI A, BASILI R., GALADINI F. 2008. Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: A updated view based on geological and seismological evidence. *Tectonophysics*, **453**, 157 - 176.
- CAVALLIN A., PELLEGRINI G.B., ZANFERRARI A. 1988. Studio morfoneotettonico della "Linea Schio - Vicenza". In: *ENEL (ed.), Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzazione di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia*, 169-181.
- CAINE J.S., EVANS J.P., FORSTER C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, **24(11)**, 1025-1028.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. 2000. Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. *Journal of Geodynamics*, **30**, 251-274.
- CATULLO T. 1838. Trattato sopra la costituzione geognostico-fisica dei terreni alluviali o postdiluviani delle Province venete. Cartallier (Padova),512 pp.
- CHIEREGHIN D. 2001. Studio geologico ed idrogeologico del campo idrotermale di Abano Terme. tesi di laurea inedita, Università di Padova.
- CHAFETZ H.S. & GUIDRY S.A. 1999. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology*, **126**, 57–74
- CUNNINGHAM W.D. & MANN P. 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. In: *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*, Geological Society London Special Publications, **290**, 1-12.
- CUREWITZ D. & KARSON J.A. 1997. Structural setting of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **79**, 149-168.

- D'AGOSTINO N., CHELONI D., MANTENUTO S., SELVAGGI G., MICHELINI A., ZULIANI D. 2005. Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed by CGPS measurements. *Geophysical Research. Letters*, **32**, 19.
- DAL PIAZ G., 1902. Studio geologico del gruppo di Montegalda. *Rivista di Mineralogia e cristallografia italiana*, **28**, 51-74.
- DAL PIAZ G.V., ANTONELLI R., BELLUCCI L. ET ALII 1994. Relazione finale sulle ricerche sul Bacino Termale Euganeo. Rapporto inedito. Università di Padova - Regione Veneto.
- DA RIO N. 1836. Orittologia Euganea. Cartallier, Padova, 179 pp.
- DE BOER J. 1963. The geology of the Vicentinian Alps (NE Italy) (With special reference to their paleomagnetic history). *Geol. Ultraaject*, **11**, 178 pp.
- DE PAOLA N., HOLDSWORTH R.E., COLLETTINI C., MCCAFFREY K.J.W., BARCHI M.R. 2007. The structural evolution of dilatational stepovers in regional transtensional zones. *In: Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends, Geological Society London Special Publications*, **290**, 433-445.
- DE PAOLA N., HOLDSWORTH R.E., MCCAFFREY K.J.W. 2005. The influence of lithology and preexisting structures on reservoir-scale faulting patterns in transtensional rift zones. *Journal of the Geological Society, London*, **162**, 471-480.
- DE PRETTO O. 1931. Le due Faglie di Schio. Studio di Geologia dei Monti di Schio. *Bollettino Società Geologica Italiana*, **39 (3)**, 255-312.
- DE VECCHI GP. & SEDEA R. 1974. Sui Basalti eocenici dei Colli Euganei. *Memorie dell'Istituto Geol. Miner. Univ. Padova*, **31**, 1-25.
- DE VECCHI GP. & SEDEA R. 1995. The Paleogene Basalts of the Veneto Region (NE Italy). *Memorie Scienze Geologiche*, **47**, 253-274.
- DELLA VEDOVA B. 2005. Temperature distribution within the crust: measurement and significance. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **10**, 5-11.
- DELLA VEDOVA B. 2003. Geothermal heat flow from different structural settings. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, **9**, 7-21.
- DELLA VEDOVA B., BELLANI S., PELLIS G., SQUARCI P. 2001. Deep temperatures and subsurface heat flow distribution. *In: Vai G.B. & Martini I. - Anatomy of an orogen: the Apennines and the adjacent Mediterranean basin*, 65-76.
- DOBLAS M. 1998. Slickenside kinematic indicators, *Tectonophysics*, **295**, 187-197.
- DOGLIONI C. 1992. Relationships between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpine Inversion in the Southern Alps. *Eclogae geol. Helv*, **85**, 105-126.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau*, **76(3)**, 735-754
- DOMENICO P.A. & SCHWARTZ W. 1998. Physical and Chemical Hydrogeology Second Edition. Wiley, 824 pp.
- EVANS J. P., FORSTER C.B., GODDARD J.V. 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of structural geology*, **19**, 1393-1404.

- FABBRI P. 1997. Transmissivity in the Euganean Geothermal Basin: a geostatistical analysis. *Groundwater*, **35(5)**, 881-887.
- FABBRI P. 2001. Probabilistic assessment of temperature in the Euganean geothermal area (Veneto region, NE Italy). *Mathematical Geology*, **33(6)**, 745-760.
- FABBRI P. & TREVISANI S. 2005. Spatial distribution of temperature in the geothermal Euganean field (NE,Italy): a simulated annealing approach. *Geothermics*, **34**, 617-631.
- FACCENDA M., BRESSAN G., BURLINI L. 2007. Seismic properties of the upper crust in the central Friuli area (northeastern Italy) based on petrophysical data. *Tectonophysics*, **445**, 210-226.
- FANTONI R., CATTELANI D., MERLINI S., ROGLEDI S., VENTURINI S. 2002. La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampese Veneto-Friuliano. *Memorie della Soc. Geol. Italiana*, **57**, 301-313.
- FANTONI R & FRANCIOSI R. 2008. Geological sections crossing Po Plain and Adriatic foreland. *Rendiconti online Soc. Geol Italiana*, **3(1)**, 367–368.
- FANTONI R & FRANCIOSI R. 2010. Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland. *Rendiconti Acc. Lincei*, **21**, S197-S209.
- FAULDS J.E. & VARGA R.J. 1998. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. In: *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper*, **323**.
- FAULKNER D.R., JACKSON C.A.L., LUNN R.J., SCHLISCHE R.W., SHIPTON Z.K., WIBBERLEY C.A.Y. & WITHJACK M.O. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, **32**, 1557-1575.
- FAUST C.R. & MERCER J.W. 1979a. Geothermal reservoir simulation 1. Mathematical models for liquid- and vapor-dominated hydrothermal systems. *Water Resources Research*, **15(1)**, 23–30.
- FAUST C.R. & MERCER J.W. 1979b. Geothermal reservoir simulation 2. Numerical solution techniques for liquid- and vapor-dominated hydrothermal systems. *Water Resources Research*, **15(1)**, 31–46.
- FAUST C.R. & MERCER J.W. 1982. Finite-difference model of three-dimensional, single- and two-phase heat transport in a porous medium. Scepter documentation and user's manual. 73 pp.
- FEDI M. & FLORIO G. 2001. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method. *Geophysical Prospecting*, **49**, 40-58.
- FEDI M. 2002. Multiscale derivative analysis: A new tool to enhance detection of gravity source boundaries at various scales. *Geophysical research letters*, **29(2)**, 16.
- FERRI F., VENTURA R., COREN F., ZANOLLA C. 2005. Gravity Map of Italy and Surroundings Seas 1:1250000. APAT Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici. Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia. Istituto nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – Dipartimento di Geofisica della Litosfera. CARS (Cartography and Remote Sensing). ENI S.p.a Divisione Exploration & Production.
- FINETTI I. 1972. Le condizioni geologiche della regione di Venezia alla luce di recenti indagini sismiche. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **14**, 275-290.

- FORSTER C.B. & EVANS J.P. 1991. Hydrogeology of thrust faults and crystalline thrust sheets: Results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*, **18**, 979–982.
- FORSTER C.B., GODDARD J.V., EVANS J.P. 1994. Permeability structure of a thrust fault, in The mechanical involvement of fluids in faulting. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, **94-228**, 216–223.
- GANDIN A. & CAPEZZUOLI E. 2008. Travertine versus calcareous tufa: distinctive petrologic features and stable isotopes signatures. *Il quaternario*, **21(1B)**, 125-136.
- GHERARDI F., PANICHI C., CALIRO S., MAGRO G., PENNISI M. 2000. Water and gas geochemistry of the Euganean and Berician thermal district (Italy). *Applied Geochemistry*, **15**, 455-474.
- GLOWACKA E., GONZALEZ J., FABRIOL H. 1999. Recent vertical deformation in Mexicali Valley and its relationship with tectonics, seismicity, and the exploitation of the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, **156**, 591–614.
- GOLDSCHIEDER N., MADL-SZONYI, EROSS A., SCHILL. E. 2010. Review: thermal water resources in carbonate rock aquifers. *Hydrogeology journal*, **18(6)**, 1303-1318.
- GONG GANGYAN 2005. Physical Properties of Alpine Rocks: A Laboratory Investigation. Tesi di dottorato, Department of Mineralogy, University of Geneva, 166 pp.
- GUDMUNDSSON A. 1999. Fluid overpressure and stress drop in fault zones. *Geophysical Research Letters*, **26**, 115-118.
- GRENERCZY G., SELLA G., STEIN S., KENYERES A. 2005. Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. *Geophysical Research Letters*, **32**, L16311
- GUDMUNDSSON A. 2000. Active fault zones and groundwater flow. *Geophysical Research Letters*, **27(18)**, 2993-2996.
- GUDMUNDSSON A., FJELDSKAAR I., BRENNER L. 2002. Propagation pathways and fluid transport of hydrofractures in jointed and layered rocks in geothermal fields. *Journal of volcanology and geothermal research*, **116**, 257-278
- GUNN J., BOTTRELL S.H., LOWE D.J., WORTHINGTON S.R.H. 2006. Deep groundwater flow and geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, U.K. *Hydrogeology Journal*, **14**, 868-881.
- HANCOCK P.L., CHALMERS R.M.L., ALTUNEL E., ÇAKIR Z. 1999. Travertines: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology*, **21**, 903–916.
- HARRISON K.P. & GRIMM R.E. 2002 Controls on Martian hydrothermal systems— Application to valley network and magnetic anomaly formation. *Journal of Geophysical Research*, **107(E5)**
- HAYBA D.O. & INGEBRITSEN S.E. 1994. The computer model HYDROTHERM, A three-dimensional finite-difference model to simulate ground-water flow and heat transport in the temperature range of 0 to 1,200 °C. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report*, **94-4045**, 85 pp.
- HESTHAMMER J. & FOSSEN H. 1997. Seismic attribute analysis in structural interpretation of the Gullfaks field, northern North Sea. *Petroleum Geoscience*, **3**, 13-26.
- HILL D.P. 1977. A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 1347-1357.

- HURWITZ, SHAUL, INGBRITSEN S.E., SOREY M.L. 2002. Episodic thermal perturbations associated with groundwater flow— An example from Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, **107(B11)**
- HURWITZ S., KIPP K.L., INGBRITSEN S., REID M. 2003. Groundwater flow, heat transport, and water table position within volcanic edifices: Implications for volcanic processes in the Cascade Range. *Journal of geophysical Research*, **108(B12)**
- ILICETO V. 1972. Gravity investigation in the eastern edge of the berici - Euganean Ridge. *Bollettino di geofisica teorica e applicata*, **26**, 160-173.
- IMBER J., TUCKWELL J.W., CHILDS C. ET ALII 2004. Three-dimensional distinct element modelling of relay growth and breaching along normal faults. *Journal of structural geology*. **26(10)**, 1897-1911.
- INGBRITSEN S.E. & ROJSTACZER S.A. 1993. Controls on geyser periodicity. *Science*, **262**, 889–892.
- INGBRITSEN S.E. & ROJSTACZER S.A. 1996. Geyser periodicity and the response of geysers to deformation. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 21891–21905.
- INGBRITSEN S.E. & SANFORD W.E. 1998. Groundwater in geologic processes. Cambridge University Press, 341 pp.
- INGBRITSEN S.E. & SOREY M.L. 1985. A quantitative analysis of the Lassen hydrothermal system, north-central California. *Water Resources Research*, **21**, 853–868.
- KATTENHORN S.A., AYDIN A., POLLARD D.D. 2000. Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of structural geology*, **22**, 1-23.
- KELE S., ÖZKUL M., FÓRIZS I., ET ALII. 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, **238**, 191–212
- KIPP K.L. JR., HSIEH P.A., CHARLTON S.R. 2008. Guide to the revised groundwater flow and heat transport simulator : HYDROTHERM - Version 3. *U.S.G.S. Techniques and Methods*, **6-A25**, 160 pp.
- KLIMCHOUK A.B., FORD D.C., PALMER A.N., DREYBRODT W. 2000. Speleogenesis, evolution of Karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville, AL, 527 pp.
- LEES J. 2002. Three-dimensional anatomy of a geothermal field, Coso, southeast-central California. In: *Glazner A., Walker J. & Bartley J. Geologic Evolution of the Mojave Desert and Southwestern Basin and Range, Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoirs*, **195**, 259–276.
- LONG J.J. & IMBER J. 2011. Geological controls on fault relay zone scaling. *Journal of structural geology*, **33**, 1790-1800.
- LOPEZ D.L. & SMITH L. 1995. Fluid flow in fault zones: analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow. *Water Resource Research*, **31**, 1489-1503.
- LOPEZ D.L. & SMITH L. 1996. Fluid flow in fault zones: influence of Hydraulic anisotropy and heterogeneity on the fluid flow and heat transfer regime. *Water Resource Research*, **32**, 3227-3235.
- MANDRUZZATO S. 1789. Trattato dei Bagni di Abano, 195 pp.

- MAIN I.G., KWON G., NGWENYA B.T., ELPHICK S.C. 2000. Fault sealing during deformation-band growth in porous sandstone. *Geology*, **28(12)**, 1131-1134.
- MARRETT R.A. & ALLMENDINGER R.W. 1990. Kinematic analysis of fault - slip data, *Journal of structural geology*, **12**, 973-986.
- MÁRTON E., ZAMPIERI D., GRANDESSO P., COSOVIC V., MORO A. 2010. New Cretaceous paleomagnetic results from the foreland of the Southern Alps and the refined apparent polar wander path for stable Adria. *Tectonophysics*, **480**, 57-72.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C., JOBSTRAIBIZER P. G. 1986. A Small Polyhistory Foreland Basin Evolving in a Context of Oblique Convergence: The Venetian Basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy). *Special Publication International Association of Sedimentologist*, **8**, 141-168.
- MASSIRONI M., ZAMPIERI D., CAPORALI A. 2006. Miocene to present major fault linkages through the Adriatic indenter and the Austroalpine-Penninic collisional wedge (Alps of NE Italy). In: *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa. Geological Society London Special Publications*, **262**, 245-258.
- MITCHELL T.M. & FAULTKNER D.R. 2008. Experimental measurements of permeability evolution during triaxial compression of initially intact crystalline rocks and implications for fluid flow in fault zone. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, **113 (B11412)**
- MORLEY C.K., NELSON R.A., PATTON T.L., MUNN S.G. 1990. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts, *AAPG Bulletin*, **74(8)**, 1234-1253.
- MOTENAT C., BARRIER P., OTT D'ESTEVOU P., HIBSCH C. 2007. Seismites: an attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, **196**, 5-30.
- O'NEIL J.R., CLAYTON R.N., MAYEDA T.K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, **51**, 5547-5558.
- OWEN G., MORETTI M., ALFARO P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, **235**, 133-140.
- PASQUALE V. & VERDOYA M. 1990. Geothermal regime of the Po basin, Italy. *Volume Speciale Soc. Geologica Italiana*, **1**, 135-143.
- PEACOCK D.C.P. 2002. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, **58(1-2)**, 121-142.
- PEACOCK D.C.P., PARFITT E.A., WILKERSON M.S., FISCHER M.P., APOTRIA T. 2002. Active relay ramps and normal fault propagation on Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of structural geology*, **24**, 729-742.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural geology*, **22(7)**, 843-850.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 1994. Geometry and development of relay ramps in normal fault system. *AAGP Bulletin*, **78(2)**, 147-165.
- PEACOCK D.C.P. & SANDERSON D.J. 1995. Strike-slip relay ramps. *Journal of Structural Geology*, **17(10)**, 1351-1360.
- PENTECOST A. 2005. Travertine. Springer, 430 pp.
- PELLEGRINI G.B. 1988. Aspetti morfologici ed evidenze neotettoniche della Linea Schio-Vicenza. *Supplemento di Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, **1**, 69-82.

- PERELLO P., MARINI M., MARINOTTI G., HUNZIKER J. 2001. The thermal circuit of The argentera Massif (western Alps, Italy). An example of low-enthalpy geothermal resources controlled by neogene alpine tectonics. *Eclogae geol. Helvetiche*, **94**, 74-94.
- PETIT J.P. 1987. CRITERIA FOR THE SENSE OF MOVEMENT ON FAULT SURFACE IN BRITTLE ROCKS. *Journal of Structural Geology*, **9**, 597-608.
- PIANA F., TALLONE S., CAVAGNA S., CONTI A. 2006. Thrusting and faulting in metamorphic and sedimentary units of Ligurian Alps: an example of integrated field work and geochemical analyses. *International Journal of Earth Science*, **95**, 413-430.
- PICCOLI G., BELLATI R., BINOTTI C. ET ALII 1976. Il sistema idrotermale euganeo-berico e la geologia dei Colli Euganei. *Memorie degli Istituti Geol. Miner. Università di Padova*, **30**, 266 pp.
- PICCOLI G., SEDEA R., DI LALLO E. ET ALII 1981. Note illustrative alla carta geologica dei Colli Euganei alla scala 1:25000, seconda edizione. *Memorie Scienze Geologiche*, **34**, 523-566.
- POLA M., FABBRI P., ZAMPIERI D. Hydrothermal model of the Euganean geothermal field (EGF) – NE Italy – XXXVIII IAH CONGRESS Abstract book, **2**, 577-578.
- RATHBUN J.A. & SQUYRES S.W. 2002. Hydrothermal systems associated with Martian impact craters. *Icarus*, **157**, 362–372.
- REINECKER J., HEIDBACH O., TINGAY M., SPERNER B., MÜLLER B. 2005. The 2005 release of the World Stress Map.
- RICCIATO A. 2011. Evolution of the South Alpine Foredeep along the Schio-Vicenza Fault System Through seismic sections analysis. tesi di laurea inedita, Università di Padova.
- RICHARDS D.A. & DORALE J.A. 2003. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems. In: *Uranium-Series Geochemistry*, Bourdon B, Henderson GM, Lundstrom CC, Turner SP (eds). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **52**, 407–460.
- ROSIGNOLI A. 2003. Studio geologico ed idrogeologico dei campi idrotermali di Galzignano ed Abano Terme. tesi di laurea inedita, Università di Padova.
- ROTEVATN A., FOSSEN H., HESTHAMMER J., AAS T.E., HOWELL J.A. 2007. Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. *Geological Society of London*, **270**, 55-71.
- SANFORD W.E. 2005. Hydrothermal response to the Chesapeake Bay bolide impact. *Geofluids*, **5**, 185–201.
- SANDERSON D.J., MARCHINI W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of structural Geology*, **6**, 449-458.
- SCHARLI U. & RYBACH L. 2001. Determination of the specific heat capacity on rock fragments. *Geothermics*, **30**, 93-110.
- SCHOLZ C. H. 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press, 439 pp.
- SCHOLZ C.H., DAWERS N.H., YU J.Z., ANDERS M.H., COWIE P.A. 1993. Fault growth and fault scaling laws: Preliminary results. *Journal of Geophysics Research*, **98(21)**, 951-961.
- SEMENZA E. 1974. La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpine nell'area italo-dinarica. *Memorie della Soc. Geologica Italiana*, **53**, 503-541.

- SERPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G., GALVANI A., 2005. Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks. *Geophysical Journal Int.*, **161**, 861–880.
- SIBSON R. H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault- fracture meshes. *Journal of structural Geology*, **18**, 1031-1042.
- SIBSON R. H. 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of geodynamics*, **29**, 469-499.
- SMITH L., FORSTER C. B., EVANS J. P. 1990. Interaction of fault zones, fluid flow, and heat transfer at the basin scale. *In: Hydrogeology of permeability environments, International Association of Hydrogeologists*, **2**, 41–67.
- SOLIGO M., TUCCIMEI P., BARBERI R. ET ALII 2002. U/Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (Central Italy): geological and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **184**, 147-161.
- STOER J. & BULIRSCH R. 1993. Introduction to numerical analysis, (2d ed.). NewYork, Springer-Verlag, 660 pp.
- STROZZI T., TOSI L., CARBOGNIN L., WEGMÜLLER U., GALGARO A. 1999. Monitoring Land Subsidence in the Euganean Geothermal Basin with Differential SAR Interferometry. *Proceedings of 2nd Int. Workshop on ERS SAR Interferometry, Fringe'99, Liège Belgium*.
- TCHALENKO J.S. 1970. Similarities between shear zone of different magnitude. *Geological Soc. Am. bullettin*, **81**, 41-60.
- TEMİZ U., GÖKTEN E., EINKENBERG J. 2009. U/Th dating of fissure ridge travertines from the Kirsehir region (Central Anatolia Turkey): structural relations and implications for the Neotectonic development of the Anatolian block. *Geodinamica acta*, **22(4)**, 201-213.
- TRONCI S. 2001. Studio geologico ed idrogeologico del campo idrotermale di Montegrotto Terme. tesi di laurea inedita, Università di Padova.
- TIKOFF B. & TEYSSIER C. 1994. Strain modeling of displacement- field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, **16(11)**, 1575-1588.
- VAN LOON A.J. 2009. Soft sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, **15(1)**, 3-55.
- VANDELLI D. 1761. De Thermis Agri Patavini. Conzatti, Padova, 234 pp.
- VOSTEEN H., RATH V., CLAUSER C., LAMMERRER B. 2003. The thermal regime of the eastern Alps from inversion analyses along the TRANSALP profile. *Physics and chemistry of the Earth*, **28**, 393-405.
- VOSTEEN H. & SCHELLSCHMIDT R. 2003. Influence of temperature on the thermal conductivity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and chemistry of the Earth*, **28**, 499-509.
- VITI M., MANTOVANI E., BABBUCCI D., TAMBURELLI C. 2006. Quaternary geodynamics deformation pattern in the southern Appennines. *Bollettino Soc. Geologica Italiana*, **125 (3)**, 273-291.
- WALSH J.J., WATTERSON J., BAILEY W.R., CHILDS C. 1999. Fault relays, bends and branch-lines. *Journal of Structural Geology*, **21**, 1019-1026.
- WORTHINGTON S.R.H. 2001. Depth of conduit flow in unconfined carbonate aquifers. *Geology*, **29(4)**, 335-338.

- ZANTEDESCHI C. 1994. New Rb-Sr Radiometric data from Colli Euganei (North-Eastern Italy). *Memorie Scienze Geologiche*, **46**, 17-22.
- ZAMPIERI D. 1995. Tertiary extension in the southern Trento Platform, Southern Alps, Italy. *Tectonics*, **14(3)**, 645-657.
- ZAMPIERI D., MASSIRONI M., SEDEA R., SPARACINO V. 2003. Strike-slip contractional stepovers in the Southern Alps (northeastern Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **96**, 115-123.
- ZAMPIERI D., FABBRI P., POLA M. 2009. Structural constrains to the Euganean Geothermal Field (NE Italy). *Rendiconti online Società Geologica Italiana*, **5**, 238-240.
- ZATTIN M., CUMAN A., FANTONI R. MARTIN S., SCOTTI P., STEFANI C. 2006. From Middle Jurassic to Neogene cooling: the thermochronological evolution of the Southern Alps . In: "TRANSALP: A transect Through a Young Collisional orogen", *Tectonophysics*, **14**, 191-202.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio innanzitutto e in maniera sentita il prof. Paolo Fabbri e il prof. Dario Zampieri per avermi guidato in questi tre anni di attività di dottorato che mi hanno fatto crescere in primo luogo dal punto di vista umano e in secondo luogo dal punto di vista scientifico. Li ringrazio per le proficue discussioni in ambito idrogeologico e geologico-strutturale e per gli innumerevoli suggerimenti riguardo alla ricerca svolta, nonché per la pazienza concessami.

Inoltre voglio ringraziare ENI S.p.A. che ha messo a disposizione una grande quantità di dati utilizzati per ottenere un'accurata interpretazione del Sistema di Faglie Schio-Vicenza. In particolare ringrazio il dott. Roberto Fantoni e il dott. Sergio Rogledi per l'interpretazione delle linee sismiche utilizzate nel lavoro di dottorato e il dott. Angelo Ricciato per aver contribuito, in modo decisivo, alla nuova interpretazione del SVFS.

Ringrazio la dott. Rita Deina, la prof. Anna Gandin, il dott. Michele Soligo e la prof. Paola Tuccimei per la collaborazione nelle analisi rispettivamente geofisiche, sedimentologiche e geochimiche effettuate sul colle del Montirone e per le proficue discussioni a riguardo.

Ringrazio il dott. Andrea Restivo dell'OGS per il lavoro intrapreso sulla sismicità del Veneto centrale e per i suggerimenti riguardo l'interpretazione dei dati micro-sismici.

Ringrazio la fondazione Ca.Ri.Pa.Ro. (cassa di risparmio di Padova e Rovigo) per aver finanziato la borsa di dottorato che ha permesso di portare a compimento questa ricerca.

Infine, perchè gli ultimi saranno i primi, ringrazio i miei genitori, i miei colleghi tutti (soprattutto Mirta) e i miei amici/coinquilini per avermi supportato sempre in questi tre anni.

APPENDICE

APPENDICE 1

S. Vito di Leguzzano								
Coordinate: 45°40'29" N; 11°21'06" E								
Litologia: Scaglia Rossa (Eocene Inf.-Cretaceo Sup)								
Faglia		Indicatore cinematico			Asse T		Asse P	
Direzione	Angolo di imm.	Trend	Plunge	Senso di mov. (*)	Trend	Plunge	Trend	Plunge
248	79	65	13	NR	21.30	1.38	111.72	17.16
220	76	220	1	TR	175.86	10.55	84.14	9.15
225	85	44	15	NR	358.63	6.99	90.40	14.12
22	88	22	3	TR	337.03	3.54	67.07	0.71
133	40	312	1	TL	345.19	33.34	99.72	32.26
357	88	358	15	NL	43.46	9.07	311.51	12.03
345	83	346	8	NL	30.56	0.70	300.43	10.64
320	36	112	19	TL	149.78	53.25	268.98	20.02
145	63	146	2	NL	7.22	17.40	103.79	20.06
155	30	334	0	TL	0.87	38.21	127.74	37.32
140	53	142	3	NL	0.12	22.72	102.82	27.71
215	72	25	27	NR	343.43	5.86	77.22	32.78
110	45	147	31	NL	350.88	7.72	94.44	59.96

Val Bugano - parete N								
Coordinate: 45°29'48"N; 11°35'13"E								
Litologia: Calcareniti di Castelgomberto (Oligocene Inf.)								
Faglia		Indicatore cinematico			Asse T		Asse P	
Direzione	Angolo di imm.	Trend	Plunge	Senso di mov. (*)	Trend	Plunge	Trend	Plunge
300	55	311	15	NL	166.62	12.84	266.20	36.11
153	89	153	2	NL	198.01	0.71	107.99	2.12
316	88	316	2	NL	1.00	0.00	271.00	2.83
339	69	348	22	NL	28.67	0.66	298.27	31.24
344	75	353	30	NL	36.17	9.81	299.85	32.48
331	69	344	30	NL	24.12	5.75	289.71	37.37
330	69	336	15	NL	197.12	4.03	289.08	25.90
343	80	347	22	NL	31.61	8.17	298.15	22.79
300	85	309	60	NL	5.31	33.37	238.28	42.44
325	65	348	40	NL	24.68	8.96	284.28	48.87
317	60	346	40	NL	18.57	5.81	280.55	53.93
282	55	293	15	NL	148.52	12.86	248.08	36.06
102	75	251	63	NR	209.97	26.62	344.01	54.21
305	62	308	5	NL	168.04	15.68	264.95	23.18

Val Bugano - ex cava								
Coordinate: 45°29'29"N; 11°35'17"E								
Litologia: Calcareniti di Castelgomberto (Oligocene Inf.)								
Faglia		Indicatore cinematico			Asse T		Asse P	
Direzione	Angolo di imm.	Trend	Plunge	Senso di mov. (*)	Trend	Plunge	Trend	Plunge
304	72	320	40	NL	1.64	13.64	258.86	42.36
321	78	329	32	NL	13.54	13.13	275.31	31.54
305	89	35	89	NR	35.00	44.00	215.00	46.00
120	82	196	82	NL	208.23	36.97	32.35	52.96
7	29	58	23	NL	251.48	19.73	28.99	64.06
304	63	122	3	TL	164.89	20.98	261.41	16.50
304	63	34	63	NR	34.00	18.00	214.00	72.00

Monte Lungo - ex cava Coordinate: 45°27'39"N; 11°40'7"E Litologia: Calcareniti di Castelgomberto (Oligocene Inf.)								
Faglia		Indicatore cinematico			Asse T		Asse P	
Direzione	Angolo di imm.	Trend	Plunge	Senso di mov. (*)	Trend	Plunge	Trend	Plunge
180	67	182	5	NL	43.78	12.68	138.34	19.45
176	85	176	5	NL	41.22	0.01	131.22	7.07
285	82	101	25	TL	150.83	23.41	55.75	11.56
224	72	230	18	TR	182.00	25.90	272.00	0.00
254	80	69	26	TL	119.35	25.66	24.10	10.78
227	72	45	6	NR	182.24	8.31	89.67	17.01
264	72	78	18	TL	126.00	25.90	36.00	0.00
125	80	132	33	NL	177.56	15.16	78.32	30.63
288	79	102	30	TL	153.98	29.14	56.78	12.67
258	86	258	5	TR	212.96	6.35	303.04	0.71
280	87	98	32	TL	148.83	24.34	49.50	19.72
265	89	265	15	TR	219.01	11.24	310.99	9.85

Monte Roccolo - parete E Coordinate: 45°27'3"N; 11°40'27"E Litologia: Calcareniti di Castelgomberto (Oligocene Inf.)								
Faglia		Indicatore cinematico			Asse T		Asse P	
Direzione	Angolo di imm.	Trend	Plunge	Senso di mov. (*)	Trend	Plunge	Trend	Plunge
343	85	343	5	NL	208.22	0.01	298.22	7.07
284	84	284	3	NL	149.04	2.13	239.28	6.36
107	75	109	8	NL	332.34	5.05	63.80	16.15
108	89	108	12	NL	153.73	7.74	62.48	9.17
341	88	342	22	NL	28.52	13.90	294.23	16.83

Monte Roccolo - parete O Coordinate: 45°27'06"N; 11°40'06"E Litologia: Calcareniti di Castelgomberto (Oligocene Inf.)	
Immersione	Angolo di immersione
328	65
33	70
51	85
44	85
24	82
52	79
52	80
64	80
42	80
35	68
47	75
70	85
39	90
70	70
79	90
70	87
172	86
49	87
59	81
74	76
59	81
188	85

Monte Castello - galleria Coordinate: 45°26'50"N; 11°40'38"E Litologia: Calcareniti di Castelgomberto (Oligocene Inf.)	
Immersione	Angolo di immersione
56	79
15	73
27	54
35	59
54	85
22	75
45	76
61	76
341	87
34	81
144	73
65	80
52	85
25	82
42	71
80	75
39	72
161	82
148	81
97	82
338	79
356	80
357	80
354	80
274	89
254	77
62	84

(*)SENSO DI MOVIMENTO

NL : transtensiva sinistra

NR : transtensiva destra

TL : transpressiva sinistra

TR : transpressiva destra

APPENDICE 2

FORMAZIONI	POROSITA' (%)		
	Faccenda (2007)	Domenico & Schwartz (1998)	Vosten (2003)
Coperture quaternarie		34-61 (limo) 26-53 (sabbia)	5.7 (P1) 3.6 (P2)
Formazioni marnose oligoceniche-mioceniche	3.2 (arenarie Cenozoiche)	5-30 (arenaria) 0-40 (calcare)	5.7 (L1)
Rocce magmatiche paleogeniche		3-35 (basalto)	
Formazioni carbonatiche paleoceniche-eoceniche	3.2 (arenarie Cenozoiche)	0-40 (calcare)	
Formazioni carbonatiche mesozoiche	1.4 (Calcarei Grigi)	0-40 (calcare)	
Formazione dolomitiche triassico Sup. (Dolomia Principate)	5.1 (formazione Dolomia P.)	0-40 (dolomia)	1.4 (L3) 1.9 (L21)
Formazioni terrigene e magmatiche medio triassiche		0-10 (rocce cristalline non fratturate) 5-30 (arenaria)	
Formazioni terrigene e magmatiche medio triassiche	0.7 (formazione di Werfen)	0.5-5 (evaporite)	
Basamento cristallino pre-Permiano	1	0-10 (rocce cristalline non fratturate)	4.6

PERMABILITA' (darcy)		CONDUCIBILITA' TERMICA(W/m*K)			
Domenico & Schwartz (1998)		media	Pasquale (1990)	Vosten (2003)	Gong (2005)
1.04E-04 2.08E+00 (limo)	9.36E-02 5.20E+01 (sabbia)	4.69E-02 2.70E+01 1.35E+01	1.32+0.22 (limo) 1.4+0.2 (limo sabbioso)	1.4+0.1	-
3.12E-05 6.24E-01 (arenaria)	1.04E-04 6.24E-01 (calcare)	6.76E-05 6.24E-01 3.12E-01	2.76+0.23 1.83+0.32 1.85+0.75	1.9+0.1 (PZ2) 3.1+0.3 (L1)	3.25+0.19 3.74+0.16
4.16E-02 2.08E+03 (basalto)		3.12E+00			
1.04E-04 6.24E-01 (calcare)		3.12E-01	2.37+0.5	-	2.59+0.05 (calcareniti) 2.51+0.05 (calcare marmoso) 3.1+0.15 (calcare micritico)
1.04E-04 6.24E-01 (calcare)		3.12E-01	2.51+0.33 2.4+0.33	2.7+0.1 (PZ5)	3.1+0.15 (calcare micritico) 3.69+0.9 (calcare)
1.04E-04 6.24E-01 (dolomia)		3.12E-01	3.46+0.36	5.6+0.4(L3) 5+0.3 (L21)	5.26+0.27
3.12E-05 6.24E-01 (arenaria)	3.12E-09 2.08E-05 (rocce cristalline non fratturate)	1.56E-05 3.12E-01 1.56E-01	2.62+0.47 (marre arenacee) 2.31+0.37 (rocce magmatiche)	-	3.25+0.15 (frolite)
4.16E-08 2.08E-03 (evaporite)	1.04E-06 1.46E-03 (argillite)	5.41E-07 1.77E-03 8.84E-04	4.40+0.32 (evaporite) 2.59+0.33 (marre arenacee) 3.5		1.42+0.04 (evaporite) 3.69+0.9 (calcare)
3.12E-09 2.08E-05 (rocce cristalline non fratturate)			- 2+0.5	3.25+0.1 (PZ14)	

CALORE SPECIFICO (J/Kg*K)		DENSITA' (Kg/m ³)		COMPRESSIBILITA' (Pa ⁻¹)	
Scharli(2001)	E. Tool box	Gong (2005)	Vosten (2003)	Faccenda (2007)	
783+38	920 (arenaria)	2200-2740 (arenaria)	2620 (L2)	2.00E-08	
783+38 (arenaria)	920 (arenaria)	2200-2740 (arenaria)	2590 (L1)	1.41E-08 (arenaria)	
920 (arenaria)	810-890 (calcare)	2360-2810 (calcare)		5.00E-10	
	840 (basalto)	780-850 (basalto)			
	840 (calcare)	810-890 (calcare)		1.41E-08 (arenaria)	
	840 (calcare)	810-890 (calcare)		1.50E-08 (Calcani grigi)	
	920 (dolomia)	2820-2840 (dolomia)	2810 (L3) 2790 (L21)	1.10E-08 (formazione Dolomia P.)	
		810 (riolite)		5.00E-08	
		730-1040 (arenaria)		1.32E-08 (formazione di Werfen)	
		815-925 (fillade)		1.64E-08	

APPENDICE 3

